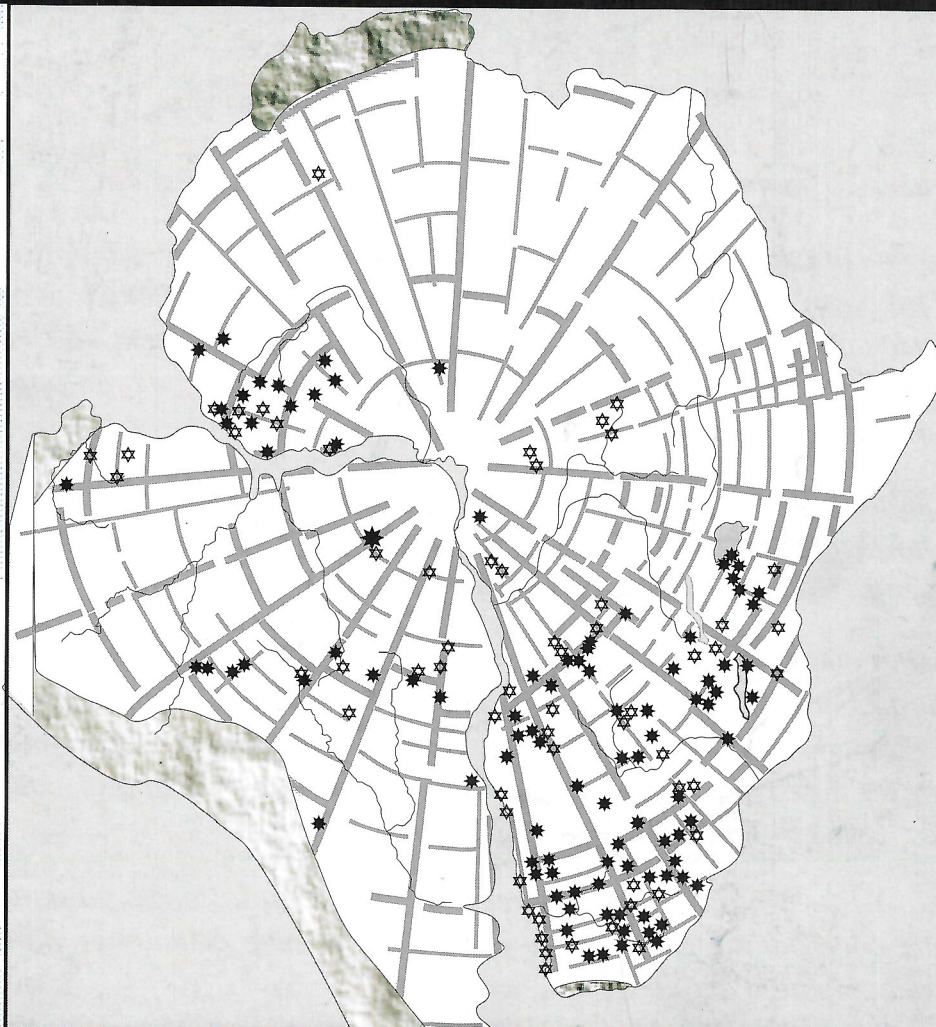




Отечественная геология



6/2004

АЛМАЗОНОСНОСТЬ АНГОЛЫ

ПЛАТИНОНОСНЫЕ РОССЫПИ КОРЯКИИ

ФОСФОРИТОНОСНОСТЬ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ СИБИРИ

ВСЕГИНГЕО — 65 лет

Уважаемые коллеги!

Примите искренние поздравления с 65-летним юбилеем!

Всероссийский научно-исследовательский институт гидрогеологии и инженерной геологии — один из немногих российских экспертных учреждений по поиску и освоению ресурсов подземных вод, организации и проведению комплексных исследований при освоении промышленных районов страны.

Специалисты института сделали немало для воспроизводства минерально-сырьевой базы России, развития гидрогеологии и инженерной геологии, геокриологии и геоэкологии.

Самой высокой оценки заслуживает работа сотрудников института по ликвидации последствий Чернобыльской катастрофы, Спитакского землетрясения в Армении, аварии комплекса «Атоммаш» в Волгодонске, предупреждению опасных геологических процессов в Дагестане, Чечне и других регионах России.

От имени Министерства примите наилучшие пожелания — творческих свершений и дальнейших успехов в деле развития экономики и благосостояния страны!

*Заместитель Министра
В.Г.Степанков*

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

6/2004

Учредители:
Министерство природных
ресурсов РФ
Российское геологическое общество
Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. Кривцов

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

Редсовет: *А.Н.Барышев, Э.К.Буренков, В.С.Быкадоров, Г.С.Вартанян (председатель редсовета), В.И.Ваганов, Н.Н.Ведерников, А.И.Жамойда, А.Н.Золотов, М.М.Константинов, Т.Н.Корень, Л.И.Красный, Н.К.Курбанов, Н.В.Межеловский, И.Ф.Мигачев, В.М.Питерский, Е.И.Семенов, В.С.Сурков, В.А.Ярмолюк*

МОСКВА

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Лихачев А.П.

О возможности платино-медно-никелевого рудообразования в импактных структурах 3

Сорокин В.Н., Овсянников М.П., Ломакина Г.В., Варгунина Н.П.

Критерии прогнозирования золото-сульфидных месторождений Талдыбулакской вулcano-тектонической структуры северного Тянь-Шаня 12

Шашорин Б.Н., Толкачев А.Е., Афанасьева Р.Н.

Покровно-складчатые деформации и золотоносность Ходоканского рудного поля 17

Коньшев В.О.

Опыт оценки погрешностей опробования и совершенствование методологии разведки месторождения с бонанцевым распределением золота 22

Коляда А.А.

Россыпи платины Корякии 35

Боярко Г.Ю.

Бирикээнская группа фосфатных месторождений (Южная Якутия) 41

Красильникова И.Г., Пауль Р.К.

Проблемы и перспективы использования фосфоритов кор выветривания Сибири 46

СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

Смирнов В.Н., Феритатер Г.Б.

Тектоническое районирование территории восточного склона Среднего Урала 53

Масляев Г.А.

Основные плотностные неоднородности тектоносферы Русской платформы в фанерозое 62

Уфимцев Г.Ф.

Тектонический рельеф Прихубсугуля (Северная Монголия) 68

Бойиенко А.Ф.

Монгольские названия фауны и флоры в региональной биостратиграфической шкале Центральной Азии 72

Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д.

О структурном контроле кимберлитового магматизма в провинции Луанда-Норте (Ангола) 78

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

Лапин А.В., Лисицин Д.В.

О минералогическом типоморфизме щелочных ультраосновных магматитов Чадобецкого поднятия 83

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Виленикина Ю.В.

Принципы идентификации геохимических аномалий по данным изотопно-геохимических исследований 93

75-летие Виктора Фомича Череповского 102

Список статей, опубликованных в журнале «Отечественная геология» в 2004 г. 103

Редакция: *Р.В.Добровольская, Н.С.Рябова*
Верстка и оригинал-макет *Н.П.Кудрявцева*

Подписано в печать 29.11.2004. Формат 60×88/8. Бумага мелованная.
Печать офсетная. Тираж 1000 экз.

Адрес редакции: 117545 Москва, Варшавское шоссе, 129«б».
Телефон: 315-28-47. Факс: 313-18-18. E-mail: tsnigri@tsnigri.ru

Отпечатано ООО «Русская полиграфическая группа»

О возможности платино-медно-никелевого рудообразования в импактных структурах

А.П.ЛИХАЧЕВ (ЦНИГРИ)

Под импактными понимаются структуры, возникшие в результате падения космических тел на земную поверхность. В настоящее время на Земле обнаружено значительное количество образований этого типа. В последние десятилетия к импактным относится известная в Канаде структура Садбери, по периферии которой размещены многочисленные медно-никелевые месторождения (рис. 1). В связи с этим важно знать причины наблюдаемого сочетания уникальных скоплений рудных масс с ударными явлениями. Что это? Случайное событие, или закономерный результат ударных процессов? Положительный ответ на данный вопрос может послужить основанием для исследования других подобных структур на предмет их рудоносности.

Выяснению таких вопросов на примере структуры и месторождений Садбери посвящена настоящая статья, основанная на собственном опыте изучения платино-медно-никелевых месторождений и экспериментальных исследованиях поведения веществ в различных состояниях и средах, а также на известных в литературе данных [34, 35].

Геологическая характеристика структуры и месторождений Садбери. Рассматриваемая структура имеет вид прогиба, вытянутого в северо-восточном направлении (см. рис. 1). Основная часть ее заполнена гранофир-габбро-норитовым комплексом мощностью ~2,5 км, обнаженным в краевой части структуры в виде эллиптического кольца шириной до 6,6 км, наибольшая ось которого около 60 км, а наименьшая приблизительно 27 км. Далее к цен-

тру находятся породы группы Уайтуотер — формаций Онапинг (брекчии с многочисленными обломками пород, окружающих структуру, сцементированных девитрифицированным стеклом и нередко называемых зювитами, мощность до 1600 м), Онватин (сланцы) и Челмсфорд (песчаники). Внешние границы комплекса обычно наклонены к центру структуры, но местами наблюдаются контакты с противоположным падением. Окружающая среда сложена архейскими (гранитоидными, кварцитами, кристаллическими сланцами, метабазами) и раннепротерозойскими (вулканогенными и осадочными отложениями Гуронской группы) образованиями. Среди окружающих и подстилающих пород выделяются брекчия Садбери (рис. 2, А), обычно находящаяся на некотором (до 80 км) удалении от комплекса, и брекчии лежачего бока (см. рис. 2, В), непосредственно прилегающие к комплексу.

Основная масса комплекса Садбери подразделяется на Северную и Южную части, именуемые рейнджами (Range). Комплекс включает (снизу вверх): мафитовый, богатый кварцем, южный и фельзитовый нориты, которые вместе составляют нижнюю зону, кварцевое габбро средней и гранофир верхней зон. Богатый кварцем и южный нориты проявлены в Южной части комплекса, мафитовый — только в Северной, а фельзитовый — составляет нижнюю зону Северной части и ограниченно развит в Южной [28].

Наиболее важная петрологическая единица комплекса Садбери — так называемый контактовый субслои «ксенолитовый норит» (см. рис. 1). С ним связана медно-никелевая минерализация [29]. Это тонко-среднезернистая порода, изменяющаяся в составе от норита до габбро, которая размещается вокруг большей части внешнего края комплекса Садбери как прерывистые тела и как заполнение офсетных даек (см. рис. 1). Она состоит из гиперстена (14—30%), авгита, плагиоклаза, кварца (1—20%), кварц-полевошпатовых микрографических сростаний и оксидов железа. Структура породы изменяется от интерсертальной до субофитовой. Значительную часть контактового субслоя составляют ксенолиты. Одни из них идентифицируются как вмещающие породы (фельзитовый гнейс, кварциты, амфиболиты), другие представляют собой набор ультрамафитовых и мафитовых пород неясного происхождения. Размеры включений изменяются от нескольких миллиметров до нескольких метров в диаметре. Например, в рудниках Коппер Клиф Саус, Крейтон и Страткона их размеры от 0,08 до 1,5 м, формы округлые в отличие от более угловатых включений брекчий лежачего бока (см. рис. 2, В). Диаметр ультраосновных ксенолитов изменяется от нескольких сантиметров до 45 м (оффсет рудника Фруд, [37]). Во многих включениях наблюдается перекристаллизация минералов различной степени интенсивности, связанная с эффектом нагрева расплавом контактного субслоя. Породы субслоя перенасыщены кремнеземом, как и все другие составляющие комплекса.

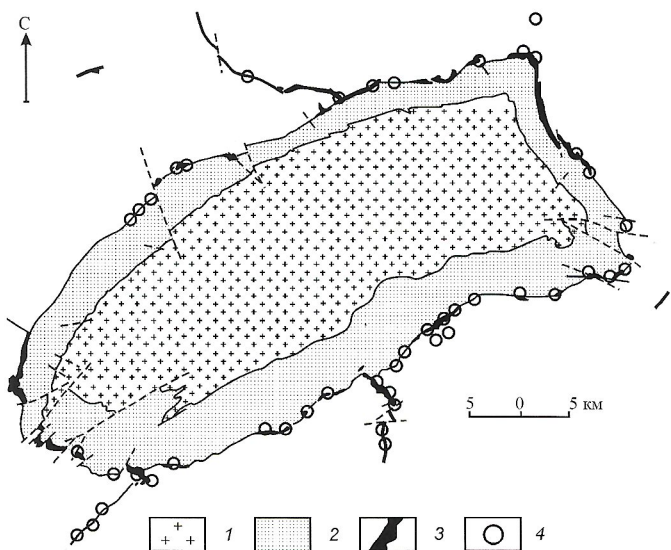


Рис. 1. Размещение пород субслоя и медно-никелевых месторождений в структуре Садбери [29]:

1 — группа Уайтуотер; 2 — главный комплекс Садбери; 3 — контактный субслой (выход на поверхность), 4 — медно-никелевые месторождения



Рис. 2. Образования брекчий [18]:

А — Садбери, Б — субслоя, В — лежачего бока

Абсолютный возраст контактового субслоя по $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ранее определялся в 1957 млн.лет [22] и соответствовал данным для норита основной массы комплекса. Позднее возраст комплекса и связанных с ними руд был оценен в 1850 (± 2) млн.лет [24]. Геологические соотношения субслоя и норита неоднозначны. Имеются признаки как более раннего [31], так и более позднего [29] образования субслоя по сравнению с норитом основной массы комплекса. Поэтому предполагается, что и те, и другие формировались в одно и то же время, с небольшим опережением одного другим. В различных местах оно разное [29].

Медно-никелевая сульфидная минерализация структуры Садбери, как уже было отмечено, тесно ассоциирует с субслоем, но нередко удаляется от него в подстилающие породы, в т.ч. в брекчии лежачего бока. Оруденение проявлено в виде вкрапленных, массивных и брекчиевидных руд халькопирит-пентландит-пирротинового состава, часто проявляющих зональность, выражающуюся в увеличении содержания меди и металлов платиновой группы по падению рудных тел и удалению их от основного массива.

Рудные скопления, как и субслои, проявлены прерывисто по всей периферии комплекса и структуры Садбери. В большинстве случаев они образуют крутонаклонные тела, находящиеся на различном расстоянии от основного массива: в непосредственной близости в Южной части и на некотором расстоянии в Северной при наличии значительно удаленных офсетных тел (см. рис. 1).

Для специфики комплекса Садбери характерны и чрезвычайно важны в генетическом плане следующие особенности, отличающие его от известных крупных расслоенных мафит-ультрамафитовых комплексов: 1) избыточное содержание кремнезема (чрезвычайно кислый состав породы); 2) слабая дифференцированность (отсутствие расслоенности); 3) мелкая зернистость пород (в преобладающей массе $< 1,5$ мм). Первая особенность связана с ассимиляцией корового материала, а вторая и третья — с быстрым охлаждением расплава комплекса.

О происхождении месторождений Садбери высказывались различные мнения. Одни исследователи представляли, что сульфиды привносились в зоны их концентрации норитовой магмой в растворенном [13, 14, 15, 21, 36 и др.] или диспергированном [29] состоянии. С понижением температуры они выделялись из силикатного расплава в виде сульфидной жидкости, осаждающейся у подошвы интрузивного тела. Другие [16, 22, 33, 38 и др.] считали, что сульфиды были отложены гидротермальными растворами.

С обнаружением во вмещающих породах шоковых структур, а впоследствии и импактных алмазов [27], для решения вопроса генезиса комплекса Садбери и связанных с ним сульфидных руд стала привлекаться гипотеза метеоритного удара [17, 19, 20, 27, 32 и др.]. Р.С.Дитц [17] показал, что падение крупного (до 4 км) сульфидного железо-никелевого астероида со скоростью 15 км/с могло привести к образованию кратера диаметром 55 км и глубиной 3,5 км, соответствующего структуре Садбери. Энергия этого удара ($3 \times 0,1 \cdot 10^{29}$ мкДж) достаточна для перевода вещества астероида и вмещающих пород в расплав, а также подъема магмы из нижней коры и мантии, которые сформировали лополит Садбери. Метеоритное вещество сохранилось, претерпев преобразование, в виде сульфидных руд краевых частей кратера и его периферии.

Б.М.Френч и его сторонники [18, 19, 20 и др.] полагают, что астероид сформировал только структуру (астроблему) Садбери. Образовавшаяся при этом депрессия сначала заполнилась материалом взрыва и более поздними отложениями формации Онапинг, а затем по нарушенным зонам в нее внедрился сульфидоносный магматический расплав.

Дж.П.Голайтли [22] структуру Садбери связывает с образованием ударного кратера диаметром 100 км, измененного во время пенокийской орогении. Комплекс Садбери рассматривается как продукт кристаллизации импактного расплава, а сульфидные руды — результат осаждения из импактного расплава растворенных в нем сульфидов исходного корового вещества, включая проторуды.

Р.А.Ф.Грив [23] первоначальный диаметр импактного кратера оценивает в 200 км, считая, что он сформирован хондритовым телом диаметром ~10 км, падавшим со скоростью около 25 км/с. Пиковое давление в точке приложения силы удара составляло ~1000 ГПа. Этого было достаточно для испарения падающего тела и значительной части мишени. Максимальная глубина образованного кратера достигала 15 км при глубине воздействия на подстилающую среду ~35 км. Образовавшийся при ударе коровый расплав сформировал комплекс Садбери, а осевшие из него ликвационные сульфиды — связанные с ним руды.

В недавней работе В.А.Иванова и А.Дейтча [26] приведены первые результаты компьютерного моделирования кратерообразования и теплового поля для 250-километровой многокольцевой структуры. Расчеты были выполнены в допущении вертикального столкновения гранитного тела (цилиндрический ударник в диаметре и по высоте 12,5 км) с гранитом при скорости 20 км/с. Охлаждение расплавленного слоя от начальной температуры ~1726°C до ликвидуса (~1176°C) продолжалось несколько сот тысяч лет, а ниже солидуса (~996°C) от 300 тыс. до 2 млн. лет в зависимости от начальной мощности расплава (2,5; 4 и 6 км). Однако мелкая зернистость пород комплекса Садбери (в преобладающей массе $\leq 1,5$ мм), соответствующая закаленным зонам обычных магматических комплексов, в т.ч. контактному габбро-долериту норильских интрузий, свидетельствует о быстрой кристаллизации порообразующего расплава, т.е. не соответствует полученной в расчетах длительности охлаждения комплекса Садбери. По-видимому, такое несоответствие связано с тем, что в расчетах не учитывалось декомпрессионное охлаждение импактного расплава, происходящее при его выбросе из кратера, а принимались высокие температуры образования расплава при ударе космического тела.

В феномене Садбери наиболее сложны вопросы источников рудного вещества, его накопления и размещения. Гидротермальная концепция утратила свое значение по причине отсутствия признаков широкого проявления флюидных процессов и наличия тесной связи сульфидного вещества с породами субслоя. Предложенные механизмы концентрации и кристаллизации сульфидов из расплавов имеют значительные ограничения.

Так, независимо от земного или космического источника рудного вещества, существуют сложности подъема тяжелой сульфидной жидкости из донной в боковые части магматического резервуара на высоту более 2 км по всей периферии комплекса протяженностью более 150 км (площадь более 300 км²). Эти сложности остаются и при допущении внедрения эндогенного вещества в виде особой рудной субфазы. Вытеснение сингенетичной сульфидной жидкости вышележащей силикатной массой невозможно из-за сравнительно низкой ее плотности. Подъем такой массы за счет сжатия структуры маловероятен вследствие того, что это должно было происходить при еще жидком состоянии основной части комплекса, т.к. температуры солидуса и ликвидуса сульфидов и силикатов в Садбери практически идентичны. В подобном случае из первоначального объема в первую очередь вытесняется легкая жидкость (вплоть до полного ее удаления) и только после нее — тяжелая, чего в реальности не наблюдается.

Существует проблема удержания внедренного сульфидного расплава в крутонаклонном (до вертикального) положении (например, в медно-никелевых месторождениях

Норильска крутонаклонные сульфидные тела образуются путем проникновения сульфидной жидкости в подстилающие рудоносный интрузив породы под действием силы тяжести, сверху вниз). Отмечаются сложности переноса ксенолитов крупного размера (до 45 м) внедряющейся магмой субслоя.

Предполагаемое гравитационное концентрирование ликвационных частиц сульфидной жидкости из объема импактного расплава [24] также практически неосуществимо в связи с высокой вязкостью расплава и сравнительно быстрой его кристаллизацией. Высокая вязкость вызвана большим содержанием кремнезема, а быстрая кристаллизация — декомпрессионным охлаждением и субэвтектическим составом расплава (именно этим обусловлена относительно слабая дифференциация комплекса). Ликвационные сульфиды выделяются по мере кристаллизации силикатного расплава и преимущественно остаются на месте их появления, захораниваясь в кристаллизующейся окисно-силикатной массе в виде рассеянных частиц даже в котектических системах [8, 9]. Таким образом, существующие концепции оставляют нераскрытыми многие вопросы образования сульфидных руд структуры Садбери.

Результаты экспериментальных исследований. Имеющиеся в литературе оценки параметров импактных процессов показывают, что при падении больших тел (>1 км) в области удара возникают сверхвысокие температуры (до 9000°C и более) и давления (100 ГПа и более) [3]. Подобные величины достигались в наших экспериментах [6], результаты которых в некоторой степени могут быть использованы для суждения о состоянии и поведении веществ в импактных событиях.

Опыты проводились на основе светогидравлического эффекта, открытого Г.А.Аскарьяном, А.М.Прохоровым и Г.П.Шипуло [1, 2]. Эффект определяется как явление возникновения гидравлического ударного импульса при поглощении внутри жидкости светового луча квантового генератора. При воздействии сфокусированного лазерного луча на поверхность твердого тела, погруженного в жидкость, в точке его удара достигаются сверхвысокие температуры и давления. В исследованиях применялись квантовые генераторы, работающие на рубиновом и неодимовом стержнях. Энергия генератора на выходе изменялась от 2 до 300 Дж при длительности генерации от 500 до 1 м/с. Температура в фокусе луча по приблизительной оценке превышала 5000°C, а давление составляло более 100 ГПа.

Температура измерялась пирометрическими методами с применением яркостных, цветовых и радиационных пирометров, точность измерения которых составляла $\pm 10\%$. Давление оценивалось с помощью высокочувствительных керамических датчиков, помещаемых в жидкость на различных расстояниях от места взрыва, и последующих расчетов.

В качестве исходного материала (мишени) в основном использовались породы и руды норильских месторождений: пикритовый, такситовый и оливиновый габбро-долериты, пентландит-халькопирит-пирротиновые агрегаты, зерна моноклинного пироксена (авгит) оливинового габбро-долерита. Несколько опытов было проведено на образцах природного графита и мрамора.

Исходное вещество в виде кусочков пород и руд, а также отдельных минеральных зерен, запрессованных в эпоксидную смолу и приполированных, погружалось в дистиллированную воду на глубину ~1 см от поверхности воды, после чего подвергалось ударам сфокусированного лазер-

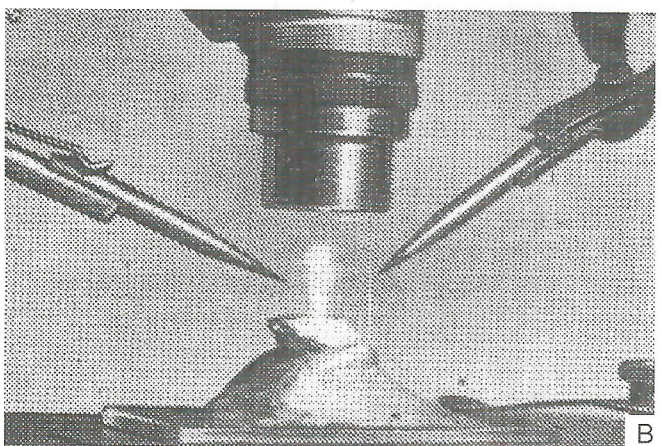
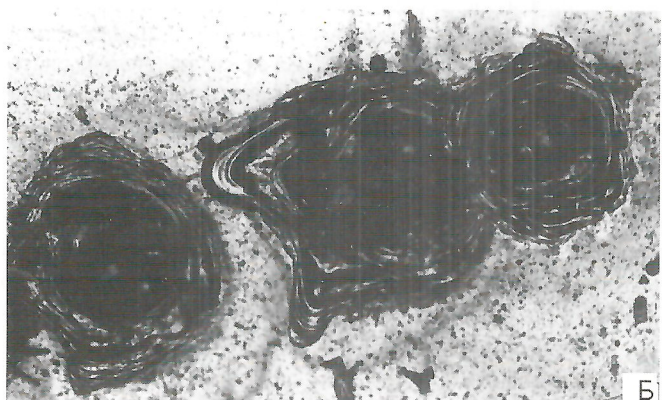


Рис. 3. Кратеры и продукты выброса, образующиеся при воздействии сфокусированного лазерного луча на полированную поверхность силикатных и рудных образцов:

А — кратер в образце оливинового габбро-долерита, засыпанный выброшенным материалом, $\times 40$ (энергия импульса ~ 2 Дж, температура в фокусе $\sim 6000^\circ\text{C}$, давление ~ 1 ГПа); Б — кратер в образце сульфидной руды халькопирит-пентландит-пирротинового состава, $\times 20$ (видно «офсетное» излияние сульфидного расплава), параметры воздействия те же, что и в А; В — выброс испаренного вещества — белый конусообразный столб [5]

ного луча. В области удара наблюдался мощный взрыв, приводящий к формированию кратера и новообразованных продуктов.

Кратеры имели различные размер, морфологию и строение. Размер кратеров зависел от мощности генератора, а

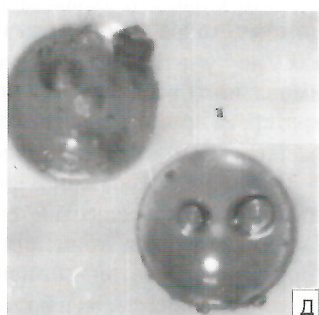
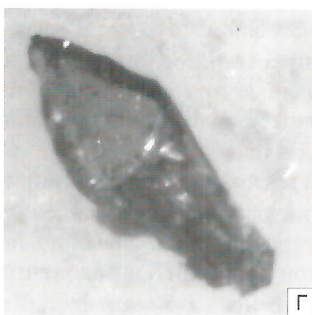
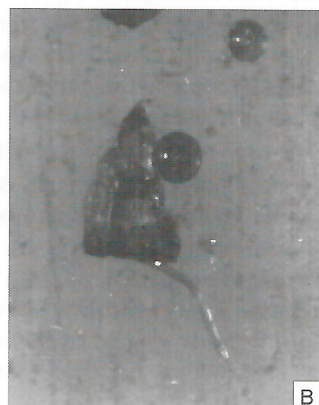
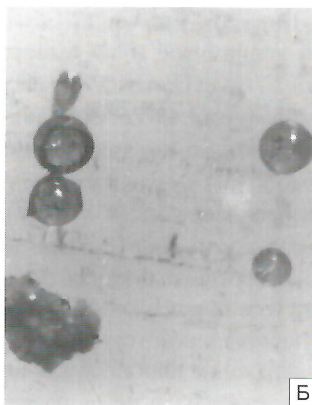
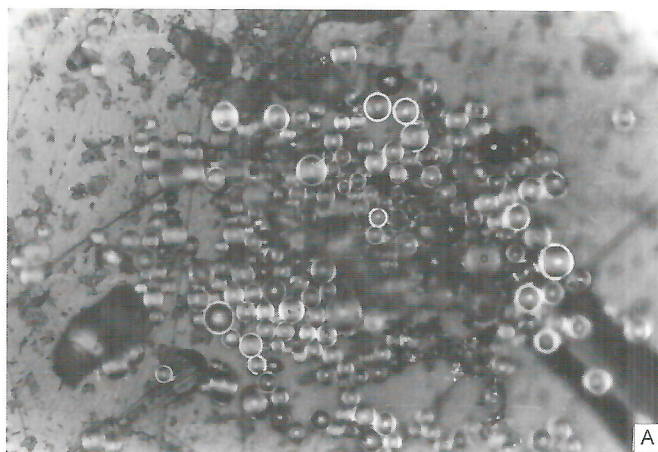


Рис. 4. Продукты, полученные при воздействии сфокусированного лазерного луча на полированную поверхность силикатного образца:

А — шарики силикатного стекла, $\times 100$; Б—Д — идиоморфные кристаллы и шарики силикатного вещества, $\times 130$ (параметры воздействия: энергия импульса ~ 2 Дж, температура в фокусе $\sim 6000^\circ\text{C}$, давление ~ 1 ГПа)

морфология и строение — от состава мишени. При энергиях более 100 Дж диаметр кратеров достигал 10 мм и более, а его глубина — до 5 мм и более. Стенки кратеров имели оплавленный вид и трещинное разрушение. Трещины, отходящие от стенок кратеров, заполнялись силикатным и сульфидным расплавами. В окисно-силикатном веществе (габбро-долериты) кратеры были засыпаны обломками породы и новообразованным материалом (рис. 3, А; 4), а в сульфидном (пентландит-халькопирит-пирротиновая ассоциация) окружены излившимся расплавом (см. рис. 3, Б). Выброс испаряющегося вещества маскировался вскипающей водной средой. Однако некоторое представление о нем можно получить по снимку, сделанному Ю.Г.Косовцом и О.Д.Ставро-

1. Состав исходного вещества и синтетических продуктов, %

Компоненты	Исходное вещество	Продукты синтеза		
		прозрачный шарик	мутный шарик	кристалл
Si	50,72	52,23	47,98	48,75
Al	1,78	0,00	3,92	3,53
Ti	0,30	0,69	0,59	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	12,13	9,84	10,66	15,33
Mg	15,60	15,40	14,72	13,11
Ca	19,95	19,26	19,56	19,90
Na	1,30	0,26	0,39	0,39
K	0,22	0,02	0,16	0,31

Примечание. Анализы выполнены С.М.Сандомирской на приборе «Камебакс» (ЦНИГРИ). Эталоном служили окисные и силикатные минералы. Содержание компонентов дано в массовых долях.

вым [5] при воздействии на рудный образец сфокусированного луча рубинового лазера энергией 2,2 Дж и плотностью потока 5×10^6 Вт/см² (см. рис. 3, В). Высота выброса плазмы около 10 мм, глубина кратера ~0,1 мм, а диаметр ~0,5 мм. В наших опытах новообразованные продукты были представлены двумя разновидностями, из которых одни формировались из расплава, а другие — из водного раствора.

Расплавные силикатные продукты проявлены в виде жилок в стенках кратеров, проникающих в основание мишени, шарообразных выделений и одиночных и сросшихся кристаллов (см. рис. 4). В их составе фиксируются существенные различия, но в целом они близки к исходному веществу (табл. 1). Шаровидные и жилные выделения в большинстве имеют структуру силикатного стекла, а среди кристаллов отмечается большое разнообразие структур — от моноклинного и ромбического пироксенов до специфической (возможно, высокобарической) структурной разновидности (табл. 2). Нахождение среди вновь полученных продуктов образований, различных по составу и структуре, вполне закономерно, т.к. область воздействия лазерного луча неоднородна — изменяется по температуре и давлению от нескольких тысяч градусов и мегапаскалей в центре взрыва до нескольких десятков градусов и мегапаскалей на его периферии. Однако, несмотря на сложность режима и кратковременность процесса, образующиеся в этих условиях индивиду довольно однородны по составу (рис. 5) и обладают совершенной кристаллографической формой (см. рис. 4, Б—Д).

Продукты, выделяющиеся из раствора, наблюдались после самопроизвольного испарения водной среды, оставленной по окончании опыта в рабочем сосуде, закрытом фильтровальной бумагой. Наиболее впечатляющая картина была получена после многократного (более 50 ударов энергией импульса ~5 Дж при длительности импульса ~ 10^{-3} с) воздействия лазерного излучения на поверхность образца природного графита и последующего испарения воды, когда на дне сосуда образовались многочисленные

идиоморфные полые кристаллы ромбической серы (рис. 6, табл. 3). Качественное масс-спектрометрическое изучение показало присутствие в ней всех ее изотопов — ³²S, ³³S, ³⁴S, ³⁶S. Интересны также продукты, полученные после воздействия лазерного излучения на образец мрамора. Когда закончилось испарение воды, продукты приобрели вид желеобразной органической массы.

Наблюдаемые в опытах факты показывают, что во время воздействия лазерного луча вещество мишени находится в различных состояниях: плазменном и парообразном в центральной наиболее высокотемпературной части, расплавленном в прилегающей зоне и твердом на периферии. Плазменное вещество в значительной степени растворяется в окружающей водной среде и выпадает из формирующегося при этом раствора по мере его испарения в виде кристаллов. Расплавное окисно-силикатное вещество проникает в основание мишени и выбрасывается из кратера, приобретая округлую форму и частично кристаллизуясь в виде идиоморфных кристаллов. Сульфидный расплав при взрыве внедряется в твердую окружающую среду, выжимается по стенкам кратера и вытекает на поверхность образца, застывая в виде моносульфидного твердого раствора (Mss). Твердый периферический материал испытывает механическое разрушение и, вероятно, структурные преобразования с формированием фаз высокого давления.

Весьма загадочно образование серы при воздействии лазерного луча на природный графит, в котором содержание данного элемента составляло <0,01%. Можно допустить, что сера образца мобилизуется и испаряется не только из области видимого воздействия лазерного луча, но и из окружающей ее части (направляется вариант слияния ядер углерода: ¹²C+¹²C+¹²C=³⁶S).

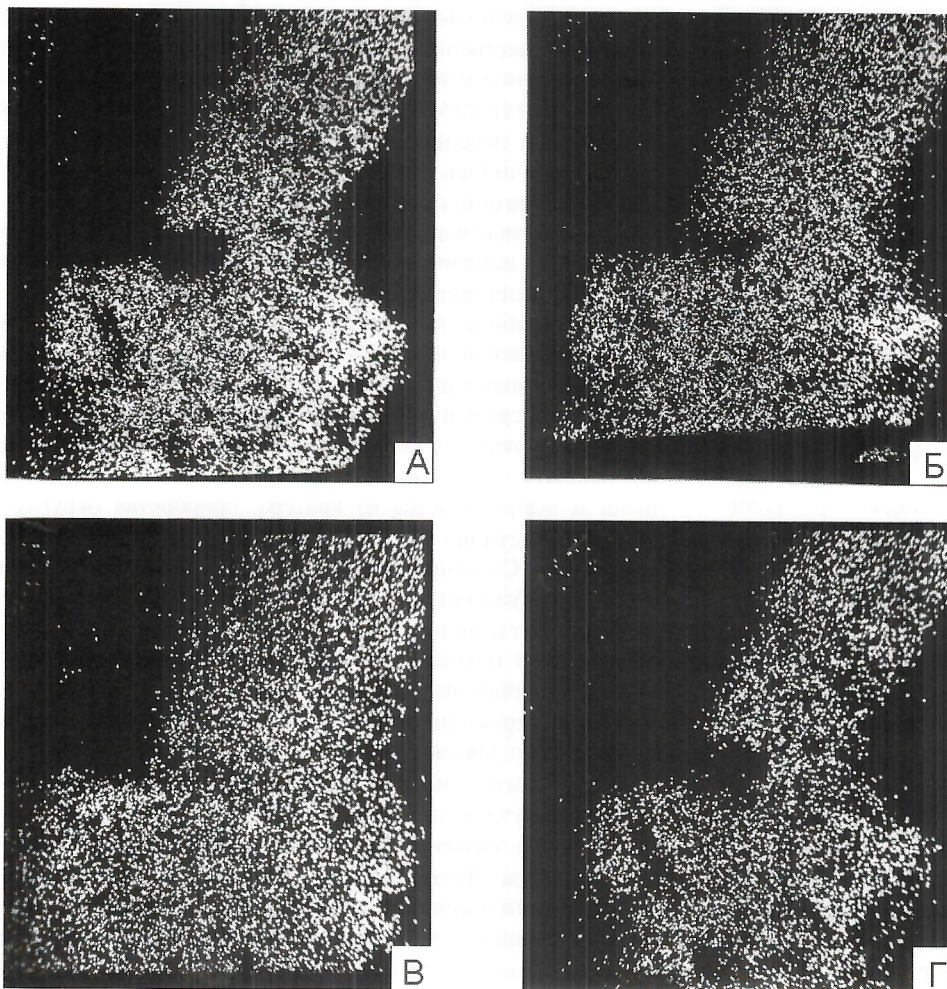
Из приведенных экспериментальных данных особо отметим наиболее важные для последующих построений:

1. Способность вещества за чрезвычайно короткое время (доли секунды) пройти практически весь путь возможного его существования — от плазменного и расплавленного до твердого состояния в виде крупных идиоморфных кристаллов.

2. Рентгенограммы исходного вещества и синтетического продукта

Исходное вещество	Синтетический продукт				
I	dα/n	I	dα/n	I	dα/n
4	3,32	3	1,783	9	3,14
8	3,18	3	1,719	10	2,82
6ш	2,96	8	1,617	8'	2,22
7ш	2,89	9	1,485	8	1,986
10	2,53	4	1,273	4	1,803
6	2,45	2	1,214	5	1,628
6	2,09	4	1,098	3	1,410
5	1,95			4	1,284

Примечание. Съемку выполнила Л.П.Филиппова. FeK_α+K_βPKD=67,3 мм.



**Рис. 5. Микрофотографии
синтетического кристалла в
рентгеновских лучах:**

распределение: А — кремния,
Б — кальция, В — железа, Г —
магния. $\times 600$

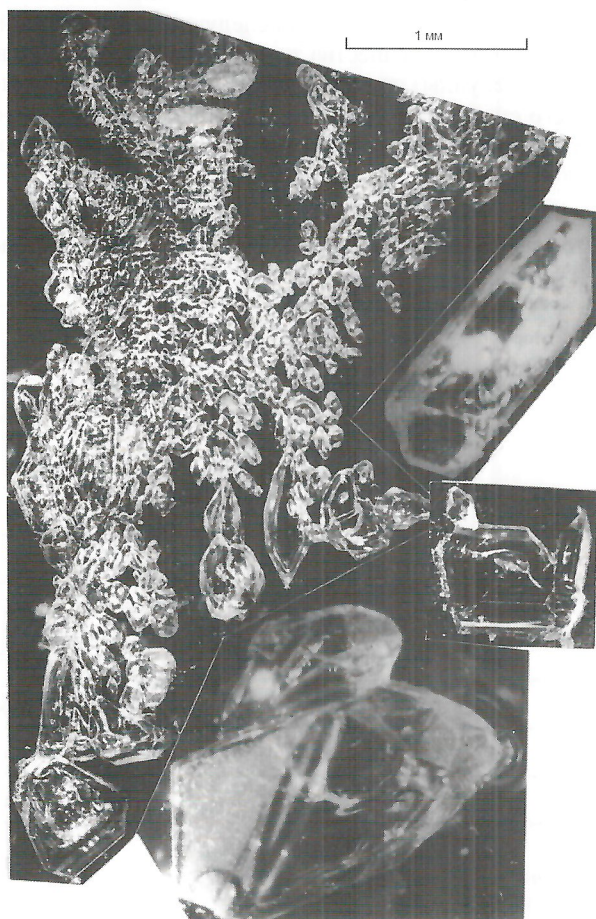


Рис. 6. Синтетические кристаллы серы, выпавшие при испарении водного раствора, полученного при воздействии лазерного луча на образец графита, погруженного в воду (энергия импульса ~ 5 Дж, температура в фокусе $> 9000^\circ\text{C}$, давление > 100 ГПа)

3. Рентгенограмма синтетической серы

I	Эксперимент dα/n	Справочный dα/n
2	(6,3)	—
5	5,7	5,8 (3)
5	(4,2)	—
10	3,82	3,85 (10)
3	(3,54)	—
6	3,43	3,45 (5)
5	3,29	—
8	3,20	3,21 (7)
7	3,10	3,10(6)
7	2,83	2,85 (6)
6	2,61	2,63 (5)
5	2,49	2,50 (4)
5	2,42	2,43 (4)
4	2,36	2,38 (3)
4	(2,28)	—
1	2,21	—
1	2,16	—
7	2,10	2,12(6)
1	1,992	2,00(1)
2	(1,961)	—
7	1,903	1,900 (6)
5	1,828	1,831 (4)
6	1,778	1,780 (6)
5	1,755	—
6	1,728	1,73 (5)
3	1,664	1,66(3)
5	1,621	1,61 (6)
2	(1,598)	—
3	1,536	1,54(1)
5	1,436	1,44 (4)
6	1,423	1,425 (6)
6	1,353	1,360(6)
3	1,230	1,235 (2)

Примечание. Съемка проводилась в камере с D=57,3мм FeK_α+K_β с неотфильтрованным излучением.

2. Проникновение силикатного и сульфидного расплавов в среду, окружающую кратер.

Состояние и поведение веществ в импактном процессе. Для понимания импактного процесса в целом необходимо рассмотреть состояние и поведение веществ в падающем теле (ударнике), мишени и на границе соприкасающихся тел.

Для падающих тел в существующих моделях, описывающих импактные процессы, и в т.ч. образование структуры Садбери, допускается или частичное, или полное [3, 4, 24] испарение вещества. При больших размерах падающих тел (>1 км), когда тормозящий эффект атмосферы не играет существенной роли, в ходе удара о Землю вещество ударника должно испытывать определенные преобразования и подвергаться дифференциации.

Падающие тела при соприкосновении с мишенью и прохождении обратной ударной волны разрушаются с разделением на более мелкие составляющие, которые как отдельные фрагменты («точки») продолжают инерционное движение по направлению падения. Вначале разделение (дифференциация) вещества происходит на уровне минеральных агрегатов, затем — отдельных минералов и в конце (в расплаве, газе и плазме) — на элементарном и изотопном уровнях.

С началом дробления тела дальнейшее движение каждой составляющей определяется ее массой и плотностью, т.е. индивидуальной кинетической энергией (T_i):

$$T_i = mv^2/2,$$

где m — масса частицы («точки» тела), v — ее скорость.

Поэтому при ударе о встречное тело наиболее плотные частицы, независимо от состояния вещества (твердое, жидкое, газообразное), концентрируются в прифронтальной части материального «потока», а менее плотные вытесняются на задний план и периферию. Подобная дифференциация веществ предполагается при прохождении ударных волн через молекулярные и другие космические облака [12]. При этом допускаются выбивание наиболее тяжелых частиц из фоновой плазмы и концентрация их в предфронтальной области волны, вследствие чего происходит элементное и изотопное фракционирование, в частности, обогащение железом и тяжелыми изотопами ксенона (¹³⁴Xe и ¹³⁶Xe).

Дифференциация по плотностному признаку в ударяющихся жидких и газообразных средах приводит к концентрации тяжелых элементов и их соединений, как и тяжелых изотопов в области соприкосновения с мишенью, а легких — в удалении от нее.

Вещество мишени при ударе падающего тела испытывает, по существу, те же преобразования, что и при рассмотренных воздействиях сфокусированного лазерного луча на поверхность твердых тел. В «пиковой» области оно находится в парообразном и плазменном состояниях, прилегающей к ней части — расплавленном, а на периферии — твердом. Прохождение ударной волны сопровождается перемещением веществ в направлении фронта возмущения [3]. При этом легкоподвижные фракции при движении опережают менее подвижные. В результате на границе твердого вещества мишени концентрируются малоподвижные (тяжелые) компоненты.

В момент соприкосновения тел вещество ударника и мишени находятся в одинаковых состояниях, образуя совместную парообразно-плазменную область, за которой

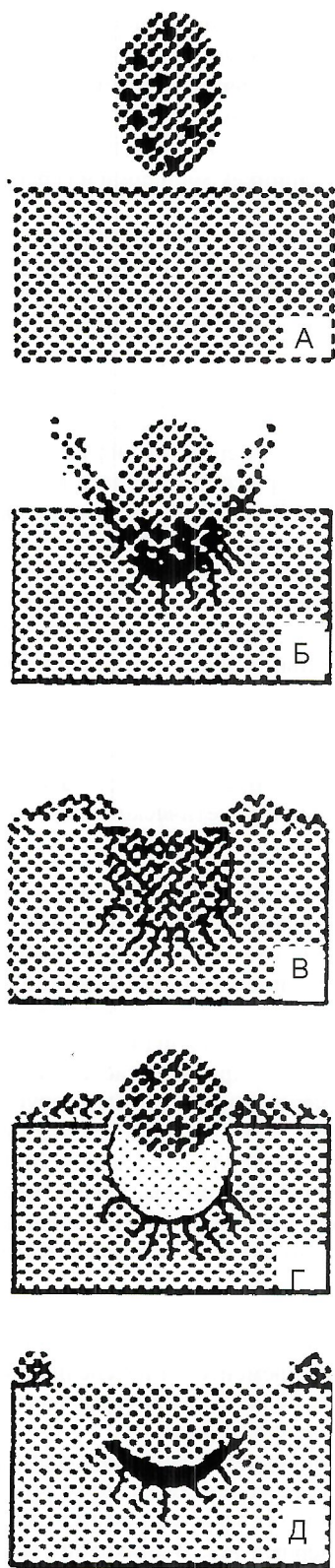


Рис. 7. Последовательная схема концентрации рудного вещества и образования медно-никелевых руд в импактных структурах:

А — исходное распределение рудного вещества (черные точки) в падающем космическом теле; Б — концентрация рудного вещества при ударе космического тела о земную поверхность с формированием офсетных руд; В — гомогенизация импактного расплава; Г — выброс и декомпрессия импактного расплава; Д — концентрация рудного вещества при возвратном падении импактного расплава с образованием контактных (пограничных) руд

следуют сначала область расплавленного состояния, а затем твердого. Соприкасаясь, вещества смешанных областей (зон) смешиваются, производя гибридные по составу продукты.

В целом импактный процесс и концентрирование рудного вещества могут происходить по схеме, представленной на рис. 7. С началом столкновения с мишенью и разрушения под действием обратной ударной волны (см. рис. 7, А, Б), вещество падающего тела продолжает движение в виде потока частиц протяженностью до нескольких километров (в зависимости от размера падающего тела). При этом тяжелые рудные частицы опережают менее плотные и легкие, концентрируясь на фронте соприкосновения с мишенью и проникая в ее основание с образованием офсетных руд (см. рис. 7, Б). Смесь плазменно-парового, расплавленного и твердого веществ земной коры и космического тела, возникающая в месте удара, затем выбрасывается в воздушное пространство (см. рис. 7, В, Г), подвергается декомпрессии и резкому охлаждению (вплоть до солидусных температур), после чего возвращается в сформированный кратер. При возвратном падении (ударе) импактного расплава оставшиеся в нем рудные частицы снова выбиваются во фронтальную часть падающего тела и образуют пограничные руды типа субслоя в Садбери (см. рис. 7, Д).

Описанные события совершаются за чрезвычайно короткое время, составляющее первые секунды. В дальнейшем происходят сравнительно быстрая кристаллизация силикатного и сульфидного расплавов, уплотнение вмещающих их пород, а затем и захоронение импактной структуры более поздними образованиями. Породы, формирующиеся при кристаллизации силикатного расплава, слабо дифференцированы и мелко зернисты, что составляет принципиальное отличие импактных образований от эндогенных магматических.

Таким образом, можно заключить, что импактным процессам свойственно рудообразование, а возникающие при этом крупные структуры перспективны на обнаружение платино-медно-никелевых руд.

Событие Садбери. Можно допускать, что упавшее в районе Садбери космическое тело диаметром около 4 км [17] соответствовало хондритовому составу [24]. Наиболее распространенные хондриты, как известно, имеют довольно рыхлую структуру и представлены обособленными округлыми образованиями — хондрами, сцементированными темной основной массой [11]. Хондры — сфероидальные тела диаметром до 1 мм и более, состоящие из оливина и ромбического пироксена, а основная масса — тонкозернистый плотный или рыхлый агрегат оливина и пироксена с никелистым железом, сульфидами, плагиоклазом и стеклом. Сульфиды составляют 5—7%. Они представлены преимущественно зернами троилита. Железони-келевые металлические соединения проявлены в виде зернистых выделений камасита и тэнита (в среднем ~13%), из которых приходится на долю Fe ~11,7%, а Ni — ~1,3%. Содержание меди в среднем составляет $100 \times 10^{-4}\%$. Обычно она присутствует в виде мельчайших зерен самородного металла, неравномерно распределенных в никелистом железе и троилите. Металлы платиновой группы также преимущественно содержатся в железоникелевых фазах (Pt ~ $20 \times 10^{-4}\%$; Pd ~ $3,7 \times 10^{-4}\%$) и троилите (Pt ~ $2 \times 10^{-4}\%$).

При общем объеме падающего тела ~64 км³ (куб размером 4×4×4 км), сульфидное вещество в нем составляло ~3,8 км³ (~ 6×10^9 т S), металлическое Fe ~7,5 км³, металли-

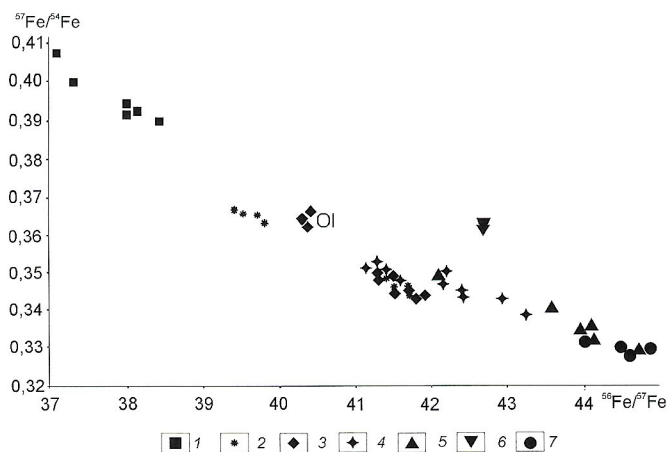


Рис. 8. Диаграмма соотношений $^{57}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$ — $^{56}\text{Fe}/^{57}\text{Fe}$ в минералах образцов метеорита и рудных месторождений [8]:

1 — камасит метеорита Сихотэ-Алинь; 2 — пирротин Пр, пентландит, халькопирит Хп и магнетит руд месторождения Крейтон, Садбери; 3 — оливин, пирротин, халькопирит и магнетит пород и руд месторождений г.Норильск; 4 — хромшпинелиды и сульфиды кимберлитов Сибири; 5 — пирротин, пентландит, халькопирит, магнетит и оливин месторождения Стиллутер; 6 — магнетит железорудной формации Бивабик, США; 7 — образцы месторождения Дулут

ческий Ni $\sim 0,83 \text{ км}^3$ ($\sim 7,3 \times 10^9 \text{ т}$), Cu $\sim 0,006 \text{ км}^3$ ($\sim 0,05 \times 10^9 \text{ т}$). Как видно из приведенных цифр, в упавшем космическом теле Садбери было достаточное количество металлов и серы, чтобы образовать проявленные здесь платино-медно-никелевые руды.

Однако сравнительно кислый состав пород комплекса Садбери (SiO_2 53,81%; MgO 5,67% [24]) по отношению к метеориту (SiO_2 38,04%; MgO 23,84% [11]) и изотопный состав серы руд ($\delta^{34}\text{S}$ от 0,46 до 2,71‰ [36]) свидетельствуют о том, что в их образовании участвовало значительное количество материала земной коры. Полученные нами данные по изотопному составу железа и никеля подтверждают этот вывод [10]. Так, в частности, для пирротиновых руд месторождения Крейтон (Садбери) характерны значения, приближенные к метеоритному веществу, в то время как значения, полученные для халькопиритовых руд этого же месторождения, лежат в удалении от него, находясь в поле норильских руд (рис. 8).

Как уже отмечалось, силикатный расплав комплекса Садбери из-за высокого содержания кремнезема имел большую вязкость, препятствующую скоплению сульфидов. Следовательно, рудное вещество месторождений Садбери не могло сконцентрироваться обычным (гравитационным) путем. Для этого требовались особые механизмы и условия, которые могли быть обеспечены рассмотренным импактным процессом.

На состав импактного расплава могло оказывать влияние и дифференциальное испарение элементов. В частности, в этом процессе, судя по температурам кипения элементов, мог теряться магний (температура кипения 1107°C Mg по сравнению с 2355°C Si, 3000°C Fe, 2057°C Al).

В связи с кислым составом и декомпрессионным охлаждением импактного расплава, его кристаллизация происходила при сравнительно низких (1200 — 900°C) температурах, соответствующих температурам кристаллизации

сульфидного расплава, что исключает возможность накопления сульфидного вещества за счет его гравитационной отсадки из силикатного расплава.

Из изложенного материала можно сделать следующие основные выводы:

1. В кратковременном импактном процессе возможно полное прохождение пути эволюции веществ: от плазменного и расплавленного до кристаллического состояний с соответствующими химическими реакциями и дифференциацией веществ.

2. В импактном процессе концентрирование рудного вещества происходит в два последовательных этапа: при ударе космического тела о земную поверхность и при возвратном падении выброшенного взрывом импактного расплава в сформированную структуру. В обоих случаях тяжелые рудные частицы «выбиваются» из менее плотного силикатного окружения во фронтальную часть падающих масс.

3. Промышленные руды могут формироваться при падении на Землю практически любого космического тела диаметром более 1 км. Поэтому крупные импактные структуры перспективны на обнаружение месторождений садберского типа. На территории России к таким относится Попигайская структура [7], находящаяся на севере Анабарского щита.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аскаръян Г.А., Прохоров А.М., Чантурия Г.Ф., Шипуло Г.П. Луч оптического квантового генератора в жидкости // Физика экспериментальная и теоретическая. 1963. Т. 44. Вып. 6. С. 2180—2182.
2. Аскаръян Г.А., Прохоров А.М., Шипуло Г.П. Светогидравлический эффект. Авт. свид. № 65 // Бюл. изобретателей. 1969. № 19. С. 3.
3. Вальтер А.А. Факторы и параметры ударного метаморфизма / Геология и петрология взрывных метеоритных кратеров. — Киев: Наукова Думка, 1982. С. 28—36.
4. Добрянский Ю.П. Роль энергии метеорита в образовании и эволюции взрывного метеоритного кратера / Геология и петрология взрывных метеоритных кратеров. — Киев: Наукова Думка, 1982. С. 21—27.
5. Косовцев Ю.Г., Ставров О.Д. Локальный спектральный лазерный анализ в геологии. — М.: Недра, 1983.
6. Лихачев А.П. Лазерный способ исследования веществ при сверхвысоких температурах и давлениях // Геохимия. 1978. № 10. С. 1554—1557.
7. Лихачев А.П. Перспективные направления работ на никель, медь и платиноиды в Норильском районе и на прилегающих территориях // Руды и металлы. 2000. № 4. С. 24—33.
8. Лихачев А.П. Расслоенность и рудоносность магматических комплексов как результат сейсмических импульсов и сейсмограмма становления стратифицированных интрузий // Отечественная геология. 2000. № 4. С. 66—72.
9. Лихачев А.П. Расслоенность и рудоносность магматических комплексов как результат становления магматической системы в условиях сейсмо-гравитационного воздействия // Петрология. 2000. № 6. С. 634—649.
10. Лихачев А.П., Кириков А.Д., Ваганов В.И. и др. Исследование изотопного состава железа минералов руд и горных пород месторождений алмазов, цветных, благородных и черных металлов — новый способ решения генетических проблем // Руды и металлы. 1996. № 1. С. 39—48.
11. Мэйсон Б. Метеориты. — М.: Мир, 1965.
12. Устинова Г.К. Особенности фракционирования инертных газов в ударных волнах // Геохимия. 2000. Т. 374. № 3. С. 378—381.
13. Coleman A.P. Sudbury nickel field // Rep. Ont. Bur. Mines. 1905. Vol. 14. Pt. 3.
14. Coleman A.P., Moore E.S., Walker T.L. The Sudbury nickel intrusive // Univ. Toronto. Stud. geol. ser. 1929. Vol. 28. P. 1—54.
15. Cousins W.H. Life history of the Sudbury nickel irruptive (IV) // Ibid. 1937. Vol. 31. P. 15—43.

16. *Dickson C.W.* The ore deposits of Sudbury // *Trans. Amer. Inst. Mining Engr.* 1904. Vol. 34. P. 1—67.
17. *Dietz R.S.* Sudbury structure as an astrobleme // *Geol. J.* 1967. Vol. 72. № 4. P. 412—434.
18. *Dressler B.O., Peredery W.V., Muir T.L.* Geology and Mineral Deposits of the Sudbury Structure // *Ontario Geol. Surv. Guidebook* 8. 1992.
19. *French B.M.* Sudbury structure, Ontario: Some petrographic evidence for an origin by meteorite impact // *Shock metamorphism of natural materials*. USA. Baltimore, 1968. P. 383—412.
20. *French B.M.* Possible relation between meteorite impact and igneous petrogenesis as indicated by the Sudbury structure. Ontario. Canada Publication X-644-68-371. 1969.
21. *Fleet M.E.* Tectonic origin for Sudbury, Ontario, Shatter Cones // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1979. Pt. 1. Vol. 90. P. 1177—1182.
22. *Gibbins W.A., McNutt R.H.* The Age of the Sudbury Nickel Irruptive and the Murray Granite // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 1975. Vol. 12. P. 1970—1989.
23. *Golightly J.P.* The Sudbury Igneous Complex as an Impact Melt: Evolution and Ore Genesis. *Proceedings of the Sudbury-Noril'sk Symposium* // Ontario Geological Survey, Special volume 5. 1994. P. 105—117.
24. *Grieve R.A.F.* An Impact Model of the Sudbury Structure. *Proceedings of the Sudbury-Noril'sk Symposium* // Ontario Geological Survey, Special volume 5. 1994. P. 119—130.
25. *Hawley J.E.* The Sudbury ores: Their mineralogy, and origin // *Can. Miner.* 1962. Vol. 7. Pt. I. P. 1—207.
26. *Ivanov B.A., Deutsch A.* Sudbury impact event: Cratering mechanics and thermal history // *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 339. 1999. P. 1—9.
27. *Morrison G.G.* Morphological Features of the Sudbury Structure in Relation to an Impact Origin // *The geology and ore deposits of the Sudbury structure*. Ontario Geological Survey. Special vol. 1. 1984. P. 513—520.
28. *Masaitis V.L., Shafranovsky G.I., Grieve R.A.F., Langenhorst F., Peredery W.V., Therriault A.M., Balmasov E.L., Fedorova I.G.* Impact diamonds in the suevitic breccias of the black member of the Onaping formation, Sudbury structure, Ontario, Canada. In *Large meteorite impacts and planetary evolution II* (eds. B.O.Dressler and V.L.Sharpton). Geological Society of America Special Paper. 1999. № 339. P. 317—322.
29. *Naldrett A.J., Hewins R.H.* The Main Mass of the Sudbury Igneous Complex // *The geology and ore deposits of the Sudbury structure*. Ontario Geological Survey. Special vol. 1. 1984. P. 235—252.
30. *Naldrett A.J., Hewins R.H., Dressler B.O., Rao B.V.* The Contact Sublayer of the Sudbury Igneous Complex // *The geology and ore deposits of the Sudbury structure*. Ontario Geological Survey. Special vol. 1. 1984. P. 253—274.
31. *Naldrett A.J., Kullerud G.* A study of the Strathcona mine and its bearing on the origin of the nickel-copper ores of the Sudbury district, Ontario // *J. Petrol.* 1967. Vol. 8. Pt. 3. P. 453—531.
32. *Pattison E.F.* The Sudbury Sublayer: Its Characteristics and Relationships with the Main Mass of the Sudbury Irruptive // *Canadian Mineralogist*. 1979. Vol. 17. P. 257—274.
33. *Peredery W.V., Morrison G.G.* Discussion of the origin of the Sudbury Structure // *The geology and ore deposits of the Sudbury structure*. Ontario Geological Survey. Special vol. 1. 1984. P. 491—511.
34. *Phemister T. C.* Igneous rocks of Sudbury and their relation on the ore deposits // *Rep. Ont. Dep. Mines*. 1925. Vol. 34. Pt. 8.
35. *Proceedings of the Sudbury — Noril'sk Symposium*. Ontario Geol. Surv. Spec. Vol. 5. 1994.
36. *The Geology and Ore Deposits of the Sudbury Structure*. Ontario Geol. Surv. Spec. Vol. 1. 1984.
37. *Schwarz H. P.* Sulfur isotope analyses of some Sudbury, Ontario, ores // *Can. J. Earth.* 1973. Vol. 10. № 9. P. 1444—1459.
38. *Souch B.E., Podolsky T.* and Geological Staff of INCO Limited. *The Sulfide Ores of Sudbury: Their Particular Relation to a Distinctive Inclusion-Bearing Facies of the Nickel Irruptive* // *Economic Geology Monograph* 4. 1969. P. 252—261.
39. *Wandke A., Hoffman R.* A study of the Sudbury ore deposits // *Econ. Geol.* 1924. Vol. 19. P. 169—204.

УДК 553.411

© Коллектив авторов, 2004

Критерии прогнозирования золото-сульфидных месторождений Талдыбулакской вулcano-тектонической структуры северного Тянь-Шаня

В.Н.СОРОКИН, М.П.ОВСЯННИКОВ, Г.В.ЛОМАКИНА, Н.П.ВАРГУНИНА (ЦНИГРИ)

Вулcano-тектоническая структура находится в юго-западной части Муюнкумо-Наратского срединного массива в пределах блока кристаллического фундамента меланократового типа. Она, как и ряд других локальных площадей развития вулканитов и вулcanoгенно-осадочных пород D_1-P_1 , расположена вдоль региональной Чилико-Кеминской шовной зоны, служащей границей между отдельными блоками срединного массива и эпикаледонской Восточно-Киргизским прогибом (рис. 1). Талдыбулакская вулcano-тектоническая структура вписывается в южную часть локальной кольцевой морфоструктуры в ядре обширной (диаметром около 100 км) сложно построенной Актюз-Боординской вулcano-тектонической депрессии (см. рис. 1).

Вулcano-тектоническая структура сформировалась в период эпикаледонской тектоно-магматической активизации в краевой части докембрийского срединного массива. В настоящее время сохранились лишь ее фрагменты, по которым в общих чертах можно восстановить первичное строение структуры. Выходы девонских вулканитов с горизонтами красноцветных песчаников, гравелитов и конгломератов, а на ее восточном краю и каменноугольных

пестроцветных песчаников, откартированы в субширотной полосе длиной около 12 км. Полоса ограничена дугообразными разломами, а в западной части установлено центриклинальное замыкание структуры с падением слоев под углом 15—50° в восточных румбах (рис. 2). Характер замыкания и смена в западной части структуры при движении к ее центру вулcanoгенных отложений аральской свиты (D_2) более молодыми талдысуйскими (D_{2-3}) вулканитами указывает на то, что они выполняют вулканическую впадину. Ее центральная часть осложнена небольшим куполообразным поднятием, фиксирующимся периклиналино залегающими выходами миндалекаменных базальтов, трахибазальтов аральской свиты, и разбита серией северо-западных сбросов, ограничивающих ступенчато опущенные блоки вулканитов D_2 и D_1 . Южный борт впадины, расположенной между дугообразным разломом и Чилико-Кеминской зоной глубинных разломов, поднят, вследствие чего значительная часть вулканической структуры эродирована. Около глубинного разлома сохранились лишь небольшие выходы вулканитов баркольской свиты (D_1), вероятно, являющиеся южным фрагментом структуры (см. рис. 2).

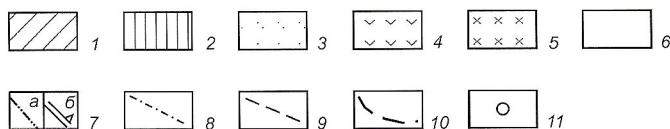
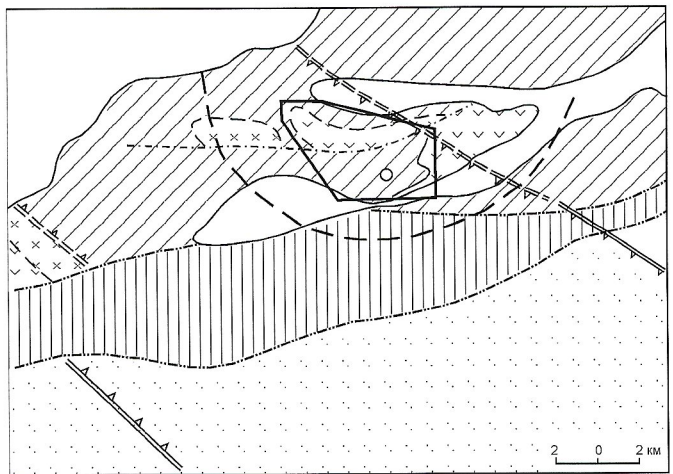


Рис. 1. Тектоническая позиция Талдыбулакской вулканотектонической структуры:

1 — Муюнкумо-Наратский срединный массив, 2 — Чилико-Кеминская шовная зона, 3 — Восточно-Киргизский прогиб; 4 — девонские вулканотектонические структуры; 5 — гранитоидные интрузии D_{1-2} ; 6 — четвертичные отложения; 7 — региональные разломы, ограничивающие зоны: а — Чилико-Кеминскую шовную, б — Западно-Иссыккульскую подвижную; 8 — второстепенные разломы; 9 — геологические границы; 10 — локальная кольцевая морфоструктура (по В.С.Зориной); 11 — месторождение Талдыбулак Левобережный; рамка — схема геологического строения Талдыбулакской вулканотектонической структуры.

Таким образом, Талдыбулакская вулканическая впадина, возможно, имела форму овала при длине не менее 12 км и ширине 4–4,5 км. Она выполнена мощной толщей (до 1,5 км) континентальных контрастно дифференцированных девонских вулканитов нормального и субщелочного ряда. Центральная и юго-западная часть структуры эродированы: здесь выступают породы нижнепротерозойского (?) основания, отделенного от девонских вулканитов системой разнонаправленных нарушений. По всей видимости, наиболее сильно приподнята центральная часть этого блока, где на поверхности и близких к ней уровнях (горизонт штольни 2) картируются трубчатые тела эксплозивных и гидротермально-эксплозивных брекчий, принадлежащие к классу вулканокорневых образований (см. рис. 2).

В пределах месторождения нижнепротерозойская толща, условно относимая к тегерментинской свите, разделяется нами на две пачки. Верхняя сложна зелеными сланцами (хлорит-кварц-плагиоклазовыми) и амфиболитами, нижняя — светлоокрашенными мусковит-кварц-плагиоклазовыми сланцами с многочисленными прослоями и линзами кварц-карбонатных пород (рис. 3). Выходы пород нижней пачки, обнажающихся в центральной части месторождения, вероятно, отвечают осевой зоне локальной антиклинальной складки, погружающейся в северо-западном направлении. Ядро складки осложнено крутопадающей зоной разломов, в которой локализуются основные рудные залежи, метасоматиты, многочисленные дайки и

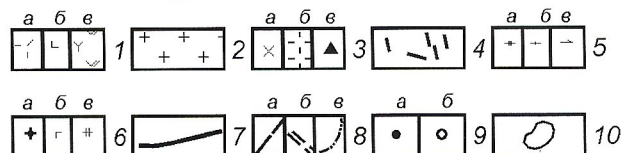
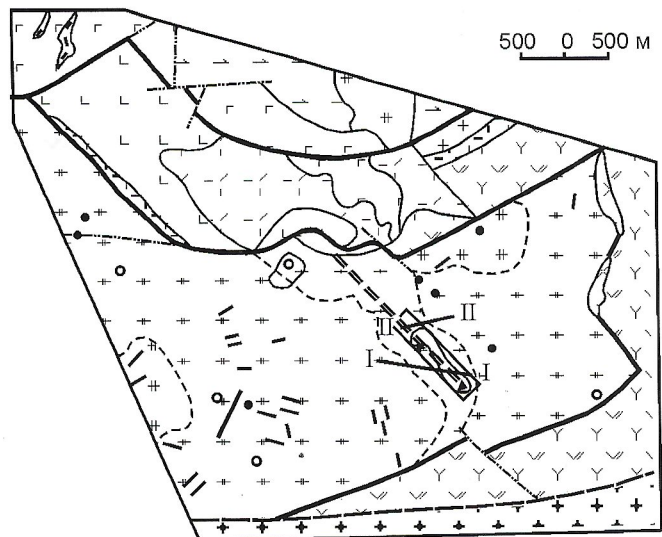


Рис. 2. Схема геологического строения Талдыбулакской вулканотектонической структуры:

девонские образования: 1 — вулканогенные: а — талдысуйская свита, D_{2-3} ; полевошпатовые, кварц-полевошпатовые порфиры, флюидалные кислые лавы; б — аральская свита, D_2 ; базальты, трахибазальты, долериты с прослоями туфоконгломератов, туфопесчаников, туфитов; в — баркольская свита, D_1 ; трахиандезиты, андезиты-базальты, риодациты и их туфы; 2 — интрузивные — мелкозернистые граниты; 3 — субвулканические: а — бититовые дацитовые порфиры, б — кварцевые порфиры, в — эруптивные брекчии кварцевых монцитов; 4 — дайки, нерасчлененный комплекс: сиенит-порфиры, граносиенит-порфиры, кварцевые монциты, микродиориты, диоритовые порфиры; 5 — нижнепротерозойский метаморфический комплекс: тегерментинская свита ($PR_1?$): а — пачка мигматизированных линзовидно-полосчатых зеленых амфиболитов, сплошных полосчатых гнейсов, мигматитов, б — пачка светлоокрашенных сланцев, гнейсов с большим количеством линз кварц-карбонатных пород; куперлисайская свита ($PR_1?$): в — амфиболиты, хлоритовые и амфиболовые сланцы; б — интрузивные породы: а — порфирировидные граниты, б — амфиболитизированные габбро, в — аплитовидные граниты; 7 — разломы, ограничивающие Талдыбулакскую вулканотектоническую структуру; 8 — разломы: а — Чилико-Кеминский глубинный, б — рудоконтролирующий, в — прочие разрывные нарушения; 9 — рудопроявления: а — свинцово-цинковые, медно-свинцово-цинковые, медные, б — золотосодержащие; 10 — ореолы золота электромагнитной фракции штихов; рамка — месторождение Талдыбулак Левобережный

брекчиевые тела. Все они образуют единые рудно-магматические пучки, возможно, связанные с относительно глубинными фациями девонских вулканогенных комплексов. Среди покровно-эффузивных образований Талдыбулакской впадины встречены лишь единичные жилы риолитовых порфиров.

В блоке нижнепротерозойских пород поднятого юго-западного окончания Талдыбулакской впадины и по ее обрамлению расположены все наиболее значительные проявления золоторудной, полиметаллической и медной минерализации, в т.ч. и золотосульфидное месторождение

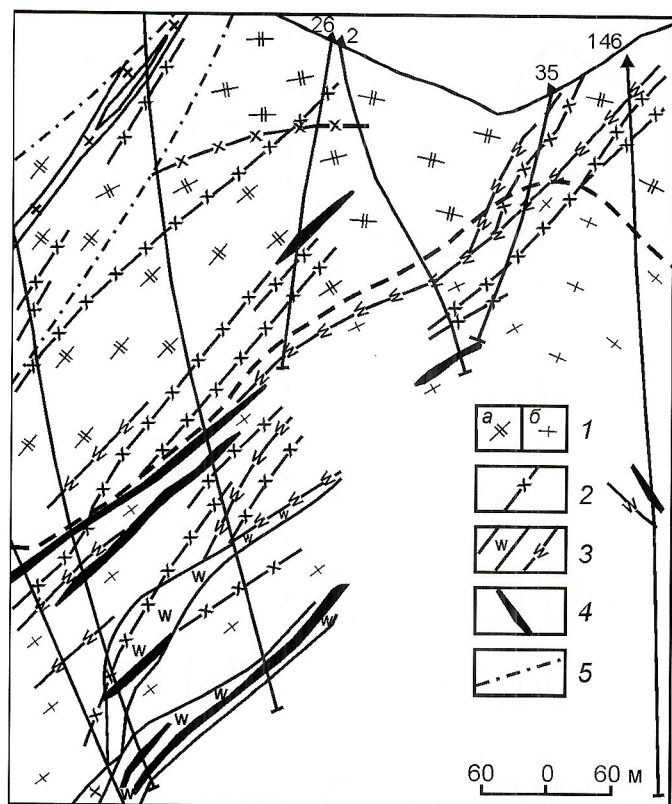


Рис. 3. Геологический разрез по линии I—I:

1 — пачка сланцев: а — зеленых, б — светлоокрашенных; 2 — дайки порфиров преимущественно среднего и основного состава; 3 — кварц-турмалиновые метасоматиты; 4 — рудные тела; 5 — зоны разломов

Талдыбулак Левобережный (см. рис. 2). В самой впадине известны лишь мелкие точки этой минерализации.

Необходимо подчеркнуть, что большая часть рудных объектов находится в пределах Западно-Иссыккульской подвижной зоны, на участке, где она пересекает вулканическую впадину (см. рис. 1). Разрывные нарушения северо-западного направления, составляющие эту зону, оказывают влияние на размещение золоторудной и полиметаллической минерализации. К одному из таких разрывов, по всей вероятности, сбросов, разбивающих вулканическую впадину на блоки, приурочена главная рудная зона месторождения Талдыбулак Левобережный. В ее пределах сконцентрированы многочисленные дайки разного состава, трубки эруптивных и гидротермально-эксплозивных пирит-турмалин-кварцевым и пирит-серицит-кварц-карбонатным цементом, а также участки лиственит-березитовых и турмалин-кварцевых метасоматитов с вкрапленной существенно пиритовой золотоносной минерализацией.

Рудная зона имеет юго-западное падение и склонение под углом 25—35° к северо-западу, она включает несколько рудных тел, контролирующихся различными структурными элементами. В юго-восточной части зоны — это трубка гидротермально-эксплозивных пирит-турмалин-кварцевых брекчий, почти в полном объеме являющихся рудным телом на горизонте штольни 2 (рис. 4). По падению и восстанию промышленная минерализация выходит и за пределы брекчиевого тела — в сопутствующие дайки кварцевых диоритовых порфиров и измененные вмещающие породы. Жилообразная апофиза этой сравнительной крутопадающей

(50—60°) рудной залежи контролируется зоной нарушения северо-западной ориентировки. По восстанию (горизонт штольни 1) залежь выполаживается, следуя вдоль контакта грибовидного тела турмалин-кварцевых метасоматитов, и к поверхности выклинивается (см. рис. 4). Влияние турмалин-кварцевых метасоматитов на локализацию золотосульфидной минерализации отчетливо проявляется и в продольном направлении: оруденение, концентрируясь в верхней части тел метасоматитов, вместе с ними погружается к северо-западу.

В северо-западном сегменте рудной зоны, где сосредоточены основные запасы месторождения, характер контроля золотосульфидного оруденения изменяется. Здесь рудные залежи, ярусно расположенные, имеют более пологое падение (30—40°) по сравнению с некоторыми пучками жильных пород, брекчиевых тел и метасоматитов. Главные рудные тела залегают согласно элементам метаморфической полосчатости в пачке светлоокрашенных сланцев, содержащей прослой кварц-карбонатных пород. Оруденение не распространяется в мигматизированные породы вышележащей пачки зеленых сланцев, возможно, оказывающих экранирующее влияние на минерализацию. Примечательно появление промышленной минерализации именно в той части разреза, где существенно карбонатные породы и листвениты преобладают над алюмосиликатными — гнейсами и кристаллическими сланцами. Очевидно, золотосульфидное оруденение тяготеет к пачкам карбонатно-терригенных пород.

Золотосульфидное оруденение в разных частях рудной зоны имеет однотипный состав. Рудами являются гидротермально измененные породы с вкрапленностью золотосодержащего мелкозернистого пирита, среднее содержание которого в контурах рудных тел 14—15%. В пирите установлены повышенные содержания As — до 1,5%. К числу рудоносных пород относятся прежде всего кварц-турмали-

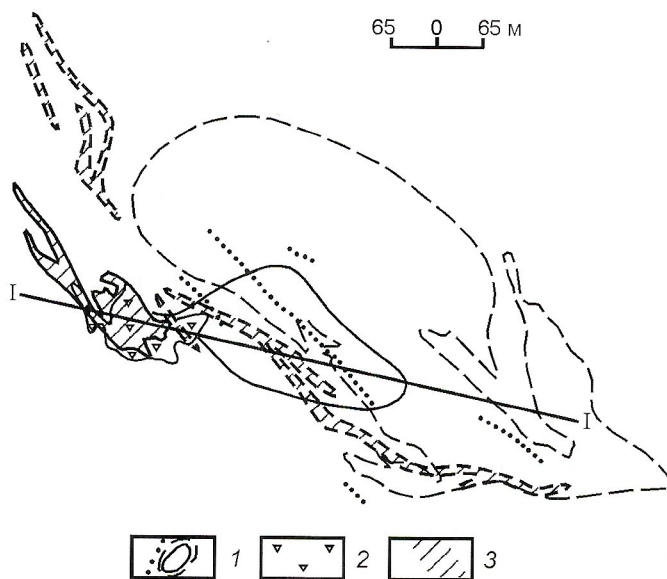


Рис. 4. Размещение рудно-метасоматических образований на разных гипсометрических уровнях:

1 — кварц-турмалиновые метасоматиты; 2 — пирит-кварц-турмалиновые брекчии; 3 — рудные тела; границы: точки — поверхность, штольневые горизонты: пунктир — 1690 м, сплошная линия — 1610 м

новые метасоматиты, кварц-серицит-карбонатные сланцы и березиты — листвениты по гнейсам, кристаллическим сланцам, дайкам кварцевых диоритовых порфиров, тела пирит-турмалин-кварцевых брекчий. В юго-восточной части рудной зоны преобладают турмалин-кварцевые руды, а в северо-западной — серицит-кварц-карбонатные, существенно обогащенные Co, Ni, Cr, Pb, Ba, обедненные Au, Cu, Mo и четко выделяются при значениях мультипликативного показателя Co-Ni-Cr свыше 800.

В рудах, кроме пирита, присутствуют халькопирит, галенит (0,2—0,5%) и незначительные количества сфалерита, пирротина, блеклой руды, арсенидов и сложных сульфидов никеля и кобальта.

На долю пирита приходится до 95% Au руд, где оно присутствует в тонкодисперсной, преимущественно микровкрапленной (п-мкм), а не субмикроскопической форме, вследствие чего амальгамацией и цианированием из руд извлекается 75—90% Au.

В золотосульфидных рудах установлено пять главных минеральных ассоциаций: пиритовая с самородным золотом, кварц-пиритовая, кварц-турмалин-пиритовая, кварц-карбонат-серицит-пиритовая, кварц-карбонат-полисульфидная. С ранней ассоциацией связана большая часть тонкозернистого (0,0п—0,п мм) пирита рудных тел, который нередко слагает гнезда и прожилки, массивного, «колчеданоподобного» строения. В пирите присутствует до 30% включений нерудных и рудных (гёрсдорфит, халькопирит, галенит, самородное золото сравнительно невысокой пробы) минералов.

Минерализация кварц-турмалин-пиритовой и кварц-карбонат-серицит-пиритовой ассоциаций характерна для цемента гидротермально-эксплозивных брекчий и многочисленных прожилков во вмещающих породах. Эти минеральные ассоциации сравнительно широко распространены, на долю поздней из них приходится до 1/3 пирита руд. В пирите упомянутых ассоциаций не встречено микровкрапленных включений золота, вероятно, его золотоносность обусловлена субмикроскопическими частицами.

Самая сложная и переменная по составу кварц-карбонат-полисульфидная ассоциация довольно широко распространена в рудах, но в очень малых количествах по сравнению с другими минеральными ассоциациями. Это карбонатные и кварц-карбонатные прожилки, в которых до половины объема сульфидов приходится на долю халькопирита, галенита, блеклой руды, а остальные рудные минералы (сфалерит, пентландит, линнеит, миллерит, гуанохуатит, самородные висмут, золото и др.) встречены в единичных зернах. Самородное золото в сростании с халькопиритом, а также в кварце и карбонате встречается не менее часто, чем в раннем пирите. Вероятно, оно имеет сегрегационную природу, поскольку присутствует в полисульфидной ассоциации лишь при ее развитии в ареалах раннего золотоносного пирита. Роль такого золота, очевидно, укрупненного и частично перетолченного, весьма значительна, поскольку в отличие от других месторождений вкрапленных золотосульфидных руд, где обычно преобладает субмикроскопическое золото тонкоассоциированное с сульфидами, на долю его приходится не более 1/4 части общего содержания в руде.

Рудные тела сопровождаются комплексными ореолами, образующими по контрастности проявления следующий ряд элементов (в скобках кларки концентрации): Au (500)—Bi (42)—Cu (18)—As (14)—Sn (6)—Ag (3,6)—Co (2,5)—W (2,3)—Be (2)—Pb (1,8)—Y (1)—Mo (0,8)—Zn, Ni

(0,7)—Cr, Ba (0,5). Наиболее контрастны ореолы Au, Bi, Cu, As, определяющие геохимический тип оруденения. К типоморфной геохимической ассоциации отнесены также Ag и Sn. Мультипликативный показатель перечисленных элементов (Au, Ag, Cu, Bi, As, Sn) со значением свыше $1 \cdot 10^{-20}$ характерен для рудных тел (рис. 5).

Самые широкие ореолы (содержания 0,1—0,9 г/т), значительно превышающие по мощности рудные залежи, образует золото. Помимо этих ореолов со стороны висячего бока рудной зоны выявлена полоса маломощных аномальных полей золота, иногда включающих его локальные повышенные концентрации, фиксирующиеся также и в лежащем боку рудоносных метасоматитов на глубоких горизонтах месторождения. Многоярусное строение ореолов позволяет предположить, что процессы рудоотложения протекали и за пределами главной рудной зоны — выше и ниже ее. Слабоконтрастные ореолы золота образуют широкое поле, не оконтуренное ни в одном из направлений (см. рис. 5).

Ореолы меньшей мощности, чем золото, формируют Cu, Bi, As, Ag, Co, Sn. Их аномальные поля четко фиксируют полосу рудоносных метасоматитов и подчеркивают многоярусный характер ореолов. Контрастные ореолы этих элементов часто смещены по отношению к рудным телам.

Более сложное строение имеют ореолы Ba, Pb, Zn, для которых характерны локальные ореолы выщелачивания из рудных тел и слабоконтрастные ореолы привноса преимущественно со стороны висячего бока рудных тел. Наиболее контрастно проявлена продольная зональность у свинца — широкие многоярусные ореолы выщелачивания в тыловой части постепенно сменяются ореолами привноса с максимальными параметрами во фронтальной части.

Анализ закономерностей распределения многоэлементных ореолов позволил составить следующий ряд элементов по тенденции накапливаться на разных уровнях оруденения (от фронтальной части к тыловой): Ba—Pb—Zn—Ag—Au—Sn—As—Bi—Cu—Ni—W—Mo—Co.

Относительный уровень оруденения может быть оценен с помощью любого из предлагаемых коэффициентов зональности:

$$\frac{Ba \cdot Pb \cdot Zn}{Co \cdot Mo \cdot W} \cdot \frac{Ag \cdot Pb \cdot Zn}{Co \cdot Mo \cdot W} \text{ или } \frac{Ag \cdot Pb}{Co \cdot Mo}$$

в сочетании с одним из коэффициентов интенсивности:

$$\frac{Au \cdot Ag \cdot Cu}{Co \cdot Mo \cdot W} \text{ или } \frac{Au \cdot Ag \cdot Cu \cdot Bi}{Co \cdot Ni \cdot Mo \cdot W}$$

Использование коэффициентов интенсивности необходимо, т.к. на отдельных участках месторождения отмечается существенное проявление самостоятельной полиметаллической минерализации с контрастными ореолами Pb, Zn, Ag, As, Sb, Co, Ni, Cr, сопровождающейся иногда золотом.

Краткая характеристика геологической позиции Талдыбулакской вулкано-тектонической структуры, условий локализации и минералого-геохимических особенностей связанного с ней золотосульфидного оруденения, позволяют обосновать критерии прогнозной оценки территории на этот тип минерализации:

1. Формирование золотосульфидного оруденения в краевой части докембрийского срединного массива в процессе эпикаледонской активизации.

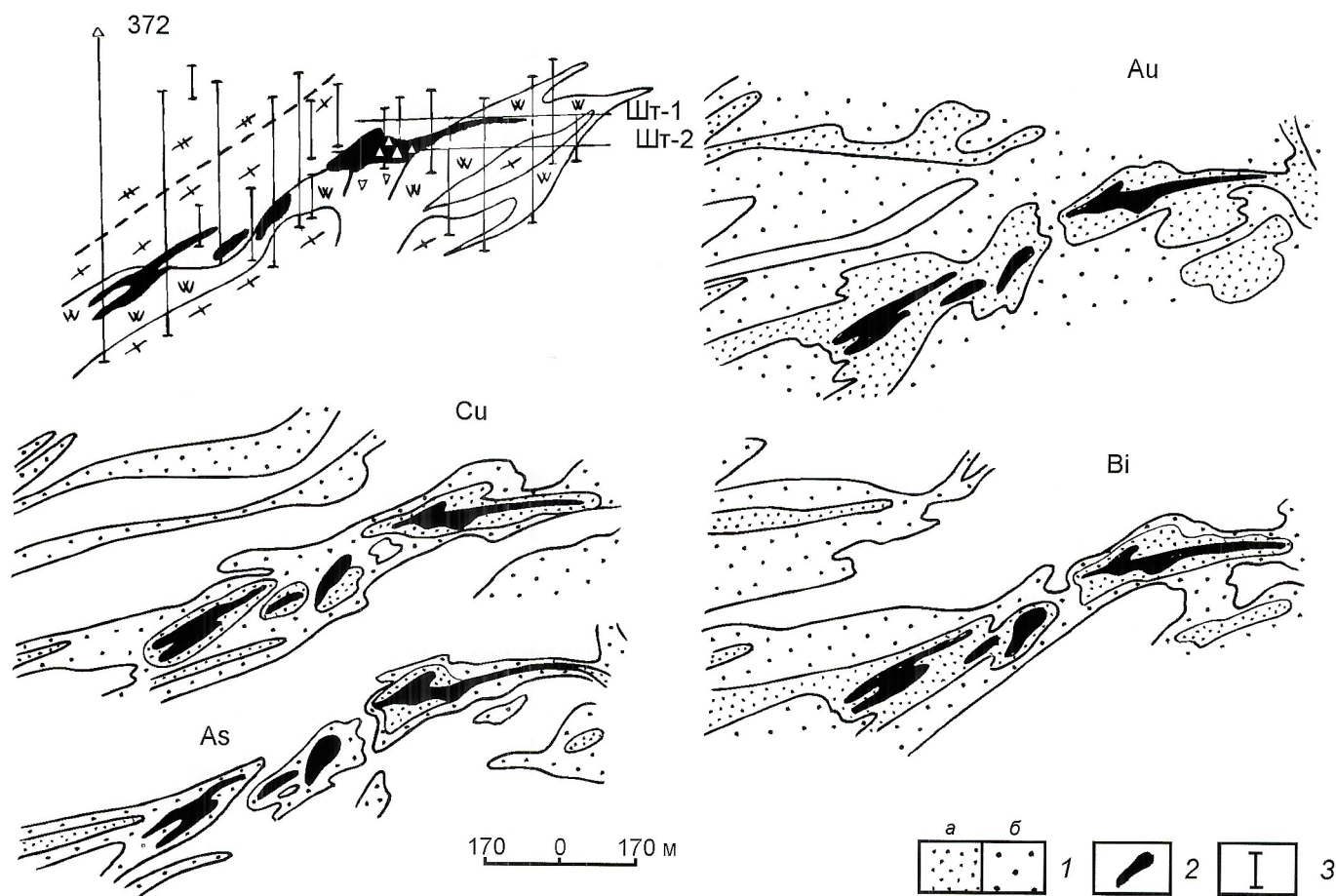


Рис. 5. Геохимические ореолы золото-сульфидного оруденения, проекция на вертикальную плоскость по линии I—I:

I — геохимические ореолы: а — контрастные, б — слабоконтрастные; 2 — рудные тела; 3 — интервалы керн скважин с результатами геохимического опробования; остальные усл. обозначения см. на рис. 3 и 4

2. Размещение оруденения в пределах секущей северо-западной Западно-Иссыккульской подвижной зоны связано с вулканической впадиной, выполненной девонскими контрастно дифференцированными вулканитами нормального и субщелочного ряда.

3. Приуроченность промышленного золото-сульфидного оруденения к наиболее приподнятому борту вулканической впадины — блоку пород нижнепротерозойского основания и связь его с зоной сброса северо-западного направления в ядерной части локальной антиклинальной складки фундамента.

4. Влияние на локализацию главных рудных залежей: а) брекчиевых трубок с пирит-турмалин-кварцевым цементом, б) зон турмалин-кварцевых и березит-лиственитовых метасоматитов, в) пачки карбонатно-терригенных метаморфических пород, вмещающей подавляющую часть промышленных запасов золота и пачки магматизированных гнейсов, возможно экранирующей оруденение.

5. Наличие зон золотоносной пиритовой вкрапленности при значительном развитии в ее контурах кварц-карбонатных прожилков с полисульфидной минерализацией, сопутствующие им ореолы повышенных содержаний золота в электромагнитных фракциях шлихов и аномальных проявлений.

6. Комплексные геохимические ореолы, образующие ряды по контрастности проявления Au—Bi—Cu—As—Sn—Ag—Co—W—Be—Pb—Y—Mo—Zn—Ni—Cr—Ba) и зональности (Ba—Pb—Zn—Ag—Au—Sn—As—Bi—Cu—Ni—W—Mo—Co), а также мультипликативный показатель Au·Ag·Cu·Bi·As·Sn, характерный для промышленных рудных тел при значениях свыше $1 \cdot 10^{-20}$.

7. Коэффициент зональности в сочетании с коэффициентом интенсивности для оценки уровня золотосульфидного оруденения и отбраковки не имеющих практического значения проявлений золотоносной полиметаллической минерализации.

Покровно-складчатые деформации и золотоносность Ходоканского рудного поля

Б.Н.ШАШОРИН, А.Е.ТОЛКАЧЕВ, Р.Н.АФАНАСЬЕВА (ВИМС)

Северное Забайкалье — одна из крупнейших провинций россыпного золота. Эксплуатация золотоносных россыпей на севере Витимского плоскогорья началась в 1884 г., на юге Патомского нагорья — в 1864 г. и продолжается в регионе до настоящего времени. За последние 150 лет здесь добыто около 2200 т россыпного золота [2, 3]. Примерно 93% учтенного россыпного золота сосредоточено в Бодайбинском административном районе, расположенном в бассейнах рек Витим, Бодайбо, Жуя, Ваца и др. [2].

В середине 70-х годов XX в. в Бодайбинском районе детально разведаны коренные месторождения золота — Сухой Лог, Вернинское, Невское, Высочайшее и другие, относящиеся к золотосульфидно-кварцевой формации. Эта группа месторождений локализована во внутренней части Бодайбинского синклиория, сложенного метаморфизованными толщами позднего рифея и венда. Тонкообломочные терригенные и карбонатные отложения этого синклиория формировались в окраинно-континентальном перикратонном морском бассейне, возникшем в результате заложения северо-восточной — субмеридиональной внутриконтинентальной рифтовой системы [3, 6, 7, 10]. Судя по повышенным содержаниям Na, V, Ni, Co, Cu, Zn, Au, Ag, Pt, Pd в черносланцевых толщах рифея Бодайбинского прогиба, базитовому составу его дорифейского фундамента, пониженной (около 36 км) мощности земной коры, возникновение рифтовой системы и разрастание ее до размеров шельфового моря (перикратонного прогиба) проходили на фоне деструкции окраины древней Сибирской платформы и активной подводной гидротермальной деятельности с привносом из глубины «мантийных» элементов — Co, Ni, Pt [7—10].

Формирование промышленных объектов коренного золота в пределах Бодайбинского прогиба большинство исследователей связывает с двумя этапами: венд-кембрийскими покровно-складчатыми деформациями, приведшими к региональному метаморфизму карбонатно-черносланцевых толщ рифея и перераспределению золота с накоплением его во фронтальных частях надвиговых пластин, в зонах метаморфизма зеленосланцевой фации [3, 6, 7, 10]; средне-позднепалеозойской тектоно-магматической активизацией консолидированных блоков Байкало-Патомского нагорья, сопровождавшейся внедрением гранитоидов Тельмамского и Конкудеро-Мамаканского комплексов (Джегдакарский, Константиновский штоки), малых интрузий и даек кислого и основного составов и приведшей к формированию прожилково-вкрапленного, а затем и кварцево-жильного типов полисульфидного золотого оруденения [3, 6, 7, 10].

Объектами настоящих исследований служили золоторудные участки Ходоканского рудного поля, расположенные в бассейнах рек Малый Ходокан и Большая Бульбухта, восточнее месторождения Сухой Лог, в ниже-среднерифейских толщах северо-западного обрамления Нечерского поднятия. Их первая оценка была дана ГГО «Иркутскгеология» в 1993 г. В процессе бурения мелких картировочных скважин и проходки канав выявлены восемь золоторудных участков — Истанах, Ходокан I, II, III,

IV, V, VI, VII. Золотое оруденение сложено тонко рассланцованными и метаморфизованными отложениями пурпальной свиты (R_{1pp}) — кварцитопесчаники, кварц-серицит-хлорит-хлоритоидные сланцы и др., и медвежьей свиты (R_{1md}) — конгломераты с прослоями гравелитов, сланцев, песчаников, метабазальтов. Рудная минерализация представлена золотосодержащим пиритом, пирротинном, халькопиритом, галенитом, арсенопиритом (10—15% сульфидов на массу) и золотосодержащим кварцем. Золото в кварце часто видимое, размером 3—5 мм. Средние содержания золота в сульфидах и кварцевых жилах, по данным ГГО «Иркутскгеология», составляют 2,5—108,5 г/т.

Летом 2001 г. ГУФП «Сосновгеология» (г.Иркутск) при участии ВСЕГЕИ и ВИМС проводило бурение до глубины примерно 200—300 м с целью оценки выявленных с поверхности золото-рудных участков Ходоканского рудного поля. Бурение скважин сопровождалось гео- и тектонофизическими наблюдениями. Важный результат исследований — выявление в северном и северо-западном обрамлениях Нечерского поднятия пострифейских покровно-складчатых дислокаций и приуроченности прожилково-вкрапленной пирит-халькопирит-пирротинной минерализации и кварц-золоторудных проявлений Ходоканского рудного поля к осевым частям антиклинальных структур.

Тектоника. Дислоцированные и метаморфизованные карбонатно-терригенные толщи северного и северо-западного обрамлений Нечерского поднятия входят в состав Патомского покровно-складчатого пояса, сформированного в позднем рифее—конце раннего палеозоя [2]. Они смяты в системы пологих (до лежащих) и крутых складок с ориентировкой осевых поверхностей 330—350°, пологими шарнирами (5—20°) и углами падения осевых поверхностей 20—60° (до крутых) на юго-запад. В системы сильно сжатых синформ и антиформ с запрокинутыми замками антиклинальных складок смяты как сами ниже-среднерифейские толщи терригенных карбонатно-песчанисто-сланцевых пород, так и разделяющие и секущие эти толщи тектонические поверхности (рис. 1). При этом в за-



Рис. 1. Зоны смятия в нижнерифейских толщах. Обнажение в правом борту р.Малый Ходокан

висимости от состава пород тектонические поверхности представляют собой: в карбонатно-песчанистых и гравелитистых слоях — послойный кливаж (тектоническое рассланцевание) и множество (вереницу) трещин скола, ориентированных параллельно и (или) под острым углом к плоскостям напластования толщ; в углистых и филлитовидных сланцах — внутрипластовый кливаж смятия, течения, нагнетания, создающий микроплойчатость, микроскладчатость с увеличением мощностей в замках складок и тонкую тектоническую отдельность пород, хорошо видимые как в обнажениях, так и в керне скважин. Как правило, карбонатно-песчанистые слои и послойные кварцевые жилы в углистых и филлитовидных сланцах будинируются и растаскиваются вдоль оси тектонического рассланцевания. Тонкому рассланцеванию (с гофрировкой поверхностей рассланцевания) подвержены и карбонатные толщи — известняки R_3 , обнажающиеся вдоль левого борта руч. Кульбарокун (рис. 2).

В бассейнах рек Большая Бульбухта и Малый Ходокан покровно-складчатые деформации отчетливо выявляют-

ся при дешифрировании аэрофотоснимков масштаба 1:50 000. В северном обрамлении Нечерского поднятия они образуют коллаж (нагромождение) тектонических пластин, разделенных пологими и крутыми шарьяжно-надвиговыми поверхностями (см. рис. 2). В строении надвиговых пластин принимают участие как ниже-средне-верхнерифейские толщи (фронтальные и верхние части аллохтонов), так и породы фундамента Нечерского поднятия — ходоканские сланцы (PR_1hd), граниты Чуйско-Нечерского комплекса (PR_1cn). Обычно в аллохтонах интенсивность деформаций увеличивается снизу вверх, от их тыловых частей к фронтальным. Крупный аллохтон в северном обрамлении Нечерского поднятия — Окаевский гранитный массив — безкорневой в южной части, тектонически сорванный по данным интерпретации геофизических полей. В южном и юго-восточном экзоконтактах этого массива филлитовидные углеродсодержащие сланцы R_{2-3} образуют тектонический меланж и контролируют размещение рудопоявлений золота и металлов платиновой группы (см. рис. 2).

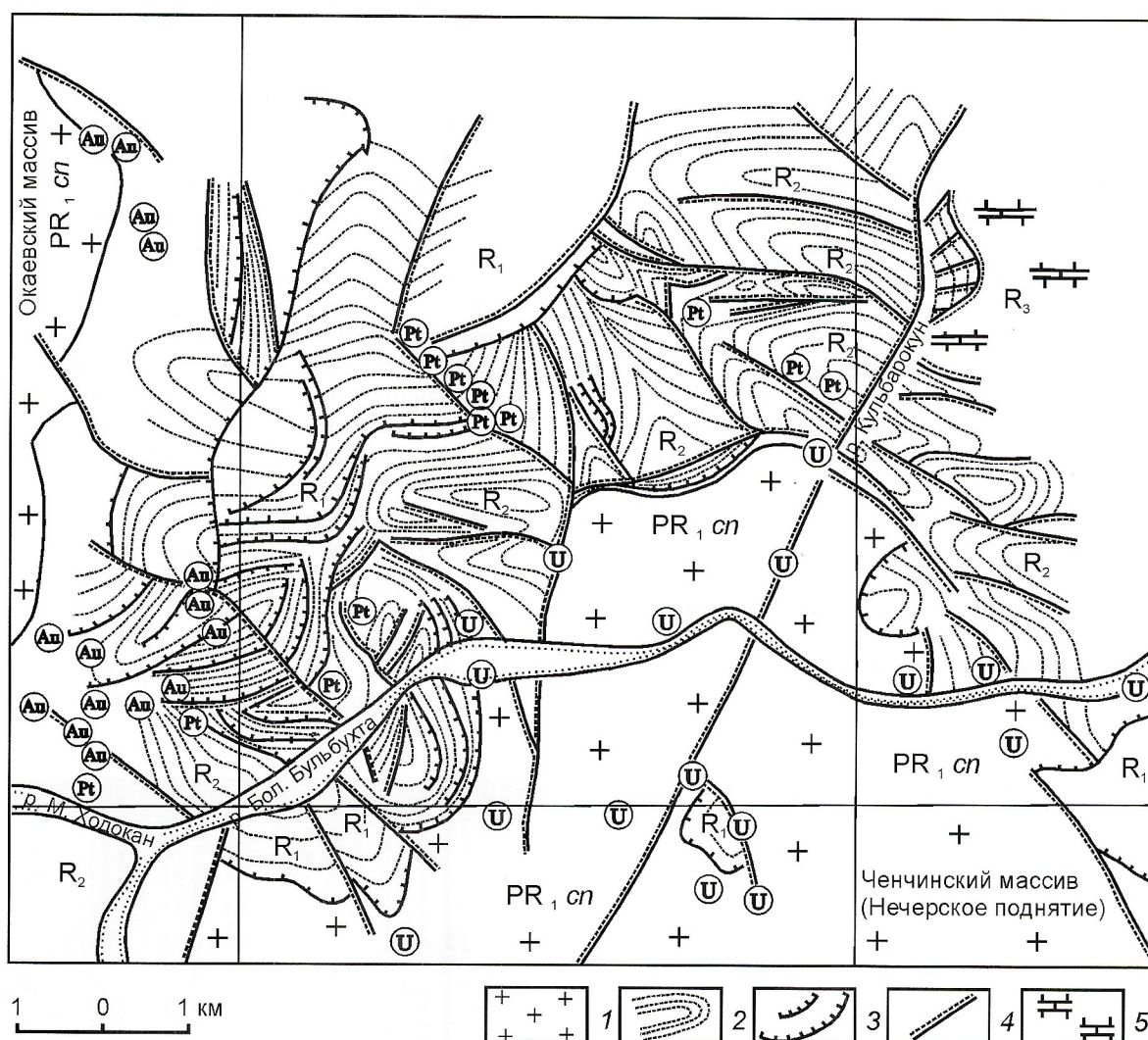


Рис. 2. Схема складчатых и разрывных дислокаций в северном обрамлении Нечерского поднятия. По результатам дешифрирования аэрофотоснимков масштаба 1:50 000:

1 — граниты чуйско-нечерского комплекса (PR_1cn); 2 — зоны рассланцевания, смятия, тектонической расслоенности в терригенных карбонатно-песчанисто-сланцевых толщах рифея; 3 — шарьяжно-надвиговые структуры; 4 — крутые взбросы, взбросо-(сбросо-)сдвиги, надвиги; 5 — известняки (R_3); индексы в кружках — рудопоявления урана, золота, металлов платиновой группы

Покровно-складчатые дислокации и структурный контроль золотого оруденения. В Ленском золотороссыпном и рудном районе, в рудных полях месторождений Сухой Лог, Вернинское, Невское и других отчетливо наблюдается приуроченность золотосульфидного и золотокварцевого оруденения к осевым плоскостям и замковым частям антиклинальных складок (Сухоложская антиклиналь гольца Высочайший и др.). Насыщенность золотосульфидной минерализацией (золотоносный пирит, пирротин, арсенопирит) и золотоносными кварцевыми жилами замковых частей антиклинальных складок обусловлена их интенсивной тектонической проработкой: наличием мощных зон расщепления, послойного и внутрипластового кливажа, микроскладчатости, трещиноватости горных пород. Рудные скопления со значительными содержаниями золота (от первых единиц до 361,5 г/т) в кварц-пиритовых прожилках, линзах, гнездах концентрируются в местах изгибов осевых плоскостей и шарниров антиклиналей [3, 6, 7]. Наиболее благоприятны для развития насыщенной золотосульфидной и золотокварцевой минерализации в пределах Сухоложской антиклинали горизонты и пачки алевросланцев и филлитов серицит-хлорит-кварцевого состава, содержащие умеренную (0,5—3%) примесь органического (углеродистого) вещества, сингенетичные и (или) раннеметаморфические магнезиально-железистые карбонаты и пирит [3, 6, 7].

Построение частных и сводных разрезов вкрест простирания рудоносных структур (юго-запад—северо-восток) Ходоканского рудного поля показало, что куэстовый рельеф гольцов в северном обрамлении Нечерского поднятия обусловлен главным образом крупными (1 км и более) антиклинальными складками, замки которых разрушены или полуразрушены, а сами складки в юго-западных—северо-восточных сечениях и обнажениях представляют собой элементы (верхние и фронтальные части) тектонических покровов. Тектонические покровы структурируются пологими и крутопадающими швами, по которым ходоканские сланцы (PR_1hd) и граниты чуйско-нечерского комплекса (PR_1cn) сдвинуты относительно друг друга и образуют систему аллохтонных пластин. Во фронтальных частях покровов ниже-средне-верхнерифейские толщи смяты в систему антиклинальных и синклинальных складок. Тектонические покровы надвинуты друг на друга в северо-восточном направлении. В пределах Ходоканского рудного поля они создают сдвоенные мощности ниже-протерозойских и рифейских толщ и сложные покровно-складчатые сооружения, замковые части которых вмещают выявленные с поверхности кварц-золоторудные жильные зоны (рис. 3).

Рудоконтроль в пределах Ходоканского рудного поля осуществляется как малыми структурными формами — многопорядковой мелкой складчатостью с размерами крыльев от первых сантиметров до первых метров, осложненной кливажем осевой плоскости, внутрипластовыми зонами течения, смятия, тектонического нагнетания пород, — так и крупными (1—2 км и более) крутыми и пологими (до лежащих) антиклинальными складками. Наиболее перспективными с учетом опыта разведки месторождений Сухой Лог, Вернинское, Невское [3, 6, 10] выглядят участки Истанах и Ходокан VI. Здесь в замках вертикальных (уч.Истанах) и запрокинутых (уч.Ходокан VI) антиклинальных складок в интенсивно раскливажированных и перемятых породах ниже-среднерифейских толщ и контролировалось малыми

канав, минералогических съемок (ГГО «Иркутскгеология»), фиксируются золоторудные кварцевые жилы с содержаниями Au до 98,6 г/т (уч.Ходокан VI). Золоторудные кварцевые жилы вытянуты параллельно или под острым углом к осевым поверхностям антиклинальных складок (см. рис. 3). Совместно с насыщенной кварц-пирит-халькопирит-пирротиновой минерализацией, контролируемой малыми структурными формами — послойными и внутрипластовыми зонами смятия, кливажными поверхностями, трещинами скола и т.д., они образуют кварц-сульфидные рудные зоны, хорошо картируемые по развалам кварца и вторичным ореолам рассеивания золота.

Генезис покровной складчатости. Крутые и пологие запрокинутые на северо-восток замки антиклинальных складок, размерами до 1 км и более, осложненные кливажем осевой плоскости, послойным и внутрипластовым кливажем смятия, течения, нагнетания (малые структурные формы) и слагающие верхние и фронтальные части тектонических покровов, представляют собой основной ансамбль рудоконтролирующих структурных форм Ходоканского рудного поля. Выдержанность архитектурного стиля структурного ансамбля в бассейнах рек Малый Ходокан и Большая Бульбухта — северо-западная ориентировка осевых поверхностей складок с падением их (осевых поверхностей) на юго-запад, пологие шарниры складок, сопряженность их с пологими и крутыми надвигами и т.д. — свидетельствует о едином региональном поле напряжений, создававшем этот ансамбль: *субгоризонтальном тектоническом стрессе северо-восточной ориентировки*. Тектонический стресс в северном и северо-западном обрамлениях Нечерского поднятия был обусловлен давлением горных масс со стороны растущего в раннем палеозое Патомского нагорья в связи со столкновением Баргузинно-Витимского субконтинента с блоками древней Сибирской платформы [2, 11]. Во фронтальной части Патомской дуги в это время (PZ_1), в пределах Непской складчатой зоны, на границе $V-E_1$ чехла и $AR-PR_1$ кристаллического фундамента древней Сибирской платформы формировались шарьяжно-надвиговые пластины и эндогенные кластиты, контролирующие положение крупных месторождений нефти и газа [11]. В пределах Ленского золотороссыпного и рудного района эти покровно-складчатые деформации (венд-кембрийские?) привели к региональному метаморфизму черносланцевых толщ рифея и перераспределению золота с накоплением его во фронтальных частях надвиговых пластин в зонах метаморфизма зеленосланцевой фации [10].

Источниками промышленных концентраций коренного золота в тектоносланцах северного и северо-западного обрамлений Нечерского поднятия при таком сценарии могло находиться первичное сингенетично накопленное в толщах рифея золото, а также переотложенная древняя кора выветривания, сформированная на границе предрифейского структурно-стратиграфического несогласия (PR_1hd/R_1pp_1). Трансляционными путями движения рудоносных метаморфогенных растворов служили кливажные зоны осевых поверхностей антиклинальных складок, замки которых в условиях субгоризонтального тектонического стресса находились в разгруженном состоянии и представляли собой зоны декомпрессии. Золотое оруденение концентрировалось в узлах пересечения осевых поверхностей антиклинальных складок с пологими тектонизированными границами ниже-среднерифейских толщ и контролировалось малыми

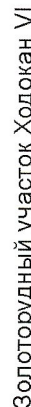


Рис. 3. Схематический геологический разрез вкрест простирания рудоносных структур Ходоканского рудного поля. По результатам бурения ГУФП «Сосновгеология»:

1 — ходоканские сланцы, *PR_{1hd}*; *2* — граниты чуйско-нечерского комплекса, *PR_{1cn}*; *3* — границы свит и подсвит ниже-среднерифейских толщ; *4* — последний кливаж; *5* — следы осевых поворотов относительно вертикальных складок; *6* — крупные взросы, взросо-(сборо-)сдвиги, надвиги; *7* — кварц-золоторудные жилные зоны; *8* — скважины, пробуренные в 2000 г. ГУФП «Сосновгеология»; *нижне-среднерифейские толщ* — турпультские свита, *R_{1pp}*; *R_{1pp1}* — нижняя подсвита (кварциты, кварцополмераты с прослоями сланцев и конгломератов), *R_{1pp2}* — средняя подсвита (хлоритовидные сланцы с пиррофилитом), *R_{1md}* — медвежеская свита (метаконгломераты полимиктовые с прослоями гравелитов, сланцев, песчаников, метабазальтов); *хордунтацкая свита*, *R_{2hr}*; *R_{2hr1}* — нижняя подсвита (метаконгломераты полимиктовые с прослоями песчаников, гравелитов, сланцев), *R_{2hr2}* — верхняя подсвита (метапесчанники кварцевые разнозернистые с прослоями филлитовидных сланцев); *R_{2hv}* — хайвергинская свита, нижняя подсвита (метапесчанники, метавулканы углеродистые потешоват-кварцевые)

структурными формами: послойным и внутрипластовым кливажем смятия, течения, нагнетания, кливажными трещинами, микроскладками высокого порядка и т.д.

Геотизическая модель Ленского золотороссышного и рудного района, включая северное и западное обрамления Нечерского поднятия, строилась на базе карт-трансформаций наблюденного поля силы тяжести масштаба 1:200 000 с учетом представлений авторов о геодинамической природе внутрикоровых «очагов» разуплотнения и глубинного дефицита масс и связи с ними крупных месторождений W, Sn, Au и других металлов [12]. Принципиальные позиции построения таких моделей и их интерпретации для областей тектоно-магматической активизации консолидированных блоков земной коры изложены в работах [4, 5]. Авторы осознают дискуссионность этих позиций для моделирования в пределах подвижных амагматических поясов и областей с незавершенной и покровной складчатостью. Ниже приведена модель, наиболее полно отражающая результаты полевых исследований авторов в Ленском золоторудном районе и учитывающая практически полное отсутствие в пределах Патомского покровно-складчатого пояса (за исключением Бодайбинского синклинория) ранне- и позднепалеозойских гранитоидных комплексов.

Положение промышленных объектов коренного золота — месторождения Сухой Лог, Вернинское, Невское, Высочайшее и др. — в геофизической модели Ленского золотороссыпного и рудного района определяется приповерхностными покровными зонами разуплотнения, расположенными на периферии глубинного «очага» разуплотнения и дефицита масс (рис. 4). Пространственно данный «очаг» совпадает с Тонодским сводовым поднятием (кратонный террейн, по [2]) и гранитоидными массивами чуйско-нечерского комплекса (PR₁cn). Приповерхностные покровные зоны разуплотнения фиксируются в северном и северо-западном обрамлениях Нечерского поднятия, представляя собой апофизы глубинного «очага» (его безкорневые оторванные массы). Наиболее протяженно и мощно они проявлены в полосе примерно 115—117° в.д. и непосредственно в пределах Ходоканского рудного поля, где им соответствуют безкорневые аллохтонные раннепротерозойские гранитоидные

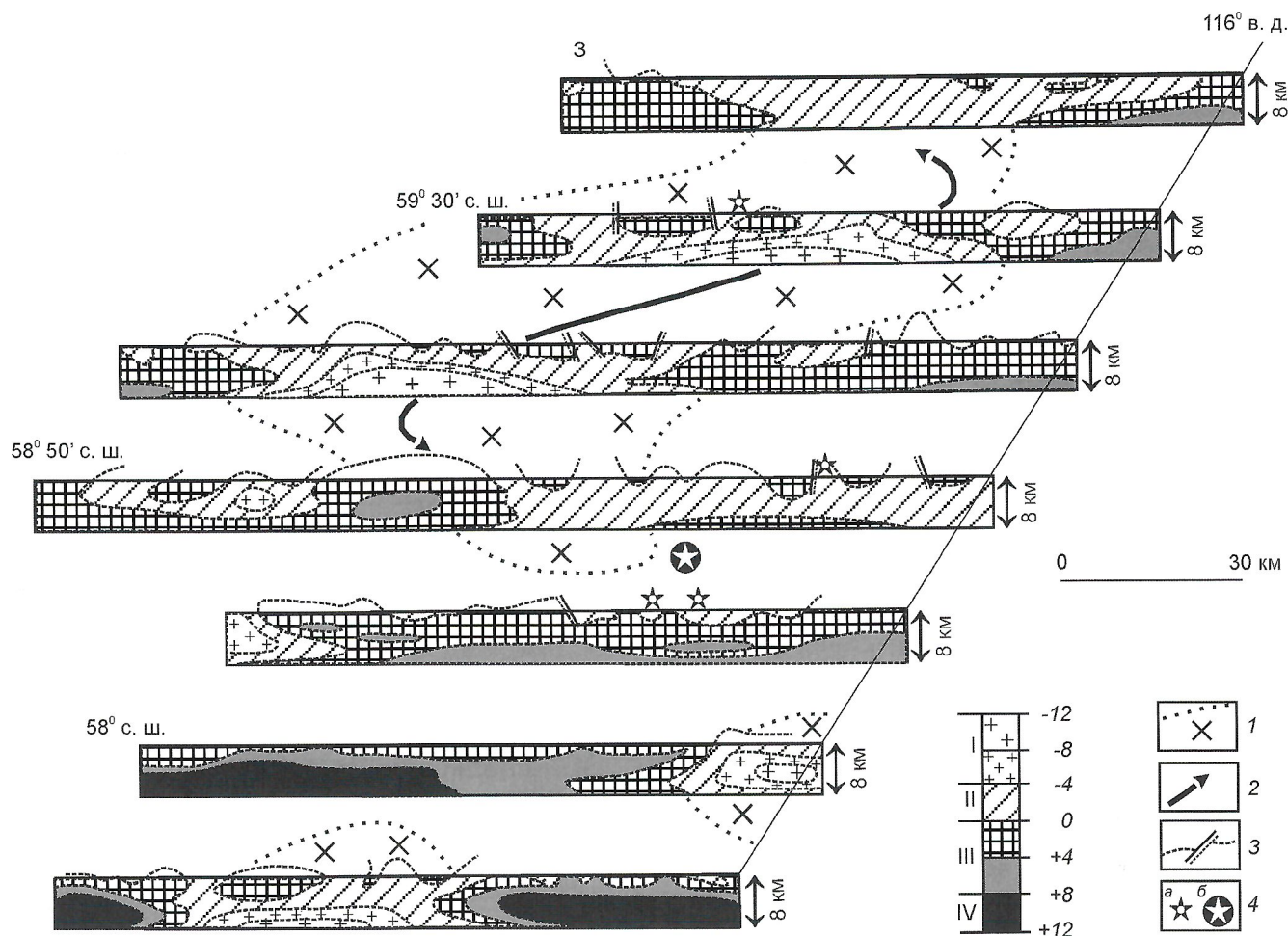


Рис. 4. Геофизическая модель Ленского золотороссыпного и рудного района. На основе карт трансформаций наблюдаемого поля силы тяжести масштаба 1:200 000, схематизировано:

1 — общие контуры внутрикоровых «очагов» разуплотнения и дефицита масс; 2 — ось Тонодского поднятия; 3 — линии смещения изоаномал поля силы тяжести в разрезах (разрывы); 4 — месторождения коренного золота (а), месторождение Сухой Лог (б); вертикальная колонка — разностные аномалии наблюдаемого поля Δg , мГал (I — участки дефицита масс, II — области относительного разуплотнения, III — плотные массы, IV — центры масс с избыточной плотностью)

массивы (Окаевский, Истанахский), зоны дислокационно-метаморфизма и покровной складчатости.

Происхождение безкорневых аллохтонных гранитоидных массивов в северном и северо-западном обрамлениях Нечерского поднятия и соответствующих им приповерхностных зон разуплотнения, дислокационного метаморфизма, покровной складчатости связывают с процессами омоложения и тектонического расслоения докембрийских блоков Байкало-Патомского нагорья, произошедшими в раннем палеозое в связи с силовым вхождением Патомского покровно-складчатого пояса в острый угол, образованный краевыми швами Ангарской плиты и Чарско-Алданской складчатой области. Расслоение коры и дислокационный метаморфизм зеленосланцевой, амфиболитовой, реже гранулитовой фаций, происходили в пределах всего покровно-складчатого пояса, без видимых процессов гранитообразования. Наиболее мощно эти процессы проявились на границе Чуйского, Тонодского и Нечерского сводовых поднятий и в цоколе (фундаменте) древней Сибирской платформы [2, 11]. По мнению авторов этих работ, с тектоническим расслоением и дислокационным метаморфизмом терригенных карбонатно-песчанисто-сланцевых толщ рифея в гравиметрической модели

Ленского золотороссыпного и рудного района связаны «врезы» приповерхностных разуплотненных масс в плотные массы и их покровно-складчатая морфология в разрезах (см. рис. 4). Ретроспективно данные модельные обстановки характеризуют области покровной складчатости, структуро- и рудообразования, а также процессы реоморфизма докембрийских блоков, синхронные становлению Ангаро-Витимского батолита (R_3 — PZ_3) [2]. Отчлнить в наблюдаемом сегодня гравипотенциальном поле древние (AR—PR) и более молодые (PZ) процессы не представляется возможным. Однако с учетом конкретной геологической ситуации модельные обстановки, аналогичные рудным полям месторождений Сухой Лог, Вернинское, Невское, Высочайшее и др., могут рассматриваться как перспективные и использоваться в Бодайбинском районе для прогноза и поисков месторождений коренного золота.

Авторы выражают искреннюю благодарность Г.А.Машковцеву за конструктивные советы при подготовке рукописи к печати.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев Б.А., Клушин И.Г. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. — Л.: Гостоптехиздат, 1962.

- Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны Байкальской горной области и размещение в их пределах месторождений золота // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 1. № 3. С. 230—240.
- Бурак В.А., Хмелевская Н.А. Сухой Лог — одно из крупнейших золоторудных месторождений мира (Генезис, закономерности размещения оруденения, критерии прогнозирования). — Владивосток: Дальнаука, 1997.
- Данковцев Р.Ф. Спектрально-корреляционный анализ гравиметрических данных при локальном прогнозе эндогенных месторождений // Отечественная геология. 1993. № 5. С. 114—120.
- Данковцев Р.Ф. Опыт разработки энергомагматической системы критериев прогноза урановых месторождений // Отечественная геология. 1995. № 11. С. 8—17.
- Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А., Стружков С.Ф. Золоторудные гиганты России и мира. — М.: Научный мир, 2000.
- Коробейников А.Ф. Нетрадиционные комплексные золотоплатиноидные месторождения складчатых поясов. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1999.
- Митрофанов Г.Л., Немеров В.К., Коробейников Н.К., Семейкина Л.К. Платиноносность позднедокембрийских углеродистых формаций Байкало-Патомского нагорья // Платина России. Проблемы развития минеральной сырьевой базы платиновых металлов. — М., 1994. С. 150—154.
- Немеров В.К. Геохимическая специализация позднедокембрийских черносланцевых толщ Байкало-Патомского нагорья: Автореф. дисс. канд. геол.-минер. наук. — Иркутск, 1989.
- Рундквист И.К., Бобров В.А., Смирнова Т.Н. и др. Этапы формирования Бодайбинского золоторудного района // Геология рудных месторождений. 1992. № 6. С. 3—15.
- Сизых В.И., Лобанов М.П. Шарьяжно-надвиговый контроль нефтегазоносности юга Сибирской платформы // Докл. РАН. 1994. Т. 335. № 5. С. 621—625.
- Шашорин Б.Н. Глубинное строение и палеотектоника восточного сектора Центральной Азии (по данным гравиметрического зондирования). «Очаги» разуплотнения в PZ_{2-3} тектонике Центральной Азии (западный сектор) // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты: Мат-лы XXXIV тектонического совещания. Т. 2. — М., 2001. С. 306—312.

УДК 553.43., 622.12.

© В.О.Коньшев, 2004

Опыт оценки погрешностей опробования и совершенствование методологии разведки месторождения с бананцевым распределением золота

В.О.КОНЫШЕВ (ЦНИГРИ)

В Кузнецком Алатау на территории Междуреченского района Кемеровской области в 2001—2003 гг. ОАО «Горнорудная компания «Кемерово—Москва» (ОАО «КЕМО») выявлено, оценено и частично разведано крупное золоторудное месторождение Федоровское-1. Его геодинамическая позиция, геологическое строение и особенности ве-

щественного состава руд отражены в опубликованных работах первооткрывателей [1, 6, 7, 14]. В центральной части месторождения установлено 27 рудных тел (рис. 1), представленных минерализованными участками в пачках черных сланцев, несущих самородное золото, незначительную (до 3%) сульфидную и магнетитовую вкрапленность,

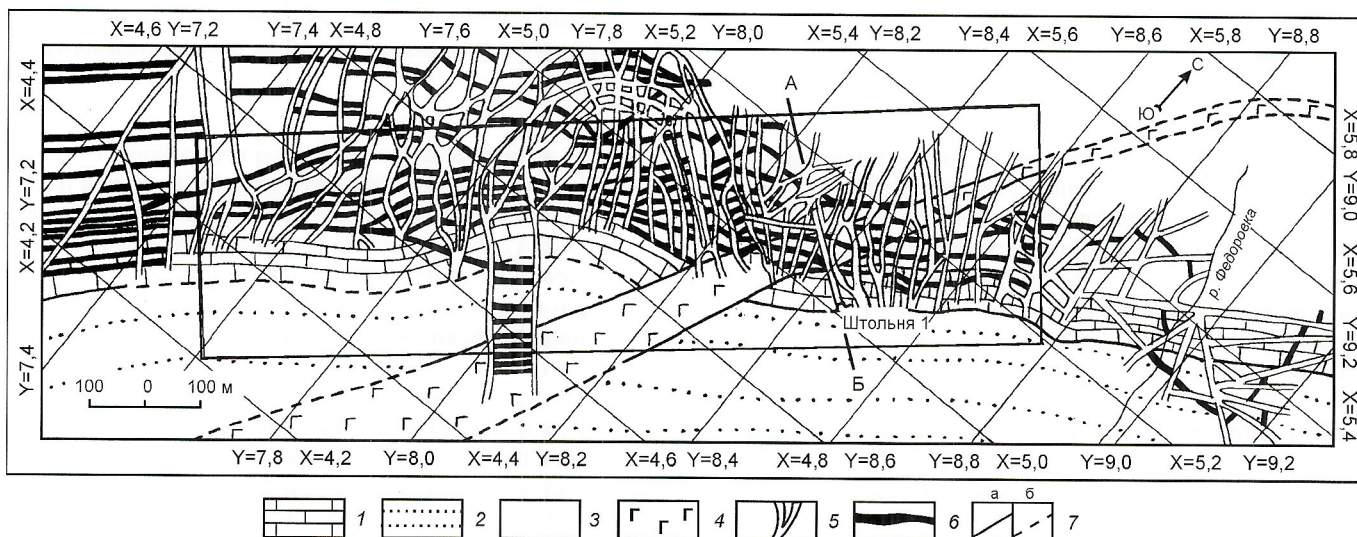
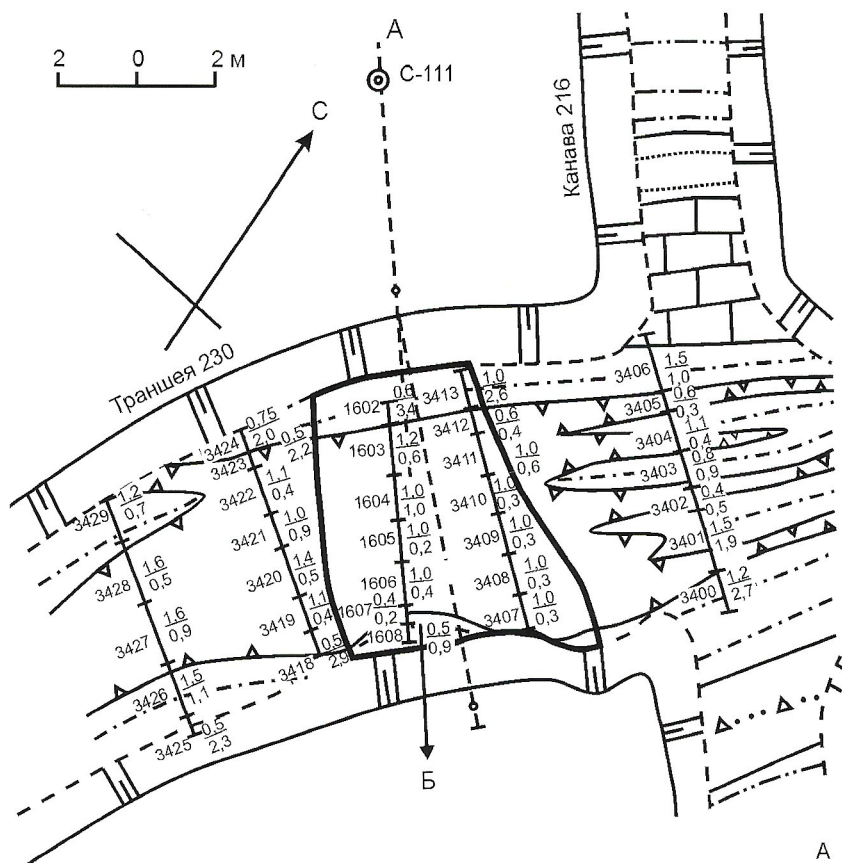


Рис. 1. Геологический план центральной части месторождения Федоровское-1:

толща: 1 — известняковая, 2 — песчаник-алевролитовая, 3 — черносланцевая рудоносная известняк-песчаник-алевролит-аргиллитовая с золотоносными горизонтами углеродистых хлорит-серицит-полевошпат-кварцевых сланцев; 4 — массив порфиroidных габбро и диабазов; 5 — дайки диабазов; 6 — пластообразные крутопадающие залежи прожилково-вкрапленных золото-магнетит-сульфидно-кварцевых руд в углеродистых сланцах, преобразованных вблизи поверхности в золотоносные коры химического выветривания; 7 — геологические границы: а — установленные; б — предполагаемые; А—Б — линия разреза вдоль оси разведочной штольни со штреком; рамка — участок, где подсчитаны запасы окисленных руд разведанных залежей и оценены прогнозные ресурсы по категории P_1



линзы и прожилки кварца. Количество жильного кварца в минерализованных зонах не превышает 10—20%. Рудные залежи наклонены на северо-запад под углами 60—85°. Разбиты они на рудные блоки поперечными и диагональными диабазовыми дайками различной мощности. До средней глубины 24,4 м сложены залежи окисленными рудами, состоящими из дресвяно-глинистой золотоносной коры химического выветривания (ЗКХВ). Золото из такой коры может извлекаться по россыпной схеме [3, 6].

Запасы разведанных тел золотоносной коры в центральной части месторождения подсчитаны в количествах 2,6 т Au при содержаниях бортового 0,8 и среднем 3,7 г/т. Прогнозные ресурсы категории P_1 инструментально привязанных рудных блоков центральной части месторождения, опробованных по редкой сети, составили 3,9 т Au в золотоносных корах химического выветривания и 52,6 т в первичных рудах до глубины 220 м. Прогнозные ресурсы категории P_2 вновь обнаруженных прожилково-вкрапленных зон на периферии горного отвода оценены в 12,8 т по ЗКХВ и 94 т по природному типу первичных руд [6, 7] по установленной продуктивности разведанных залежей с понижающим коэффициентом 0,5.

При рядовых и низких содержаниях, в рудах нередко обнаруживались крупные выделения самородного золота, поставившие под сомнения достоверность разведочного опробования и потребовавшие оценки его погрешностей.

Заверочное опробование. Полупромышленная технологическая проба 10 массой 23,1 т была отобрана экскаватором из блока детализации 29 рудного тела 6 (рис. 2). Дан-

Рис. 2. Схема отбора полупромышленной технологической пробы 10, переработанной на золотоизвлекательной фабрике ОАО «Коммунарковский рудник»:

1 — алевролиты; 2 — песчаники; 3 — известняки; 4 — черные сланцы с прожилково-вкрапленной золото-сульфидно-магнетитовой минерализацией; 5 — брекчированные песчаники; 6 — покровные суглинки с обломками известняков, песчаников и диабазов; 7 — линии бороздочного и ядерного опробования; 8 — борта и днище разведочной траншеи на разрезе (утолщенная линия на разрезе и плане — контур технологической пробы 10); 9 — борта разведочных траншей и канавы на плане; 10 — контуры кварцевых жил в рудной залежи; 11 — линия дневной поверхности на разрезе до снятия почвенно-растительного слоя; стрелка — направление бурения; пунктир — проекция разведочной скважины C-111 на горизонтальную плоскость; цифры — номера проб: числитель — длина пробы, м; знаменатель — содержание золота по результатам пробирных анализов, г/т

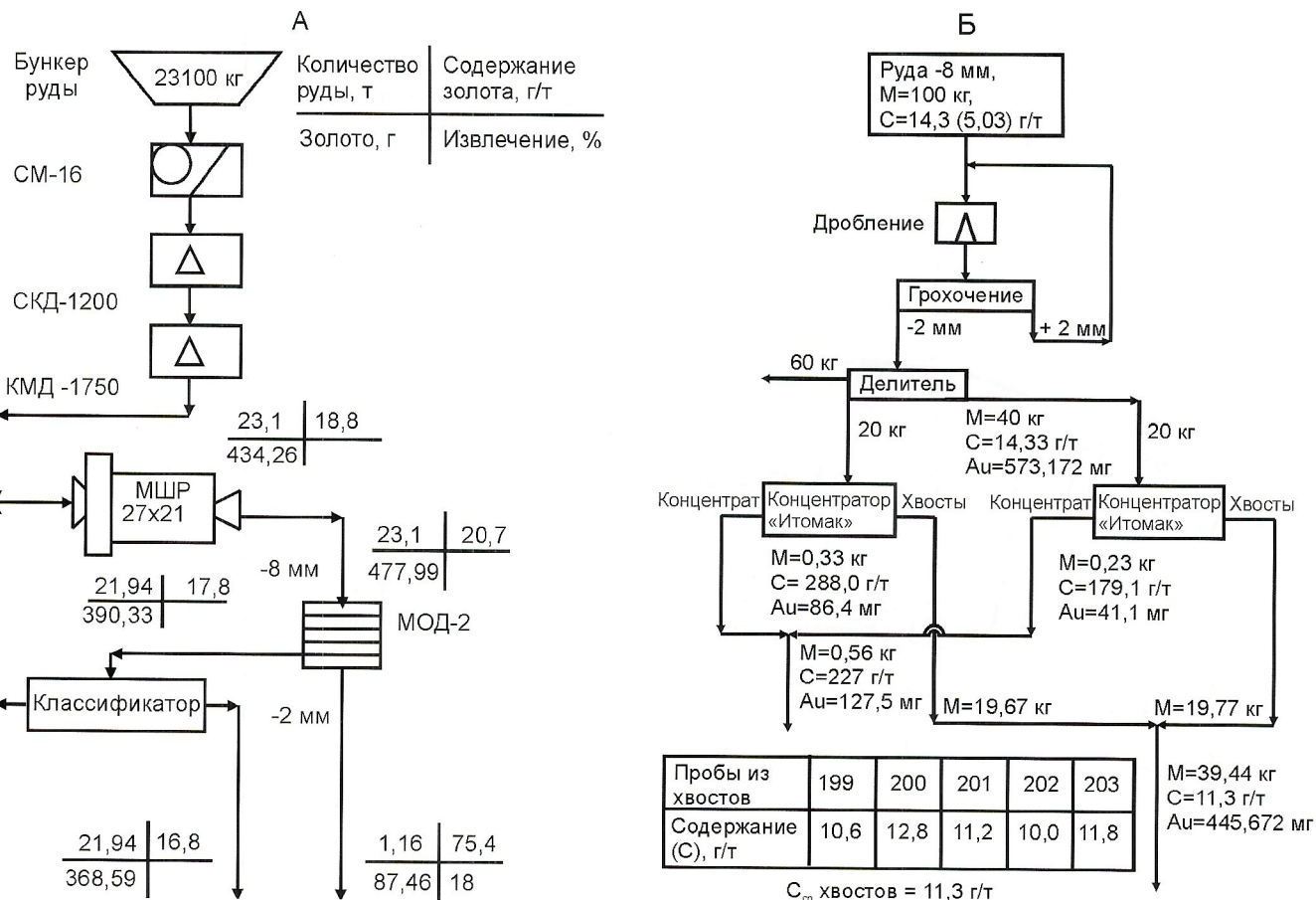


Рис. 3. Технологическая схема гравитационного обогащения руды промышленным (А) и части материала лабораторным (Б) способами полупромышленной технологической пробы 10 Федоровского-1 месторождения на золотоизвлекательной фабрике ОАО «Коммунарский рудник»

ные рядового бороздового опробования по 5 разведочным пересечениям и керну скважины 111 показали средневзвешенное содержание 1,02 г/т Au. Содержание металла вдоль разведочных пересечений по кровле и подошве указанной пробы 10 составило всего 0,77 г/т Au.

Геологическая служба ОАО «Коммунарский рудник» из штабеля перевезенной к фабрике руды отобрала 12 проб, среднее содержание по которым составило 6,8 г/т, а с ограничением ураганных проб (36,8 и 25,1 г/т) — 3,1 г/т. После проведения на фабрике дробильно-измельчительно-го цикла до класса –8 мм с конвейерной линии были взяты 14 проб с средним содержанием 5,03 г/т Au при колебаниях от 3,2 до 7,9 г/т.

Итак, по мере перемешивания и дробления руды наблюдалось усреднение содержаний золота в отбитой массе, характеризующейся гнездовым распределением металла в коренном залегании. По сравнению с данными разведки такое усреднение показало занижение содержаний рядовым опробованием в 5 раз по 6 разведочным пересечениям с общим числом 44 рядовых проб. Рассредоточенное положение и мелкие размеры золотоносных скоплений в рудном блоке не позволили выявить их даже густой сетью разведочных пересечений (см. рис. 2).

Сопоставление результатов гравитационного обогащения крупнообъемных и групповых проб с данными рядового опробования. По фабричной схеме (рис. 3, А) полупромышленная технологическая проба 10 подверглась гравитационному обогащению на отсадочной маши-

не. Концентрат отсадки при 5%-ном выходе содержал 75,4 г/т Au. В хвостах обогащения, измельченных до класса –2 мм, оно составило 16,8 и 17,8 г/т Au. По балансу металла в продуктах обогащения в исходной руде содержится 20,7 г/т Au. Несоответствие содержаний золота, выявленных до 5,03 и после 20,7 г/т обогащения руды, было подтверждено последующими опытами.

На лабораторной гравитационной установке (см. рис. 3, Б) подверглась обогащению проба в 100 кг, составленная из дубликатов тех же 14 проб, отобранных с конвейерной линии и измельченных от –8 мм до –2 мм перед производством пробирных анализов. Две части пробы массой по 20 кг каждая были обогащены на центробежных концентраторах, а навеска 60 кг оставлена для опытов по цианированию. В концентратах определены содержания Au 179,1 и 288 г/т, при среднем его значении 227 г/т. В объединенных хвостах среднее содержание составило 11,3 г/т Au, при колебаниях от 10 до 12,8 г/т Au по 5 пробам. Фактическое содержание в исходной руде 14,33, а не 5,03 г/т Au, как было установлено ранее пробирными анализами.

Для проверки данных, полученных на золотоизвлекательной фабрике ОАО «Коммунарский рудник», была составлена лабораторная технологическая проба 9 из 26 рядовых бороздовых проб 3400—3413, 3418—3429 по 4 разведочным пересечениям (см. рис. 2). Эта проба, массой 136,3 кг с расчетным содержанием 0,97 г/т, была обогащена в лаборатории ОАО «КЕМО» по схеме, приведенной на рис. 4. Материал пробы 9, измельченный до –1 мм, прошел

обогащение на отсадочной машине МОД-0,25 и концентратном столе СКО-2. Объединенный гравитационный концентрат промывали на лотке с получением шлиха массой 282 г (концентрат-1) и промпродукта массой 29,6 кг. Пробирными анализами установлены следующие средние содержания: в концентрате — 2132 г/т Au; промпродукте — 15,4 г/т Au; хвостах обогащения — 2 г/т Au. Фактическое содержание, определенное по балансу металла в продуктах обогащения, составило 9,3 г/т Au, что в 9,6 раза превышает среднее содержание (0,97 г/т Au), определенное по данным разведочного опробования, и сопоставимо с результатами опытов на золотоизвлекательной фабрике ОАО «Коммунарковский рудник».

Итак, опыты по гравитационному обогащению показали, что баланс металла в продуктах переработки больших масс технологических проб выявил занижение содержания золота рядовыми пробами стандартного сечения (10×5 см) в 9,6—26,9 раза, и 2,8—6,2 раза по сравнению с перемешанными и измельченными рудами. При несоответствии показателей рядового опробования истинным содержаниям золота в рудах методическими руководствами по разведке золоторудных месторождений [4, 8, 10, 12] рекомендовано переходить на более представительный способ отбора рядовых проб, заменяя борозды стандартного сечения сопряженными пробами увеличенного сечения, задирковыми, валовыми и другими большей массы.

Представительность опробования. Представительная масса пробы должна отражать положение об однородности отобранного материала для максимального диаметра частиц полезного компонента. В этом случае для теоретического расчета надежных масс проб и геометрии их сечений следует использовать формулу Ричардса-Чечетта, которую чаще применяют при сокращении материала проб в процессе отбора представительных навесок для анализов:

$$Q=kD^2,$$

где Q — масса пробы, кг; k — коэффициент равный 1 при крайне неравномерном содержании золота; D — максимальный диаметр зерен золота и других частиц пробы, мм.

Ситовой анализ золота [7], попутно добытого при разведке, показал наличие частиц металла величиной в 11 мм. Представительной или однородной по составу для подобных зерен золота будет масса пробы в 121 кг, что равноценно материалу 12 сопряженных стандартных проб размером 10×5×100 см³. Для расчета оптимальных масс проб (табл. 1), удовлетворяющих допустимой погрешности подсчета запасов, предлагается использовать такое понятие как коэффициент представительности опробования (КПО), дающий оценку вероятности определения истинного содержания золота в зависимости от масс частиц золота различной крупности.

Так, коэффициент представительности опробования с вероятностью 0,99 показывает, что в пробу руды массой 121 кг месторождения Федоровское-1 попадет золото класса зерен 11 мм и менее, за исключением самородков; коэффициент 0,387 — показатель вероятности полного определения золота в рядовой пробе 9 кг стандартного сечения, по массе однородной для частиц металла класса до 3 мм. При этом возможно занижение истинного содержания золота в 2,5 раза по сравнению с представительной пробой в 121 кг.

Для категории С₂ предельно допустимая погрешность при подсчете запасов оценивалась В.М.Крейтером в

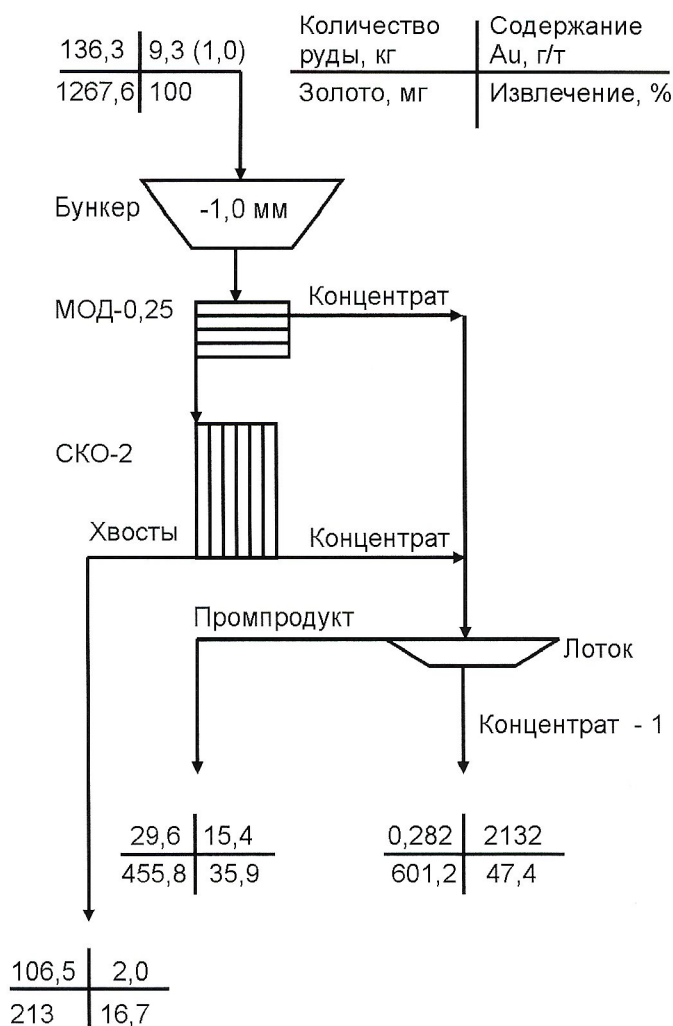


Рис. 4. Технологическая схема обогащения лабораторной технологической пробы 9 месторождения Федоровское-1 на обогатительной установке ОАО «Горнорудная компания Кемерово-Москва»

60—90%. Указанным условиям удовлетворяют запасы месторождения Федоровское-1, разведанные рядовыми пробами с погрешностью (1–КПО)100%=61,8%, но при условии достоверного определения содержаний золота в пробах.

Достоверность опробования, по А.Б.Каждану [4] — это соответствие результатов анализов истинным содержаниям золота в отобранных массах проб. Рядовые пробы измельчались до –1 мм и затем сокращались до 1 кг в соответствии с формулой Ричардса-Чечетта при $k=1$. Эта навеска без сокращения истиралась в стержневой мельнице до –0,074 мм. После перемешивания ложечкой вычерпывались 2 навески массой по 50 г для пробирных анализов. Если массы выплавленных корточек золота отличались более чем на 20%, то пары анализов повторялись до получения результатов, отвечающих требованиям стандартной методики сертифицированной лаборатории ОАО «Артемовская золоторудная компания». По близким значениям определялись средние содержания. За бортом оказывались данные максимальных и минимальных масс выплавленных корточек золота.

1. Оценка представительности проб различной массы в зависимости от крупности частиц золота в рудах Федоровского-1 месторождения

Классы по величине зерен золота, мм	Распределение масс золота по классам, %	Расчетные массы представительных проб, кг	Коэффициенты представительности опробования
–0,074	1,6	0,01	0,016
+0,074—0,2	13,9	0,04	0,155
+0,2—1,0	20,5	1,0	0,36
+1,0—2,0	0,5	4,0	0,365
+2,0—3,0	2,2	9,0	0,387
+3,0—4,0	7,1	16,0	0,458
+4,0—6,0	25,4	36,0	0,712
+6,0—10,0	16,3	100,0	0,875
+10,0—11,0	12,5	121,0	0,99
Самородки	0,1	2500	1,00

По выборке из 44 пар основных и контрольных анализов (табл. 2) среднее содержание определено в 4,65 г/т Au; по максимальным массам корточек оно составило 38,9 г/т или в 8,4 раза выше; минимальным массам корточек оценено в 3,4 г/т или 73% от среднего, определенного лабораторией. Исключением разнobia в параллельных анализах лаборатория, по существу, производит первое ограничение ура-

ганных значений, а вернее — резкое занижение средних содержаний золота.

Попытаемся представить, какого класса зерна золота участвуют в навеске взятой для анализа пробы 50 г. Степень измельчения 1 кг материала пробы для анализа достигала 100% класса –0,074 мм. Соответственно и попавшие в пробу частицы золота должны были оказаться истертыми

2. Сопоставление результатов по выборке проб пары основных анализов с парой контрольных, выполненных в лаборатории ОАО «Артемовская золоторудная компания» по стандартной методике пробирных анализов

Проба	Масса золота, извлеченная из навески 50 г пробы, мг				Содержания Au, г/т		
	Основная		Контрольная		По данным лаборатории	Минимальное	Максимальное
	1 экз.	2 экз.	3 экз.	4 экз.			
1	2	3	4	5	6	7	8
2207	0,15	0,7	0,08	0,08	1,6	1,6	14,0
2216	0,25	0,4	0,05	0,04	0,9	0,8	8,0
2218	0,03	0,22	0,02	0,03	0,5	0,4	4,4
2225	0,09	0,01	0,01	0,01	0,2	0,2	1,8
2306	0,19	Брак	0,05	0,06	1,1	1,0	3,8
2308	0,18	Брак	0,10	0,10	2,0	2,0	3,6
2315	0,22	Брак	0,18	0,14	3,2	2,8	4,4
2367	0,63	Брак	0,47	0,48	9,5	8,36	12,2
2423	0,19	0,23	0,19	0,19	3,8	3,8	4,6
2787	0,25	0,38	0,29	0,2	5,7	4,0	7,6
2932	0,12	0,03	0,03	0,02	0,5	0,4	2,4
3065	0,25	Брак	0,02	0,03	0,5	0,4	5,0
3067	0,16	Брак	0,14	0,13	2,7	2,6	3,2

1	2	3	4	5	6	7	8
3069	1,1	Брак	0,02	0,02	0,4	0,4	22,0
3074	0,38	Брак	0,05	0,05	1,0	1,0	7,6
3189	0,32	Брак	0,01	0,01	0,2	0,2	6,4
1436	0,12	0,01	0,01	0,01	0,2	0,2	2,4
1447	0,07	0,02	0,01	0,01	0,2	0,2	1,4
2585	0,60	0,45	0,44	0,45	8,9	8,8	10,2
104/4	0,35	0,20	0,34	0,34	6,8	5,0	7,0
2432	0,28	0,07	0,04	0,05	0,9	0,08	5,6
1436	0,01	0,12	0,01	0,01	0,2	0,2	2,4
1447	0,07	0,02	0,01	0,01	0,2	0,2	1,4
1436	0,02	0,12	0,01	0,01	0,2	0,2	2,4
2849	0,28	0,07	0,11	0,13	2,4	1,4	5,6
2610	0,15	0,23	0,15	0,13	2,8	2,6	4,6
259	0,02	0,49	0,03	0,02	0,5	0,4	9,8
318	0,70	0,38	0,53	0,99	15,2	7,6	19,8
310	2,69	70,0	2,72	2,71	54,3	53,8	1400,0
328	0,03	0,1	0,06	0,05	1,1	0,6	2,0
136	0,25	0,05	0,005	0,005	0,1	0,1	5,0
200	0,08	0,57	0,13 0,2	0,70 0,02	0,4	0,4	14,0
5734	0,16	0,02	0,015	0,015	0,3	0,3	3,2
5821	0,03	0,09	0,015	0,015	0,3	0,3	1,8
5862	1,07	0,72	0,69	0,50	14,1	10,0	21,4
5931	0,29	Брак	0,005	0,005	0,1	0,1	5,8
557	0,34	0,11	0,04	0,04	0,8	0,8	4,8
736	0,11	Следы	0,005	0,005	0,1	0,05	2,2
1022	0,16	0,01	0,005	0,005	0,1	0,1	3,2
1053	0,12	0,015	0,015	0,015	0,3	0,3	2,4
1068	0,21	0,18	0,19	0,20	3,9	3,6	4,2
1061	0,30	0,24	0,37	0,32	6,9	4,8	7,4
818	2,33	0,70	2,33	2,33	46,6	14,0	46,6
1223	0,18	0,13	0,15	0,15	3,0	2,6	3,6
Σ					204,7	148,65	1711,2
Среднее					4,65	3,38	38,89
Коэффициент					1,0	0,73	8,36

до указанного размера. Допустив, что измельченные частицы золота имеют шаровидную форму, находим объем и массу (0,0041 мг) каждой такой и других по крупности частиц 839 пробы (табл. 3). Так, в классе руд с содержаниями

от 1 до 2 г/т в навеске 50 г для анализа число частиц золота класса –0,074 мм достигает 24, что равноценно 1 измельченной частице золота до 0,2 мм массой до 0,075 мг. При работе с рудами классов содержаний от 32 до 128 г/т в на-

3. Число частиц золота различной степени крупности в навеске руды 50 г для пробирного анализа при различных классах содержаний золота

Классы содержания Au в рудах, г/т	Верхний уровень массы Au в навеске пробы 50 г, мг	Количество частиц золота по классам величин (верхние пределы) в навеске пробы 50 г, штук										
		$\frac{-0,074}{0,004}$	$\frac{+0,074-0,2}{0,075}$	$\frac{+0,2-1,0}{9,322}$	$\frac{+1,0-2,0}{74,53}$	$\frac{+2,0-3,0}{251,53}$	$\frac{+3,0-4,0}{596,23}$	$\frac{+4,0-6,0}{2012,3}$	$\frac{+6,0-10,0}{9316,10}$	$\frac{+10,0-14,0}{25707}$		
0,1—0,2	0,010	2,44	0,13	0,001	0,0001	0,00004	0,000018	0,000005	0,000001	0,0000004		
0,2—0,5	0,025	6,10	0,33	0,003	0,0003	0,00010	0,000042	0,000012	0,000003	0,0000010		
0,5—1,0	0,050	12,20	0,67	0,005	0,0006	0,00020	0,000084	0,000025	0,000005	0,0000020		
1,0—2,0	0,10	24,40	1,33	0,011	0,0013	0,00040	0,000170	0,000050	0,000011	0,0000040		
2,0—4,0	0,20	48,78	2,67	0,022	0,0027	0,00080	0,000340	0,000099	0,000022	0,0000080		
4,0—8,0	0,40	97,56	5,33	0,043	0,0053	0,00160	0,000670	0,000199	0,000043	0,0000160		
8,0—16,0	0,80	195,1	10,7	0,086	0,0107	0,00320	0,00134	0,000398	0,000086	0,0000310		
16,0—32,0	1,6	390,2	21,3	0,172	0,0215	0,00640	0,00268	0,000795	0,000172	0,0000620		
32,0—64,0	3,2	780,5	42,7	0,343	0,0429	0,0127	0,00537	0,00159	0,000344	0,000124		
64,0—128	6,4	1561	85,3	0,686	0,0859	0,0254	0,0107	0,00318	0,000687	0,000249		
128—256	12,8	3122	171	1,37	0,172	0,0509	0,0215	0,00636	0,00137	0,000498		
256—512	25,6	6244	341	2,75	0,344	0,102	0,0429	0,0127	0,00275	0,000996		
512—1024	51,2	12487	683	5,49	0,687	0,204	0,0859	0,0254	0,00550	0,00199		
1024—2048	102,4	24976	1365	11,0	1,37	0,407	0,172	0,0509	0,0110	0,00398		
2048—4096	204,8	49951	2731	22,0	2,75	0,814	0,344	0,102	0,0220	0,00786		
4096—8192	409,6	99902	5461	43,9	5,50	1,63	0,687	0,204	0,0440	0,0157		
8192—16384	819,2	199804	10922	87,8	11,0	3,26	1,37	0,404	0,0880	0,0304		
16384—32768	1638,4	399608	21844	175,6	22,0	6,52	2,74	0,808	0,176	0,0608		
Распределение массы золота по классам величин его частиц, %		1,6	13,9	20,5	0,5	2,2	7,1	25,4	16,3	12,5		
КДО, %		1,6	15,5	36,0	36,5	38,7	45,8	71,2	87,5	99,9		

Примечание: 1. Жирным шрифтом указаны частицы золота, принимающие участие в навеске 50 г для пробирного анализа по классам содержаний в рудах до 32,8 кг/т Ац.

2. Числитель — класс, мм, знаменатель — масса 1 зерна золота максимальной крупности, мг

весках для пробирного анализа участвуют только измельченные частицы металла до 0,2 мм. В классе руд с содержаниями от 128 до 256 г/т в навеску для анализа попадают 3122 частицы золота — 0,074 мм или 171 частица — до 0,2 мм, или 1 измельченная частица до 1,0 мм.

Золото измельченных крупных частиц, дающих основное количество металла в рудах, по данным ситового анализа, не обнаруживается пробирными анализами. Причина кроется в недостаточных по массе навесках материала для пробирных анализов, непредставительных для крупных частиц золота. Опыты, проведенные по всей массе 1 кг пробы 20 параллельных пробирных анализов [11], показали, что попадание золота в навеску 50 г — событие случайное. Часто большая часть золота концентрируется в одной из навесок, несмотря на тщательное перемешивание материала пробы по установленным правилам. Оценка достоверности определения золота в навеске 50 г для частиц металла различной крупности, в соответствии с их массой по данным ситового анализа золота месторождения Федоровское-1, приведена в табл. 3.

Навески в 50 г, согласно той же формуле Ричардса-Чечета, оказываются представительными лишь для достоверного обнаружения частиц золота 0,2 мм. Такого золота в рудах месторождения содержится лишь 15,5%. Коэффициент достоверности опробования (КДО), показывает вероятность обнаружения доли золота, определенного класса крупности, от всей массы золота, содержащегося в рудах.

Пробирными анализами достоверно может быть зафиксировано до 15,5% золота месторождения Федоровское-1. Погрешность рядовых анализов равна $(1 - \text{КДО})100\% = 84,5\%$. Эта погрешность еще отвечает требованиям идентификации запасов по категории C_2 .

Производством нейтронно-активационного анализа по навеске пробы 1 кг, как это успешно практиковалось при разведке месторождения Кючюс (Саха—Якутия), на рудах месторождения Федоровское-1 достоверно могло бы быть обнаружено лишь 36% золота с частицами до 1 мм (см. табл. 3).

Предварительным гравитационным обогащением рядовых проб по методике ЦНИГРИ [2], модифицированной А.И.Романчуком с применением центробежного концентратора «Бегущая волна», можно было бы поднять вероятность полного определения содержания до 38,7%. Такая методика успешно применялась при разведке золоторудного месторождения Каральвеем на Чукотке. Данная методика позволила успешно подсчитать запасы с учетом частиц золота до 3 мм, однородных для масс проб 9 кг. Материал рядовых проб хранится на месторождении Федоровское-1, но имеет ли смысл их предварительное обогащение, если погрешность на непредставительных массах проб оценивается $(1 - \text{КДО})100\% = 61,3\%$ и достаточна для идентификации запасов лишь по категории C_2 . Этому условию удовлетворяют и данные рядовых пробирных анализов, погрешность которых оценивается в 84,5%.

Итак, рядовое опробование, не отражая закономерностей распределения металла в рудах, могло занижать его количество в 6,5 раз за счет непредставительных навесок для достоверного определения пробирным анализом и в 2,5 раза — из-за непредставительных масс рядовых проб. Общий расчетный коэффициент возможного занижения содержаний равен 16,2. Вероятность определения полного содержания золота на Федоровском-1 месторождении при рядовом опробовании равна $\text{КПО} \times \text{КДО}$ и оценивается все-

го в 6%. Погрешность рядового опробования 94%, что позволяет подсчитанные запасы месторождения идентифицировать только как прогнозные ресурсы категории P_1 с одновременным вводом повышающих коэффициентов к содержаниям: теоретического — в 16,2 или экспериментального — 2,8—26,9 раза.

Разведочная сеть и концентрационные модели рудных тел месторождения. Бытует представление [4, 9, 13], что по большому количеству разведочных пересечений даже с непредставительным опробованием можно подсчитать запасы с высокими показателями точности на базе статистических критериев, поскольку некоторые выработки, вероятно, пройдут через богатые скопления золота, а пары пробирных анализов зафиксируют сопоставимые пиковые результаты. Заблуждение по повышению точности подсчета запасов при таком подходе логически разрешается тем, что средние параметры недостоверных исходных данных будут такими же недостоверными, как и исходные, несмотря на доверительные интервалы к ним 1, 2 или 3 среднеквадратичных отклонения. Покажем это на примерах концентрационных моделей рудного блока детализации $4C_1$ месторождения Федоровское-1, расположенного в промежутке между двумя дайками диабазов, разведанного системой подземных выработок и отработанного системой подэтажных штреков с магазинированием руды.

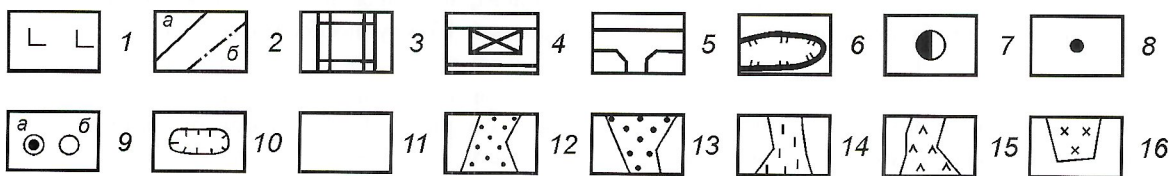
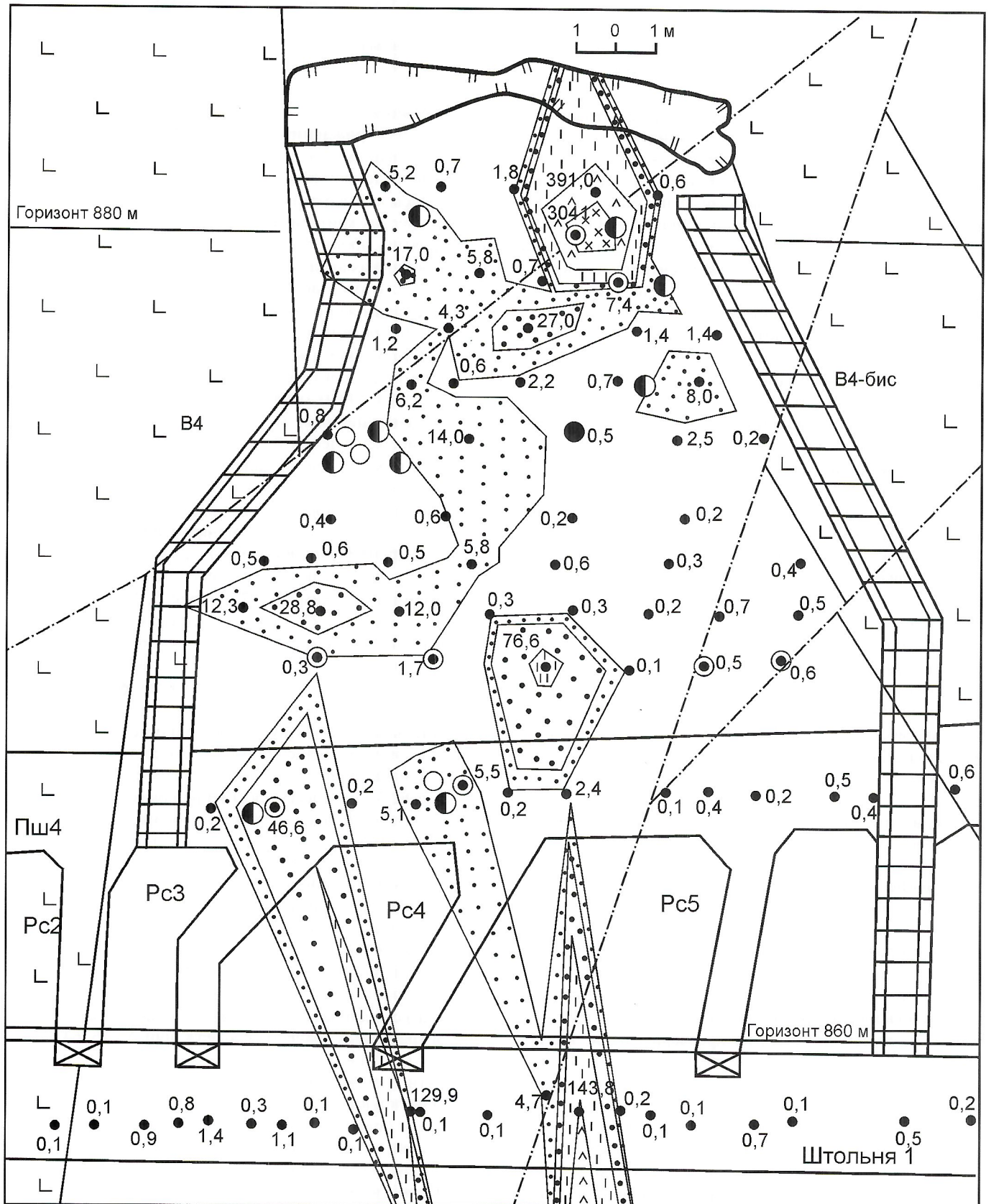
В процессе разведки и опытно-промышленной отработки блока произведено опробование рядовыми бороздовыми пробами по 82 разведочным пересечениям при среднем расстоянии между ними $2,2 \times 2,2$ м (рис. 5, А). Это позволило по методике В.И.Куторгина с соавторами [13] выделить положительные элементы неоднородностей (ПЭН), отвечающие участкам с содержаниями золота, превышающими минимальные промышленные. Участки рудных блоков с более низкими содержаниями золота были отнесены к отрицательным элементам неоднородностей (ОЭН).

При граничном значении 4 г/т ПЭН составляют 27%, а 73% площади рудного блока или 60 разведочных пересечений из 82 были отнесены к ОЭН или оказались пустыми. Крайне неравномерное содержание золота в рудном блоке позволяет отнести его в группу 4 по сложности геологического строения классификации ГКЗ, а по величине положительных элементов неоднородности — в структурную группу 5 по классификации В.И.Куторгина, в которой преобладают пустые участки — ОЭН, при размерах ПЭН, измеряемых первыми метрами. Подобные месторождения разведывать поперечными выработками (точечным способом) не эффективно. Рекомендуются [13] линейный (продольный) способ разведки горными выработками.

При граничных значениях содержаний Au 16, 64, 256 и 1000 г/т (см. рис. 5, А) положительные элементы неоднородности составляют, соответственно, 11, 6, 2,4 и 2,4%. Они фиксируют области концентрации богатых рудных столбов и бонанцев золота. Средневзвешенное содержание в блоке с учетом пустых и без ограничения ураганных проб по рядовому опробованию 17,4 г/т Au. Запасы блока определены в 18,3 кг Au.

Концентрационная модель того же блока, построенная по данным 13 крупнообъемных проб, размещенных по средней сети $5,7 \times 5,7$ м или в 2,5 раза более редкой по сравнению с рядовым опробованием, имеет совершенно другой вид (см. рис. 5, Б). Все пробы были представительными по массе. Золото в них определялось пробирным способом в продуктах гравитационного обогащения с учетом

A



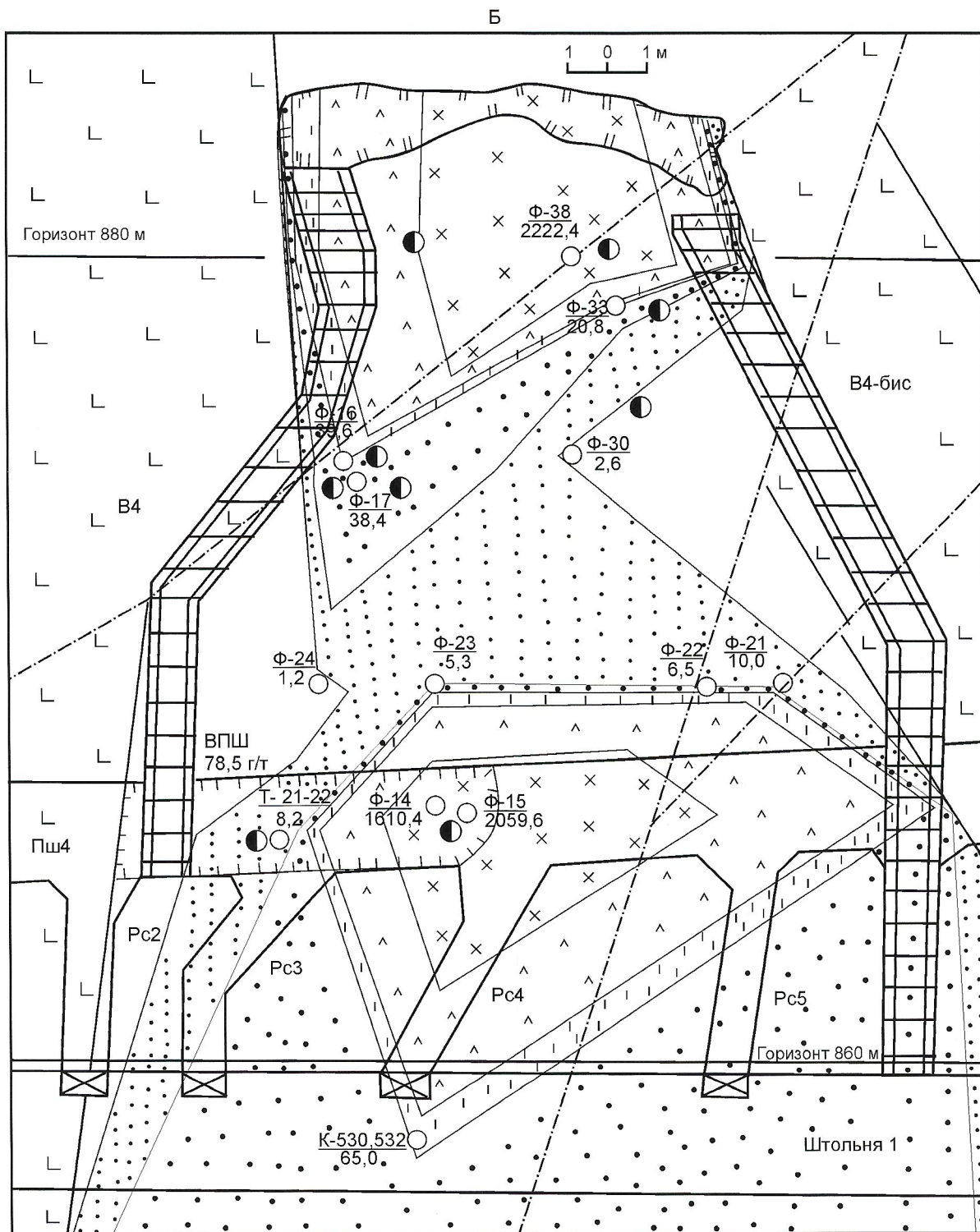


Рис. 5. Концентрационная модель распределения содержаний золота в опытно-промышленном рудном блоке 4С₁:

А — по рядовым бороздовым пробам (сечение 5×10 см) 82 разведочных пересечений; Б — по 13 крупнообъемным пробам, содержания золота в которых определены по балансу металла в продуктах гравитационного обогащения; 1 — дайки диабазов, ограничивающие блок по простиранию; 2 — геологические границы: а — нормальные; б — тектонические (разрывные нарушения); 3 — блоковые восстающие основной (В 4) и вспомогательный (В 4-бис); 4 — рудный штрек на горизонте 857 м (Шт.1) с люками рудоспусков; 5 — прочие подземные горные выработки: подэтажный штрек (Пш.4), рудоспуски (Рс.2, 3, 4, 5); 6 — пустота между кровлей и почвой рудного магазина отбитой руды по состоянию на 31.03.2002; 7 — гнезда с видимым золотом, отмеченные при геологической документации; 8 — бороздовые пробы по разведочным пересечениям, цифры — содержание золота по результатам пробирного анализа (без предварительного гравитационного обогащения), г/т; 9 — валовые (ф), крупнообъемные (к) и технологические (т) пробы: а — сопряженные и б — не сопряженные с рядовыми, числитель — номера проб, знаменатель — содержания золота, определенные по балансу металла в продуктах гравитационного обогащения; 10 — валовая проба из подэтажного шторка (ВПШ 78,5 г/т), содержание золота определено по балансу металла в продуктах гравитационного обогащения штабеля руды; 11 — отрицательные элементы неоднородностей рудного блока при граничных содержаниях золота 4 г/т; положительные элементы неоднородностей при уровнях содержаний золота (в г/т): 12 — от 4 до 16; 13 — от 16 до 64; 14 — от 64 до 256; 15 — от 256 до 1000; 16 — выше 1000

предварительного извлечения крупных частиц металла. Вероятность полного определения золота была близка к 100%. Параметры опытно-промышленного блока месторождения по представительному и достоверному опробованию оказались следующими: средневзвешенное содержание 97 г/т; запасы 94,2 кг Au или в 5,1 раза выше, чем по рядовому опробованию.

За счет усреднения концентраций золота в крупнообъемных пробах, однородных для крупных частиц металла, упростилась и структурная группа опытно-промышленного блока: отрицательные элементы неоднородности составили 15,4%, а положительные при уровнях содержаний 4; 16; 64; 256 и свыше 1000 г/т Au определены в 84,6; 53,8; 30,8; 23,1 и 23,1%, соответственно. При ПЭН в 4 и 16 г/т модель этого месторождения можно было бы отнести к структурной группе 3, в которой такие элементы при размерах в единицы и первые десятки метров преобладают над отрицательными. Здесь еще возможна разведка отдельными пересечениями (точечным способом). При граничных значениях положительных элементов неоднородности выше 64 г/т модель блока будет отнесена к структурной группе 4 В.И.Куторгина [13], где подобные элементы, образованные бананцами золота, в которых сосредоточена большая часть запасов, могут быть эффективно разведаны только линейным или валовым способом.

Концентрационная модель по участку детализации месторождения Федоровское-1 при представительном опробовании изменилась так же, как и в модели по россыпи р.Эльгенья [13]. Там разведка скважинами не позволила объективно оценить месторождение структурной группы 5 (по В.И.Куторгину) и 4-й группы сложности по классификации ГКЗ с зернами золота от 0,5 до 8 мм. На втором этапе разведки этого месторождения, проведенном траншеями, за счет повышения представительности опробования крупнообъемными пробами и перемешивания руд с усреднением содержаний в валовых пробах, модель россыпи соответствовала структурной группе 3. Разведка такого месторождения за счет усреднения содержаний в крупнообъемных пробах существенно упростилась.

Линейная или валовая проба ВПШ массой 17,9 т из части подэтажного штрека 4 месторождения Федоровское-1 (см. рис. 5) показала содержание 78,5 г/т Au. Запасы блока при таком уровне содержания будут 82,5 кг и превысят в 4,5 раза таковые, подсчитанные по рядовому опробованию. Переработка более представительной групповой пробы в 54,1 т руды, составленной из совокупности ВПШ и крупнообъемных проб, позволила получить 2248 г химически чистого золота при сквозном извлечении 65,2%. Расчетное содержание составило 63,4 г/т Au или в 3,3 раза выше, чем по рядовому опробованию. Запасы блока при этом содержании составили 66,6 кг.

Таким образом, опытными работами установлено, что рядовым опробованием занижались запасы и содержания в опытно-промышленном блоке рудного тела Карьерного в 3,3—5,6 раза по сравнению с представительным крупнообъемным, валовым и групповым опробованием. Теоретические расчеты и опыты на блоке детализации рудного тела 6 показали занижение содержаний золота рядовым опробованием в 2,8—26,9 раза.

До производства заверочных работ в целом по месторождению к подсчитанным запасам месторождения можно применить минимальный поправочный коэффициент 2,8 с соответствующим понижением категории запасов и

переводом части из них в прогнозные ресурсы категории Р₁. При этом сумма запасов и прогнозных ресурсов центральной части месторождения в золотоносной коре химического выветривания составит не 6,5, а 18,2 т Au при среднем содержании 10,4 г/т, а в первичных рудах — не 52,6, а 147 т Au.

Концентрационные модели (см. рис. 5) показали, что методически верно и экономически выгодно разведку рудных тел и блоков выполнять 10—30 представительными пересечениями в соответствии с требуемой статистической точностью подсчета запасов по категориям. Проведение разведки большим числом выработок, в т.ч. скважинами небольшого диаметра на месторождениях с крайне неравномерным содержанием золота, приводит к гораздо большим затратам на бурение с непредставительным и недостоверным опробованием. Средние параметры при этом, даже при небольших доверительных интервалах, будут неоднозначными и в такой же степени недостоверными, как и исходные данные по рядовым пробам.

Влияние бананцев на общие запасы золота. Все расчеты средних содержаний по рядовому и крупнообъемному опробованию были произведены без ограничений значений ураганных проб. Однако у какого эксперта ГКЗ не поднимется рука ограничить редкие пробы с содержаниями, превышающими сотни и тысячи граммов на тонну по методу Д.И.Когана [12] или П.Л.Каллистова [5]. Особый интерес представляет, какое влияние оказывают ураганные пробы и какой вес в общих запасах составляют бананцы с высокими содержаниями золота.

Жила Стержневая в верхней части рудного тела Карьерного была отработана карьером на протяжении 80 м до максимальной глубины 12 м от поверхности. Площадь отработанных частей 5 рудных блоков, разграниченных дайками диабазов, составила 403,2 м². Средняя мощность жилы в подземных горных выработках и на зачищенных участках днища карьера определена при разведке ОАО «КЕМО» в 0,68 м. Объем руды, добытой из карьера, составил 274,2 м³, а ее масса — 748 т при плотности 2,73 т/м³.

Из бананцев добытой руды было отобрано 34 т образцов с видимым золотом. При переработке этих образцов на гравитационной обогатительной установке ЗАО ГРК «Плутон» было извлечено и сдано на аффинажный завод 50 кг химически чистого золота. Расчетное среднее содержание в бананцах составило 1850 г/т Au с учетом содержания в 380 г/т в неотвальных хвостах обогащения, измельченных лишь до класса –3 мм. Кварц, оставшийся после ручной рудоразборки, по десяткам анализов показывал содержания 0,5 г/т. Среднее содержание документально учтенного золота во всей массе 748 т добытого кварца 84,6 г/т, которое незначительно отличается от содержаний, полученных ОАО «КЕМО» по крупнообъемным и валовым пробам опытно-промышленного блока 4С₁ этого же рудного тела Карьерного. Легко рассчитать, что в отработанной части указанного рудного тела 62,9 кг или 99,4% Au было сосредоточено в бананцах, составляющих всего 4,5% объема руды с содержаниями 1850 г/т Au. Только каждое 22 разведочное пересечение может встретить гнездо или бананц, а остальные преимущественно пересекут убогие руды.

При подземной опытно-промышленной отработке блока 4С₁ этого рудного тела Карьерного ОАО «КЕМО» были установлены небольшие размеры золотоносных бананцев и гнезд с видимым золотом. В метровой кварцевой жиле они слагали полосы мощностью от нескольких до 15 см, с вклю-

чениями прожилков, линзочек и вкрапленников золота. Обогащенные полосы составляли от долей до 20% мощности рудного тела и располагались незакономерно висячем, лежащем боках или в центральной его части. При этом площадь бонанцев (22%) примерно в 5 раз превышала объем (4,5%) заключенной в них руды. Соответственно, высокие содержания бонанцев при опробовании сплошной бороздой вкрест рудного тела, разбавлялись менее золотоносными рудами в 5—25 раз до содержаний в 64—256 г/т Au.

По простиранию и восстанию протяженность бонанцев измерялась от первых метров до 10 м (см. рис. 5, Б). Если допустить, что в бонанце площадью 1 м² имеется прожилок золота толщиной 1 мм, то запасы такого обособления могут быть 18 кг. Гнезда и линзы с крупным золотом размещены в бонанце прерывисто. Обычно запасы гнезд в бонанцах 1—2 кг. Они окружены ореолом тонкого золота гораздо менее весомого, дающего содержания на уровне первых граммов на тонну. Ореолы отходят от гнезд на расстояние в несколько метров и как бы соединяют гнезда и бонанцы между собой участками бедных руд.

Рекомендованные ограничения и сглаживания содержаний [5, 9] не будут отражать реальных запасов рудных тел с бонанцевым распределением золота. Операция массового затратного опробования с операциями сглаживания и ограничений может быть с успехом заменена усреднением или перемешиванием руд при отборе единичных валовых проб вдоль продольных отрезков рудных тел и рудных блоков в процессе разведки.

Методология и методика разведки. Концентрационные модели (см. рис. 5) свидетельствуют о том, что густота сети для обнаружения бонанцев золота может быть достигнута только при эксплуатационной разведке. Однако имеет ли смысл даже в этом случае выявлять бонанцы, если селективная их отработка вызывает множество технических трудностей. Золото не всегда определяется визуально даже в бонанцах, где оно рассредоточено гнездами, которые могут быть не обнажены в плоскостях забоев горных выработок. Тщательное обследование и опробование приводят к сдерживанию темпов разведки и эксплуатации, большим затратам времени и материальных средств и неоднозначности оценок содержаний без переработки руд на обогащательных установках. Картирование бонанцев при геологоразведочных работах густой сетью наблюдений и опробования даже при эксплуатационной разведке не имеет смысла. Забои с самородковым «подъемным» золотом по действующим инструкциям не разведываются, а опечатываются и отрабатываются в особых условиях.

На стадии оценки, предварительной и детальной разведок месторождения с бонанцами золота методологически верно заменить регулярную сеть разведочных пересечений непрерывным прослеживанием рудных блоков траншеями или штреками с отбором валовых проб, представляющих усредненный или перемешанный материал продольного разведочного сечения. Обогащение валовых проб позволит надежно оценить среднее содержание по рудным блокам, телам и в целом по месторождению. При этом сложное месторождение с крайне неравномерным содержанием золота будет охарактеризовано простой концентрационной моделью на базе средних содержаний в перемешанных рудах.

Боковые контуры рудных залежей для валового продольного опробования можно определять по данным ранее проведенного рядового опробования в известной степени достоверного для низких значений бортового содержания.

Следует иметь в виду, что средние содержания по блокам могут быть в 2,8 раза выше с учетом полученного при обогащении повышающего коэффициента. Для оконтуривания лучше использовать естественные геологические границы, в частности, определять границы распространения прожилково-вкрапленной минерализации в рудовмещающих черносланцевых пачках. В зоне окисления эти контуры легко устанавливаются по рыжему цвету залежей. Можно практиковать для уточнения контуров оперативное лунковое опробование с промывкой материала ЗКХВ на лотке, с применением «Пробы-2М» или других механизмов.

Наличие окисленных руд или золотоносной коры химического выветривания существенно упрощает методику разведки с применением для определения содержаний золота промприбора с целью предварительного обогащения валовых проб по россыпной технологической схеме с минимальными капиталовложениями для организации попутной добычи. Песчано-глинистая фракция, составляющая до 90% массы окисленных руд [6] при промывке на промприборе ПГШ-50, может быть удалена в эфельный отвал с содержанием 0,1 г/т Au. В концентрат извлекается более 23% свободного золота, еще 74% металла концентрируется в галечно-щебневом отвале указанного прибора и сростках с породой на шлюзах в объеме около 10% от массы исходной руды.

После измельчения отмытой дресвяно-щебневой массы до –3 мм с последующим обогащением на отсадочной машине и концентрационном столе (с перечистками или доводкой концентратов на лотке) в шлиховые концентраты извлекается еще до 47% Au, часть которого (34%) присутствует в свободном состоянии в виде зерен +0,6 мм. В хвостах гравитации, составляющих 8,5% массы исходной руды, содержится 27% (9,9 г/т) Au. В дальнейшем оно может быть извлечено на 80% по технологии кучного выщелачивания или гидрометаллургическим путем.

Из материала эфелей и гали в соответствии с его крупностью должны отбираться представительные по массе пробы через определенные промежутки времени в необходимых для статистической достоверности количествах. Все они должны подвергаться гравитационному обогащению с выделением весового золота и пробирным определением его в продуктах переработки.

Промывка материала каждой валовой пробы объемом в 400—800 м³ на промприборе ПГШ-50 в условиях разведочно-эксплуатационного предприятия ОАО «КЕМО» может быть произведена в течение суток. При этом из каждой пробы может быть извлечено от 0,8 до 1,4 кг крупного золота и в 1,5 раза больше из концентрата шлюза, подвергнутого дополнительному дроблению и обогащению в гравитационной лаборатории ОАО «КЕМО». Предложенная методология разведки может существенно повысить точность подсчета запасов и перевести затратную технологию производства геологоразведочных работ на рельсы частичной (до 50%) самоокупаемости, что очень важно для привлечения капитала в геологоразведку.

Оценка погрешностей валового опробования и расчет геометрии проб для подсчета запасов с заданной точностью. Для подсчета запасов лучше не пользоваться данными рядового опробования и поправочными коэффициентами к ним, полученными на стадии оценки и начальной стадии разведки, из-за их низкой достоверности, достаточной для подсчета запасов лишь категории С₂ в блоках

опытно-промышленной эксплуатации и геометризованных прогнозных ресурсов категории P_1 при менее детальных работах. Содержания в подсчетных блоках предлагается рассчитывать по балансу металла в продуктах гравитационного обогащения валовых проб, а затем определять продуктивность слоя в 2,5 м торцевой части каждого рудного блока, средняя длина которого равна 27 м (ограничена поперечными дайками диабазов).

Получить 100%-ную вероятность определения истинного содержания золота в блоке можно по валовой пробе при отборе ее в промежутке между центрами бананцев. Вертикальный интервал между ними равен 15 м (см. рис. 5, Б). С учетом 22% площади бананцев в плоскости рудного тела и при 78% достоверности определения содержания золота в валовую пробу может попасть часть бананца при отборе пробы на глубину $(100-22) \times 15 : 100 = 12$ м или на уступ карьера. Этот вариант представляет собой не что иное, как отработку без разведки.

Для разведки рекомендуется производить выемку рудного тела в валовую пробу на глубину 2,5 м по высоте рудного штрека или на такую же величину при углублении полотно разведочной траншеи. Вероятность дать истинное содержание при этом оценивается в 16,6%, как доля 2,5 м от полосы рудного тела 15 м. Для идентификации запасов категории C_2 месторождения 4 группы сложности при рекомендованных погрешностях в 60–90% вполне достаточно погрешности в 83,4%. Содержания до 4 г/т будут свидетельствовать о том, что проба из рудного блока была отобрана в пережиме между бананцами. Содержания свыше 64 г/т покажут, что валовая проба прошла через центральную часть бананца. Возможны и различные промежуточные варианты.

Для запасов категории C_1 минимальный вертикальный размах валовой пробы при достоверности 40–60% определяется в 6–9 м. Эта категория запасов может быть получена лишь в процессе эксплуатационной разведки и отработки рудных блоков на величину указанных уступов с извлечением золота из добытой руды.

Запасы при разведке предлагается подсчитывать по значениям установленной продуктивности 2,5 м полосы рудного блока подвеской на глубину до границы распространения золотоносной коры химического выветривания, установленной буровыми работами. Распределение золота по глубине в такой коре достаточно показать на нескольких блоках опытно-промышленной эксплуатации последовательным отбором и обогащением послойных валовых задинок вплоть до нижней границы распространения окисленных руд.

Аналогичная методика разведки валовым опробованием уже применяется на схожей по составу золотоносной коре месторождения Самсон в Партизанском районе Енисейского края с попутной добычей 80 кг Au в год. Рекомендованное решение проблем представительности опробования и достоверности определения содержаний золота валовым опробованием каждого рудного блока в естественных геологических границах на месторождении Федоровское-1 может компенсировать часть затрат на разведку попутной добычей до 125 кг свободного золота [6].

Методика разведки первичных руд также потребует усовершенствования, но только через несколько лет после отработки первых тел золотоносной коры химического выветривания и вскрытия неокисленных руд в обнаженных днищах карьеров. Она может быть решена также на базе крупнообъемного или валового опробования.

В заключение следует отметить, что валовое опробование позволит получить необходимые данные для составления ТЭО постоянных кондиций. Оно предотвратит распыление денежных средств на недостаточно механизированный отбор, обработку, документацию и обогащение мелких заверочных проб и производство по ним многочисленных дорогостоящих пробирных анализов, цена каждого из которых приближается к цене 1 г химически чистого золота.

В более широком плане валовое опробование даст возможность вовлечь в сферу резкого наращивания минерально-сырьевой базы России других многочисленных проявлений с крупным золотом, которые могут стать новыми крупнообъемными месторождениями федерального значения [8].

Итак, качественное изменение методологии разведки на основе усреднения содержаний золота за счет перемешивания руд при валовом задирковом опробовании золотоносной коры химического выветривания с переработкой проб каждого рудного блока на промприборах может обеспечить необходимое повышение точности подсчета запасов. При этом геологоразведочный процесс может быть завершен в короткое время с выполнением всех методических положений, а ожидаемая попутная добыча золота возмещит почти половину затрат на разведку.

Автор выражает благодарность сотрудникам ОАО «Коммунарковский рудник» за организацию и качественное проведение полупромышленных испытаний руды на фабрике: Ю.Л.Калифатиди, В.Н.Фицеву, Н.Н.Михеевой, В.Е.Сутормину и др., а также коллегам по ОАО «КЕМО» Е.В.Савостьянову, С.В.Шатинову, В.П.Мазикину, Г.Н.Власову, С.В.Кудрякову, С.Н.Аксенову, С.С.Пожисаеву, Д.В.Гонских, Ю.Р.Зиме, Т.П.Юдиной, А.М.Бойкову за проведение оценки и предварительной разведки месторождения в сжатые сроки.

Автор глубоко признателен сотрудникам ФГУП «ЦНИГРИ» за участие в обсуждении полученных результатов и ценные советы при разведке объекта: И.А.Карпенко, С.А.Емельянову, В.И.Лобачу, В.И.Куторгину, И.Ф.Мигачеву, А.И.Кривцову и др.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алабин Л.В. Геологическое строение и перспективы Федоровско-Магызинской золоторудной зоны (Кузнецкий Алатау) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 3. Т. 2. — Томск, ТГУ, 2002. С. 8—12.
2. Временное методическое руководство по обработке геологических проб золоторудных месторождений с предварительным извлечением металла / М.Н.Савосин, В.А.Захваткин, В.А.Саклаков. — М., 1975.
3. Забияка А.И., Гусаров Ю.В. Модель золотоносной коры химического выветривания линейного типа (на примере Балык-синского района Кузнецкого Алатау) // Геология и полезные ископаемые Центральной Сибири. — Красноярск, 1997. С. 223—235.
4. Каждан А.Б. Разведка месторождений полезных ископаемых. — М.: Недра, 1977.
5. Каллистов П.Л., Камышев Ю.И. К проблеме выравнивания показаний проб при подсчете запасов месторождений с высокой изменчивостью оруденения // Руды и металлы. 1995. № 4. С. 84—94.
6. Коньшев В.О., Савостьянов Е.В., Власов Г.Н. Оценка сырьевой базы крупнообъемного месторождения Федоровское-1 и перспективы развития золотодобычи из окисленных и первичных руд // Отдельные статьи информационно-аналитического бюллетеня. — М.: Изд-во МГТУ, 2003.
7. Коньшев В.О., Савостьянов Е.В., Власов Г.Н. Перспективы развития золотодобычи на базе переоценки и разведки рудоп-

- роявлений с крупными выделениями золота // Разведка и охрана недр. 2004. № 2. С. 17—26.
8. *Кривцов А.И., Беневольский Б.И., Мизгачев И.Ф.* Проблемы национальной минерально-сырьевой безопасности. Мир и Россия // V Международная конференция «Новые идеи в науках о земле». Избранные доклады. — М., 2002. С. 56—77.
9. *Методика разведки золоторудных месторождений / В.Н.Иванов, В.П.Кувшинов, В.И.Батрак и др.* — М., 1991.
10. *Опробование руд коренных месторождений золота / В.П.Кувшинов, В.И.Лобач, Б.И.Беневольский и др.* — М., 1992.
11. *Остапенко Л.А., С.Ф. Стружков, О.Б. Рыжов и др.* Оценка достоверности опробования руд на крупнообъемных золоторудных месторождениях в терригенных толщах на примере Декданского месторождения // Руды и металлы. 2004. №2. С. 42—55.
12. *Сборник нормативно-методических документов по геолого-экономической оценке месторождений полезных ископаемых / Ю.Ю.Воробьев, В.И.Воропаев, О.В.Заборин и др.* — М., 1998.
13. *Системы оценки и разведки россыпных месторождений золота и платиноидов на основе многофакторных моделей / В.И.Куторгин, В.А.Джобадзе, С.А.Емельянов и др.* — М., 2002.
14. *Щербаков Ю.Г., Рослякова Н.В., Колпаков В.В.* Федоровское месторождение золота и перспективы золотоносности Южно-Сибирской рудной провинции (Горная Шория) // Геология и геофизика. 2003. № 10. С. 979—992.

УДК 553.068.5:546.92(571.66)

© А.А.Коляда, 2004

Россыпи платины Корякии

А.А.КОЛЯДА (ОАО «Корякгеолдобыча»)

В начале 90-х годов прошлого века в Корякском нагорье (Корякский автономный округ, Камчатская область) были открыты крупные россыпи платиноидов, объединенные в Сейнаво-Гальмознанский платиноносный узел. В периодической печати сразу же появилось несколько публикаций [1, 2, 5] посвященных его геологическому строению.

К настоящему времени детально изучено геологическое строение узла, все россыпи разведаны скважинами ударно-канатного бурения по сети 200×20 м, результаты бурения заверены траншеями, часть россыпей вовлечена в разработку. Получен достоверный фактический материал по строению россыпей, возрасту вмещающих их отложений в тесной связи с геоморфологическим строением узла и определены наиболее продуктивные этапы развития рельефа, что позволяет целенаправленно вести дальнейшие поисковые работы.

Сейнаво-Гальмознанский узел расположен на стыке двух структурно-формационных зон — Корякской и Олюторской (рис. 1). Корякская зона сформирована мощной (более 1 км) толщей аргиллитов и песчаников, часто находящихся в тонком флишеподобном переслаивании. Слоистые осадочные отложения играют роль матрикса, в котором заключены обломки, глыбы, блоки пород офиолитового комплекса. Эти образования объединяются в аяонскую флишево-олистоостровную толщу или корякскую серию сантонского—маастрихтского возраста. В пределах узла она слагает автохтон и смята в узкие линейные складки с углами падения крыльев 30—80°. Складки часто осложнены разрывными нарушениями.

Образования Олюторской зоны формируют Сейнаво-Гальмознанский аллохтон площадью около 400 км². Аллохтон сложен вулканогенно-кремнистыми породами ватынской серии (кампаан—маастрихт) с телами ультраосновного и основного составов вывешенского комплекса (дунит-клинопироксенит-габбровая формация) — Гальмознанский и Сейнаво-Гальмознанский массивы. Ватынская серия — разноокрашенные яшмы, глинисто-кремнистые породы и покровы базальтов мощностью от единиц до десятков метров. Породы смяты в сложные брахиформные складки с углами падения крыльев 40—80°.

Гальмознанский массив расположен в междуречье Ветвей-Левтыриновым в юго-восточной части аллохтона. Массив в плане эллипсовидной формы. Длинная ось (око-

ло 16 км) ориентирована субмеридионально, ширина массива не превышает 4 км. Ядро (~70% площади массива) сложено дунитами, краевые части — пироксенитами. На северо-восточном фланге массива в пироксенитах развиты многочисленные мелкие (0,2—2 м) «гнезда» и линзы дунитов, на восточном — крутопадающие тела габбро, ориентированные вдоль его длинной оси. Контакты габбро с кремнистыми породами ватынской серии активные. В дунитовом ядре на площади около 10 км² наблюдается неравномерная вкрапленность (1—5%) идиоморфных зерен хромита (0,1—0,6 мм) и незакономерно распределенные беспорядочно ориентированные линзовидные прожилки хромититов мощностью до 25 см при протяженности до 1 м. В хромититах иногда можно видеть макроскопически различимые зерна и агрегаты зерен платины.

В строении Сейнаво-Гальмознанского массива преобладают пироксениты со спорадической ильменит-магнетитовой минерализацией. Среди пироксенитов установлены слои верлитов и мелкозернистых габбро мощностью до 50 м. Дуниты развиты в восточной и южной частях массива в виде линзоподобных тел мощностью от десятков до первых сотен метров при протяженности до 10 км. Контакты дунитов с пироксенитами четкие. Строение центральной части массива расслоенное. Можно наблюдать переслаивание дунитов, верлитов и пироксенитов. Слои ориентированы вдоль длинной оси массива. Распространены маломощные (2—30 см) быстро выклинивающиеся дайки и штокообразные тела пегматоидных роговообманковых габбро. Вкрапленность, неправильные гнезда и прожилки хромита определены только в дунитах южной части массива на площади около 0,6 км².

Контакты обоих массивов с образованиями ватынской серии крутые, нередко тектонические. На участках, где они совпадают с контактами тектонического покрова, отмечаются широкие (до 100 м) зоны серпентинитового меланжа.

Западный контакт Сейнаво-Гальмознанского аллохтона довольно пологий (20—45°) с падением в восточных румбах сопровождается зоной катаклазированных кремнистых пород шириной 100—150 м, сильным расщеплением и будинированием пород рамы. Восточный контакт более крутой с падением на запад под углами 50—80°. Вдоль него также отмечаются зоны катаклаза и меланжа.

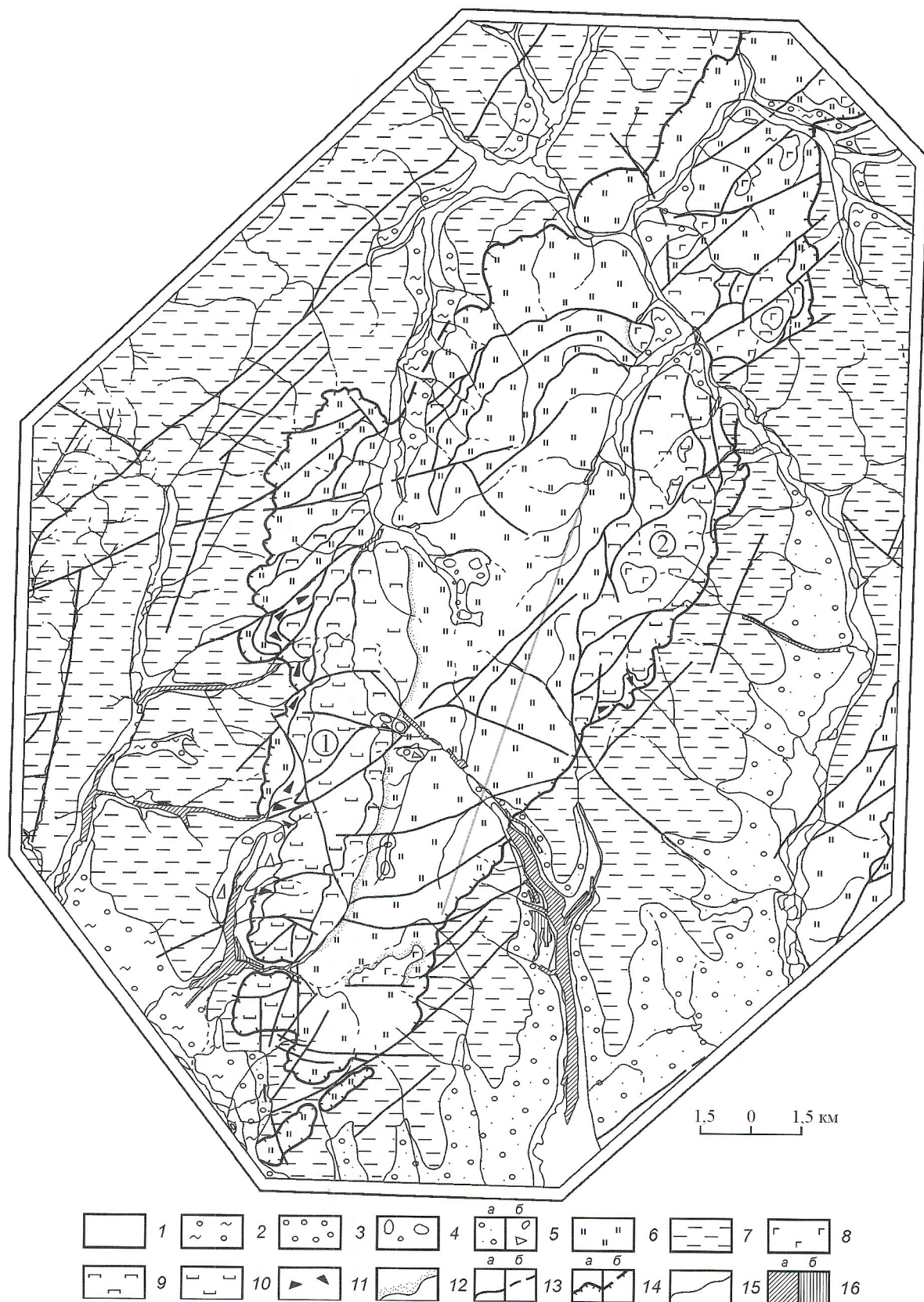


Рис. 1. Геологическая карта Сейнава-Гальмознанского платиноносного узла:

неоплейстоценовые отложения верхнего звена: 1 — аллювиальные четвертой ступени, 2 — аллювиальные третьей ступени, 3 — аллювиальные третьей и четвертой ступеней нерасчлененные, 4 — ледниковые второй ступени, 5 — первой ступени: а — аллювиальные, б — селевые; позднемиоценовые отложения: 6 — вулканогенно-кремнистые (ватынская серия), 7 — осадочные (коряжская серия), позднемиоценовый вывентский интрузивный комплекс: 8 — габбро, 9 — пироксениты, 10 — дуниты; 11 — серпентиновый меланж; 12 — контактовые роговики; 13 — разломы неустановленной кинематики: а — установленные, б — предполагаемые; 14 — надвиги: а — установленные, б — предполагаемые; 15 — геологические границы; 16 — россыпи платиноидов: а — пойменные, б — террасовые; массивы (цифры в кружках): 1 — Гальмознан, 2 — Сейнава

Во всех генетических типах рыхлых отложений долин водотоков, размывающих Гальмоэнанский и Сейнаровский массивы, присутствует платина. Ее наиболее высокие концентрации (до промышленных), установлены в образованиях долин водотоков, дренирующих дунитовые части массивов, особенно участки с хромитовой минерализацией. Тесная связь платины с хромитовой минерализацией подтверждается многочисленными анализами штучных, борздовых и задириковых проб: содержание платины в гнездах и прожилках хромитов составляет десятки граммов на тонну (максимальное 931 г/т). Содержание платины в дунитах с вкрапленностью хромита достигает первых граммов, обычно не превышает 0,3—0,4 г/т. Поисковые, разведочные и эксплуатационные данные свидетельствуют о том, что платина накапливается в аллювиальных отложениях пойм, в которых сформированы продуктивные пласты, определяющие промышленную ценность россыпей. Во всех россыпях узла такие пласты приурочены к нижней приплотиковой части разреза, литологический контроль отсутствует, границы устанавливаются только опробованием.

Ниже представлен типичный разрез аллювиальных отложений, вскрытый на полную мощность в долине р. Левтыриновья (здесь и далее описание сверху вниз, мощность, м):

1. Почвенно-растительный слой — ил, торф, корни трав и кустарников	0,4—1,0
2. Глина черная с песком, редкой галькой, мелкой щебенкой	1,6
3. Глина зеленовато-серая, вязкая, с дресвой и мелкой галькой	4,0—5,0
4. Галька, валуны, щебень с суглинком; редкие маломощные линзовидные прослои глин. Отложения не сортированы	4,0
5. Неравномерное (0,2—0,5 м) переслаивание прослоев галечников с песчаным заполнителем и щебнистых галечников с песчано-глинистым заполнителем; по всему разрезу пачки присутствуют редкие мелкие валуны	5,0—6,0
6. Гравийно-галечные отложения; заполнитель — песок неравномернозернистый	1,5
7. Валунно-галечные отложения с гравием (5—10%) и неравномернозернистым песком	1,0—2,0

8. Галечно-валунные отложения с гравием (до 10%); заполнитель суглинков грязно-желтого цвета	1,5
9. Галечники с редкими валунами, песчано-глинистым заполнителем. Обломочный материал хорошо окатан. Нижняя часть слоя (0,2—0,4 м) — структурный элювий (щебень, дресва аргиллитов, песчаников, мелкая галька, гравий, темная глина)	4,5
Мощность всего разреза	24,0—27,0

Эти отложения слагают террасу высотой 15—20 м и залегают без размыва на образованиях современной поймы (рис. 2):

Слой 9, частично слой 8 вмещают промышленные пласты.

Особенности приведенного разреза позволяют сделать вывод о том, что отложения пойм и надпойменных террас высотой 15—20 м характеризуют единый непрерывный цикл развития гидросети и являются одновозрастными. Подтверждается это данными по изучению возраста подобных аллювиальных образований.

Анализ большого числа проб из отложений различных участков узла показывает, что в нижней части разреза преобладает пыльца древесно-кустарниковой группы — ольховника, кустарниковых берез и кедрового стланика, отмечены единичные зерна древесной березы и ивы. В травянисто-кустарниковой группе преобладают полынь и злаки. Споры принадлежат преимущественно арктическим плаунам, в небольшом количестве присутствуют споры кочедыжниковых папоротников и плаунка сибирского. В средней части разреза роль древесно-кустарниковой группы еще выше за счет пыльцы кедрового стланика, постоянного присутствия пыльцы ольховника, кустарниковых и древесных берез. Вверх по разрезу увеличивается и объем травянисто-кустарниковой группы преимущественно за счет пыльцы трав-ксерофитов: полыней, злаков, вересковых. Постоянно изменяется состав споровой группы: уменьшается содержание сфагновых мхов, возрастает доля арктических плаунов, холодостойкого плаунка сибирского, малочисленные кочедыжниковые папоротники. В верхней части доминируют споры преимущественно арктических плаунов и кочедыжниковых папоротников,

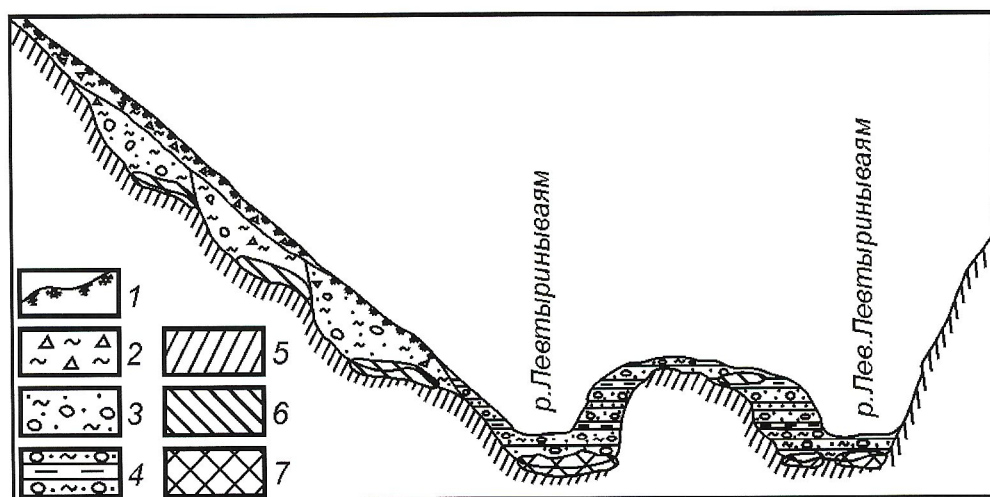


Рис. 2. Поперечный разрез долины р. Левтыриновья и положение в ней россыпей:

1 — растительный слой; 2 — делювиальные суглинки с дресвой и щебнем; 3 — отложения трансформированной террасы (первой-третьей стадий разработки долины) — галечники с щебнем, сцементированные желтовато-серым песчано-глинистым материалом; 4 — отложения поймы — галечники, пески, глины, илы, песчаные суглинки; 5 — коренные породы; 6 — россыпи с концентрацией платины: 6 — низкой, 7 — высокой

сфагновых мхов. Древесно-кустарниковая группа представлена в основном пылью кустарниковых берез и ив.

По мнению Т.Е.Пузанковой (ФГУГП «Камчатская поисково-съемочная экспедиция»), спектры нижней части разреза соответствуют концу похолодания — началу потепления, средней — началу и концу потепления. Отложения верхней части разреза формировались в условиях похолодания. Возраст отложений позднеплейстоценовый (Q_{III}).

Непрерывность образования осадков, отсутствие в их составе отложений голоцена подтверждается результатами изучения спорово-пыльцевых спектров полной мощности (34 м) аналогичных образованиям поймы р.Огинраваям (восточный фланг Сейнав-Гальмознанского узла). Ископаемые растительные остатки, содержащиеся в этих отложениях, отражают чередование трех потеплений и трех похолоданий в пределах одного термохрона (Q_{III}). Голоценовый возраст может иметь только самая верхняя часть отложений мощностью не более 1 м, содержащая обильную пыльцу кустарниковых берез.

Аналогичные или очень близкие по составу спорово-пыльцевые спектры, характеризующие такие же колебания климатических обстановок в период накопления рассматриваемых образований, подтверждаются анализами многочисленных проб, отобранных в различных частях их разреза в пределах всего Сейнав-Гальмознанского узла.

Комплекс диатомовых водорослей в описываемых отложениях обычно очень беден. Их изучение подтверждает данные спорово-пыльцевого анализа. В нижней части разреза преобладают бентические виды (донные и обрастания), единичны створки реофилов. Состав флоры свидетельствует о развитии ее в литоральной части неглубокого бассейна и формировании отложений в умеренно-холодных климатических условиях (Q_{III}). Средняя часть разреза характеризуется практически полным отсутствием диатомей — единичные створки широко распространенных холодноводных водорослей 3—5 видов. По мнению С.П.Озорниной, Л.М.Долматовой и Я.В.Петроченко (ФГУГП «Камчатская поисково-съемочная экспедиция»), это объясняется быстрым накоплением осадков, предопределившим невозможность развития органогенных сообществ. В верхней части разреза установлены северо-альпийские бентосные и планктонные виды — флора неглубокого заболоченного водоема суровых климатических условий периода похолодания, вероятно, Q_{III} .

Таким образом, фактический материал свидетельствует о том, что накопление отложений, вмещающих продуктивные пласты россыпей, происходило непрерывно в течение длительного времени — третьей и четвертой ступеней неоплейстоцена. Отложения характеризуются большой мощностью, размыты и перерывы в осадконакоплении не обнаружены.

Весь разрез отложений пойм и первых надпойменных террас (кроме почвенно-растительного слоя) «засорен» платиной. Ее наиболее высокие концентрации — продуктивные пласты, заключающие 86—88% запасов металла, приурочены к их нижней приплотиковой части. Ширина пластов колеблется от 10 до 450 м, мощность — от 0,4 до 6,0 м при протяженности до 12 км. Среднее содержание минералов платиновой группы 0,9—4,65 г/м³. Нередко промышленные пласты фиксируются и в верхних частях разреза отложений, где их ширина достигает 130 м, мощность 3 м, а протяженность 3 км. Содержание платины не превышает 0,7 г/м³.

Месторождения руч.Ледяной и р.Левтыриновыя включают и террасовые россыпи, в которых сосредоточено 10—12% запасов металла. В целом надпойменные террасы в пределах узла наблюдаются в долинах всех более или менее крупных водотоков. Как правило, они обладают хорошо выраженными бровками и тыловыми швами. Их поверхности в современном рельефе ровные, наклонены к оси долины под углами 5—8°. Высота уступа (превышение над урезом воды или над современной поймой) изменяется даже на небольших интервалах от единиц до 15 м, превышение тылового шва над уступом достигает 70 м.

Наиболее хорошо изучена терраса в долине р.Левтыриновыя (см. рис. 2), где она разбурена по сети 200×20 м. Установлено, что терраса: 1) деформирована [8] активно протекающими склоновыми процессами; 2) цокольная с аллювиальным покровом различной мощности; 3) при ровной в современном рельефе поверхности, наклоненной к оси долины под углами 5—8°, представляет собой серию уступов, на которых залегают, по-видимому, разновозрастные аллювиальные отложения.

К сожалению, изучение материала, извлекаемого из скважин ударно-канатным способом их проходки, не позволяет уловить изменения в литологическом составе образований, слагающих тот или иной уступ. Уступы — не что иное, как террасы, бровки которых и тыловые швы завуалированы склоновыми процессами и в современном рельефе не выражены.

Анализ материала показывает, что в пределах узла можно выделить по меньшей мере три надпойменных террасы: I — имеет высоту 18—20 м и ширину в пределах изученного участка 30—300 м; II — высота оценивается в 20—25 м; III — высотой 30—35 м, ее тыловой шов перекрыт делювиально-солифлюкционными отложениями малой мощности.

Детальный разрез отложений террас в силу специфики исследованного материала (шлам скважин ударно-канатного способа проходки) не известен. Тем не менее, довольно четко устанавливается постоянство строения разреза для террас всех уровней как по вертикали, так и латерали. Под почвенно-растительным слоем обычно залегают галечники, слабо сцементированные грубозернистым песком. В верхней части песок иногда слагает самостоятельные линзы; устанавливается примесь илистого материала, щебня и дресвы. Ниже залегают такие же галечники, но в цементирующей массе заметную роль играет глинистая составляющая. Под ними идут существенно грубообломочные отложения — валуны и галька, а в цементирующей массе преобладает глинистый материал (плотиковый аллювий). Этот слой представлен всегда щебнем, залегающим на трещиноватых коренных породах и сцементированным илисто-глинистым материалом (долинный элювий).

Возраст отложений, слагающих террасы, изучен слабо. По мнению Т.Е.Пузанковой, спорово-пыльцевые спектры по всему разрезу идентичны — доминирует древесно-кустарниковая группа с преобладанием кустарниковых берез, меньше распространена пыльца ольховника, единичны зерна пыльники древесных берез и ольхи. Малочисленна травянисто-кустарничковая группа, представленная в основном вересковыми; осоковые, сложноцветные и разнотравье — единичны. Спор мало, преимущественно это сфагновые мхи, реже — кочедыжниковые папоротники, плауны, спорадически — плаунки сибирские. Растительность отражает один из периодов потепления со второй

половины плиоцена до межледникового позднего плейстоцена (Q_{13}), включительно.

Комплекс диатомовых водорослей характеризует пресноводный водоем с берегами, заросшими высшей водной растительностью: главным образом створки широко распространенных северо-альпийских видов, бентические виды редки. Полностью отсутствуют аркто-бореальные диатомеи, постоянны представители периодов потепления плейстоценового возраста.

Платина отмечается по всему разрезу аллювиальных отложений террас всех уровней. Распределение ее крайне неравномерное гнездово-струйчатое. Наибольшие концентрации металла, вплоть до формирования промышленных пластов, отмечаются преимущественно в плотиковом аллювии. Довольно четко устанавливаются следующие закономерности. Самые высокие содержания Pt до 2 г/м^3 приурочены к отложениям I надпойменной террасы. Здесь же продуктивные пласты обладают и наибольшей мощностью до 7 м. Несколько слабее платиноносность отложений II надпойменной террасы $0,2\text{—}0,5 \text{ г/м}^3$, хотя в отдельных пробах содержание Pt и достигают $1,78 \text{ г/м}^3$. Мощность продуктивных пластов 2—4 м. Металлоносность отложений III террасы значительно ниже — обычно содержание Pt изменяется от $0,14\text{—}0,44 \text{ г/м}^3$, лишь изредка отмечаются концентрации до $2,3 \text{ г/м}^3$. Существенно уменьшается мощность промышленных пластов: как правило, она не превышает $1,6\text{—}1,8 \text{ м}$, часто снижается до $0,4 \text{ м}$; протяженность пластов не более $2,4 \text{ км}$.

Доля запасов террасовых россыпей в общем балансе запасов месторождений руч.Ледяной и р.Левтыриновым невелика. Основная их часть, как видно из приведенных данных, связана с отложениями I и II надпойменных террас. Более важна другая их функция — участие в формировании долинных россыпей, когда при разрушении террас платина уже в свободном состоянии переотлагалась из древних террас во вновь формируемые более молодые, а в итоге — в долинные пласты.

Таким образом, основная ценность месторождений определяется долинными россыпями водотоков, размывающих дуниты дунит-пироксенит-габбровых массивов. В долинах водотоков, эрозионная деятельность которых не затрагивает дуниты, значительные по запасам россыпи отсутствуют. Это подтверждается материалами по платиноносности отложений долины р.Гальмитапельваам (правый приток р.Тапельваам). Река — водоток III порядка, такого же как и ручьи Пенистый, Ледяной и Ветвистый. В долине реки хорошо выражены пойма шириной 1 км и I надпойменная терраса высотой $12\text{—}15 \text{ м}$. Мощность отложений поймы достигает 30 м , террасы — 20 м . Платина в мелких (до $0,5 \text{ мм}$) зернах встречается по всему разрезу аллювия поймы и террасы, но ее концентрации обычно не превышают знаков. Массовые содержания металла крайне редки и выделить промышленные пласты невозможно. Аналогичная ситуация наблюдается и в долинах правых притоков верхнего течения р.Тапельваам. Они дренируют Сейнавский массив, в строении которого дуниты играют весьма скромную роль. Содержание платины в их аллювии гораздо ниже промышленных концентраций.

Анализ геологического строения Сейнав-Гальмознанского узла выявляет еще одну особенность пространственной локализации промышленных россыпей платины — все они сформированы в долинах, в геологическом строении которых принимают участие селевые отложения [4].

Наличие своеобразных образований, ранее не описывавшихся в Корякском нагорье, на площади узла было отмечено еще на первых этапах его изучения. Разведчиками россыпей они были отнесены к ледниковым отложениям надпойменной полигенетической террасы (? — А.К.). Их платиноносность практически не изучалась (отложения были вскрыты не на полную мощность лишь одной траншей, промывка протоочных проб, полученных после дробления бороздовых, показала присутствие в них платиноидов).

В целом это грубообломочные плотно сцементированные породы желто-бурого цвета. Наиболее представительный и полный разрез этих отложений описан автором статьи в среднем течении левого притока руч.Ледяной, где непосредственно на интенсивно перемятых аргиллитах корякской серии залегают следующие породы (мощность, м):

1. Конгломераты средневалунные (размер валунов $10\text{—}30 \text{ см}$), межвалунное заполнение ($45\text{—}50\%$ объема породы) — щебень ($65\text{—}70\%$) и плохо окатанная мелкая ($3\text{—}5 \text{ см}$) галька. Состав обломочного материала — дуниты, очень редко габброиды; цемент — темно-серый глинистый материал	12,0
2. Конгломераты крупновалунные (размер валунов $40\text{—}100 \text{ см}$), не сортированные, межвалунное заполнение ($60\text{—}70\%$ объема породы) — средний и мелкий щебень, сцементированный желто-бурой глиной	2,5
3. Конглобрекции. Размер обломков (щебень, дресва, галька) не превышает 5 см ; присутствуют редкие валуны и глыбы размером до $0,4 \text{ м}$. Цемент ($50\text{—}60\%$) — бурая песчанистая глина	8,0
4. Валунно-глыбовые отложения. Валуны (до 30 см) средней и хорошей окатанности, глыбы ($40\text{—}50 \text{ см}$) прочно скреплены бурой глиной (до 30%)	1,2—1,5
5. Валунники несортированные. Промежутки между валунами ($60\text{—}100 \text{ см}$) заполнены щебнем, дресвой, бурой глиной. Цементация прочная	4,0
6. Глыбово-валунно-щебнистые отложения. Валунны, глыбы (только дуниты) до $0,6 \text{ м}$; заполнение ($60\text{—}70\%$ объема породы) — щебень и дресва дунитов; редкая галька дунитов и габброидов; цемент — бурая глина ($\sim 20\%$ объема). Хорошо выражена слоистость, образуемая слоями (до $2,0 \text{ м}$) дресвяно-песчаного состава	25
7. Глыбово-валунные отложения. Глыбы и валуны размером $1,5\text{—}2,0 \text{ м}$, изредка $3,0 \text{ м}$; заполнение — щебень, дресва, мелкие глыбы, редко галька (габбро); цемент — желто-бурая глина	7,0
Мощность всего разреза	60

На всех участках в отложениях крупность обломочного материала увеличивается вниз по разрезу.

Из анализа многочисленных проб, отобранных по всему разрезу отложений, следует, что спорово-пыльцевые спектры представляют собой единый палинокомплекс, одинаковы по всему разрезу и не фиксируют климатических колебаний. Их общая черта — доминанта древесно-кустарниковой группы ($51\text{—}94\%$) с преобладанием пыльцы кед-

рового стланика со значительным участием ольховника. Травянисто-кустарничковая и споровая группы малы по объему. В составе первой присутствуют вересковые, осоковые, злаковые, сложноцветные и разнотравье, во второй — сфагновые мхи, плауны, плаунки сибирские, кочедыжниковые папоротники. По мнению Т.Е. Пузанковой и С.М. Горяевой, палиноспектры характеризуют лесотундровый растительный покров с широким поясом зарослей кедрового стланика и ольховника, время формирования отложений — один из периодов потепления неоплейстоцена, не позднее первого термохрона позднего неоплейстоцена (Q_{III}).

Комплекс остатков диатомовых водорослей чрезвычайно беден и представлен единичными створками пресноводных *Pinnularia borealis*, *Hantzschia amph*, *Synedra ulna*, *Eunotia pectinalis var minor*, которые широко распространены в современных отложениях и известны от неогена, и морских — *Puxidicula zabelina* (поздний миоцен—плиоцен), *Coscinodiscus marginatus* (с палеогена до настоящего времени) и *Thalassiosira sp.* Отсутствие диатомей объясняется неблагоприятными условиями их развития или очень быстрым формированием осадков, что не позволило накопиться органогенным образованиям.

Эти отложения отнесены к селевым довольно условно, и их генезис нуждается в дополнительном изучении, поскольку в них отчетливо проявлена градиционная слоистость, указывающая на формирование осадков в водной среде.

Работами (колонковое бурение, проходка поверхностных горных выработок), проведенными в последние годы, было установлено, что отложения повсеместно и на полную мощность платиноносны. Знаки платины неравномерно рассеяны по всей массе отложений, в нижней приплотиковой части нередко отмечаются ее весовые концентрации до 10 г/м^3 .

Таким образом, рассматриваемые образования — не только промежуточные источники платины россыпей, но и сами могут вмещать промышленные «рудные» тела. Это предопределяет необходимость их дальнейшего изучения. Проблемой может оказаться их очень плотная цементация, вследствие чего в водной среде они дезинтегрируются, что влечет за собой значительное удорожание работ.

Главный россыпеобразующий минерал во всех видах россыпепроявлений — изоферроплатина. Элементы-примеси: Ir 0,4—1,06%, Os <0,45%, Ru до 0,06%, Rh до 1,1% и Pd <0,7% присутствуют исключительно в виде включений в матрице железо-платиновых сплавов. Отмечаются сростки платиноидов с хромшпинелидами, редко с пироксенами, оливином, магнетитом. Форма зерен изометричная комковатая или неправильная, поверхность шероховатая,

реже гладкая, блестящая. Основные запасы месторождений составляет металл крупностью 0,4—1,0 мм.

Таким образом, все россыпи узла локализованы в долинах, обладающих избыточной мощностью аллювия [8]. Запасы платины рассредоточены по всему разрезу отложенных долин, но наиболее продуктивны долинские месторождения. Россыпи формировались по экстенсивной схеме [7] в мобильной обстановке в процессе неоднократной перестройки гидросети, которая в силу своего консервативного характера сохраняла первоначальный рисунок — долины, аккумулярующие аллювий, накладывались на врез в земную поверхность предшествующего этапа развития и служили своего рода седиментационными ловушками. Это обеспечило стабильные условия подпитки россыпей на протяжении длительного периода времени, по крайней мере, в течение всего неоплейстоцена. Наиболее продуктивны отложения последней ступени верхнего звена неоплейстоцена. Наличие промежуточного коллектора (селевые (?) отложения большой мощности на значительных площадях), в котором был заключен громадный объем металлоносного обломочного материала, предопределило формирование протяженных россыпей, далеко выходящих за пределы областей питания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беневольский Б.И., Куторгин В.И., Натоцинский В.И. и др. Новый перспективный район платиноносности в Корякском нагорье, особенности строения и геолого-экономической оценки россыпей / Важнейшие промышленные типы россыпей и месторождений кор выветривания, технология оценки и освоения: Тезисы докладов. — М., 1997. С. 38.
2. Вильданова Е.Ю., Дудник С.К., Зайцев В.П. и др. Россыпные месторождения платиновых металлов р. Левтыринья и руч. Ледяной (Камчатская область) / Важнейшие промышленные типы россыпей и месторождений кор выветривания, технология оценки и освоения: Тезисы докладов. — М., 1997. С. 54.
3. Зайцев В.П., Коляда А.А., Мелкомук В.Н. Сейнава-Гальмознанский узел и его платиноносность / Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки: Тезисы докладов. — Петропавловск-Камчатский, 2000. С. 77.
4. Зайцев В.П., Кравченко Л.И., Коляда А.А. и др. Вторичный источник минералов платиновой группы в россыпных месторождениях Сейнава-Гальмознанского узла, Корякское нагорье // Руды и металлы. 2001. № 3. С. 23—26.
5. Мелкомук В.Н. Платиноносные россыпи севера Камчатки // Россыпи и месторождения кор выветривания — объект инвестиций на современном этапе. X Международное совещание: Тезисы докладов. — М., 1994. С. 129—130.
6. Мелкомук В.Н., Зайцев В.П. Платиноносные россыпи Сейнава-Гальмознанского узла (Корякско-Камчатская провинция) // Платина России. 1999. Т. 3. С. 143—149.
7. Патык-Кара Н.Г. Условия формирования крупных и суперкрупных россыпей // Отечественная геология. 1998. № 3. С. 11—17.
8. Шило Н.А. Основы учения о россыпях. — М.: Наука, 1981.

Бирикээнская группа фосфатных месторождений (Южная Якутия)

Г.Ю.БОЯРКО (Томский политехнический университет)

Бирикээнская фосфатоносная площадь находится в пределах Анамжакского поднятия архейского кристаллического щита к западу от пос.Чульман, на правобережье р.Тимптон. Здесь на площади 230 км² в процессе работ ПГО «Приленскгеология» и ГПП «Алдангеология» [3, 6] обнаружены месторождения Бирикээн, Левый Бурный и многочисленные точки апатитовой минерализации, а также вторичных фосфатов (см. рисунок, А).

Архейские складчатые структуры, включающие первичные апатитоносные образования, отличаются большой сложностью строения за счет более поздних дислокаций и преобразований. Основная структура площади — Усть-Чульманский синклиорий, в ядре которого обнажаются карбонатсодержащие отложения федоровской свиты раннего архея. Крылья складок сложены породами подстилающей верхнеалданской свиты. Находясь среди полей позднеархейских — раннепротерозойских гранитоидов и сильно гранитизированных пород, складчатые структуры фиксируются лишь по реликтам образований федоровской свиты. Простирание осей складчатых структур синклиория часто изменяется, но сохраняется их общее субширотное направление. Южная часть синклиория осложнена вторичной складчатостью с появлением ундуляции осей складок. Здесь более напряженная разрывная тектоника и значительно большее проявление процессов гранитизации кристаллических пород. К таким напряженным участкам и приурочены все известные фосфатоносные объекты Бирикээнского рудного поля. Углы простирания вторичных складок 345—355°, складки опрокинуты с углом падения крыльев 40—60° на восток и северо-восток.

В северной части площади архейские образования срезаются разрывом субширотного простирания, где они контактируют с породами верхнего структурного этажа — вендскими доломитами и юрскими песчаниками. В двух скважинах на месторождении Левый Бурный под архейскими породами с фосфатоносными отложениями были вскрыты доломиты венда, перекрытые структурами пологого надвига.

Субширотный надвиг входит в систему регионального Анамжакского разлома. Другие разрывные нарушения принадлежат системам северо-восточной и субмеридиальной ориентировок. Многие из разрывов имеют древнее заложение, неоднократно подновлялись, что сопровождалось появлением апатитоносных кремнещелочных, силикатных и карбонатных кальций-магнєвєх метасоматитов и способствовало сохранности известных на площади линейных кор выветривания.

Возраст первичного апатитового оруденения, по данным рубидий-стронциевого датирования флогопита апатит-карбонатных руд Бирикээн, составляет 1764 млн.лет, а по изотопному составу свинца апатитов Усть-Чульманского проявления 1760—1940 млн.лет [9], что синхронно времени формирования Селигдарского месторождения апатит-карбонатных метасоматитов.

Фосфатоносные образования кор выветривания сформировались в позднепротерозойскую и кайнозойскую эпохи. Их возраст определен по косвенным признакам: 1) ли-

тофицированные конглобрекции месторождения Левый Бурный по вещественному составу идентичны позднепротерозойским осадочным брекчиям Селигдарского месторождения, залегающим под вендскими осадками; 2) рыхлые фосфатоносные гидрослюдистые породы площадных кор выветривания по составу и консистенции схожи с кайнозойскими корами выветривания Центрального Алдана. В рельефе местности образования кайнозойской коры выветривания проявлены в виде отрицательных форм, депрессий.

Фосфатоносные образования коры выветривания бирикээнского типа отражены в геофизических полях в виде аномалий: отрицательных магнитных, радиоактивных ториевой природы, пониженного гравитационного поля (за счет разуплотнения). Геометрия подошвы ложа коры выветривания отчетливо определяется при вертикальном электрическом зондировании. В геохимических полях фосфатные руды легко оконтуриваются по ореолам вторичного рассеяния фосфора, фтора, лантана и церия — элемента наиболее удобного для экспрессного метода рентгенорадиометрической съемки.

Бирикээнское месторождение расположено в бассейне одноименного ручья и его притока Правый Бирикээн. Основное рудное тело сложено породами фосфатоносной кайнозойской коры выветривания, развивающимися по раннепротерозойским апатитоносным кальций-магнєвєх метасоматитам селигдарского типа (карбонатные и силикатные) в толще метаморфических пород федоровской свиты (см. рисунок, Б). Вмещающие метаморфические отложения раннего архея насыщены инъекциями позднеархейско-раннепротерозойских гранитоидов, переходящих в сплошные поля. Полоса развития апатитоносных кальций-магнєвєх метасоматитов приурочена к зоне тектонического нарушения северо-западного простирания. Ширина ее 0,3—1,8 км, протяженность более 10 км. На северо-западном фланге апатитоносная пачка перекрывается горизонтально залегающими юрскими континентальными осадками (песчаниками). В близповерхностной части месторождения апатитоносные кальций-магнєвєх метасоматиты, а также вмещающие их породы подверглись интенсивному химическому выветриванию. Мощность разреза площадной коры выветривания 30—210 м (в среднем 155 м), а в зонах разрывных нарушений до 250 м и более. В пределах месторождения выконтурена ленточная залежь общей протяженностью 9,2 км и шириной 150—620 м, обогащенная фосфатами. Верхняя кромка ее ограничена дневной поверхностью, нижняя — глубиной распространения коры выветривания. Мощность собственно фосфатоносной залежи по данным бурения составляет в среднем по буровым линиям 77—196 м, достигая в отдельных пересечениях 225 м (в среднем по месторождению 135 м).

Фосфатоносны на месторождении: 1) апатит-силикатные метасоматиты, содержащие 1—3% P₂O₅; 2) апатит-карбонатные метасоматиты, концентрация P₂O₅ в них 3—6%; 3) апатит-франколит-слюдисто-полевошпатовые нелитифицированные образования кайнозойской коры вы-

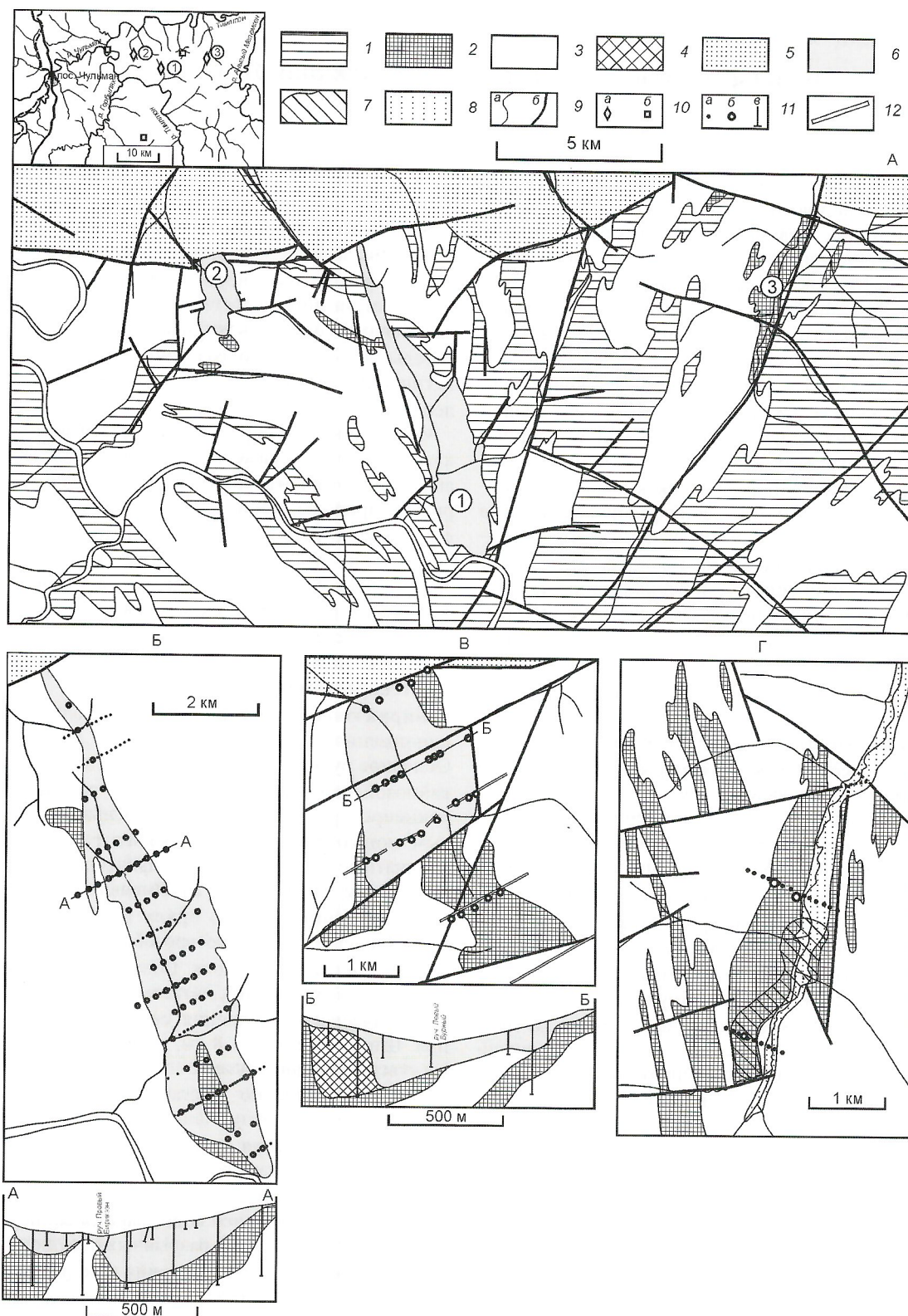


Рис. 1. Геологическая схема:

А — Бирикээнская фосфатонесущая площадь; месторождения: Б — Бирикээнское (1), В — Левый Бурный (2), Г — Чукурданская площадь (3); метаморфические образования нижнего архея, свиты: 1 — верхнеалданская (биотитовые, биотит-роговообманковые, двупироксеновые гнейсы с прослоями кварцитов), 2 — федоровская (биотитовые, роговообманковые, диопсидовые гнейсы с линзами кальцифоров и мраморов); 3 — позднеархейско-раннепротерозойские граниты и гранитогнейсы; 4 — протерозойские литифицированные конглобрекции полевошпат-карбонат-апатит-кварцевого состава; 5 — породы верхнего структурного этажа — юрские песчаники, в подошве толщи маломощный пласт вендских доломитов; 6 — рыхлые образования кайнозойской коры выветривания гематит-франколит-апатит-гидрослюдисто-кварц-полевошпатового состава; 7 — площадь развития остаточных кайнозойских кор выветривания (сливные франколит-апатитовые руды); 8 — четвертичные аллювиальные отложения; 9 — геологические границы (а) и разрывные нарушения (б); 10 — местоположение фосфатных: а — месторождений, б, в — проявлений; 11 — точки заложения скважин: а — картировочных (глубина до 30 м), б, в — поисковых (до 300 м); 12 — канавы и бульдозерные траншеи

ветривания, содержащие до 30—40% P_2O_5 . Первые два типа апатитоносных образований полностью идентичны апатит-силикатному и апатит-карбонатному промышленным типам Селигдарского месторождения апатита, третий ранее в Южной Якутии не выделялся.

Апатитсодержащие силикатные кальций-магниевого метасоматиты слагают ложе коры выветривания, а также встречаются в виде включений обломков в рыхлых продуктах самой коры — апатит-диопсидовые, апатит-скаполит-диопсидовые, апатит-хлорит-диопсидовые, апатит-полевошпат-диопсидовые породы. Содержание P_2O_5 в них колеблется от 0,1 до 10%, в среднем 0,9—1,5%. Как рудные образования (Бирикээнское фосфатное месторождение) первичные кальций-магниевого метасоматиты из-за незначительного содержания в них апатита (5—8%) практического интереса не имеют.

Апатитоносные апатит-карбонатные метасоматиты также наблюдаются в невыветрелых породах ложа коры выветривания и представлены апатит-кальцитовыми, апатит-мартит-доломитовыми, апатит-кальцит-диопсидовыми разновидностями. Собственно за счет выщелачивания карбонатной составляющей этих пород и сформировались фосфатноносные образования коры выветривания. Содержание P_2O_5 в них колеблется от 0,5 до 15%, в среднем 2,0—5,5%. Однако фрагменты обогащенных фосфором апатит-карбонатных пород небольших размеров, и их суммарные запасы не превышают 5% общих запасов месторождения.

Вторичные образования — фосфатноносные продукты коры выветривания представляют собой дезинтегрированную рыхлую массу пелитовой и псефитовой размерности с включением обломков щебня и глыб апатитоносных и безрудных вмещающих пород. Отдельные блоки франколит-апатитовых руд литифицированы за счет пропитки рыхлого материала франколитовым цементом в основном в подошве коры выветривания, но общее количество отвердевших рудных образований не превышает 10% их общего количества. Полезные компоненты в рудах — апатит и франколит. Апатит встречается в виде округлых, призматических и короткостолбчатых кристаллов и их обломков, бесцветных, голубовато-зеленоватой и сургучной окрасок. Зерна апатита содержат включения гематита и карбоната, приуроченные к плоскостям спайности и трещинам дробления. Зачастую обломки зерен апатита покрыты пленками гидроксидов железа, франколита и органического вещества. Содержание P_2O_5 в апатите 41,73% (см. таблицу), апатита в рыхлой коре выветривания 10—25%. Франколит представлен радиально-лучистыми сферолитовыми агрегатами в пустотах, трещинах дробления, в виде швов, цемента, сливных тонкозернистых масс, а также в виде оторочек по периферии зерен апатита. Цвета франколита бурый, светло-бурый, розовато-белый и белый. Агрегаты франколита часто покрыты пленками, корочками и налетами гидроксидов железа и органического вещества. Содержание P_2O_5 во франколите 38,11%, франколита в рыхлой коре выветривания 5—90%. Соотношение апатита и франколита в руде колеблется от 20:1 до 1:5, в среднем 5:1. Основную массу фосфатноносных продуктов выветривания составляют полевые шпаты (15—30%), кварц (12—20%), вермикулит-гидрофлогопит (12—31%), хлорит (0—5%), серицит (0—5%), гематит (4—6%), карбонаты (0—5%), диопсид (0—10%), цеолит (0—15%). В качестве аксессуарных минералов отмечаются тальк, эпидот, пирит, сфен, циркон, монацит.

Средний состав апатита и франколита Бирикээнского месторождения. По данным В.Н. Гулия, А.Р. Энтина [9]

Элемент	Апатит	Франколит
CaO	52,55	52,26
FeO	0,04	0,03
SrO	0,22	0,07
BaO	0,06	0,1
CeO ₂	0,35	0,01
ThO ₂	0,08	0,01
P ₂ O ₅	41,73	38,11
F	3,25	3,09
Cl	0,24	0,04
SO ₃	1,13	0,0

Среднее содержание P_2O_5 по месторождению 6,4%, коэффициент рудоносности 0,74. В качестве попутных полезных ископаемых можно рассматривать породы скальной вскрыши: песчаники на северо-западном фланге месторождения, гранитогнейсы — по периферии рудного тела; вероятные попутные полезные компоненты — гематит (мартит), составляющий до 5% объема рудных образований, и вермикулит — до 30%; попутные полезные примеси: в апатите — редкие земли (CeO_2 0,26—0,95%, La_2O_3 0,08—0,21%), F (3,17—3,32%), Sr (0,14—0,27%) и Ba (0,01—0,20%); во франколите — CeO_2 (0—0,08%), F (3,04—3,37%), SrO (0—0,06%), Th практически отсутствует.

Запасы и ресурсы Бирикээнского месторождения оценивались на основе параметров, утвержденных в ГКЗ кондиций аналога — Селигдарского месторождения апатита: бортовое содержание P_2O_5 3%, минимальная мощность рудного интервала и безрудного прослоя 10 м. Данные о вредных примесях, которые могут войти в кондиции, в настоящее время не определены. В качестве негативных факторов обогащения руды технологами названы примеси органического вещества (0,075—0,315%) и гидрослюда (3,5—18%), продольные содержания которых могут быть включены в дальнейшем в кондиции. Объемная масса рудных образований составляет 2,2 т/м³, среднее из трех крупнообъемных замеров в канавах и шурфах 2,1—2,3 т/м³. Всего по Бирикээнскому месторождению запасы и ресурсы составляют 64,2 млн.т P_2O_5 при среднем содержании 7,79% P_2O_5 и коэффициенте рудоносности 0,777. В северной части месторождения можно выделить локальный блок богатых фосфатных руд со средним содержанием 19,73% P_2O_5 , который включает 5,5 млн.т P_2O_5 . Ресурсы попутных полезных ископаемых и компонентов оцениваются ориентировочно: суммы редких земель цериевой группы 230—750 тыс.т, фтора 2400—5000 тыс.т, мартита 2—3 млн.т, вермикулита 50—100 млн.т, скальных пород для производства строительных материалов до 30 млн.т.

Месторождение Левый Бурный находится к северо-западу от собственно Бирикээнского месторождения (см. рисунок, В). Рудные образования представлены здесь тремя разновидностями: 1) первичными апатит-карбонат-

ными и апатит-диопсидовыми метасоматитами с содержанием P_2O_5 от 3 до 12% (в среднем 5—7%); 2) литифицированными продуктами протерозойской коры выветривания, состоящими из массивных конглобрекчиевых полевошпат-карбонат-apatит-кварцевых с содержанием P_2O_5 6—15% (в среднем 8,87%); 3) рыхлыми продуктами кайнозойской коры выветривания, характеризующимися дезинтегрированными породами с содержанием P_2O_5 3—15% (в среднем 6,8—7,8%).

Отличительная особенность рудных образований Левого Бурного — незначительное содержание в них вторичных фосфатов: отношение содержаний франколита к апатиту составляет 20:1. Кальций-магниевые метасоматиты, обогащенные фосфором, вскрыты под ложем коры выветривания. Интервалы их пересечений скважинами достигают 80 м, но геометрия недостаточно ясна. Ресурсы первичных апатитовых руд около 5% запасов месторождения.

Литифицированные позднепротерозойские конглобрекчии вскрыты скважинами на глубинах более 20—30 м и распространяются до 300 м, причем одна скважина глубиной 293,4 м из руды не вышла. Они прослежены в виде полосы северо-западного простирания шириной 400 м и протяженностью свыше 750 м. Эти образования по вещественному составу, консистенции и структурно-текстурным особенностям идентичны позднепротерозойским конглобрекчиям Селигдарского месторождения апатита, залегающим в виде тонкого пласта под песчаниками юдомской свиты венда на апатит-карбонатном плотике. В литифицированных продуктах протерозойской коры выветривания сосредоточены 32% ресурсов P_2O_5 месторождения.

Рыхлая продуктивная кора выветривания распространена здесь на площади 2,5×1,5 км. Ее мощность от 10 м на южном фланге проявления до 250 м на северном. В рыхлой коре сосредоточено 63% ресурсов P_2O_5 участка. В подстилающих ее породах фундамента вскрыты апатитоносные литифицированные образования протерозойской коры выветривания и кальций-магниевые метасоматиты.

Запасы и ресурсы месторождения Левый Бурный составляют 24,7 млн.т P_2O_5 при среднем содержании 7,77% и коэффициенте рудоносности 0,669.

Чукурданская площадь — месторождение, расположенное к востоку от Бирикээнского. По результатам поисковых работ здесь выявлены многочисленные линзообразные тела апатит-карбонатных и апатит-скаполит-диопсидовых метасоматитов с содержанием P_2O_5 3—7% (в среднем 4,5—5%), переслаиваемых с диопсидовыми гранитами. Полоса оруденения северо-восточного простирания при ширине 750 м прослежена на расстояние более 2,5 км. Мощность кондиционных интервалов апатитовых руд по пересечениям скважин и канав 10—40 м; ресурсы проявления Чукурдан 7,3 млн.т P_2O_5 при среднем содержании 4,83% P_2O_5 и коэффициенте рудоносности 0,31.

В южной части проявления на площади 250×1000 м встречены фрагменты сливных апатит-франколитовых руд с содержанием 25—40% P_2O_5 , представляющих корневые остатки рыхлой коры выветривания, уничтоженной эрозией. Они размещаются в сохранившихся карманах ложа коры выветривания. Размеры их в плане первые десятки метров, глубина карманов известна всего по одному случайному пересечению скважиной (18 м). Ввиду небольших размеров и ожидаемых ресурсов (до десятков тысяч тонн в кармане) ранее они предметом поиска не являлись.

Однако в современных условиях эти небольшие фрагменты богатых руд могут эксплуатироваться малыми предприятиями. Суммарные ресурсы фосфатных руд корневых карманов Чукурданской площади могут составить сотни тысяч тонн P_2O_5 .

Обогащение фосфатных руд Бирикээнского месторождения. Технологические испытания на обогатимость выполнены на семи технологических пробах массой 22—306 кг в Дальневосточном институте минерального сырья (ДВИМС, г.Хабаровск) и Государственном институте горнохимического сырья (ГИГХС, г.Люберцы, Московская обл.). Различными исследователями руды месторождения однозначно определены как труднообогащаемые.

Апатит-франколитовые руды коры выветривания Бирикээнского месторождения представлены рыхлыми образованиями гематит-франколит-apatит-гидрослюдисто-кварц-полевошпатового состава, класс крупности —1 мм при дроблении до —15 мм составляет 66,9%. Полезные фосфатные минералы представлены двумя фазами: апатит и франколит. Полное раскрытие апатита происходит в классе —0,2 мм, —0,4 мм — содержится его свободных зерен 95—97%. Удельная поверхность апатита 1,6 м²/г. При измельчении руды франколит, склонный к самоизмельчению, образует значительное количество тонких игольчатых зерен, попадающих в шламовую фракцию. Раскрываемость франколита лучше, чем у апатита: в классе —0,2 мм полная, —0,4 мм — содержится его свободных зерен 96—97% и более. Удельная поверхность франколита более чем в 1,5 раза выше, чем у апатита и составляет 2,6 м²/г.

На процесс обогащения фосфатов негативно влияют гидрослюды и органическое вещество. Гидрослюды представлены преимущественно вермикулитом в виде чешуек размером до 5 мм. При прокаливании вспучивается и расслаивается. Как минерал, склонный к переизмельчению, вермикулит — составная часть тонкодисперсных шламов. Обладая большой сорбционной емкостью, он зашламовывает фосфатный концентрат, снижая его качество. Органическое вещество наблюдается в виде тонкодисперсных (менее 1 мкм) выделений, а также пленок и интерстиционных выполнений во франколите и на обломках породы, в ассоциации с пленками гидроксидов железа. В апатите эти образования не прослеживаются. В процессе флотационного обогащения органическое (или железо-органическое) вещество способствует образованию стойкой трудно разрушаемой пены, ухудшающей условия перечистных операций. Негативный фактор обогатимости Бирикээнских руд — сам факт наличия двух форм фосфатных минералов, обладающих разными флотационными свойствами.

Были исследованы возможности гравитационного обогащения фосфатных руд Бирикээнского месторождения. Путем центрифугирования помолотов в тяжелых жидкостях для всех проб были получены условно отвалный и концентрационный продукты. Бедные отвалы продукты с содержанием P_2O_5 1,4—1,58% при извлечении 5—15% получены на пробах, дробленных до —2 мм.

При исследовании возможности флотационного обогащения фосфатных руд испытывались схемы коллективной и последовательной селективной флотации в открытом и замкнутом (2—6 перечисток) циклах. При этом получались, соответственно, коллективный фосфатный концентрат и отдельно апатитовый и франколитовый концентрат.

ты. Экономические расчеты показали, что получение селективных концентратов неэффективно по сравнению со схемой коллективной флотации. В лабораторных исследованиях использовались как традиционные, так и новые флотационные реагенты, в т.ч. импортные. На основании технико-экономических расчетов наиболее перспективны схемы прямой коллективной флотации в замкнутом цикле (3—4 перемещения). В результате обогащения получены 34,5—36%-ные фосфатные концентраты при извлечении в концентрат 76—80%.

На одной пробе в головке обогатительного процесса флотацией получен слюдяной концентрат, представленный преимущественно вермикулитом с примесью хлорита, полевого шпата, кварца. На двух пробах была исследована возможность получения бедных 24—27%-ных фосфатных концентратов для производства плавящихся кальций-магнелиевых фосфатов. Извлечение в концентрат составляет при этом 75—82%, число перемещений операций сокращается до двух. При этом технология переработки бирикэнского фосфатного концентрата сплавлением с дунитами Инаглинского месторождения экономически очень эффективна, но, несмотря на весьма хорошие показатели вегетативных опытов с плавящимися кальций-магнелиевыми фосфатами, в крупных масштабах такие фосфаты пока не используются. Производство такого продукта возможно только после развития его рынка потребления, создать который можно и искусственно — продуманной рекламной кампанией.

В ДВИМС были проведены также опыты по изменению потребительских свойств полученного фосфатного концентрата. За счет механической активации в нем было повышено содержание лимоннорастворимой формы P_2O_5 с 3 до 20%, и в таком состоянии он может быть использован как готовый продукт — фосфорная мука.

Перспективы освоения Бирикэнского месторождения. Предприятия России, производящие фосфорные сырье и минеральные удобрения, вследствие кризиса экономики используют производственные мощности на 30—40%. В 1995 г. производство апатита составило 7,44 млн.т (19,24 млн.т в 1990 г), по импорту из Казахстана получено всего 60 тыс.т фосфоритов (в 1990 г. в РФ поступали 5,5 млн.т), на экспорт поставлены 3,4 млн.т апатитового концентрата (в 1998 г. — 4,3 млн.т) из АО «Апатиты» через Мурманский порт. На внутренние цели используется лишь 4,4 млн.т фосфорного сырья, что объясняется не отсутствием спроса, а низкой платежеспособностью сельскохозяйственных потребителей. Объем фосфорных удобрений, необходимый для внесения в обрабатываемую почву, должен составлять для России 11,5—12 млн.т P_2O_5 в год [5, 8].

Спецификой российской отрасли производства и переработки фосфорного сырья являются: 1) низкие отпускные цены ФОТ (60—80 долл./т апатитового концентрата или фосфорита), что повышает риск убытков производства фосфорного сырья в условиях экономических кризисов; 2) локальное размещение крупных предприятий по производству удобрений в глубине европейской части России (вблизи химических комбинатов, обеспечивающих производство реагентами), вдали от поставщиков фосфорного сырья и морских портов; 3) высокие затраты на транспортировку фосфорных сырья и удобрений к потребителям, что увеличивает цены SIF в 1,5—2 раза по сравнению с отпускными.

В результате отсутствия производства минеральных удобрений в восточной части России всегда ставился во-

прос об обеспечении сельского хозяйства Сибири и Дальнего Востока собственным фосфорным сырьем. До сих пор сельскохозяйственные предприятия этих регионов используют преимущественно естественные ресурсы почв. Даже в 1991 г. внесение фосфатных удобрений здесь не превышало 5% рационального уровня. Годовая потребность в фосфатных удобрениях составляет 900 тыс.т для Западной Сибири, 450 тыс.т для Восточной Сибири и 250 тыс.т для Дальнего Востока [7]. В качестве вариантов покрытия дефицита фосфорного сырья в 1989—1991 гг. предпринималась попытка освоения Ошурковского месторождения апатита (Республика Бурятия), составлялись проекты освоения Белозиминского месторождения фосфатов в Иркутской области или Селигдарского месторождения апатита в Республике Саха (Якутия). Общий кризис экономики полностью заморозил развитие рынка фосфорного сырья на востоке России, а к настоящему времени проекты освоения названных месторождений (с крупными запасами, но бедными рудами) совершенно не просматриваются ввиду изменений масштабов цен на сырье и условий налогового законодательства.

Разведка Бирикэнского месторождения фосфатов также была прекращена в результате кризиса геологоразведочной отрасли хозяйства. Однако полученные предварительные данные позволяют рассматривать следующие варианты его освоения, которые более оптимистичны по сравнению с проектом разработки близрасположенного Селигдарского месторождения апатита:

1. На Бирикэнском месторождении возможно сокращение первоначальных вложений инвестиций за счет организации двухэтапной разработки: первой очереди на богатом блоке северной части месторождения; его руды без обогащения могут быть реализованы как III сорт фосфорной муки, а с гравитационным обогащением — и на I сорт; по такой же схеме можно вовлечь в производство и богатые руды остаточных корневых фрагментов Чукурданской площади; после ввода мощностей первой очереди и получения доходов от действующего производства возможно инвестирование вновь полученных собственных средств на создание полномасштабного обогатительного комплекса второй очереди и вовлечение в производство рядовых руд месторождений Бирикэн и Левый Бурный.

2. Разработка месторождений Бирикэнского и Левого Бурного, а также остаточных фрагментов коры выветривания на Чукурданской площади, исключительно благоприятна: по географо-экономическому положению — расстояние до железной дороги, автодороги республиканского значения и ближайших линий электропередачи составляет 25—40 км, на их площади отсутствуют сельскохозяйственные угодья и особо охраняемые территории; по горно-техническим условиям эксплуатации — отсутствие вскрыши, рыхлое состояние самих руд и вмещающих пород, коэффициент вскрыши с учетом разноса бортов карьера не превышает 1,5; по технологическим свойствам руд — легкая дробимость рыхлых руд (коэффициент Бонда менее 5), отсутствие в составе франколита радиоактивного тория, возможность получения попутного слюдяного (вермикулитового) концентрата.

3. Ближайший реальный рынок сбыта фосфатов уже имеется — Китай. Несмотря на то, что КНР занимает второе место в мире по добыче фосфорного сырья, эта страна — главный мировой импортер удобрений. В 90-е годы прошлого столетия с сельскохозяйственных предприятий

Дальнего Востока в Китай по бартерным сделкам были вывезены все запасы минеральных удобрений, включая лежалые и разложившиеся. Фосфатное сырье в виде, готовом для внесения в почву (фосфорная мука), — ликвидный и востребованный на китайском рынке товар (в отличие от апатитового концентрата, требующего дальнейшей переработки), а при улучшении экономического положения сельскохозяйственных предприятий Дальнего Востока России потребительский рынок фосфорного сырья будет только увеличиваться.

4. Освоение Бирикээнской группы фосфатных месторождений с годовым производством 1—2 млн. т фосфорного сырья (фосфатный концентрат, фосфорная мука, плавленные кальций-магниевого фосфаты) может стать для Нерюнгринского района Республики Саха (Якутия) альтернативным вариантом диверсификации горнодобывающей промышленности на фоне сокращения объемов добычи угля на Нерюнгринском разрезе АО «Якутуголь».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аксенов Е.М., Ведерников Н.Н., Чуприна Н.С., Рябикин В.В. Агрохимическое и горно-рудное сырье на рубеже XXI в. // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2000. № 5—6. С. 7—15.

2. Боярко Г.Ю. Перспективы освоения Бирикээнского месторождения / Проблемы освоения и перспективы развития Южно-Якутского региона. — Нерюнгри, 2001. С. 24—27.
3. Боярко Г.Ю., Сучков В.Н. Фосфаты Южной Якутии / Проблемы геологии, геофизики и полезных ископаемых Алдано-Станового геоблока. — Якутск, 1990. С. 127—131.
4. Гулий В.Н., Иевлев А.А. Состав и особенности фосфатов месторождения Бирикээн // Литология и полезные ископаемые. 1990. № 6. С. 44—55.
5. Киперман Ю.А., Комаров М.А., Филько А.С. Особенности минерально-сырьевой базы фосфатов // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 1996. № 5. С. 13—16.
6. Краевский Б.Г., Нургалеев Г.Н., Суховерхова М.В., Светлицкий Н.И. Гипергенное фосфатонакопление в Мелемкенском районе Алданского щита / Месторождения агрохимического сырья на юге Дальнего Востока. — Владивосток, 1989. С. 7—23.
7. Фархутдинов Р.З., Карпова М.И., Зеленихин В.А. и др. Минерально-сырьевая база фосфатных и нетрадиционных агрохимических руд Сибири и Дальнего Востока: перспективы освоения // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 1999. № 6. С. 6—11.
8. Филько А.С., Файзуллин Р.М., Карпова М.И. и др. Фосфатные руды России // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 1994. № 5. С. 18—25.
9. Энтин А.Р., Зайцев А.И., Тянь О.А. и др. Признаки участия глубинных источников в генезисе апатитовых руд селигдарского типа // Докл. АН СССР. 1989. Т. 108. № 2. С. 457—460.

УДК 553.068.36:631.851

© И.Г.Красильникова, Р.К.Пауль, 2004

Проблемы и перспективы использования фосфоритов коры выветривания Сибири

И.Г.КРАСИЛЬНИКОВА (Институт литологии РАН), Р.К.ПАУЛЬ (Геологический институт РАН)

«Все будущее нашей Родины, вся прочность нашей экономической государственности будет зависеть от энергичного подъема нашего земледелия, от того, насколько удастся вырастить два колоса там, где теперь растет один». Эти слова можно считать руководством к действию на сегодняшний день, а принадлежат они А.В.Чаянову — ученому-экономисту и писателю-фантасту, расстрелянному в октябре 1937 г. за книгу «Основные идеи и формулы организации крестьянских кооперативов». Два колоса можно вырастить только там, где полноценно проводится мелиорация земли в ее широком понимании — достижении достаточной увлажненности, консистенции и химического состава почв, что невозможно без внесения фосфорных удобрений, т.к. только в присутствии фосфора азот и калий усваиваются растениями в необходимом количестве.

Дефицит фосфорных удобрений особенно остро ощущается в районах Сибири и Дальнего Востока, где и в советское время потребность в них удовлетворялась всего на 10—15% и была связана с дорогостоящими перевозками. Например, при перевозке фосфорных удобрений с Верхнекамского рудника в Приморский край (1000 км) их себестоимость возрастала на 30—40%.

В последние годы переход к рыночным отношениям фактически лишил эти регионы привозных минеральных удобрений. В результате падает плодородие почв, усиливается деградация земли, посевы засоряются, снижается их иммунитет, на них наступают вредители и болезни. Кроме того, резко ухудшается качество производимой сельскохозяйственной продукции, что снижает уровень

жизни населения и, как следствие, угрожает безопасности страны в отношении продуктов питания. Так, например, ухудшилось качество хлеба, занимающего важнейшую роль в питании населения, а связано это с десятикратным уменьшением производства сильной и ценной пшеницы и причислением фуражной пшеницы к пищевой, что привело к существенному понижению в хлебе клейковины (должно быть не менее 25%, а в нашей стране она 18%), белка (в Западной Европе на 1 т зерна приходится 280 кг, а в нашей стране — 80 кг) и некоторых других компонентов.

Поскольку внесение минеральных удобрений снизилось в целом по России в 10—12 раз, недополучение зерновых достигло 40 млн. т. Можно и дальше продолжить скорбный перечень наших потерь, но и приведенных фактов достаточно, чтобы понять необходимость в кратчайшие сроки приступить к освоению сырьевых ресурсов в обжитых районах с минимальным вложением материальных затрат и максимальной отдачей.

Фосфориты коры выветривания юга Сибири — идеальное сырье для производства фосфоритной муки, опыт применения которой для европейской части России насчитывает около 200 лет.

Фосфоритная мука наиболее физиологична для растений по сравнению с концентрированными водорастворимыми удобрениями. Так, например, суперфосфат не успевает усваиваться растениями. Из-за частых дождей в районах с гумидным климатом он вымывается из почвы и накапливается в водоемах, нарушая экологическое равновесие. В тоже время фосфоритная мука обладает пролонгированным действи-

ем. Она не закисляет почву, ее можно вносить в почву раз в 5 лет, что также экономически выгодно. Фосфоритная мука не растворяется в воде, однако, постепенно растворяется почвенными растворами и поступает к растениям в необходимых количествах. Преимущества такой муки состоят еще и в том, что она содержит столь необходимые растениям микроэлементы, которые в случае ее использования можно не вносить специально. К положительным факторам можно отнести и отсутствие проблемы утилизации хвостов обогащения, что всегда сильно осложняет процесс получения концентрированных удобрений.

Согласно расчетам И.И.Синягина и Н.Я.Кузнецова [10], при современном уровне агротехники только применяя фосфоритную муку без расширения посевных площадей можно увеличить ежегодное производство зерна в Западной Сибири на 40—50%, картофеля и кормовых культур на 70—75%, овощей на 100%.

Фосфориты, которые могут быть непосредственно использованы для производства фосфоритной муки, в течение многих лет изучались производственными, научно-исследовательскими и академическими организациями. Результаты этих исследований отражены в монографиях Ю.Н.Занина [3, 4], многочисленных статьях и отчетах.

На юге Сибири были всесторонне изучены вещественный состав, обогатимость, агрохимические свойства фосфоритов и оценены их запасы. Однако это не способствовало созданию базы фосфорной промышленности, что связано с политикой прежних лет, когда в указанном регионе преобладала тенденция создания крупных предприятий. Подобная политика оказалась экономически невыгодна.

Цель настоящей статьи — показать ресурсы фосфоритов коры выветривания для местной промышленности, и, что особенно актуально в экономически освоенных районах Красноярского края, Кемеровской и Иркутской областях. Здесь пахотные земли неплодородные, кислые, обеднены подвижным фосфором, которого за последние 25 лет внесено в почву всего 2,3 млн.т в виде P_2O_5 , а вынесено только с урожаем 4,7 млн.т. При этом обеспеченность почв P_2O_5 , по этим регионам составляет 26,8—33,3% [7].

Общая характеристика фосфоритов коры выветривания. На юге Сибири присутствуют как первично-осадочные фосфориты, так и продукты их гипергенного преобразова-

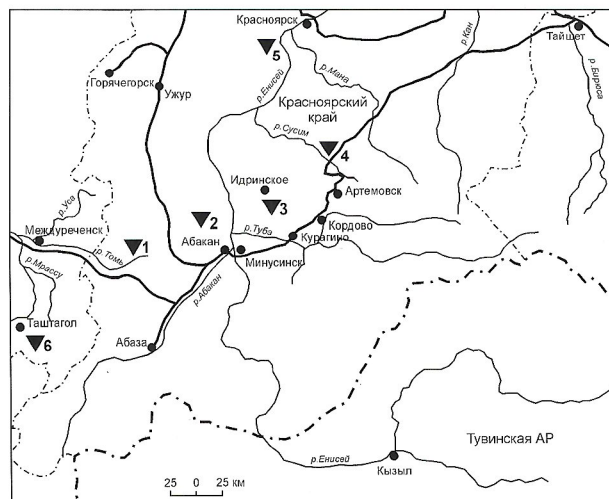


Рис. 1. Схема размещения месторождений фосфоритов коры выветривания:

1 — Тамалыкское, 2 — Обладжанское, 3 — Телекское, 4 — Сейбинское, 5 — Саржаковское, 6 — Белкинское

ния. Наиболее крупные месторождения этого типа — Белкинское, Телекское, Обладжанское и Тамалыкское (рис. 1), известен и ряд более мелких проявлений. В публикациях эти фосфориты называются или остаточно-метасоматическими [2], или карстовыми [11]. Н.А.Красильникова впервые [6] отнесла их к самостоятельному типу — фосфоритам коры выветривания, т.к. в их образовании участвуют многие процессы: карстообразование, инфильтрация, метасоматоз, латеризация.

Фосфориты коры выветривания формировались в мел-палеогеновое время на поверхности карбонатных, реже кремнисто-карбонатных отложений венда—нижнего кембрия. Фосфориты приурочены к депрессионным понижениям и в современном рельефе выступают в виде останцов на вершинах и склонах гор или залегают в унаследованных депрессионных котловинах, перекрытых четвертичными отложениями. В ряде случаев наблюдается латеризация переотложенного материала, связанного с нео-элювиальным выветриванием. Форма залежей весьма причудлива (рис. 2) — изомет-

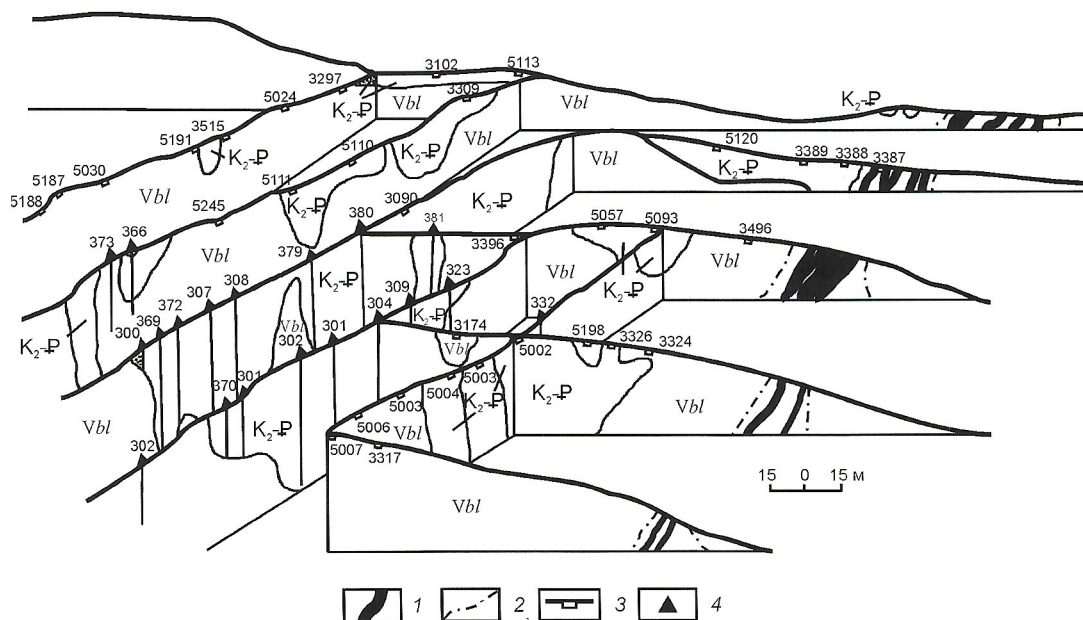


Рис. 2. Блок-диаграмма северной части участка Онзас Белкинского месторождения. Составитель Р.К.Пауль, по материалам детальной разведки ПГО «Запсибгеология»:

1 — фосфориты первично-осадочные белкинской свиты (Vbl); 2 — разломы; 3 — шурф; 4 — скважина

ричные и линейно-вытянутые в плане, блюдцеобразные и столбообразные в разрезе. На каждом месторождении имеется несколько изолированных залежей площадью от 200 до 300 тыс. м². Средняя мощность колеблется в пределах 10—40 м. Запасы рассматриваемых фосфоритов в различных залежах составляют от 4 до 200 млн. т руды при среднем содержании 14—20% P₂O₅ [8].

Фосфориты коры выветривания макроскопически представляют собой рыхлую породу светло-оранжевого или бурого цвета с желтыми пятнами. Гранулометрический состав крайне разнородный от пелитовых до валунных фракций. Плотных обломков в среднем 20—30% и их текстура весьма различна: почковидная, кавернозная, корковая, кремневидная, яшмовидная, фарфоровая и опоковидная. Обломки фосфоритов крайне разнородны по составу, и они характеризуются как остаточными, так и вновь образованными разновидностями. Во вновь образованных, как правило, содержание P₂O₅ выше, чем в рыхлой массе и достигает 33—38%. Рыхлая масса сложена глинистыми минералами с преобладанием каолинита и кварцем. Минеральный состав фосфоритов коры выветривания включает фосфаты группы апатита, водные алюмофосфаты, кварц, халцедон, опал, гидрослюда, монтмориллонит, каолин, полевые шпаты, хлорит, мусковит, тальк, доломит, кальцит, гидрогётит, магнетит, гематит, пирит, псиломелан, пиролюзит.

Фосфатные минералы относятся к разновидностям фторкарбонатапатита, близким к франколиту, реже к курскиту. Содержание в них CO₂ изменяется от 0,3 до 5,7%. Показатели преломления и параметры элементарной ячейки также колеблются значительно: n_0 1,620—627; n_e 1,612—620; a_0 0,93—3,7 нм. Это лишний раз подчеркивает многостадийность фосфатообразования. Фторкарбонатапатит представлен как в тонкодисперсном почти аморфном состоянии, так и в виде хорошо окристаллизованных, чаще всего радиально-лучистых кристаллов. Алюмофосфаты установлены в небольших количествах в песчаных разностях в виде гнезд и прожилков вавеллита (Белкинское и Телекское месторождения). Крандаллит определен в пелитовой фракции Сейбинского месторождения.

Фосфориты коры выветривания радиоактивны [12] и содержат примеси микроэлементов, количество которых увеличивается в кремнистых и сланцевых разновидностях. Формируются такие фосфориты на пенепленизированной поверхности карбонатных и кремнисто-карбонатных пород венда—нижнего кембрия. В зонах дробления выщелачивались карбонатные минералы, растворялись фосфаты и переносились в карстовые пустоты и трещины. Сульфиды, содержащиеся в первичных фосфоритах, окислялись и превращались в H₂SO₄, которая способствовала еще большему выщелачиванию карбонатных и фосфатных минералов. В образовавшиеся карстовые воронки сгружался материал различного происхождения, растворялся подземными водами, вновь переотлагался и т.д. Поэтому за редким исключением существует прямая корреляция между значениями P₂O₅ и глубиной залегания руд от дневной поверхности.

Процессу выщелачивания карбонатов и переотложению фосфата нередко сопутствовало мощное окремнение. Многоэтапность процессов обусловила присутствие нескольких генераций фосфатных минералов (от первичноосадочных до вновь образованных), что определяет существенные различия в их физико-химических особенностях. Часто они находятся в тесной ассоциации, значительно затрудняя их выделение и изучение.

Агрохимические свойства фосфоритов коры выветривания. Известно, что для использования в качестве прямого удобрения необходимо, чтобы фосфатный минерал обладал высокой реактивностью, т.е. был легко растворим [1]. Обычно такими свойствами обладают фторкарбонатапатиты с высокой степенью замещения фосфора углеродом, но прямой зависимости между реактивностью минерала и его физико-химическими свойствами, отражающими степень карбонатности (параметр a_0 элементарной ячейки, показатели преломления, удельная поверхность, плотность и др.) не установлено.

Питательная ценность фосфоритовой руды определяется по количеству породы, которая может раствориться за определенное время в 2%-ной лимонной, муравьиной или какой-либо другой слабой кислоте, имитирующей почвенные растворы и являющейся эквивалентом гумусовых кислот. На практике принято обозначать лимонорастворимое P₂O₅ (л.р.).

Несомненно, эта величина зависит от степени совершенства кристаллической структуры минерала [5]. Об этом же свидетельствуют данные о росте P₂O₅ (л.р.) при механической активации [13], которая повышает дефектность кристаллической структуры. Агрохимия признает фосфатсодержащую породу пригодной для использования в качестве удобрения, в которой 25—30% объема соответствует этому положению.

Тем не менее, такой показатель весьма условен и зависит от множества факторов: времени растворения, температуры, минерального и гранулометрического составов породы и др. Вместе с тем данные по лимонорастворимости фосфатных руд — пока единственный способ предварительной оценки возможности использования их в качестве прямого удобрения.

Наиболее высокое значение P₂O₅ (л.р.) отмечено в желваковых фосфоритах Егорьевского месторождения (до 5%), являющихся эталоном других фосфоритов, используемых в качестве фосфоритной муки. Поэтому важно отме-

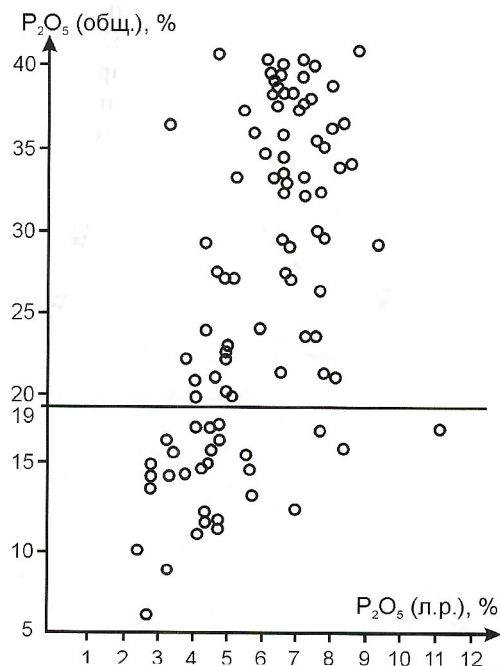


Рис. 3. График корреляции P₂O₅ (общ.) и P₂O₅ (л.р.). Анализы выполнены в лабораториях ГИГХС и НИУИФ, аналитики Р.С.Дейнекина, З.И.Гусева, Н.Н.Шмарина

1. Характеристика основных месторождений фосфоритов коры выветривания юга Сибири. По данным ПГО «Запсибгеология», ПГО «Красноярскгеология», СНИИГИМС, ГИГХС и др.

Местонахождение	Состояние из- ученности	Залежи, мощность, размеры, м	Среднее со- держание P ₂ O ₅ (общ.), %	Содержание P ₂ O ₅ (л.р.), от- дельные про- бы, %	Примечания
1	2	3	4	5	6
Белкинское месторождение					
Новокузнецкий ра- йон, Кемеровская обл., 40 км от г.Таш- тагол, железнодорож- ная ветка в 250 км от г.Новокузнецк	Детально разве- дано, утвержде- но ГКЗ	Участки: разведанные			Даны средние по зале- жам мощности и сред- нее содержание P ₂ O ₅ . Большинство залежей выходит на повер- хность, реже перекры- ты аллювиально-де- лювиальными отложе- ниями на глубину 2,0—2,5 м
		Нымзас: 3 залежи мощность 6,3—100	21,0	2,8—5,8	
		Белка: 2 залежи мощность 9,5—11	22,0	5,7—9,7	
		Онзас: 2 залежи мощность 1,6—13,3	20,0	—	
		Курлан: 1 залежь мощность 14,8	22,0	9,5	
		В целом	20,5	7,5	
		неразведанные			
		Дальний	17	—	
		Карагол	17,5	—	
Фосфоритопоявления Горной Шории					
К востоку от г.Ташта- гол, 7 км	Детально опо- исковано	Мрасское: 2 участка			
		Мрассу	20,9	—	
		Каратов Лог	22,2	—	
Сейбинское месторождение					
Курганский район, Красноярский край, железнодорожная ветка Абакан—Тай- шет, 55 км севернее г.Артемовск	Предваритель- но разведано	6 участков на рассто- янии 1—12 км с множе- ством залежей Большие Джебарты 1 залежь — длина 25 км, ширина 30—90 м, глу- бина 100—120 м	15,1	—	Проводилась опытная добыча на участке Кар- аульная горка и пере- работка на фосфорит- ную муку на Черно- горской фабрике. Агрохимические опы- ты показали высокую эффективность, свя- занную с повышен- ным содержанием микроэлементов (Мо, Zn, Cu, Co и др.)
		Караульная горка 7 залежей	18,7	8,1	
Тамалыкское месторождение					
Железнодорожная ветка Абакан—Крас- ноярск, в 55 км	Опоисковано	Множество мелких зале- жей	14,8	3,06	—
Саржаковское месторождение					
Г.Красноярск, в 50 км; выше створа Красноярской ГЭС 20 км	Слабо изучено	—	5—17	—	—

1	2	3	4	5	6
<i>Сарминское месторождение</i>					
Иркутская область, в 30 км от оз. Байкал	Слабо изучено	Карстовые залежи, глубина до 40 м, длина до 1500 м, средняя ширина 103 м	28,0—34,4	Не изучено	—
<i>Карасукское месторождение</i>					
Г. Таштагол, 40 км к восток-северо-востоку	Опоисковано	1 залежь	16,5	—	—
<i>Кайгызинское месторождение</i>					
Г. Таштагол, 100 км к востоку	Опоисковано	1 залежь	20,0	—	—
<i>Телекское месторождение</i>					
Идринский и Краснотаежский районы, Красноярский край, 70 км от железнодорожной ст. Курагино	Разведано по категории С ₁	1 залежь, длина до 50 м, мощность от первых до 208 м, перекрыта современными отложениями до 150 м, в среднем 35 м	10—35, среднее — 14,0	До 11	Не представлено к эксплуатации в связи с низким содержанием Р ₂ О ₅ (общ.)
<i>Обладжанское месторождение</i>					
Богградский район, Хакасская область, Красноярский край, пос. Богград	Детально разведано	Участки: <i>Большой Обладжан</i> несколько залежей, размер от 10×20 до 200×260 м; глубина 14,5—92 м <i>Малый Обладжан</i> 2 залежи, мощность 20—45 м, размер 220×360 м <i>Северный</i> 3 залежи от 300×500 до 200×1200 м	25,5	4—5 6—25 6—30	Пос. Богград, построена фабрика по производству фосфорной муки, производительность 140—200 тыс. т/год Покрыты современными отложениями, мощность 1—21 м

тить, что фосфориты кор выветривания в большинстве случаев имеют Р₂О₅ (л.р.) более высокое, чем Егорьевские фосфориты.

Впервые агрономические свойства фосфоритов кор выветривания Западной Сибири были изучены в 1961 г. на опытном поле Алтайского научно-исследовательского института сельского хозяйства. Для опытов были взяты фосфориты Белкинского месторождения, показавшие высокую эффективность [10]. В начале 80-х годов агрохимические испытания, проводившиеся на кислых дерново-подзолистых почвах, широко распространенных в Сибири, опытных полей НИУИФ для руд Озерного, Сейбинского, Обладжанского и Телекского месторождений, показали [14] агрохимическую эффективность, сопоставимую с мытым концентратом Егорьевского месторождения.

Изучение возможности использования фосфоритов для производства фосфоритной муки исходило из оценки Р₂О₅ (общ.) (не ниже 19% согласно ГОСТ 5716-74) без учета Р₂О₅ (л.р.), в результате чего ряд залежей был отбракован. Так, не представлялось к освоению наиболее крупное Телекское месторождение с содержанием Р₂О₅ (общ.) 14,4%, хотя эти руды обладают высокой агрохимической эффективностью.

При изучении фондовых и литературных материалов по содержанию Р₂О₅ (общ.) и Р₂О₅ (л.р.) следует обратить внимание на отсутствие корреляции между ними. Для выяснения этого несоответствия авторы отобрали пробы по всем известным месторождениям фосфоритов кор выветривания юга Сибири и провели 83 парных анализа (лаборатории ГИГХС и НИУИФ, аналитики Р.С. Дейнекина, З.И. Гусева, Н.Н. Шмарина). Как видно из рис. 3, содержания Р₂О₅ (л.р.) от 4 до 6% соответствует колебаниям Р₂О₅ (общ.) от 8,5 до 26,2%; Р₂О₅ (л.р.) 6% — 13,5—34,5 и т.д. Отсюда ясно, что, с учетом Р₂О₅ (л.р.), можно значительно расширить уже разведанные запасы [9], привлекая к использованию руды, лежащие ниже 19% Р₂О₅ (общ.), но содержащие Р₂О₅ (л.р.) 5% и выше и, следовательно, вполне доступные для усвоения растениями.

Разброс значений Р₂О₅ (общ.) и Р₂О₅ (л.р.) объясняется сложностью и многостадийностью образования фосфоритов кор выветривания, в которых сочетаются в одной залежи как реликты первично-осадочных фосфоритов, имеющих низкие значения Р₂О₅ (л.р.), так и несколько генераций вторично переотложенных.

Краткий обзор месторождений и проявлений фосфоритов кор выветривания юга Сибири. Характеристика

2. Химический состав фосфоритов коры выветривания Белкинского месторождения, %

Участок, залежь, шурф	P ₂ O ₅ (общ.)	P ₂ O ₅ (н.р.)		CaO	MgO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	S	K ₂ O	Na ₂ O	F	CO ₂	п.п.п.	SiO ₂	TiO ₂	V ₂ O ₃	Сумма
		абсолютная	относительная															
Нымзас, Центральная, 4085	23,86	5,42	23	32,32	1,34	9,98	4,02	0,14	0,02	0,68	0,16	2,12	1,9	5,97	18,20	0,18	0,03	98,13
Нымзас, Восточная, 4096	18,48	2,80	15	25,17	0,41	1,20	5,86	0,30	0,04	0,31	0,08	1,22	0,70	5,79	30,58	0,29	0,02	89,24
Нымзас, Западная, 4096	16,53	5,85	35	22,62	0,47	11,67	6,24	0,23	0,04	0,66	0,09	1,25	0,78	5,36	34,72	0,32	0,10	99,78
Белка, Западная, 154	21,07	9,57	45	31,08	0,78	11,12	5,92	0,15	0,01	0,39	0,08	1,62	3,15	8,75	19,24	0,36	Не опр.	99,89
Белка, Юго-восточная, 2677	25,55	5,74	22	34,32	0,33	6,87	4,08	0,18	0,06	0,48	0,11	2,23	Не опр.	4,49	23,24	0,27	0,04	101,31
Белка, Юго-западная, 6194	15,11	—	—	19,28	0,03	8,18	4,36	0,06	0,01	0,36	0,08	1,56	0,36	4,30	47,8	0,29	0,03	100,80
Белка, Западная, 280	7,08	4,27	60	10,17	0,13	18,25	10,70	0,52	Следы	0,99	0,35	0,29	0,55	9,37	41,02	0,80	Не опр.	99,55
Онзас, Северная, 3032	21,70	9,60	44	27,38	0,26	12,76	7,33	0,15	0,05	0,28	0,05	1,57	2,78	3,80	19,36	0,45	Не опр.	94,48
Кураган, 2339	22,71	7,72	34	30,11	0,07	11,59	6,07	0,19	Следы	Не опр.	Не опр.	2,03	1,82	6,93	20,59	0,36	Не опр.	99,80
Нымзас, Южная, 3172	19,34	7,20	37	25,26	0,09	11,60	5,58	0,18	0,16	0,67	0,04	1,57	0,48	6,38	27,54	0,48	Не опр.	99,19

Примечание: 1. Анализы выполнены в лаборатории ГИГХС, аналитик Р.С.Дейнекина. 2. Для участка Белка (Западная) дан номер скважины.

3. Химический состав фосфоритов кор выветривания из различных месторождений, %

Компонент	Месторождения					
	Белкинское, участок Онзас	Телекское, среднее содержание	Обладжанское, плотный фосфорит	Тамалыкское, среднее содержание	Сейбинское, участок Караульная горка	Сарминское
P ₂ O ₅	22,71	13,64	34,14	21,50	25,60	27,99
P ₂ O ₅ (л.р.):						
абсолютное	9,60	до 11	4,18	5,08	8,10	—
относительное	42	до 80	12	24	32	—
CaO	27,33	20,23	50,68	32,65	37,42	40,42
MgO	0,26	3,78	1,08	1,10	0,51	0,04
Al ₂ O ₅	12,76	9,49	1,20	3,40	1,33	0,77
Fe ₂ O ₅	733	6,14	1,55	2,98	0,02	0,72
MnO	0,15	Не опр.	0,11	Не опр.	0,10	0,03
K ₂ O	0,28	0,66	0,05	0,35	Не опр.	0,10
Na ₂ O	0,05	0,25	0,06	0,25	Не опр.	0,11
F	1,57	1,51	3,96	2,11	2,24	1,90
CO ₂	2,78	2,85	4,52	2,72	1,74	Не опр.
TiO ₂	0,45	0,71	0,07	0,15	Не опр.	0,06
SiO ₂	19,36	35,13	2,62	36,16	26,18	28,81
Сумма	95,03	93,76	98,38	101,49	95,20	100,15

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории НИУИФ, аналитик З.И.Гусева

основных месторождений таких фосфоритов по литературным материалам приведена в табл. 1. Наиболее полно изучено Белкинское месторождение. Детальный химический анализ руды по залежам дан в табл. 2, из которой видно, что P₂O₅ (л.р.) довольно высокое и не коррелируется с P₂O₅ (общ.). По другим месторождениям химические анализы показаны в табл. 3, из которой видно, что руды близки по содержанию P₂O₅ (общ.), но значительно различаются по P₂O₅ (л.р.). Это позволяет считать ошибочным предложение по первоочередной эксплуатации Обладжанского месторождения и отнесение к неперспективным Телекского.

Рассмотренный материал позволяет однозначно утверждать, что на базе месторождений фосфоритов кор выветривания юга Сибири могут быть организованы местные предприятия по производству фосфоритной муки. Учитывая, что почти все залежи находятся на поверхности, необходима прямая карьерная добыча сырья, размол до 0,18 мм и возможное гранулирование для недалеких перевозок. Сырье должно оцениваться по содержанию P₂O₅ (л.р.), а не по P₂O₅ (общ.). Качество сырья может быть улучшено при дополнительных затратах на механоактивацию, но это требует отдельной экономической оценки.

Общий объем запасов таких фосфоритов Сибири составляет более 52 млн.т P₂O₅. Подсчитано, что при внесении 1 т P₂O₅ урожайность зерновых возрастает на 5—6 т. Значит, есть возможность получить дополнительно до 200 млн.т зерна.

Применение подобных фосфоритов приведет к необходимости расширения сырьевой базы. Для этого в пределах венд-кембрийских карбонатных отложений, развитых на юге Сибири, необходимо выделить долгоживущие поднятия с корами выветривания мел-палеогенового возраста.

Важнейший поисковый критерий — выделение древних и современных форм рельефа (карстовые воронки, эрозионные депрессии и др.). Изучение геохимии, гидрохимии, радиоактивности и других локальных параметров таких зон позволят выявить залежи фосфоритов, моделью которых могут служить фосфориты Горной Шории. Анализ геологической ситуации территории, проведенный авторами, дает возможность предположить наличие подобных фосфоритов в верховьях р.Аргунь, на Енисейском кряже, в Присяянье, западном Прибайкалье, Спасской зоне Приморского края.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вейдерма М.А. Сравнительная физико-химическая и технологическая характеристика природных фосфатов // Изв. АН Эстонской ССР. 1977. Т. 26. № 1. С. 48—156.
2. Гиммельфарб Б.М. Закономерности размещения месторождений фосфоритов СССР и их генетическая классификация. — М.: Недра, 1965.
3. Занин Ю.А. Геология фосфатоносных кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфатов. — М.: Наука, 1960.

4. Занин Ю.А. Вещественный состав фосфатоносных кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфатов. — Новосибирск: Наука, 1975.
5. Занин Ю.Н., Кривоуцкая Л.М. Тонкая кристаллическая структура апатитового вещества фосфоритов и ее геологическая интерпретация // Литология и полезные ископаемые. 1977. № 3. С. 78—94.
6. Красильникова Н.А., Шмелькова Ю.Ф. Фосфориты коры выветривания некоторых районов Сибири и условия их образования // Советская геология. 1966. № 1. С. 93—106.
7. Методические рекомендации по геолого-экономической оценке и промышленному освоению месторождений нетрадиционных агроруд / А.С.Филько, М.А.Комаров, Ю.А.Киперман и др. — М., 1995.
8. Научные основы прогноза и поисков фосфоритов // Тр. ГИГХС. 1975. Вып. 31.
9. Пауль Р.К. Кора выветривания Южной Сибири — сырье для производства фосфорных удобрений // Тезисы докладов XII Международного совещания по геологии россыпей и месторождений кор выветривания. — М., 2000. С. 280—281.
10. Синягин И.И., Кузнецов Н.Я. Применение удобрений в Сибири. — М.: Колос, 1979.
11. Спандерашвили Г.И. Карстовые фосфориты Горной Шории // Советская геология. 1962. № 5. С. 58—67.
12. Спандерашвили Г.И., Рубахов Ф.И. Опыт применения литохимической и радиометрической съемок при поисках фосфоритов в Горной Шории // Разведка и охрана недр. 1962. № 4. С. 34—41.
13. Чайкина М.В. Физико-химические свойства фосфатных минералов со структурой апатита в зависимости от условий образования и механической обработки // Всесоюзное совещание «Технологическая минералогия фосфатных руд». Тезисы докладов. 1987. С. 14—16.
14. Янишевский Ф.В., Останин А.И., Игнатов В.Т. Агрохимическая эффективность фосфоритной муки различных месторождений // Химия в сельском хозяйстве. 1985. № 5. С. 26—34.

Стратиграфия, региональная геология и тектоника

УДК 551.24 (470.51/54)

© В.Н.Смирнов, Г.Б.Ферштатер, 2004

Тектоническое районирование территории восточного склона Среднего Урала

В.Н.СМИРНОВ, Г.Б.ФЕРШТАТЕР (Институт геологии и геохимии УрО РАН)

На протяжении более чем столетней истории изучения Урала представления о его геологической структуре неоднократно изменялись. Традиционно Уральский подвижный пояс считался эталоном геосинклинальной складчатой системы, в соответствии с чем тектоническое районирование основывалось на выделении однотипно построенных синклиналиев (прогибов) и антиклиналиев (поднятий). Этот подход, впервые использованный, по-видимому, И.И.Горским [2] и наиболее последовательно развивавшийся И.Д.Соболевым [27, 28 и др.], пользовался единодушным признанием уральских геологов в течение нескольких десятилетий.

С развитием идей новой глобальной тектоники представления о геологическом строении и истории развития региона подверглись существенному переосмыслению [38, 7, 29, 17 и др.], в результате преобладающими становятся взгляды, согласно которым Урал состоит из ряда зон, сменяющих друг друга в латеральном направлении, существенно отличающихся по глубинному строению, типу развития и характеру магматизма [29, 1, 35, 20]. В качестве основной единицы при районировании территории на базе этих представлений обычно используются структурно-формационные зоны, т.е. участки подвижного пояса, обладающие автономным развитием. Для восточного склона Среднего Урала попытки реализовать этот принцип были предприняты в ряде работ по корреляции магматизма [22, 23, 12] и легенде к геологической карте среднеуральской серии масштаба 1:200 000 [33]. Однако, как показал опыт работы в пределах рассматриваемой территории, при преимуществах этого метода районирования, кажущихся неоспоримыми, на практике его применение сталкивается с некоторыми трудностями. Одна из них заключается в том, что в процессе эволюции структурный план подвижного пояса неоднократно менялся и каждому этапу развития региона была свойственна своя собственная структурно-формационная зональность, что предполагает

необходимость создания схем районирования для каждого возрастного среза. Другая связана с тем, что во время структурных перестроек, наиболее значительная из которых относилась к эпохе позднепалеозойской континентальной коллизии, кора, сформировавшаяся к этому времени, дробилась на блоки. Границы рассматриваемых блоков, как правило, не совпадали с контурами структурно-формационных зон. Эти процессы привели к образованию современной структуры восточного склона Среднего Урала, представляющей собой агломерат таких блоков, разделенных крупными зонами разрывных нарушений (швов), которые трассируются поясами протрузий ультрамафитов, зонами дробления, расщепления, бластомилонитизации и меланжа.

Отмеченные обстоятельства показывают, что оптимальный способ районирования восточного склона Урала, пригодный для практического использования, — районирование, основанное на особенностях его современной структуры. При этом в качестве ее главных элементов следует рассматривать упомянутые блоки или сегменты, образовавшиеся при расколе коры в процессе континентальной коллизии и постколлизии процессов, а также некоторые наиболее крупные тектонические швы, играющие особую важную роль в структуре региона. Значительная часть данных блоков коры фигурировала и в более ранних схемах районирования в качестве самостоятельных структурных единиц (синклиналии и антиклиналии, поднятия, прогибы, структурно-формационные зоны или мегазоны). Хорошо известен также факт, что все крупные уральские структуры отделены друг от друга мощными зонами тектонических нарушений, с которыми сопряжены пояса ультраосновных массивов.

Принципиально новым в предлагаемой трактовке является то, что если ранее эти составные части подвижного пояса рассматривались как структуры, длительное время развивавшиеся в существующих границах совместно с ограничи-

вающими их тектоническими нарушениями («глубинными разломами»), то теперь они считаются просто ограниченными разрывными нарушениями участками сформировавшейся к моменту дислокаций коры, которые могут содержать фрагменты как одной, так и нескольких разновозрастных структур (структурно-формационных зон).

Отметим, что употребляемый в дальнейшем для обозначения выделенных структурных единиц широко используемый на практике термин «зона» по содержанию не соответствует структурно-формационной зоне и означает просто участок подвижного пояса, обособляющийся как самостоятельный элемент структуры (блок коры либо крупный тектонический шов). Границы фрагментов структурно-формационных зон (в случае, если их несколько) могут быть показаны внутри этих крупных сегментов коры как структурные элементы II порядка.

Анализ данных по геологии восточного склона Среднего Урала, имеющийся к настоящему времени, на основе изложенных представлений позволяет выделить в пределах данной территории (с запада на восток) зоны: Салатимскую, Платиноносного пояса, Тагильскую, Верхисетско-Туринскую, Медведовско-Арамилскую и Восточно-Уральскую, Салдинский и Сысертско-Ильменогорский блоки (выступы) кристаллических пород, а также Мурзинско-Адуйский блок кристаллических пород (рис. 1).

Салатимская зона занимает крайнее западное положение в структуре региона, протягиваясь в виде узкой полосы вдоль главного тектонического шва Урала (более известный под названием Главный Уральский глубинный разлом), отделяющего рассматриваемый регион от геологических структур западного склона. Ранее развитые здесь ордовикские терригенные и вулканогенные толщи включались в Тагильский прогиб совместно с расположенными восточнее массивами Платиноносного пояса Урала и полосой вулканитов силурийского возраста [27, 28 и др.]. На протяжении двух последних десятилетий была обоснована необходимость выделения этой территории в самостоятельный элемент структуры: шовная зона [35, 30] или зона Главного Уральского глубинного разлома [18, 5], хотя некоторые исследователи продолжают настаивать на ее объединении в структуру с силурийскими вулканогенными постройками Тагильской зоны [33, 8].

Геологическое строение Салатимской зоны свидетельствует о длительной и многоэтапной истории ее формирования [5]. Наиболее важная составная часть образований, слагающих эту зону, — толщи metabазальтов с резко подчиненным количеством метавулканитов среднего и кислого составов (мариинский, вийский, польинский и пальничинский вулканические комплексы) и прослои осадочных пород (метаалевролиты и метапелиты), отлагавшихся на значительном удалении от источника сноса, а также мелкие интрузии, комагматичные вулканиты. По характеру химизма вулканические образования изменяются от толеитов и их производных до пород субщелочного состава. В некоторых разрезах в ассоциации с этими толщами находятся известняки, содержащие фауну карадокского и ашгилльского ярусов, на основании чего вулканогенные образования датируются средним и верхним ордовиком. В западном направлении вулканиты постепенно, через переслаивание сменяются осадочными толщами, сформировавшимися в прибрежных условиях: плохо сортированными кварцевыми и аркозовыми песчаниками со слабой окатанностью зерен и отсутствием ритмичной слоис-

тости. Ассоциации пород, аналогичные описанной, неизвестны нигде на Среднем Урале за пределами характеризуемой зоны, но прослеживаются с перерывами вдоль главного тектонического шва практически по всему Уралу. Изучение характера осадконакопления и особенностей химизма вулканических пород позволили ряду исследовате-

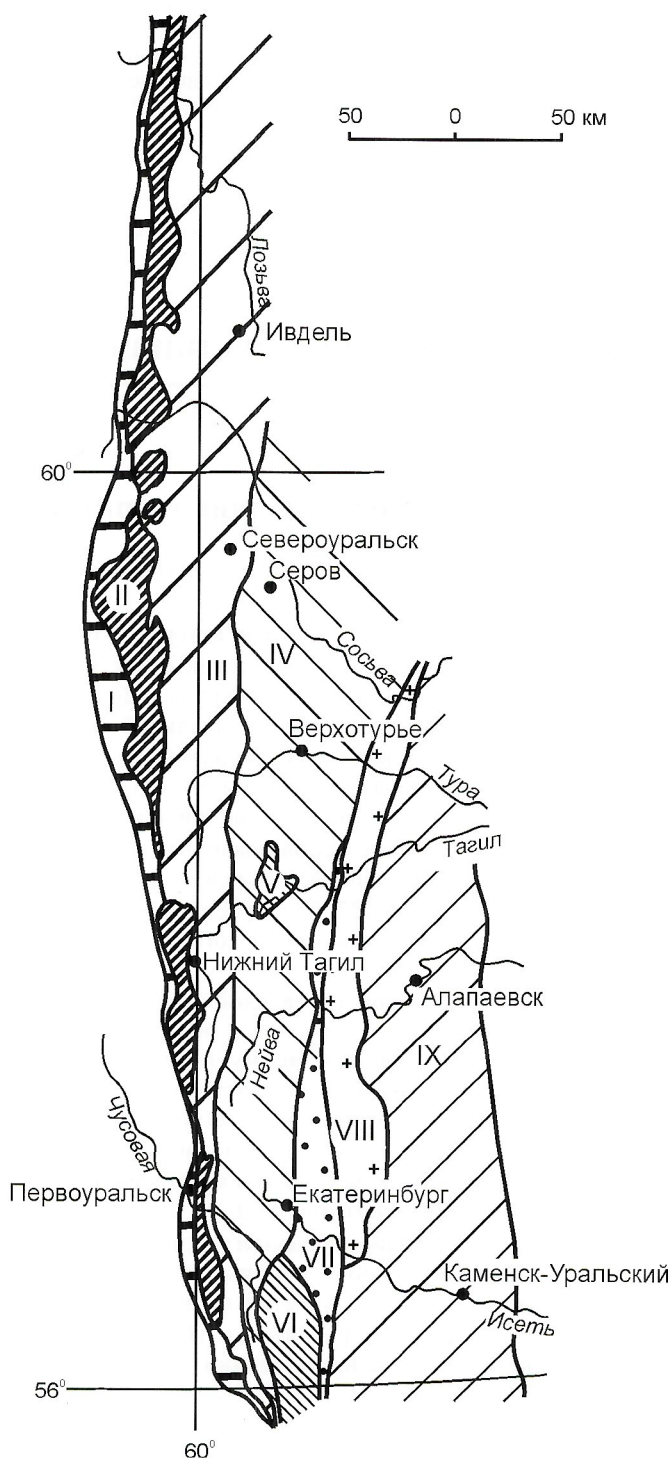


Рис. 1. Схема тектонического районирования территории восточного склона Среднего Урала:

зоны: I — Салатимская, II — Платиноносный пояс, III — Тагильская, IV — Верхисетско-Туринская; выступы кристаллических пород: V — Салдинский, VI — Сысертско-Ильменогорский; VII — Медведовско-Арамилская зона; VIII — Мурзинско-Адуйский кристаллический блок; IX — Восточно-Уральская зона

лей обосновать вывод о том, что образование рассматриваемых толщ относилось к поздним стадиям континентального рифтогенеза, завершившегося разрывом континентальной коры и превращением континентального рифта в океанический [18, 20]. Это означает, что ордовикские вулканогенные и осадочные толщи, слагающие рассматриваемую полосу, по геодинамическим условиям образования принципиально отличаются от расположенных восточнее силурийских вулканитов, сформировавшихся, по мнению преобладающего большинства исследователей, в островодужной обстановке.

Отличительная черта Салатимской зоны — высокая степень деформаций всех развитых здесь геологических образований, что определяется ее положением в области главного коллизионного шва Урала. Рассматриваемая полоса представляет собой типичную зону смятия: слагающие ее породы превращены в сланцы, раздроблены, будинированы; характерно широкое развитие мегабрехчий и участков дислокационного метаморфизма. Отдельные линзы, пласты и пачки пород некогда единых толщ смещены относительно друг друга, в результате чего ненарушенные разрезы практически здесь не сохранились, хотя генеральную закономерность первичного распространения пород обычно удается проследить. Наряду с перечисленными образованиями достаточно часто встречаются участки пород (известняки, островодужные вулканиты, высокобарические метаморфиты и т.д.), тектонически перемещенные из смежных зон или глубоких горизонтов коры. По мнению Г.А.Петрова и В.Н.Пучкова [18], восточная часть указанной полосы вулканитов целиком сложена породами островодужного генезиса, которые были тектонически совмещены с рифтогенными толщами и деформированы совместно с ними в результате коллизионных процессов. К осевой части рассматриваемой полосы, характеризующейся максимумом деформаций, приурочен Салатимский пояс протрузий ультрамафитов и серпентинитового меланжа.

Изложенные материалы показывают, что на главных этапах развития данная часть Урала отчетливо обособлялась от смежных территорий, что позволило рассматривать ее в качестве самостоятельного элемента структуры — Салатимская зона. Выделяемая зона представляет собой область смятия и дробления пород, фиксирующую положение главного коллизионного шва Урала, в пределах которой преимущественно развиты ордовикские осадочные и вулканогенные толщи, сформировавшиеся в процессе раскрытия Уральского палеоокеана.

Зона Платиноносного пояса представлена цепью тел с тектоническими внешними ограничениями, разделенных небольшими промежутками, содержащих ультрамафит-габбровые массивы так называемого зонального (урало-алаяскинского) типа, а также вмещающие их толщи высокометаморфизованных пород. Тела расположены на стыке охарактеризованной Салатимской зоны и находящейся к востоку от нее Тагильской (см. рис. 1). До недавнего времени породы Платиноносного пояса считались неотъемлемой частью Тагильской зоны. Однако, как показали проведенные здесь детальные петрологические исследования [3, 31], формирование этой ассоциации происходило в условиях значительных глубин (не менее 10—12 км), в связи с чем ее объединение в одну структуру с малоглубинными комплексами Тагильской зоны нельзя признать оправданным. На основании этих данных было предложено выделить Платиноносный пояс в самостоятельную зону [3].

Все тела, наблюдаемые на современном эрозионном срезе, входящие в состав Платиноносного пояса, сложены одними и теми же ассоциациями пород в разном сочетании. Вмещающие платиноносные массивы толщи представлены метавулканитами гранулитовой, амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Какие-либо данные или предположения о возрасте субстрата этих пород отсутствуют. Сами массивы состоят из дунитовых ядер с клинопироксенитовой оболочкой и полосчатых дунит-клинопироксенит-тылаитовых серий, анортит-оливиновых габбро и габбро-норитов с небольшим количеством анортозитов, плагиогранитов и кварцевых диоритов. При датировании пород платиноносных массивов различными методами абсолютной геохронологии получены близкие цифры — около 420 млн. лет, которые интерпретируются одними исследователями как время образования этих пород [6, 21 и др.], другими — как время последнего термального воздействия, связанного с выведением их на поверхность [3].

В настоящее время преобладающая часть исследователей сходится во мнении или, по крайней мере, допускает, что первоначально рассматриваемые тела располагались в основании силурийской островной дуги, а позднее она подверглась фрагментации и перемещению в верхние горизонты коры [4, 3 и др.].

Тагильская зона (сегмент коры) — главная вулканогенная зона Среднего Урала. В ее пределах преимущественно развиты вулканогенные образования силурийского возраста и комагматичные им габбро-гранитоидные массивы. Значительно меньшую роль играют девонские вулканиты, их интрузивные комагматы и различные осадочные породы: терригенные толщи, сформировавшиеся за счет разрушения вулканических построек, кремнистые сланцы, яшмоиды, известняки и доломиты [12, 36, 8 и др.].

Эволюционный ряд силурийского магматизма, широко проявившегося здесь, начинается контрастными и непрерывными колчеданосными базальт-(андезит)-плагио-риолитовыми комплексами позднего ордовика — раннего и среднего лландовери (кабанский, шемурский, зюзельский, красноуральский и кировоградский) и комагматичными им габбро-плагиогранитными ассоциациями (арбатский, петропавловский, левинский комплексы). Некоторые исследователи выделяют также в качестве самостоятельного комплекса («субформации») толщу однородных базальтов, формированием которой начинается вулканизм контрастного типа [8]. На протяжении возрастного интервала поздний лландовери — венлок произошло образование двух вулканических комплексов: риолит-андезитобазальтового (павдинского) и базальт-андезитобазальтового (именовского). До недавнего времени считалось, что их формирование происходило в указанной последовательности, но в работах Ю.С.Каретина [8 и др.] приведены убедительные данные об одновозрастности таких образований. Интрузивные породы этого возраста представлены габбро-диорит-плагиогранитным (верхнетагильским) комплексом. К магматическим образованиям лудловского возраста относятся базальт-трахиандезитобазальтовый (гороблагодатский) и два габбро-гранитных (северо-рудничный и мысовской) комплексы. Завершается силурийский магматизм данной части Урала субщелочной вулканоплутонической ассоциацией пржидолия-лохкова, включающей трахибазальт-трахитовый (туринский) и габбро-сиенитовый (кушвинский) комплексы. Эволюция состава пород в рамках выявленного ряда магматических

комплексов и их распределение в пространстве свидетельствуют о том, что Тагильский сегмент коры представляет собой фрагмент силурийской островной дуги с восточным падением зоны субдукции [37 и др.]. Следовавший затем амагматичный период, продолжавшийся в пражском веке и раннем эмсе, характеризовался накоплением бокситоносных известняков, краснокаменноизмененных гравелитов и туффилов.

Многие исследователи, основываясь на характере распространения магматических комплексов силурийского возраста, выделяли в пределах этой территории структурно-формационные зоны (две, иногда три). Наиболее отчетливо обособляется восточная часть рассматриваемого сегмента, сложенная мощными флишеидными толщами с вулканомиктовым материалом развитых на небольшом удалении к западу субщелочных базальтов тыловой части островной дуги, под которыми залегают вулканогенные образования красноуральского базальт-андезит-риолитового или кировоградского базальт-риолитового комплексов. По данным Р.Г.Язевой и В.В.Бочкарева [37], в этих комплексах широко развиты параллельные дайки, являющиеся индикатором задугового спрединга. Указанные особенности позволяют выделить эту часть Тагильского сегмента в качестве структурно-формационной зоны, соответствующей окраинному морю в тылу силурийской островной дуги. Ранее в ряде схем районирования дуга названа Восточно-Тагильская или Красноуральская. Остальная часть Тагильского сегмента представляет собой фрагмент самого островодужного сооружения, в пределах которого можно выделить барьерную и тыловодужную зоны, однако целесообразность этого вызывает сомнения, поскольку резкие границы между ними обычно установить невозможно: смена магматических формаций в латеральном направлении происходит постепенно, поля развития смежных магматических комплексов, как правило, перекрываются.

Магматические образования следующего этапа эндогенной активности, проявившегося в пределах характеризуемого сегмента, представлены, по данным Р.Г.Язевой и В.В.Бочкарева [36], двумя вулканоплутоническими ассоциациями: позднеэмско-раннеэйфельской известково-щелочной (краснотурьинский андезитовый и верхне-лобвинский гранодиоритовый комплексы) и эйфельской повышенной щелочности (взвозный трахиандезитобазальтовый и ауэрбаховский габбро-диорит-гранитный комплексы).

Развитие всех перечисленных комплексов ограничивается восточной частью Тагильского сегмента. Довольно часто этот период магматической активности считают завершением силурийского цикла [8 и др.]. Однако, как показали Р.Г.Язева и В.В.Бочкарев [36], рассматриваемый эпизод никак не связан с предшествующим магматизмом, а был обусловлен существованием девонского вулканоплутонического пояса, наложенного на силурийскую островную дугу. По мнению авторов настоящей статьи, рассматриваемые вулканоплутонические постройки представляли собой островную дугу, заложившуюся в девонское время после перескока зоны субдукции.

Процессы магматизма в этой зоне завершились формированием базальт-андезит-риолитового и габбро-долеритового комплексов позднедевонского возраста, а также раннекаменноугольных вулканогенных и субвулканических комплексов базальтов и долеритов, развитых в ее се-

верной части. По петрохимическим особенностям породы этих комплексов близки траппам. Геодинамические условия их образования пока недостаточно ясны.

Верхисетско-Туринская зона, располагающаяся к востоку от Тагильской, также представляет собой крупный вытянутый в субмеридиональном направлении блок или сегмент коры, ограниченный разрывными нарушениями. В южной части она резко сужается и выклинивается на широте Сысертско-Ильменогорского блока кристаллических пород (см. рис. 1), в северной заметно расширяется и погружается под чехол мезозойско-кайнозойских осадков. Тектонические швы, ограничивающие рассматриваемый блок (Серовско-Маукский на западе и Верхисетский на востоке), трассируются системами сближенных разрывных нарушений, зонами смятия и дробления пород, цепочками протрузивных тел серпентинитов.

В пределах этой структуры наблюдается преобладание магматитов различного состава и возраста. Породы осадочного происхождения, значительно уступающие им по распространенности, состоят преимущественно из вулканомиктовых толщ, иногда содержащих прослои органических известняков или яшмоидов. Вулканогенные образования представлены четырьмя последовательно сформировавшимися комплексами: толеитовый базальт-андезитобазальт-дацит-риолитовый (красноборский), малокальцевый известково-щелочной базальт-андезит-риолитовый (таволжанский), известково-щелочной базальт-андезитобазальтовый (кунгурковский) и калиево-натриевый базальт-андезит-дацитовый слабо повышенной щелочности (башкарский). Их интрузивными комагматами являются породы диорит-плагиогранитного, габбро-диорит-трондемитового (решинский) и двух габбро-диорит-гранитных (пановский и петрокаменский) комплексов [24]. Анализ характера магматизма показывает, что наблюдаемый ряд вулканоплутонических ассоциаций отчетливо распадается на две части. Образование двух завершающих его вулканоплутонических ассоциаций (позднеэмско-раннеэйфельской и позднеэйфельско-живетской), было обусловлено заложением на границе раннего и среднего девона вулканоплутонического пояса, фрагменты которого прослеживаются в пределах Верхисетско-Туринской и восточной части Тагильской зон. Возраст магматитов более древних ассоциаций, составляющих фундамент этих вулканоплутонических сооружений, не установлен, однако есть все основания предполагать, что они аналогичны породам, залегающим в основании таких же вулканоплутонических построек Тагильской зоны, т.е. представлены образованиями силурийской островной дуги и задугового бассейна [25]. Приведенные данные свидетельствуют о том, что на ранних этапах Верхисетско-Туринская зона по характеру развития была очень близка восточной части Тагильской. Основное отличие заключается в том, что вулканоплутонические структуры здесь закладывались не на океанской, а на утоненной континентальной коре. Присутствие нехарактерной для Тагильской зоны кристаллической коры было показано геофизическими исследованиями и подтверждено находками ксеногенных гранатов метаморфического генезиса в магматитах Верхисетско-Туринской зоны [24].

Вулканоплутонический магматизм островодужного типа сменился в Верхисетско-Туринской зоне существенно гранодиоритовым окраинно-континентальным (западно-верхисетский и верхисетский комплексы). Формирова-

ние гранодиоритовых комплексов происходило, по имеющимся данным, в возрастном интервале поздний девон—ранний карбон.

Завершается возрастной ряд магматических образований рассматриваемой зоны последовательно сформировавшимися на протяжении коллизии этапа развития региона комплексами: малых тел гранодиоритов и гранитов, гранитный (аятский) и монцодиорит-гранитный (актайский). Возраст комплексов, по данным изотопного датирования, раннепермский.

Салдинский выступ кристаллических пород, расположенный среди палеозойских толщ Верхисетско-Туринской зоны, состоит, по данным Г.А.Петрова с соавторами [19], из нескольких сравнительно небольших по размерам (первые десятки километров) тектонических блоков, сложенных древними метаморфическими толщами, которые разделены узкими участками развития образований палеозойского возраста. Общая протяженность полосы выходов древних пород в субмеридиональном направлении не менее 70 км, ширина около 50 км. Среди кристаллических пород, слагающих древние блоки, преобладают мигматизированные плагиогнейсы, полевошпатовые и эпидотовые амфиболиты, гранулиты. Реже встречаются клинопироксен-гранатовые амфиболиты и гранатовые клинопироксенты. Возраст субстрата метаморфических пород, по имеющимся, немногочисленным пока данным, раннепротерозойский. Этот вывод основан на датировке наиболее древней эпохи метаморфизма пород бродовского комплекса, равной 1871 ± 35 млн.лет [15]. Предполагается, что рассматриваемые блоки древних метаморфических пород представляют собой фрагменты, выведенные на поверхность древнего кристаллического фундамента Верхисетско-Туринской зоны.

Древние метаморфические толщи прорваны многочисленными интрузиями, сложенными породами широко распространенной в Верхисетско-Туринской зоне раннесилурийской габбро-диорит-плагиогранитной ассоциации, раннекаменноугольных тоналит-гранодиоритовых комплексов, а также близкого им по возрасту комплекса габбро и монцодиоритов.

Сысертско-Ильменогорский выступ кристаллических пород вытянут в виде узкой полосы субмеридионального направления, заходящей на рассматриваемую территорию своим северным окончанием. Преобладающая часть этого выступа расположена в пределах южной части Урала. Выходы кристаллических пород, слагающих эту полосу, начинаются в районе южного выклинивания Верхисетско-Туринской зоны, располагаясь кулисообразно по отношению к указанной зоне, и протягиваются в южном направлении более чем на 200 км при максимальной ширине около 30 км. Особенности геологического строения данной территории кратко охарактеризованы ниже в соответствии с данными, приведенными в работе В.Я.Левина с соавторами [34].

К центральной части Сысертско-Ильменогорской полосы приурочены выходы древних толщ (блоков), метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации с реликтами гранулитовой. Наиболее древние среди них — плагиоклазовые гнейсы селянкинской и вишневогорской свит, возраст которых более 2 млрд.лет [14]. Породы ильменогорской и шумихинской свит, представленные преимущественно амфиболитами, переслаивающимися с гнейсами, кварцитами и мраморами, более молодого возраста,

643 ± 46 и 576 ± 65 соответственно [13]. Наряду с докембрийскими толщами широко распространены метаморфические породы палеозойского возраста («сланцевое обрамление»), одна часть которых, возможно, возникла в результате диафтореза древних образований, а другая, по-видимому, образовалась по палеозойскому субстрату.

Метаморфические толщи — рама для многочисленных интрузий различного состава и возраста. Тела интенсивно метаморфизованных ультрамафитов, мафитов и гранитов, залегающие среди древних толщ, по мнению некоторых авторов, архейско-протерозойского возраста [34]. К концу ордовика относится образование пород широко развитого здесь карбонатит-миаскитового комплекса [10, 32], связанного, по всей вероятности, с рифтогенным этапом развития Урала. В начале каменноугольного периода сформировались породы тоналит-гранодиоритовых комплексов (западно-верхисетский и верхисетский), которые слагают небольшой по размерам Осиновский гранодиоритовый массив, находящийся в северной части Сысертско-Ильменогорского выступа. В раннепермское время произошло внедрение позднеколлизии монцодиорит-гранитных массивов (Кисегачский, Аргазинский, Увильдинский). Возраст наиболее молодых гранитоидов, представленных посторогенными жильными гранитами и пегматитами, а также флюоритсодержащих гранитов Аракульского массива поздний палеозой—ранний мезозой.

В процессе многолетнего изучения региона высказаны многочисленные взгляды на происхождение этой структуры, в значительной степени противоречащие друг другу. В разное время ее трактовали как крупную антиклинальную складку — мегантиклинорий [28]; гнейсово-мигматитовый комплекс, состоящий из нескольких куполов [9]; срединный массив [34] и ксеногенный террейн [16]. Авторы настоящей статьи склонны считать, что Сысертско-Ильменогорский блок, по-видимому, представляет собой выход на поверхность кристаллических толщ, аналогичных фундаменту смежной с ним Верхисетско-Туринской зоны.

Медведевско-Арамилская зона, отделенная от Верхисетско-Туринской крупным тектоническим швом — Верхисетский разлом, тем не менее, характеризуется присутствием некоторых общих с ней геологических образований (вулканогенно-осадочные толщи эмского возраста в этих зонах полностью идентичны). Очевидно, что во время их формирования граница между зонами была достаточно условной. С востока Медведевско-Арамилская зона ограничена Мурзинским разломом, отделяющим ее от кислых кристаллических пород Мурзинско-Адуйского блока.

Последовательность формирования ассоциаций горных пород, слагающих эту зону, пока однозначно не установлена. Предполагается, что наиболее древние геологические образования здесь — породы дунит-гарцбургит-габбровой ассоциации офиолитового типа (первомайский и пышминский комплексы) и дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации (уктусский комплекс), отождествляемой с массивами Платиноносного пояса. В основании стратифицированного разреза, согласно легенде среднеуральской серии листов геологической карты масштаба 1:200 000 [33], залегают толщи недифференцированных натриевых базальтов (новоберезовская) и базальт-андезит-дацитовая (красноадуйская), также представленная породами натриевого ряда. Интрузивными комагматами последней, по-видимому, являются габбро, диориты и плагиограниты. Считается, что формирование всех перечис-

ленных пород произошло на протяжении ордовика и раннего силура. Однако достаточно надежные данные о возрастном положении упомянутых ассоциаций отсутствуют, а их геологические взаимоотношения с фаунистически охарактеризованными толщами не установлены, что обусловило появление альтернативных представлений, согласно которым все эти комплексы или часть из них могут иметь девонский возраст.

Образования заведомо силурийского возраста представлены в Медведевско-Арамилской зоне кремнисто-терригенной толщей, состоящей из кремнистых, углисто-кремнистых и глинисто-кремнистых пород, вулканомиктовых и олигомиктовых песчаников и алевролитов. Стратиграфически выше залегает вулканогенно-осадочная толща, сложенная базальтами, андезитобазальтами, их туфами, вулканомиктовыми конгломератами, песчаниками и алевролитами, кремнистыми породами, мраморизованными известняками. Возраст толщи раннедевонский (по-видимому, эмский). Образования средне- и позднедевонского возраста характеризуются вулканогенно-осадочной толщей, состоящей из различных осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканокластических пород, обломочный материал которых представлен преимущественно трахиандезитами и трахитами. Сравнительно редко встречаются прослои базальтовых лав, иногда трахиандезитов и трахитов. Эти же разновидности пород присутствуют в субвулканической фации.

Таким образом, приведенные данные как будто подтверждают, что в рассматриваемой зоне произошли две вспышки магматизма, разделенные эпохой осадконакопления. Одна из них приходилась на первую половину ордовика и начало силура, другая охватывала эмс, средний и часть позднего девона. Наличие раннего этапа магматизма, правда, пока слабо обосновано фактическими данными. Судя по составу ассоциаций как осадочных, так и магматогенных пород формирование их преобладающей части происходило в условиях задугового моря. Островодужные образования распространены ограниченно. Они сформированы, скорее всего, у подножья вулканических построек в тыловой части дуги.

Выше разрез надстраивается толщей раннекаменноугольного возраста, которая представлена ритмично переслаивающимися песчаниками и алевролитами (часто углистыми) с редкими прослоями гравелитов, конгломератов и мраморизованных известняков, единичными прослоями базальтов и трахиандезитов. Толща, скорее всего, образовалась в пределах активной окраины континента. Еще одна толща раннекаменноугольного возраста — вулканогенная, представленная преимущественно туфами и игнимбритами риолитового, трахириолитового, трахидацитового и трахитового составов при подчиненной роли лав и туфоконгломератов, является, по-видимому, латеральным аналогом верхней части осадочной толщи. Одновременно с накоплением этих двух толщ произошло внедрение интрузивных комплексов, сложенных известково-щелочными и субщелочными гранитоидами. Разрез завершается карбонатно-терригенной толщей московского яруса, состоящей из пестроцветных (красноцветных и сероцветных) полимиктовых ритмично-слоистых конгломератов, гравелитов, песчаников, алевропесчаников, подчиненных им алевролитов, с редкими прослоями известняков.

Мурзинско-Адуйский блок сложен древними (допалеозойскими) метаморфическими толщами преимущественно

кислого состава, интерпретируемыми обычно как выход кислой кристаллической коры континентального типа, которые вмещают многочисленные, нередко очень крупные тела гранитоидов, сформировавшихся на поздних этапах развития региона.

Наиболее ранние проявления магматизма здесь — разнообразные гранит-мигматитовые ассоциации среди метаморфитов. Какая-то часть этих мигматитов, по всей вероятности, представляет собой корни позднепалеозойских гранитных массивов, но значительное их количество, по-видимому, допалеозойского возраста.

Заведомо палеозойский магматизм начинается с тоналит-гранодиоритового (каменского) комплекса предположительно раннекаменноугольного возраста. Формирование его, судя по вещественному составу пород, происходило в условиях активной континентальной окраины. Далее возрастной ряд магматических образований данного блока надстраивался тремя гранитными комплексами (адуйский, ватихский и мурзинский), сформировавшимися в результате процессов континентальной коллизии. Возраст гранитов позднепермский. Завершаются процессы магматизма внедрением пегматитовых жил (мокрушинский комплекс) и небольших тел гранитов и лейкогранитов (малышевский комплекс), возраст которых, по имеющимся данным, мезозойский, что позволяет связывать их образование со стадией постколлизиионного растяжения.

Восточно-Уральская зона была выделена В.А.Коротевым с соавторами [11] как крупная общеуральская структура, протянувшаяся параллельно Тагильской и Магнитогорской зонам на расстоянии 80—100 км к востоку. Позднее появились данные о неоднородности этой полосы. К настоящему времени установлено, что геологические образования, слагающие среднеуральский сегмент Восточной зоны, продолжают в юго-западном направлении на территорию Южного Урала, а затем, по-видимому, постепенно выклиниваются. От охарактеризованных структур (сегментов коры) Восточно-Уральская зона отделена очень крупным тектоническим левосдвиговым нарушением, местами осложненным малоамплитудными надвигами. Нарушение трассируется полосой деформированных пород шириной до 20 км, в пределах которой интенсивность деформаций с запада на восток, т.е. с удалением от плоскости сместителя постепенно затухает. Положение восточной границы зоны недостаточно ясно. По-видимому, в этом направлении рассматриваемая зона продолжается вплоть до Красногвардейского выступа кристаллических пород в Зауралье. Характерная черта внутреннего строения Восточно-Уральской зоны — плохая сохранность первичных геологических структур. Значительная ее часть сложена пакетами тектонических пластин, обычно с крупным субвертикальным падением, местами они выстилаются, образуя структуры типа чешуйчатых надвигов.

Наиболее древние геологические образования в пределах этой территории — породы дунит-гарцбургит-габбрового (асбестовского) и дунит-клинопироксенит-габбрового (давыдовского) комплексов, вулканогенные образования базальт-дацитового и базальт-андезит-дацитового (межевского) комплексов, а также их предполагаемые интрузивные комагматы, относимые к габбро-диорит-тоналитовому (рефтинскому) и диорит-плагиогранитному (аверинскому) комплексам. Все перечисленные образования — продукты наиболее раннего эпизода магматической активности данной зоны, датируемого на основании нахо-

док раннесилурийской фауны в прослоях осадочных пород среди вулканитов конца ордовика и первой половины силура. Исходя из сравнительно немногочисленных данных о вещественном составе пород, их образование происходило в условиях островной дуги или задугового моря. Выше геологический разрез такой зоны надстраивается мощными карбонатными и терригенно-карбонатными толщами, сформировавшимися на протяжении амагматического периода, охватывавшего вторую половину силура и преобладающую часть раннего девона.

Следующая вспышка магматизма началась во второй половине эмса и завершилась в начале франского века. На протяжении этого времени сформировалось несколько толщ, сложенных вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, одновозрастных им образований осадочного происхождения, а также интрузивных комагматов вулканических толщ, сложенных породами гранодиорит-гранитного (брусянский) и габбро-гранитного (некрасовский) комплексов. По химическому составу перечисленные магматические образования изменяются от толеитовых до известково-щелочных и субщелочных. Анализ особенностей состава пород и палеогеографической обстановки позволяет заключить, что преобладающая часть пород этого этапа развития образовалась в пределах островной дуги, а некоторая их часть — в условиях задугового моря. Широкое распространение обломков раннедевонских известняков в вулканогенно-осадочных породах свидетельствует о том, что эти известняки (также, по-видимому, как и нижележащие силурийские вулканиты) служили фундаментом для среднедевонских вулканических построек. Разрыв среднедевонской островной дуги привел к накоплению в позднедевонское время мощных толщ флиша (кодинская и устькодинская свиты, мосинская толща).

Нижекаменноугольные образования, залегающие стратиграфически выше флишеидных толщ, представлены тремя типами разреза: континентальными угленосными фациями турнейско-визейского возраста (каменская, егоршинская и бурсунская свиты), синхронными им вулканогенно-осадочными толщами, образовавшимися в прибрежно-морской обстановке, (бекленищевская свита) и визейско-серпуховскими карбонатными отложениями (исетская свита). К этому же времени, по-видимому, относилось внедрение гранодиоритовых массивов кривчанского комплекса. Перечисленные ассоциации пород раннекаменноугольного возраста образовались, скорее всего, в разных частях активной континентальной окраины.

Среднекаменноугольный интервал разреза сложен карбонатными и терригенно-карбонатными толщами, отлагавшимися в условиях мелководного морского бассейна (малобелоносовская, щербаковская, пироговская, кунарская, сипавская и усмановская свиты). Перекрываются они верхнекаменноугольными карбонатно-терригенно-глинистыми эвапоритовыми осадками с залежами ангидрита и гипса (карабольская свита), что свидетельствует об окончательном обмелении водоема, связанном с общим поднятием территории в результате коллизионных процессов. К ранней перми приурочена мощная вспышка коллизионного гранитоидного магматизма, которая началась внедрением известково-щелочных гранитоидов и завершилась формированием субщелочной мондиорит-гранитной ассоциации (петуховский комплекс). В конце палеозоя — начале мезозоя произошло образование юго-коневского гранит-лейкогранитового, покровского риолитового ком-

плексов и базальт-долеритовой ассоциации траппового типа, связанными, по всей вероятности, с этапом постколлизионного растяжения.

Охарактеризованные сегменты (зоны) и блоки коры — основные (базовые) элементы структуры рассматриваемой части Урала. Наряду с ними возможно выделение структур более высокого порядка — мегаблоки или мегазоны, объединяющие ряд близких по характеру развития зон.

Крайняя с запада Салатимская зона, как уже указывалось, по слагающим ее ассоциациям горных пород отчетливо обособляется от остальной территории Среднего Урала. Специфика геологического строения этой зоны определяется ее шовным характером, т.е. положением между палеоконтинентальным (западный склон) и палеоостроводужным (восточный склон) секторами Урала. Преобладающий тип геологических образований здесь — интенсивно деформированные на протяжении коллизионного этапа развития вулканогенные и осадочные толщи, формирование которых относится ко времени раскрытия Уральского палеоокеана, в соответствии с чем Салатимскую зону следует рассматривать как составную часть крупной общеуральской структуры — главного тектонического шва Урала.

Анализ строения сегментов коры, расположенных к востоку от Салатимской зоны, показывает, что, несмотря на существенные различия, они обладали едиными тенденциями развития. Это выражается в наличии одинаковых или близких по составу, возрасту и условиям образования ассоциаций пород в смежных зонах, что свидетельствует об отсутствии резких границ между ними во время формирования этих ассоциаций, и закономерном изменении характера геологического строения от Тагильской вулканогенной зоны к Мурзинско-Адуйскому кристаллическому блоку. Фрагменты силурийских и девонских островодужных построек сменяются в этом направлении ассоциациями задуговых бассейнов. Далее на восток, в пределах Мурзинско-Адуйского блока, представляющего собой, по всей вероятности, остатки существовавшего здесь континентального склона, исчезают образования этого возраста (рис. 2). Одновременно изменяется состав и мощность земной коры. Вместо характерной для Тагильской зоны островодужной коры появляется кристаллическая кора континентального типа (сиало-фемическая в Верхисетско-Туринской зоне и сиалическая в Мурзинско-Адуйской). Все это позволяет считать перечисленные зоны (сегменты коры) тектоническими фрагментами единой структуры — активной континентальной окраины раннекаменноугольного возраста с приключенными к ней островодужными постройками, сформировавшимися в силурийское и девонское время, и объединить на основании этого в структуру более высокого порядка. Сохранность первичного взаимного расположения геологических образований, сформировавшихся в разных обстановках, свидетельствуют о том, что масштаб тектонических перемещений таких сегментов относительно друг друга был незначительным, поэтому их можно объединить в структуру более высокого порядка — Тагило-Мурзинский мегаблок [30].

В Восточно-Уральской зоне, отделенной от Мурзинско-Адуйского блока мощной зоной тектонических дислокаций, отмеченная закономерность постепенного изменения характера геологического строения в широтном направлении нарушается. По набору слагающих ее ассоциаций горных пород эта часть Урала практически аналогична Верхи-

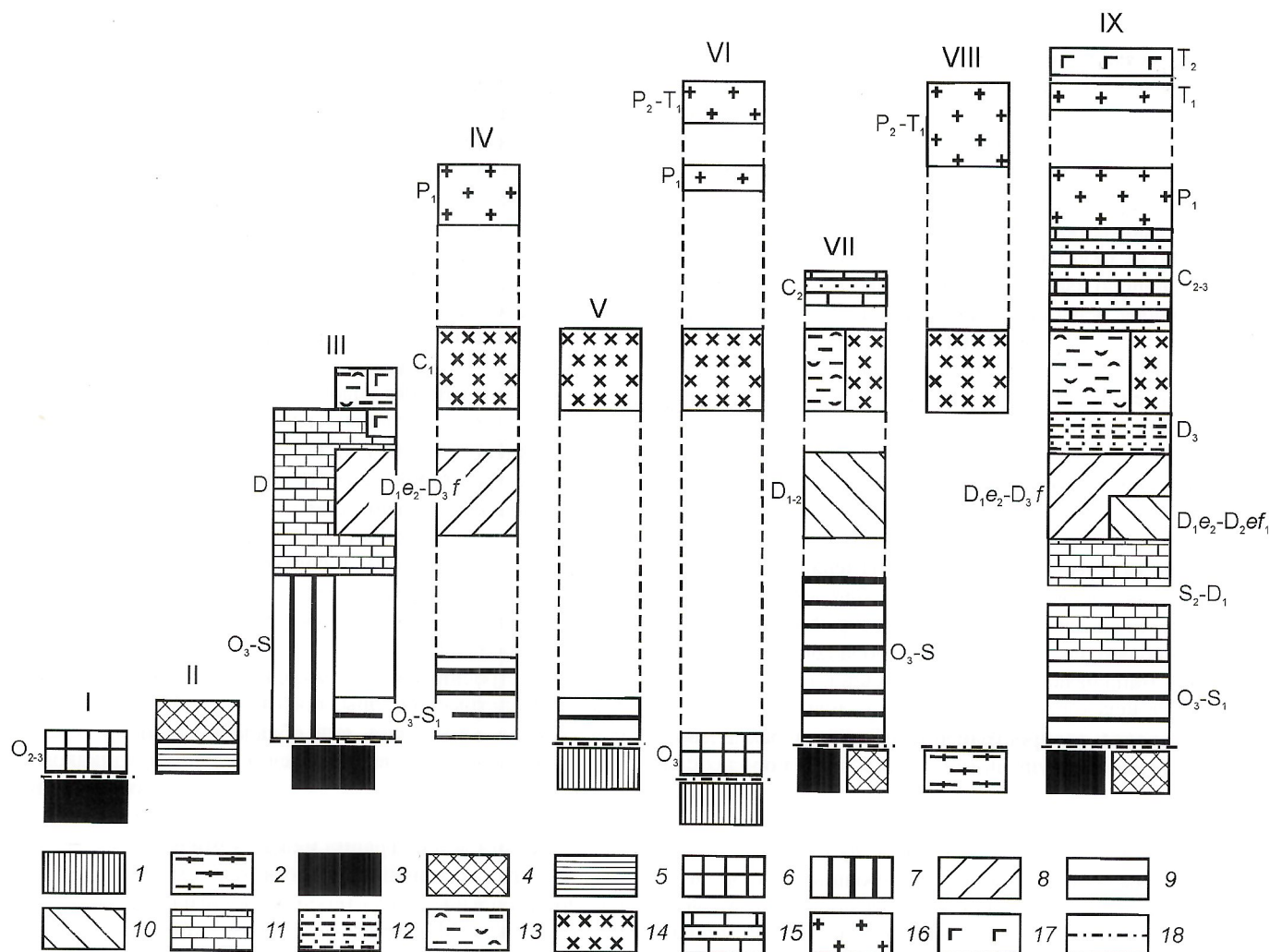


Рис. 2. Схема сопоставления структурно-вещественных комплексов разных зон восточного склона Среднего Урала:

структурно-вещественные комплексы — ассоциации кристаллических пород фундамента: 1 — с реликтами гранулитовой фации, 2 — преимущественно кислого состава, метаморфизованных в амфиболитовой фации; ассоциации: 3 — дунит-гарцбургит-габбровые, 4 — дунит-клинопироксенит-габбровые; 5 — метавулканыты блоков Платиноносного пояса; 6 — магматические и осадочные комплексы завершающих стадий континентального рифтогенеза, предшествующего раскрытию Уральского палеоокеана; островодужные вулканоплутонические ассоциации: 7 — силурийские, 8 — девонские; вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные толщи, сформировавшиеся в условиях задугового бассейна: 9 — силурийские, 10 — девонские; 11 — осадочные комплексы шельфа; 12 — флиш; комплексы раннекаменноугольной активной окраины континента: 13 — осадочные, вулканогенно-осадочные, очень редко вулканогенные, 14 — интрузивные; 15 — карбонатно-терригенные и эвапоритовые толщи внутреннего (остаточного?) моря; 16 — гранитоидные комплексы коллизионного этапа развития; 17 — траппоиды; 18 — крупные структурные несогласия; римские цифры — основные элементы структуры региона (см. рис. 1)

сетско-Туринской зоне и восточной части Тагильской. По мнению некоторых авторов [26, 30], Восточно-Уральская зона — продолжение структур Магнитогорской.

Более дробное расчленение выделенных зон при крупномасштабных геологических исследованиях целесообразно проводить путем выделения сохранившихся фрагментов структурно-формационных зон разного возраста. При проведении прогнозной металлогенической оценки территории часто возникает в этом потребность.

Авторы признательны А.А.Ефимову, К.С.Иванову, Ю.С.Каретину, Р.Д.Калугиной, А.В.Коровко и Г.А.Петрову за ценные советы и консультации, способствовавшие выполнению настоящей работы.

Работа проводилась при финансовой поддержке РФФИ (проекты 01-05-65184, 02-05-64111) и ФЦП «Интеграция».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологическое развитие и металлогения Урала / К.К.Золотов, М.С.Рапопорт, Б.А.Попов и др. — М.: Недра, 1981.
2. Горский И.И. Геотектонические условия формирования угольных месторождений Урала и связанные с ними особенности геологического строения месторождений // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1943. № 4—5. С. 12—40.
3. Ефимов А.А. Платиноносный пояс Урала: тектоно-метаморфическая история древней глубинной зоны, записанная в ее фрагментах // Отечественная геология. 1999. № 3. С. 31—39.
4. Иванов К.С., Шмелев В.Р. Платиноносный пояс Урала — магматический след раннепалеозойской зоны субдукции // Докл. РАН. 1996. Т. 347. № 5. С. 649—652.
5. Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1,6—0,2 млрд. лет) и строение Урала: Дисс. ... докт. геол.-минер. наук. — Екатеринбург, 1998.
6. Иванов О.К., Калеганов Б.А. Новые данные о К-Аг возрасте ультрамафитов Платиноносного пояса Урала // Докл. РАН. 1993. Т. 328. № 6. С. 720—724.

7. Иванов С.Н., Ефимов А.А., Минкин Л.М. и др. Природа Уральской геосинклинали // Докл. АН СССР. 1972. Т. 206. № 5. С. 1177—1180.
8. Каретин Ю.С. Геология и вулканические формации района Уральской сверхглубокой скважины СГ-4. — Екатеринбург: УрО РАН, 2000.
9. Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. — М.: Недра, 1974.
10. Кононова В.А. Щелочные магматические серии пород и источники слагающего их вещества (по данным изотопных отношений Sr, O, C) // Докл. сов. геологов к XXVI сессии МГК. Петрология. — М., 1980. С. 30—40.
11. Коротеев В.А., Дианова Т.В., Кабанова Л.Я. Среднепалеозойский вулканизм Восточной зоны Урала. — М.: Наука, 1979.
12. Корреляция магматических комплексов Среднего Урала / Под ред. Г.Б.Ферштатера, М.С.Рапопорта, В.Н.Смирнова. — Свердловск: УрО АН СССР, 1991.
13. Краснобаев А.А., Давыдов В.А. Возраст и происхождение ильменогорской толщи по данным цирконологии (Ильменские горы, Южный Урал) // Докл. РАН. 2000. Т. 372. № 1. С. 89—94.
14. Краснобаев А.А., Давыдов В.А., Шулькин В.А., Чередниченко Н.В. Цирконология Селянскинского блока Ильменских гор // Докл. РАН. 2001. Т. 379. № 6. С. 807—811.
15. Краснобаев А.А., Петров Г.А., Давыдов В.А. и др. Цирконология и некоторые особенности петрологии Салдинского комплекса // Ежегодник-2000 Института геологии и геохимии УрО РАН. — Екатеринбург, 2001. С. 191—196.
16. Нечехин В.М., Краснобаев А.А., Соколов В.Б. Проблема ксеногенных террейнов аккреционно-коллизонных структур Уральской системы // Ежегодник-1997 Института геологии и геохимии УрО РАН. — Екатеринбург, 1998. С. 52—56.
17. Перфильев А.С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. — М.: Наука, 1979.
18. Петров Г.А., Пучков В.Н. Главный Уральский разлом на Северном Урале // Геотектоника. 1994. № 1. С. 25—37.
19. Петров Г.А., Фриберг П.М., Ларионов А.М., Шмелев В.Р. Новые данные по геологии и метаморфизму Салдинского комплекса (Средний Урал) // Геология и металлогения Урала. — Екатеринбург, 2000. С. 66—93.
20. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. — Уфа: Даурия, 2000.
21. Ронкин Ю.Л., Иванов К.С., Шмелев В.Р., Лепихина О.П. Sr-Nd изотопная геохимия и Sm-Nd возраст Платиноносного пояса Урала, Россия // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Тез. докл. Межд. симпозиума, посвященного 100-летию со дня рождения академика А.Г.Бетехтина (Москва, 8—10 апреля 1997 г.). — М., 1997. С. 300—301.
22. Смирнов В.Н., Ведерников В.В., Бородин Н.С. и др. Особенности эволюции магматизма в разных структурно-формационных зонах Среднего Урала / Типы магматизма Урала. — Свердловск, 1987. С. 93—94.
23. Смирнов В.Н., Ведерников В.В., Двоеглазов Д.А. и др. Латеральная зональность магматизма и эндогенной металлогении Восточно-Уральского поднятия / Металлогения Восточно-Уральского поднятия и Зауралья. — Свердловск, 1987. С. 151—153.
24. Смирнов В.Н., Ведерников В.В. Магматизм Петрокаменской структурно-формационной зоны (Средний Урал). — Свердловск, 1987.
25. Смирнов В.Н., Мурзин В.В., Язева Р.Г. О корреляции девонского магматизма и рудных формаций восточной части Тагильской и Петрокаменско-Верхотурской зон на Среднем Урале // Ежегодник-1995 Института геологии и геохимии УрО РАН. — Екатеринбург, 1996. С. 106—107.
26. Смирнов Г.А., Мухина В.П., Смирнова Т.А. История Урала в среднем палеозое по данным палеогеографических исследований // Труды II Уральского петрографического совещания. Вып. 1. — Свердловск, 1969. С. 205—214.
27. Соболев И.Д. Тектоника и магматизм Урала // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. — Свердловск, 1963. С. 31—37.
28. Соболев И.Д. Схема тектонического районирования Северного, Среднего и северо-восточной части Южного Урала / Геология СССР. Т. XII. Ч. 1. Кн. 2. — М.: Недра, 1969. С. 8—9.
29. Тектоника Урала / А.В.Пейве, С.Н.Иванов, В.М.Нечехин и др. — М.: Наука, 1977.
30. Ферштатер Г.Б. Структурно-формационная зональность Урала и магматизм // Геотектоника. 1992. № 6. С. 3—17.
31. Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Пушкарев Е.В. и др. Новые данные по геохимии Платиноносного пояса Урала: вклад в понимание петрогенезиса // Геохимия. 1999. № 4. С. 352—370.
32. Чернышов И.В., Кононова В.А., Крамм У., Грауерт Б. Изотопная геохронология щелочных пород Урала в свете данных уран-свинцового метода по цирконам // Геохимия. 1987. № 3. С. 323—338.
33. Шалагинов В.В., Стефановский В.В. Легенда Среднеуральской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000. — Екатеринбург, 1998.
34. Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала / В.Я.Левин, Б.М.Роненсон, В.С.Самков и др. — Екатеринбург, 1997.
35. Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии / Г.Б.Ферштатер, Л.В.Малахова, Н.С.Бородин и др. — М.: Наука, 1984.
36. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Постколлизонный девонский магматизм Урала // Геотектоника. 1993. № 4. С. 56—65.
37. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Силурийская островная дуга Урала: структура, развитие, геодинамика // Геотектоника. 1995. № 6. С. 32—44.
38. Hamilton W. The Uralides and the motion of the Russian and Siberian Platforms // Geol. Soc. Amer. Bull. 1970. Vol. 81. P. 2553—2579.

Основные плотностные неоднородности тектоносферы Русской платформы в фанерозое

Г.А.МАСЛЯЕВ (ВНИИГеофизика)

Изучение современных неоднородностей тектоносферы — актуальная задача геологии. В этом отношении определенный интерес могут представлять результаты сравнительного анализа современных плотностных неоднородностей фанерозойских блоков тектоносферы Русской платформы. При проведении такого анализа необходимо учитывать результаты бурения Кольской сверхглубокой скважины. По прогнозу, основанному главным образом на данных скоростей сейсмических волн, Кольская скважина должна была на глубине 6—7 км вскрыть базальты или гранулит-базальты. Однако до забоя 12 км скважина прошла по гнейсам. Это свидетельствует о том, что далеко не всегда скорости сейсмических волн коррелируют с плотностями соответствующих пород, залегающих на больших глубинах. Геотермический прогноз по разрезу Кольской скважины также не подтвердился: на глубине 10 км температура оказалась на 80°C выше прогнозной. Плотность вскрытых пород, как предполагалось, не увеличилась с глубиной, а уменьшилась к забою скважины. Поэтому вполне справедливы выводы о том, что результаты бурения Кольской скважины не оправдали модели глубинного строения восточной части Балтийского щита (Е.А.Козловский и др., 1988), а по Ю.К.Щукину (1986) изученный разрез земной коры по этой скважине «наилучшим образом иллюстрирует противоречия между расчетными и наблюдаемыми в скважине геофизическими параметрами» [11, с. 12].

Первоначально Р.В.Беммелен (1956) назвал тектоносферой наружную оболочку Земли толщиной 100—200 км. В дальнейшем к тектоносфере стали относить земную кору, литосферу и астеносферу. При изучении плотностных неоднородностей тектоносферы существенное значение приобретает вопрос о степени обоснованности выделения в ее разрезе астеносферы, как слоя (линзы) частично расплавленного или весьма аморфного состояния вещества мантии.

В 1916 г. Б.Б.Голицын по данным сейсмологии выделил в верхней мантии зону так называемой «сейсмической тени», расценив ее как указание на существование зоны пониженных скоростей сейсмических волн в интервале глубин 60—230 км, а в 1926 г. Б.Гутенберг подтвердил существование этой зоны и назвал ее волноводом. Впоследствии волновод в теории изостазии стал отождествляться с астеносферой, т.е. с «жидким подкорковым слоем» (по Д.Эна, 1873) — уровнем изостатической компенсации. Позднее было выявлено несколько волноводов в верхней мантии и земной коре, а толщина и протяженность их оказалась самой различной. В этом отношении показательны результаты глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ) в Западной и Восточной Сибири, где на глубинах 75—250 км было выявлено до четырех волноводов, имеющих толщину в среднем 20—25 км [5]. Поэтому вполне справедлив вывод А.В.Егоркина и др. (1984) о том, что вопрос, где кончается литосфера и начинается астеносфера, остается неоднозначным. То же самое следует сказать и в отношении Балтийского щита [8]. Кроме того, было установлено, что под Русской платформой волноводы по простиранию

прерывисты, прослеживаются на разных уровнях, слабо выражены, имеют незначительную толщину или вовсе отсутствуют (А.С.Алексеев и др., 1977; Ю.А.Бурмаков и др., 1975; В.Б.Бурьянов, 1988; Л.Л.Ваньян, 1984 и др.).

Таким образом, основной метод определения волноводов (астеносферы), каким является ГСЗ, далеко не точно позволяет установить наличие и толщину астеносферы под древними платформами. При этом исследований, проведенных таким методом в пределах Русской платформы, недостаточно. Характерно, что В.Н.Жарков (1983) проанализировав четыре возможных варианта расчетного выделения толщины астеносферного слоя, пришел к выводу, что для этого нет достаточных оснований. Не дают близких данных и расчеты по выявлению глубины и толщины возможного развития в мантии слоя с пониженной вязкостью при отождествлении его с астеносферой (М.Е.Артемьев, Е.В.Артюшков, 1967; В.В.Гордиенко, В.Н.Стадниченко, 1989 и др.). По В.А.Магницкому (1968) вязкость мантии — наиболее тяжело поддающийся исследованию механический параметр Земли, а по В.Н.Жаркову (1983), дать четкое определение вязкости земных недр все еще трудно.

По разным авторам объем понятия тектоносферы в дальнейшем был расширен. Однако далеко не всегда тектоносфера достаточно четко ограничивалась. По В.В.Белоусову, тектоносфера во всех зонах Земли с различными эндогенными режимами ограничивается кровлей средней мантии, т.е. отождествляется со слоем «В» сейсмической модели Земли, построенной К.Е.Булленом (1958). Характерно, что нижняя граница слоя «В» четко выделяется по данным огромного количества сейсмологических разрезов мантии в различных регионах Земли и отбивается на глубине порядка 400 км по существенному скачку скорости сейсмических волн. Эта граница была названа границей Голицына.

В пределах Русской платформы достаточно четко граница Голицына зафиксирована уже в ряде районов: на юго-востоке И.В.Померанцевой и др. (1977); северо-западе Р.П.Массе и др. (1974), Д.В.Кингом и др. (1978) и в целом для платформы Л.П.Винником и др. (1978). Кроме того, в пределах хорошо изученной путем ГСЗ территории Сибири глубина расположения сейсмической границы 410—412 км удивительно стабильна, а глубже этой границы сейсмический разрез мантии не имеет латеральных упругих неоднородностей [5, с. 139]. При этом чрезвычайно важен вывод В.В.Белоусова (1986) о том, что различие в упругих свойствах вещества мантии под континентами и океанами прослеживается на глубину, по крайней мере, до 400 км.

Таким образом, граница Голицына может служить опорным (реперным) ограничением тектоносферы, что позволяет определять положение различных плотностных ее неоднородностей в едином масштабе в целом для Русской платформы. Основные сведения о плотностных неоднородностях тектоносферы — результаты геофизических исследований. Территориально наиболее полную и не менее представительную информацию о плотностных неоднородностях тектоносферы содержат зональные и региональные потенциальные аномалии, как полученные путем

различных редукций измеренного на поверхности Земли гравитационного поля, так и выявленные посредством спутниковых (дистанционных) наблюдений. Эти исследования подтвердили результаты геологической интерпретации редуцированных аномалий наблюдаемого гравитационного поля Земли.

Зональные аномалии обычно рассматриваются как индикаторы наиболее глубоко расположенных плотностных масс, а региональные — как менее глубоких масс (М.Е.Артемов, И.Г.Клушин, А.А.Борисов, Ю.А.Тараканов и др.). При этом отрицательные аномалии характеризуют относительно разуплотненность глубинных частей мантии.

Современное гравитационное поле Русской платформы, в т.ч. редуцированное и выявленное посредством дистанционных наблюдений, отражает плотностной интегральный эффект различных по возрасту и генезису аномалообразующих масс, которые возникли как в процессе формирования дорифейской тектоносферы, так и при последую-

щих их изменениях тектономагматической активизации. В связи с этим изучение возможного влияния фанерозойской тектономагматической активизации как индикатора геотермических и геохимических изменений в мантии и тем самым ее плотности, представляет определенный интерес в расшифровке современных плотностных неоднородностей тектоносферы Русской платформы. Фанерозойская активизация Русской платформы, хотя и не была достаточно интенсивной, однако выражается отчетливо в особенностях современной морфологии и гипсометрии поверхности консолидированной земной коры, выявляется путем палеотектонических и палеогеологических реконструкций [7, 12 и др.], а также прослеживается по различию интенсивности и составу платформенного магматизма [6, 12 и др.]. Эти данные позволили выделить контуры фанерозойской блоковой структуры Русской платформы (рис. 1).

Влияние тектономагматической активизации на возможное формирование плотностных неоднородностей

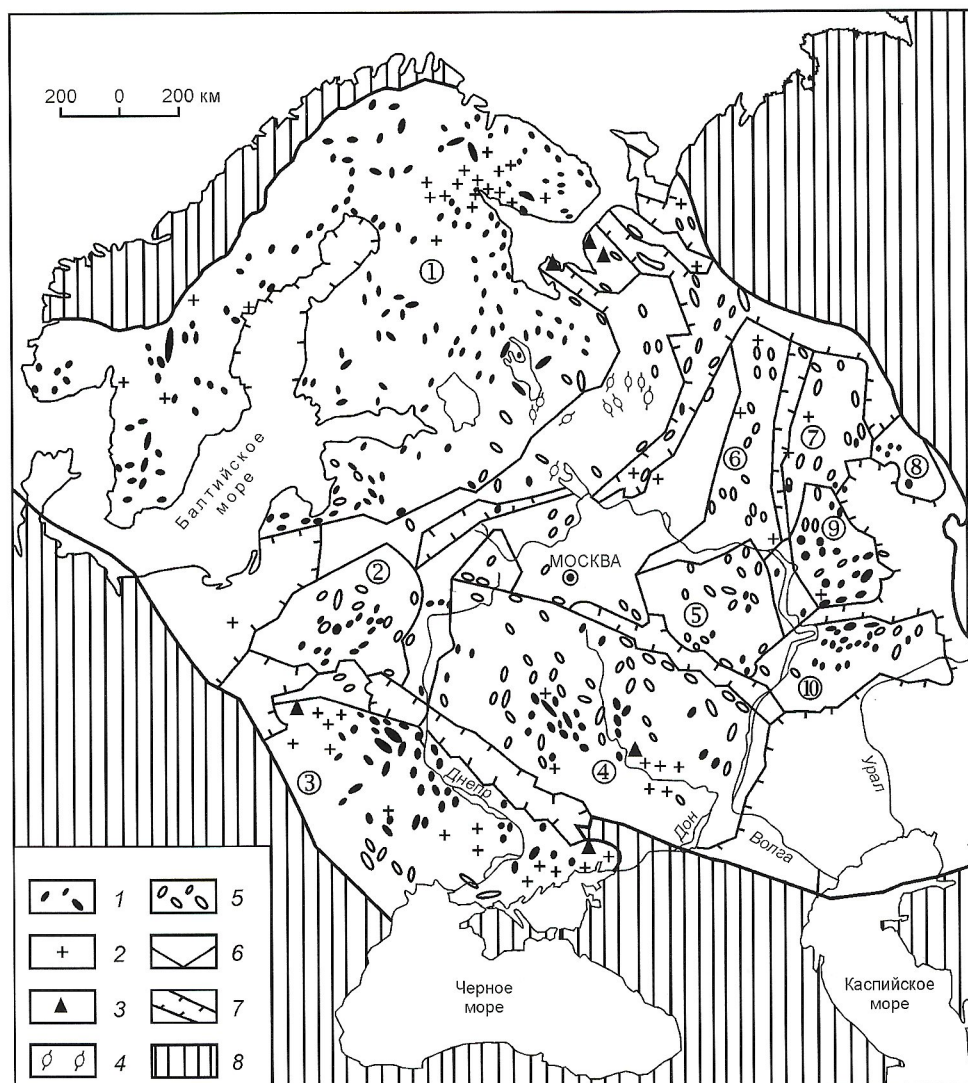


Рис. 1. Распространение в консолидированной земной коре Русской платформы ультраосновных и основных пород:

ультраосновные и основные породы, выявленные по обнажениям и в разрезах скважин: 1 — дорифейские; 2 — фанерозойские (преимущественно среднепалеозойские); 3 — проявления фанерозойского кимберлитового магматизма [6 и др.]; 4 — палеозойские структуры центрального типа по геофизическим данным (по Р.Н.Валееву и др., 1980); 5 — ареалы возможного развития ультраосновных и основных интрузий по геофизическим данным; 6 — контуры фанерозойских блоков консолидированной земной коры (цифры в кружках): 1 — Балтийский, 2 — Белорусский, 3 — Украинский, 4 — Воронежский, 5 — Токмовский; группы Волго-Уральских блоков: 6 — Котельнический, 7 — Коми-Пермяцкий, 8 — Пермский, 9 — Татарский, 10 — Жигулевский; 7 — авлакогены и краевые прогибы; 8 — обрамление платформы

тектоносферы Русской платформы целесообразно проследить путем сравнительного анализа блоков-выступов фундамента, сформированных в фанерозое, с современными разнотелными геофизическими аномалиями.

Предложенное ранее подразделение Русской платформы на блоки (Т.Н.Симоненко, М.М.Толстихина, 1965, 1968; В.А.Дедеев, Л.Е.Шустова, 1976, 1984; Т.Н.Спиражский и др., 1977) проведено преимущественно на основании данных об аномалиях Буге, магнитометрии и особенностях геологического строения поверхности фундамента. Поэтому эти блоки передают не столько влияние последующих плотностных изменений в тектоносфере (более чем за 620 млн.лет), сколько геологическое строение и тектонику дорифейской консолидированной земной коры. При этом контуры ранее выделенных блоков существенно разнятся между собой.

Одна из первых карт, изображающая распределение плотности консолидированной земной коры Русской платформы по характеру гравитационных аномалий, была составлена Э.Э.Фотиади (1958). Чрезвычайно большое значение имеют исследования М.Е.Артемьева (1953—1993) по изучению

гравитационных особенностей и изостазии тектоносферы, а также составленные им и при его участии различные карты, содержащие сведения о плотностных неоднородностях глубинных слоев Земли (М.Е.Артемьев, Г.В.Демьянов, М.К.Кабан, В.А.Кучеренко и др.). Не утратила своего значения и карта остаточных глубинных аномалий силы тяжести, обусловленных горизонтальной плотностной неоднородностью вещества верхней мантии, составленная в 1968 г. Н.И.Лопатиной. В 1973 г. В.А.Дедеев и Л.Е.Шустова построили схему плотностей (пониженная, средняя и повышенная) геоблоков литосферы Русской платформы до глубины 150—200 км, в основу которой положены результаты районирования гравитационного поля в редукции Буге и данные об изостазии. В дальнейшем был опубликован ряд фактографических материалов, позволяющих оценить разнотелные и латеральные плотностные неоднородности тектоносферы Русской платформы. Наиболее представительные и необходимые для построения плотностных моделей фактографические данные приведены на рис. 2.

Основная особенность расположения разнотелных гравитационных аномалий в пределах Русской платформы

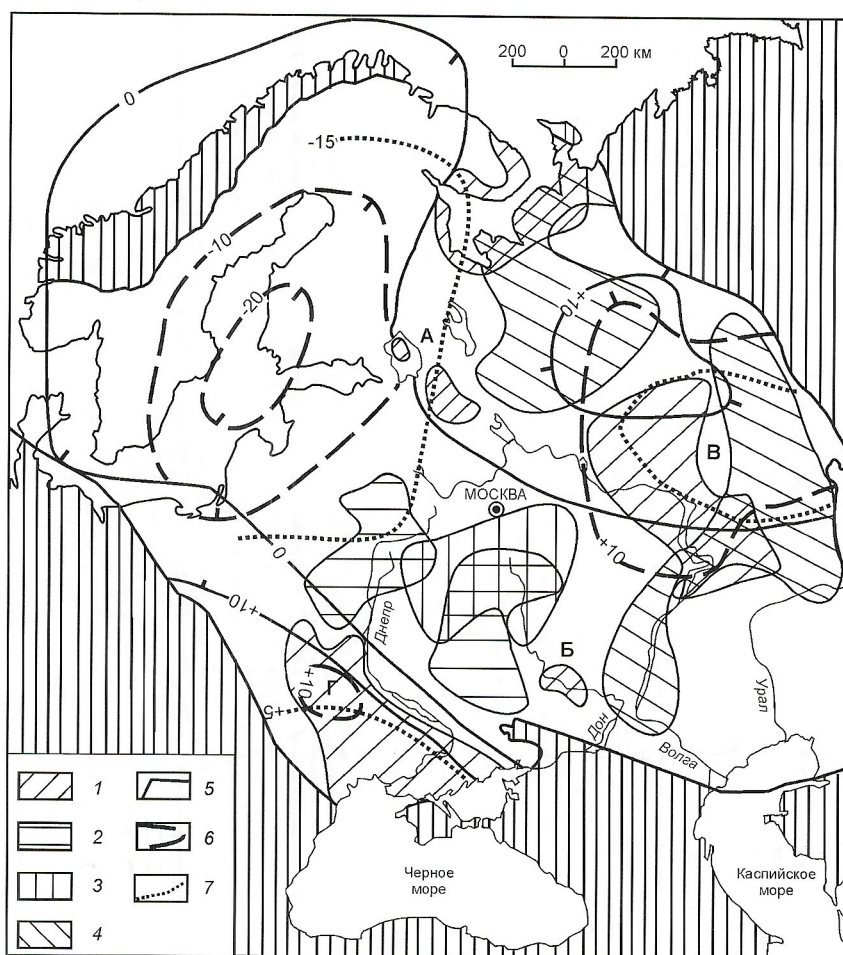


Рис. 2. Некоторые геофизические характеристики Русской платформы:

экстремальные аномалии силы тяжести, полученные путем пересчета наблюдаемого гравитационного поля на высоту 50 км (в мгл): 1 — превышающие +10 (аномалии: А — Валаамская, Б — Мамоновская); 2 — до -10 (по Н.П.Лопатиной, Д.Б.Фирсовой, 1968); аномалии экстремальных значений средней плотности и средней скорости продольных сейсмических волн в мантии, на уровне компенсации 100 км: 3 — более 3,36 г/см³ и 8,36 км/с; 4 — менее 3,28 г/см³ и 8,16 км/с [15]; 5 — изобаты, мгл, (по GEM-10), расположенные на геоиде при γ для уложенного нормального эллипсоида (GRS-80) — 1979 г. [9]; 6 — изолинии горизонтальных плотностных неоднородностей в мантии Земли (в мгл), расположенные глубже 200—250 км по данным о низкочастотной составляющей изостатических аномалий (аномалии: В — Волго-Уральская, Г — Винницкая) [1]; 7 — изобаты (в мгл), с исключением влияния 21 источника в нижней мантии (22 гармоники в изостатической редукции) [14]; остальные усл. обозначения см. рис. 1

— наличие отрицательной гравитационной зоны, прослеживающейся от Балтийского блока и охватывающей Белорусский и Воронежский блоки (см. рис. 1, 2). К северо-востоку и юго-западу от этой зоны отмечаются преимущественно положительные значения глубинных аномалий. Относительные плотностные неоднородности консолидированной земной коры могут быть охарактеризованы редуцированными аномалиями наблюдаемого гравитационного поля [10], а также по особенностям насыщенности коры основными и ультраосновными породами [6 и др.]. Плотностные различия блоков-выступов по подкоровой и средней частям тектоносферы можно оценить по данным Н.П.Лопатиной (1968), М.Е.Артемяева и др. [3]. Кроме того, для глубин 100 км и более были проведены расчеты плотностных неоднородностей верхней мантии Н.А.Шило и А.А.Николаевским [15]. При этом характерно, что выявленные в 1973 г. М.Е.Артемяевым [1] плотностные неоднородности в мантии Земли примерно глубже 200—250 км, хорошо сопоставляются с расположением гравитационных аномалий, полученных с помощью спутниковых наблюдений (см. рис. 2). Для оценки глубинности залегания аномалеобразующих масс мантии, установленных спутниковыми методами, характерен пример, приведенный В.Е.Фадеевым (1985): глобальная океаническая рифтовая система не выражается в аномальном гравитационном поле по спутниковым наблюдениям, тогда как в редуцированном наблюдаемом поле эта система фиксируется, что свидетельствует о глубинности спутниковых аномалий. Исследования, проведенные, главным образом, Ю.А.Таракановым (1977, 1987 и др.), показали, что при определенной системе наблюдений и соответствующем элюминировании спутниковых данных можно выделять разнотипные плотностные аномалии [14].

В последнее время различные авторы предложили несколько моделей строения тектоносферы, в т.ч. с учетом плотностных ее неоднородностей. Так, например, по модели В.В.Белоусова [4] вся толща тектоносферы древних платформ твердая и подразделяется помимо земной коры на нижний и верхний слои, имеющие примерно одинаковую толщину, но различающиеся по геохимическим признакам. По модели строения мантии, предложенной Ф.С.Моисеенко [10] для различных геоструктур, до глубины 180—200 км тектоносфера сложена линзовиднозалегающими различными типами ультраосновных пород, а до границы Голицына прослеживается астеносфера с участками понижения скорости сейсмических волн. При этом отмечается многоярусность астеносферы [10, с. 117, 224]. Модель В.В.Белоусова характеризует тектоносферу древних «остывших» платформ, а модель Ф.С.Моисеенко отражает обобщенное строение континентальной тектоносферы.

При построении вероятных моделей плотностных неоднородностей тектоносферы блоков-выступов (рис. 3) были выделены три основные градации относительной плотности применительно к имеющимся данным, характерным только для Русской платформы. Два противоположных типа плотности — уплотненная и разуплотненная тектоносферы — выделялись лишь относительно, с учетом величины гравитационных аномалий по сравнению с плотностью других блоков. Промежуточная плотность отдельных слоев тектоносферы выделялась как средняя.

Усредненные модели вероятных относительных плотностных неоднородностей тектоносферы Русской платформы даны отдельно для консолидированной земной коры и верхней мантии до раздела Голицына (см. рис. 3).

Это связано с различной степенью достоверности данных об определении плотности тектоносферы. При этом выделенные на моделях разуплотненные части тектоносферы не отождествляются ни с астеносферой как с частью расплавленной мантии, ни с веществом мантии, имеющим относительно пониженную вязкость, а передают лишь качественно плотностную характеристику по отношению к другим частям разреза тектоносферы изученных блоков.

Относительно разуплотненная тектоносфера Русской платформы в целом свойственна только *Балтийскому блоку* (см. рис. 3). Земную кору такого блока, судя по данным ГСЗ и особенностям проявления преимущественно среднего магматизма, следует отнести к средней по плотности. Верхняя мантия характеризуется чередованием до 4—5 волноводов (по профилю ГСЗ «Феннолора»). Наиболее утолщенный волновод отмечается на глубине 225—300 км (В.Г.Загородный и др., 1989). В пределах Балтийского блока выделяются разнотипные отрицательные гравитационные аномалии, а также и другие геолого-геофизические характеристики, свидетельствующие в целом об разуплотненности его тектоносферы [8]. Так, по В.Н.Глазеву и др. (1991), результаты анализа комплекса геофизических параметров Балтийского блока позволили выделить слабоконтрастную область на глубине 180—300 км, а по А.А.Ковтуну и др. (1994) — на востоке блока слой геоэлектрической проводимости на глубине 250—400 км, которые связываются с наличием разуплотненного мантийного вещества. Характерно, что оси различных аномалий ориентированы вдоль Ботнического регенерированного авлакогена [8], а самому авлакогену свойственен общий относительный разогрев литосферы [10]. На протяжении фанерозой Балтийский блок был наиболее мобилен, однако отмечались и стадии его тектонической стабилизации. Вместе с тем не вызывает сомнений его глубинная эндогенная активизация в новейшее время [8], выражающаяся в регенерации Ботнического авлакогена. В этом отношении показательна активизация Валаамского средне-

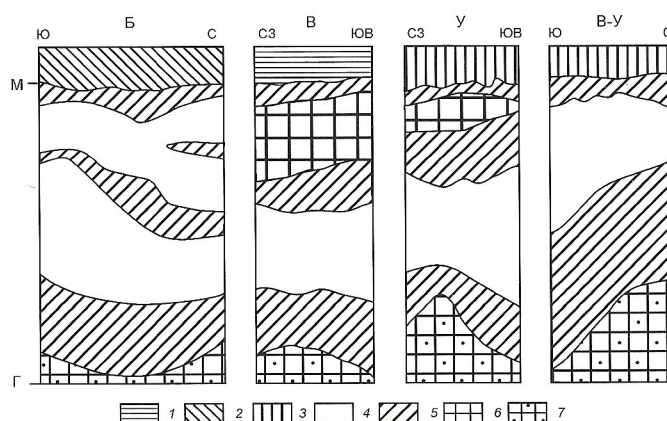


Рис. 3. Модели усредненных вероятных относительных плотностных неоднородностей тектоносферы фанерозойских блоков Русской платформы:

усредненная вероятная плотностная неоднородность консолидированной земной коры: 1 — разуплотненная, 2 — средней плотности, 3 — уплотненная; и верхней мантии: 4 — разуплотненная, 5 — средней плотности, 6 — плотная, 7 — наиболее плотная; блоки: Б — Балтийский, В — Воронежский, У — Украинский, В-У — Волго-Уральская группа блоков; сейсмические разделы тектоносферы: М — Мохоровичича, Г — Голицына

рифейского габбро-долеритового интрузивного массива, возвышающегося на 250 м над дном Ладожского озера. К данному массиву приурочены разновременные эпицентры землетрясений (Ю.К.Щукин, 1968).

Для Валаамского массива характерны локальная редуцированная гравитационная аномалия «А» (см. рис. 2) и неотектоническое воздымание.

Среди блоков Русской платформы *Воронежский блок* выделяется разуплотненной консолидированной земной корой (Э.Э.Фотиади, 1958; Л.Е.Шустова, 1973; Н.В.Неволин, 1984 и др.), что выражено в приуроченности к блоку отрицательной аномалии редуцированного гравитационного поля (см. рис. 2, 3). Однако подкорковая часть тектоносферы этого блока представлена уплотненной мантией (см. рис. 3), что подтверждается как результатами расчетов Н.П.Лопатиной (1968), так и данными последующих исследований [4, 15]. Например, по расчетам компоненты подкорковых масс Русской платформы, соответствующей эквивалентному слою плотностью 1000 кг/м^3 , в пределах Воронежского блока эта компонента достигает 3 км, тогда как в пределах группы Волго-Уральских блоков она составляет до минус 1 км (М.Е.Артемов и др., 1992), что может подтверждать наличие значительно более плотной подкорковой части тектоносферы Воронежского блока. Уплотненная часть тектоносферы, вероятно, распространяется на глубину не менее 140–160 км. При этом данные спутниковых наблюдений свидетельствуют об отрицательном значении плотности тектоносферы в целом для такого блока (см. рис. 2). Толщина разуплотненной земной коры рассматриваемого блока, безусловно, не может компенсировать уплотненную часть подкорковой тектоносферы. Следовательно, можно предположить, что глубже 200 км под Воронежским блоком развит слой с относительно разуплотненной мантией, компенсирующий как уплотненную вышерасположенную ее часть, так и уплотненное основание тектоносферы. В герцинский цикл тектоногенеза в пределах блока отмечались значительные проявления магматизма, включая и кимберлитовый (см. рис. 1), что безусловно влияло на разуплотнение подкорковой мантии до глубины не менее 60 км. Таким образом, современные плотностные неоднородности тектоносферы Воронежского блока, вероятно, были сформированы в альпийский цикл тектоногенеза. Характерно, что современные вариации изменения гравитационного поля во времени для этого блока имеют тенденции к отрицательным значениям (А.Ш.Файтельсон и др., 1871). Вместе с тем отмечается и локальная современная эндогенная активность, о чем может свидетельствовать приуроченность группы эпицентров землетрясений (Ю.К.Щукин, 1986) к Мамоновскому узлу герцинского магматизма. Такому узлу соответствует аномально глубокое расположение нижних кромок магнитоактивных масс (Л.В.Булина и др., 1983), а также редуцированная локальная гравитационная аномалия Б (см. рис. 2).

Украинский блок достаточно хорошо изучен методом ГСЗ в основном до глубины 100–150 км. Для структуры коры этого блока весьма характерен сейсмический горизонт K_2 . Показательно, что наиболее высокие гипсометрические отметки данного горизонта прослеживаются преимущественно в присводовой части блока, а по склонам они снижаются. По И.Г.Каляеву, В.Б.Соллогубу и А.В.Чекунову, горизонт K_2 фиксирует поверхность древнего протофундамент, отвечающего лунной стадии развития Земли. Рельеф поверхности Мохо сильно дифференцирован и колеблется до высот 15 км. Относительно высокое залегание поверхности протоко-

ры, значительные по площади проявления ультраосновного и основного магматизма, а также обширная положительная редуцированная гравитационная аномалия (см. рис. 1, 2) позволяют считать, что большая часть консолидированной земной коры Украинского блока уплотнена. Этот блок-выступ единственный в пределах Русской платформы, который преимущественно имеет тенденции к положительным временным приращениям гравитации (А.Ш.Файтельсон и др., 1971). Подкорковая часть тектоносферы Украинского блока [3, с. 154] уплотнена различно (см. рис. 3). Наиболее уплотненная часть подкорковой тектоносферы отмечается в секторе к западу от линии Одесса—Киев. Большая же по толщине часть подкорковой тектоносферы имеет среднюю плотность, но с некоторыми ундуляциями ее основания. Об этом также свидетельствует прерывистое развитие относительного повышения плотности мантии на глубинах более 100 км [15]. В пределах Украинского блока обнаруживается несоответствие ориентировки астеносферных структур, выявленных по данным тепловых потоков, с субмеридиональным планом рельефа поверхности Мохо и приповерхностными докембрийскими структурами. В связи с этим А.В.Чекунов (1985) предположил, что астеносферные структуры возникли недавно и еще не успели переработать структуры вышерасположенной литосферы. Такое предположение согласуется с проявлениями киммерийского магматизма, который в пределах Русской платформы отмечался в основном на Украинском блоке и способствовал геотетрическому возбуждению мантии. Нижняя часть тектоносферы Украинского блока, вероятно, имеет различную толщину уплотненной и наиболее уплотненной мантии. Данные спутниковых исследований [9, 14 и др.] свидетельствуют о том, что блок в целом приходится на северо-восточное затухание значительного положительного глубинного гравитационного максимума. При этом на северо-западе Украинского блока четко выделяется Винницкий максимум «Г» (см. рис. 2), вызванный наиболее уплотненной тектоносферой в нижней ее части [1]. Винницкому максимуму соответствует зона относительно приподнятого залегания протокры и выходы пород гранулитовой фации метаморфизма. В юго-восточном направлении от указанного максимума толщина наиболее уплотненной мантии в целом уменьшается с некоторыми ундуляциями. Следует отметить, что тектоносфера северо-западной части Украинского блока более уплотнена, чем юго-восточная.

Тектоносфера группы *Волго-Уральских блоков* (см. рис. 1, 2) — наиболее сложная по плотностным особенностям, и каждый из этих блоков несколько отличается именно по плотностным параметрам. Консолидированная земная кора этих блоков сильно денудирована, а значительная часть ее поверхности представлена породами гранулитовой фации метаморфизма. Широко развиты интрузии ультраосновных и основных пород (см. рис. 1), приуроченных преимущественно к сводам отдельных блоков. По геофизическим данным (Н.В.Подоба, А.Д.Серова, 1962) они увеличиваются с глубиной в объеме. Большая часть площади блоков приходится на положительную редуцированную гравитационную аномалию (см. рис. 2). Поэтому консолидированную земную кору группы Волго-Уральских блоков следует отнести к уплотненной (см. рис. 3). Верхняя часть подкорковой тектоносферы, судя по результатам исследований, полученных независимыми методами (М.Е.Артемов и др., 1983, 1993; Т.П.Егорова и др., 1992; Н.А.Шило, А.А.Николаевский, 1983 и др.) характеризуется в основном относительно раз-

уплотненной мантией (см. рис. 3). Первоначально разуплотненная подкорковая мантия таких блоков была выявлена Н.П.Лопатиной (1968). Этот вывод подтвердился в процессе исследований средней величины до глубины «свободной поверхности мантии», которая в пределах Волго-Уральских блоков наиболее низкая для Русской платформы [2]. Однако толщина разуплотненной части подкорковой мантии для различных блоков неодинакова. Наибольшая характерна для южных блоков.

Нижняя часть тектоносферы рассматриваемых блоков, безусловно, существенно уплотнена, судя по величине (более 10 мгл) глубинных гравитационных аномалий [1, 9, 14 и др.]. Наиболее обширная глубинная положительная аномалия «В» (см. рис. 2) охватывает значительную часть группы этих блоков. Однако по данным спутниковых наблюдений, толщина самой уплотненной нижней тектоносферы для разных блоков не одинакова. Так, Татарский и Жигулевский блоки, вероятно, имеют в нижней части разреза тектоносферы слой относительно небольшой толщины наиболее уплотненной мантии при несколько увеличенной толщине разуплотненной подкорковой мантии (см. рис. 3).

В палеотектоническом отношении не вызывает сомнений существенная раздробленность, переработка и эндогенная мобильность тектоносферы Волго-Уральских блоков. Важно и то, что в связи с переработкой фундамента в фанерозое, особенно в посткаледонское время, все структурно-морфологические элементы этих блоков консолидированной коры ясно отображены в наблюдаемых гравитационных и магнитных аномалиях [10].

Подкорковая разуплотненная мантия формировалась как в герцинском (раздробленность разломами фундамента, магматизм), так и альпийском (основное время формирования структуры блоков, дегазация и флюидизация, активизация крупных разломов) циклах тектогенеза. Наличие относительно высокого по разрезу положения подкорковой разуплотненной мантии способствует увеличенному тепловому потоку, значительным проявлением дегазации гелия и формированию залежей эндогенного азота. При этом характерны преимущественная вертикальная миграция углеводородов (П.Н.Кропоткин, 1956; К.Р.Чепиков и др., 1967), а также в основном неогеновый возраст таких залежей (Н.А.Кудрявцев, 1959; К.Б.Аширов и др., 1976; А.Н.Шарданов, 1988 и др.). Следовательно, наряду с данными о геодинамической активности мантии в альпийском цикле тектогенеза и геофизическими разноглубинными знакопеременными аномалиями, достаточно определенно выделяется различие между верхней разуплотненной и нижней уплотненной подкорковой тектоносферой Волго-Уральских блоков.

Модели вероятной плотностной неоднородности тектоносферы некоторых фанерозойских блоков Русской платформы, построенные главным образом по результатам сравнительного анализа разноглубинных гравитационных аномалий, свидетельствуют о существенном различии в их строении. При сопоставлении подобных моделей (см. рис. 3) наибольший интерес представляет распределение в их разрезе разуплотненной мантии не одинаковой по толщине и глубине расположения. При этом разуплотненная часть мантии, безусловно, неоднородная по плотности, как между блоками, так и внутри отдельных блоков. Если придерживаться представления о том, что наиболее разуплотненная и, вероятно, частично расплавленная мантия, как

считают многие исследователи, имеет вязкость менее $0,1 \cdot 10^{20}$ Па·с, то таких слоев или линз, в пределах блоков в настоящее время обоснованно выделить невозможно, хотя они, безусловно, должны присутствовать, особенно в пределах наиболее мобильных блоков.

Однако необходимо подчеркнуть, что различия в распределении относительно разуплотненной мантии среди моделей блоков тектоносферы Русской платформы имеют определенную корреляционную связь с фанерозойскими палеотектоническими особенностями каждого из рассмотренных блоков. Не менее показателен характер изменения толщины наиболее уплотненной мантии, развитой в основании тектоносферы. Результаты спутниковых наблюдений подтверждают наличие здесь наиболее уплотненной мантии.

Таким образом, с помощью сравнительного анализа разноглубинных гравитационных аномалий были выявлены относительные плотностные различия тектоносферы фанерозойских блоков-выступов Русской платформы. Модели плотностных неоднородностей этих блоков могут служить наряду с другими геолого-геофизическими и геохимическими данными основой познания глубинной геологии и особенностей формирования различных полезных ископаемых Русской платформы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артемьев М.Е. Изостазия территории СССР // Физика Земли. 1973. № 6. С. 3—10.
2. Артемьев М.Е., Кабан М.К., Чесноков Е.М. Плотностные неоднородности мантии Земли по данным о глубинах до ее «свободной» поверхности // Физика Земли. 1983. № 5. С. 3—15.
3. Артемьев М.Е., Демьянов Г.В., Кабан М.К. и др. Гравитационное поле плотностных неоднородностей северной Евразии // Физика Земли. 1993. № 5. С. 12—22.
4. Белоусов В.В. Тектоносфера Земли: взаимодействие верхней мантии и коры. — М.: Изд-во Международного геофиз. комитета АН СССР, 1991.
5. Глубинное строение территории СССР / Под ред. В.В.Белоусова, Н.И.Павленковой, Г.Н.Катковской. — М.: Наука, 1991.
6. Магматизм складчатых и платформенных регионов СССР (Русская платформа) / Под ред. В.Л.Масайтиса. — Л.: Недра, 1981.
7. Масляев Г.А. Палеогеологические реконструкции Русской плиты // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 2. С. 107—117.
8. Масляев Г.А. Геологическая природа геофизических аномалий Балтийского щита // Отечественная геология. 1997. № 6. С. 41—44.
9. Мецераков Г.А. Задачи теории потенциала и обобщения Земли. — М.: Наука, 1991.
10. Моисеенко Ф.С. Основы глубинной геологии. — Л.: Недра, 1981.
11. Основные проблемы сейсмостектоники / Под ред. Ю.К.Щукина. — М.: Наука, 1986.
12. Русская платформа / Под ред. В.Д.Наливкина, К.Э.Якобсона. — Л.: Недра, 1985.
13. Структурная карта поверхности фундамента платформенных территорий СССР в масштабе 1:2 500 000 / Ред.-сост. Н.В.Неволин, Г.А.Масляев, П.А.Блохин, К.А.Савинский. — М.: Центр геология, 1982.
14. Тараканов Ю.А. Плотностные неоднородности верхней мантии по спутниковым методам измерения гравитационного поля // Глубинное строение слабосейсмических регионов СССР / Под ред. И.Л.Персесова. — М.: Наука, 1987.
15. Шило Н.А., Николаевский А.А. Плотностная характеристика верхней мантии территории СССР // Докл. АН СССР. Т. 271. № 5. С. 1199—1202.

Тектонический рельеф Прихубсугулья (Северная Монголия)

Г.Ф.УФИМЦЕВ (Институт земной коры СО РАН)

Для структуры Байкальской рифтовой зоны характерна продольная и поперечная зональность [19]. В ее пределах повторяются секции с однотипным чередованием структурных элементов вкрест простирания (с северо-запада на юго-восток): наклонный горст плеча-противоподнятия, рифтовая долина, сводовый изгиб. На северо-восточном окончании рифтовая зона испытывает существенные изменения [24], и в первую очередь это проявляется в уменьшении размеров осевых грабенов, структурной деградации наклонных горстов и сводов на крыльях. Эти формы, в конце концов, распадаются и сменяются окраинными ступенями в виде комбинаций разновысотных блоков. Каковы же структурные особенности юго-западного окончания рифтовой зоны, представленного его Хубсугульской (или Дархатско-Хубсугульской) секцией?

На юго-западе рифтовая зона меняет субширотное простирание Тункинской секции на субмеридиональное Хубсугульской. Поэтому в структурном рисунке рифтовой зоны образуется прямой угол. В Хубсугульской секции выделяются три субпараллельные друг другу рифтовые долины (с востока на запад): Хубсугульская, Дархатская и система малых грабенов в подошве западного крыла рифтовой зоны — Белинская, Бусингольская и Терехольская впадины. Такая ситуация — тройная система рифтов с одним из них в виде окраинного — нигде больше в Байкальской рифтовой зоне не повторяется. Лишь на северо-востоке ее, на северной окраине Чарской секции, расположен небольшой грабен оз.Ничатка [2]. Днища рифтов Хубсугульской секции имеют высокий гипсометрический уровень (более 1500 м Дархатская и Хубсугульская впадины) по сравнению с уровнем оз.Байкал (455 м). Это подчеркивает близость рифтов Хубсугульской секции с таковыми Восточной Африки, находящимися над скатами высокого общего цокольного поднятия [18]. Хубсугульская секция Байкальской рифтовой зоны и расположенная севернее высокая межгорная ступень Окинского плоскогорья тоже приурочены к высокому цокольному поднятию горячей линии 100° в.д., как геоморфологическому выражению колонны аномальной мантии, соединяющей подлитосферный Монголо-Сибирский астенолит с нижней мантией [22]. Вытянутость цокольного поднятия горячей линии 100° в.д. в субмеридиональном направлении и определяет разворот под прямым углом окраинной Хубсугульской секции рифтовой зоны.

Юго-западная часть Байкальской рифтовой зоны обладает особыми чертами современной геодинамики. Здесь, во-первых, как впрочем и на северо-востоке рифтовой зоны, в механизмах напряжений очаговых зон землетрясений проявлены субгоризонтальные напряжения сжатия [10, 11]. Во-вторых, если на большей части рифтовой зоны эпицентры землетрясений приурочены к днищам рифтов и их юго-восточному горному обрамлению, то в Восточном Саяне и Прихубсугулье наблюдается выход одной из полос концентрации землетрясений на северо-западное крыло рифтовой зоны и в особенности его приподошвенную часть [2], так что полоса концентрации землетрясений здесь следует вокруг северной периклинали цокольного поднятия горячей линии 100° в.д. и затем вдоль его запад-

ной подошвы. Добавим к сказанному, что новейший вулканизм в данном случае как бы «выплескивается» на запад и северо-запад от полосы осевых рифтов, а изотопный состав глубинных включений позволяет судить об их нижнемантийной природе [5], что и свидетельствует о существенном влиянии горячей линии 100° в.д. на новейшую и современную геодинамику данной части Монголо-Сибирского пояса возрожденных гор [21, 22]. Все изложенное и определяет необходимость изучения новейшей тектоники юго-западной окраинной секции рифтовой зоны и зон, ее окружающих.

Выполнение подобной задачи может быть обеспечено, в первую очередь, построением структурной модели, основанной на карте тектонического рельефа — рельефа со снятой эрозионной составляющей. Модели тектонического рельефа строятся с помощью топографических карт в результате «мысленного засыпания» (графического уничтожения) форм рельефа, принимаемых за эрозионные на данном уровне наблюдений [17]. Модель тектонического рельефа с достаточной подробностью передает морфологические особенности неотектонических форм и их пространственные структурные комбинации, служит основой последующих обобщений или гипотез в отношении новейшей геодинамики изучаемой территории.

Сведения о новейшей тектонике Прихубсугулья содержатся в работах [4; 6—16; 25—27], а общая информация — в атласе [1], из которого нами взяты используемые географические названия. Это позволяет дополнить информацию, считываемую с модели тектонического рельефа, построенной нами на основе топографических карт масштаба 1:500 000 и дополненной серией поперечных совмещенных профилей рельефа с их неотектонической интерпретацией (рис. 1), хорошо отображающих главнейшие особенности новейшей структуры Прихубсугулья.

Поперечный профиль через Тункинский рифт и его горное обрамление (см. рис. 1, I) показывает обычное сочетание структурных элементов рифтовой зоны: осевой грабен и сопровождающие его с севера наклонный горст Тункинских гольцов (плечо-противоподнятия рифта) и с юга сводовое поднятие хребта Хамар-Дабан. Вся эта структурная группа неотектонических форм расположена на наклон-



Рис. 1. Совмещенные поперечные профили рельефа Тункинской и Хубсугульской секций Байкальской рифтовой зоны и их структурная интерпретация

ной поверхности общего цокольного поднятия Монголо-Сибирского пояса возрожденных гор. В расположенной рядом Хубсугульской секции рифтовой зоны главные особенности новейшей структуры существенно иные (см. рис. 1, II—IV). Во-первых, сводовые изгибы свойственны здесь как восточному, так и западному крыльям рифтовой зоны. Причем южное продолжение Хамардабанского свода имеет малую высоту полуволны изгиба, а на юге Хубсугульской секции он вообще сужается и, в сущности, редуцируется. В то же время сводовый изгиб в западном горном обрамлении Дархатской впадины значительно выше и больше осложнен разломами. С запада изгиб сопровождается полосой горстов, частично наклоненных на запад и как бы наращивающих сводовые поднятия. Однако здесь есть горсты, наклоненные на восток и как бы являющиеся плечами-противоподнятиями западной цепи грабенов. Вся эта необычная для Байкальской рифтовой зоны комбинация неотектонических форм располагается на цокольном поднятии горячей линии 100° в.д.

Другие особенности новейшей тектоники Прихубсугуля хорошо видны на карте тектонического рельефа и ее структурной интерпретации (рис. 2). Первое, на что следу-

ет обратить внимание — это морфологическое различие рифтовых долин. Западная из них, находящаяся в подошве западного крыла рифтовой зоны, представлена преимущественно узкими грабенами и лишь на юге расширяется (Терехольская впадина), приближаясь к «нормальной» ширине. Следующая на восток Дархатская впадина в западной части осложнена многочисленными горстами и поднятыми ступенями, в совокупности образующими полосу блокового дробления — краевую ступень. Северо-западная часть Дархатского грабена — озерный край, который, судя по геофизическим данным [8], приурочен к скрытому поднятию фундамента. Подобная ситуация довольно обычна для рифтов Нижнего Приамурья и Ципа-Баунтовского в Байкальской рифтовой зоне и указывает на погружение остаточных выступов фундамента, как бы получающих ускорение за счет избыточной массы по сравнению с окружающими частями днищ грабенов, где залегают слаболитифицированные осадки большой мощности [23].

Существует и другая особенность Дархатского рифта — сложная конфигурация его восточного борта, представляющего собой высокий сбросовый уступ. Он образует вхо-

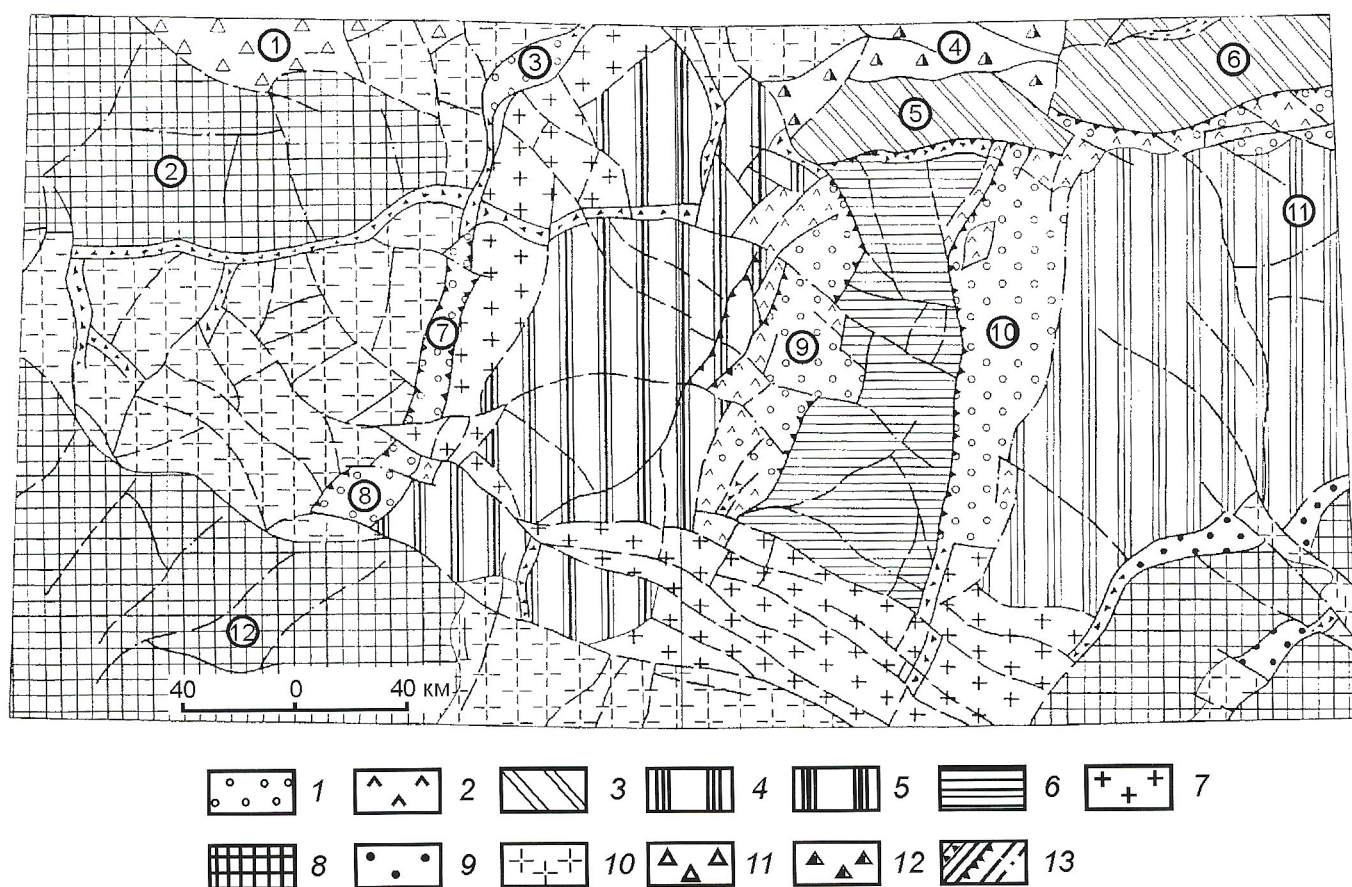


Рис. 2. Схема новейшей тектоники Прихубсугуля:

рифтовая зона: 1 — днища рифтов; 2 — промежуточные ступени и внутривпадинные поднятия; 3 — наклонные горсты; поднятия: 4 — сводовые, 5 — сильно осложненные разрывами, 6 — ступенчатые глыбовые; 7 — окраинные тектонические ступени; зоны линейного корабления: 8 — сводово-глыбовые поднятия хребтов, 9 — межгорные впадины, 10 — блоковые поля; 11 — междугорья — понижения; 12 — поднятые ступени; 13 — молодые разломы, в т.ч. (слева направо) долины-грабены, уступы и протяженные сбросовые уступы, линейные границы смены рисунка изогипс тектонического рельефа и понижения-блокоразделы; цифры в кружках: 1 — Тоджинская котловина; 2 — хр.Академика Обручева; 3 — Белинская впадина; 4 — Окинское плоскогорье; 5 — хр.Мунку-Сардык; 6 — Тункинские Гольцы; впадины: 7 — Бусингольская, 8 — Терехольская, 9 — Дархатская, 10 — Хубсугульская; хребты: 11 — Хамар-Дабан, 12 — Сангилен

дящий угол в сторону межрифтового поднятия, т.е. край-вой погруженный блок, внутри которого находятся также и относительно поднятые ступени и горсты.

Хубсугульский рифт имеет типичную для впадин байкальского типа морфологию: крутой сбросовый уступ на западе и пологий борг на востоке. Полуостровной массив горы Долоон-Уул (2174 м), возвышающийся над днищем рифта в виде наклонно поднятой глыбы, и о.Далайн-Молон-Куйс-Арал не могут относиться к образованиям типа межвпадинных перемычек и изолированно расположены в днище рифта. Скорее всего, они, в особенности первый, представляют собой внутририфтовые поднятия типа п-ова Святой Нос на Байкале — поднятия святоносского типа [21], характеризующиеся сложным развитием во времени с чередованием фаз опусканий и воздыманий.

Имеется и другая особенность структуры Хубсугульской секции, заключающаяся в своеобразной позиции ее северного окраинного поднятия хр.Мунку-Сардык, самого высокого в рифтовой зоне (3491 м). Мунку-Сардык — протяженный и наклоненный на север горст, аналогичный по морфологии Тункинским Гольцам. На западе хребет кулисообразно замещает их и является плечом-противоподнятием одноименного рифта. Северное его подножье опирается на высокую межгорную ступень Окинского плоскогорья, а вдоль южного следует долина-грабен и малые впадины. Хубсугульский и Дархатский рифты торцово сочленяются с южным крутым уступом хр.Мунку-Сардык. Структура данного хребта представляет собой северное крыло рифтовой зоны, а морфология — плечо-противоподнятия торцово сочленяющихся с ним рифтов Хубсугульской секции. Подобная ситуация нигде более в Байкальской рифтовой зоне не повторяется. Тункинский и Хубсугульский рифты взаимосвязаны по структурной седловине — понижению между Хамардабанским сводом и горстом Мунку-Сардык. Хамардабанский свод южнее пос.Монды резко изменяет свое направление на субмеридиональное, и его склон-крыло здесь как бы нависает над невысокой водораздельной ступенью,понижающейся на юг к Хубсугульской котловине. Продолжение Хамар-Дабанского свода, сопровождающее Хубсугульский рифт с востока также заметно понижается на юг (см. рис. 2).

Западнее Хубсугульской секции рифтовой зоны расположены крупные поднятия хребтов Академика Обручева и Сангилена, разделенные сложно устроенным блоковым полем в виде комбинации разновысотных ступеней и горстов (см. рис. 2). В противоположность главным элементам Хубсугульской зоны указанные поднятия — хребты простираются в субширотном направлении. Поднятие хр.Академика Обручева торцово сочленяется с рифтовой зоной, а хр.Сангилен как бы прислоняется к ее юго-западной оконечности в районе Терехольской впадины. Оба поднятия с плавными восточными окончаниями — периклиналями и хорошо выраженной двускатностью — это типичные сводовые поднятия, горы пьедестальные или «гобийские» [4]. Подобные структуры — результат тектонического скучивания и линейного коробления приповерхностных частей литосферы под влиянием ее горизонтального сжатия [18]. К таким образованиям относятся и двускатные небольшие хребты в юго-восточной части Прихубсугулья, как бы занимающие вогнутый угол в плановом изгибе Хамар-Дабанского свода.

Сводовые хребты-поднятия западнее и юго-восточнее Хубсугула отличаются как по морфологическим парамет-

рам, так и по структурному положению. Юго-восточнее Хубсугула формы линейного коробления небольших размеров (хр.Бадарын-Нуруу), и структурно они связаны с рифтовой зоной, в первую очередь, общими поперечными разломами. Это продолжение неотектонической ситуации в Прибайкалье и Забайкалье, где рифтогенез и умеренное линейное коробление и тектоническое скучивание литосферы пространственно сопряжены и второе как бы компенсирует первое [19]. Сводовые поднятия западнее Дархата и Хубсугула обнаруживают явную независимость от рифтовой зоны и формируются под воздействием субмеридионально ориентированного горизонтального сжатия литосферы. Морфологически и структурно они более напоминают поднятия Алтая. Однако в ряду этих форм — от хребтов Гобийского Алтая, через Хан-Хухэй и Танну-Ола к хребтам Сангилена и Академика Обручева — как бы постепенно снижается степень пьедестальности гор и напряженность сводовых изгибов. Если Гобийский Алтай, в сущности, представляет собой коровую брекчию с характерным линзовидно-ячеистым структурным рисунком [20], свойственным внутриконтинентальным коллизионным системам, то севернее «гобийские» хребты уже не образуют связных ансамблей, что говорит о постепенном затухании коллизионных явлений. В интересующем нас случае хребет-поднятие Академика Обручева как бы обозначает северный предел влияния Индоевразийской внутриконтинентальной коллизии. Юго-западная часть Байкальской рифтовой зоны от этого влияния с юга вроде прикрыта большим сводовым поднятием Хангая — геоморфологическим выражением изостатически всплывающего легкого литосферного геоблока [18]. К этому следует добавить и значение энергетически насыщенного цокольного поднятия горячей линии 100° в.д.

Карта тектонического рельефа хорошо отображает структурные и морфологические особенности южного окончания Хубсугульской секции и Байкальской рифтовой зоны в целом. Решающую роль в этом играет система линеаментов запад-северо-западного простираения, занимающая полосу более 50 км шириной, параллельная крылу Сангиленского свода и нормальная по отношению к простираению неотектонических форм рифтовой зоны (см. рис. 2). Эти линеаменты оформляют окраинное блоковое поле, в которое торцово упираются структуроформирующие элементы Хубсугульской секции. Здесь прослеживается определенная аналогия с северо-восточным окончанием рифтовой зоны и, в первую очередь, по следующим параметрам: 1) в обоих случаях окончания рифтовой зоны контролируются системами поперечных разломов, в полосе которых сформированы окраинные тектонические ступени; 2) в окраинных ступенях большое значение приобретают блоки, поперечно ориентированные по отношению к общему простираению рифтовой зоны. На южном окончании Хубсугульской секции мы практически не наблюдаем морфологической деградации структуроформирующих элементов, которая проявлена на северо-восточном окончании Байкальской рифтовой зоны [24]. В Прихубсугулье заметна лишь некоторая «угнетенность» южного окончания Хамар-Дабанского сводового поднятия, составляющего юго-восточное крыло рифтовой зоны (см. рис. 1, IV). В крайней западной цепи грабенов к концу рифтовой зоны напротив увеличиваются их размеры (достаточно сопоставить грабены Белинской и Терехольской впадин). Если Белинская и Бусингольская впадины с запада сопровождают-

ся протяженными продольными горстами, то западнее Терехольской впадины, расположенной в полосе поперечных линейных элементов, наблюдаются горсты и поднятые тектонические ступени с ясно выраженным северо-западным простиранием.

Можно также предположить, что значительная современная сейсмическая активность вдоль подошвы западного крыла Хубсугульской секции рифтовой зоны [3] определяется сложным блоковым строением верхних частей литосферы. Другая субмеридиональная полоса концентрации эпицентров землетрясений характерна для Дархатского рифта, внутренняя блоковая структура дна которого наиболее сложная в ряду рифтов Северной Монголии и Восточной Сибири (впадин байкальского типа). Лишь Муйский рифт в этом отношении имеет с ним сходство, но очень отдаленное.

Если говорить о современной сейсмической активности Хубсугульского рифта, то в его северной части, где днище осложнено высоким наклонным горстом полуостровного массива горы Долоон-Уул — типичного поднятия святоносского типа, отмечена концентрация эпицентров землетрясений [21]. Такие поднятия и в Байкальском рифте являются объемными сейсмогенерирующими формами. Можно также предположить, что некоторые поднятые блоки в днище Дархатского рифта — тоже поднятия святоносского типа на ранних стадиях их развития.

Следовательно, в структуре юго-западной окраинной Хубсугульской секции рифтовой зоны мы видим как общие черты, так и отличительные особенности, к которым относятся: 1) наличие трех рифтовых долин; 2) сводовый изгиб западного крыла и свойственная ему высокая сейсмическая активность; 3) высокое гипсометрическое положение рифтовых долин (более чем на 1000 м выше уровня оз. Байкал); 4) особенная структурная позиция наклонного горста Мунку-Сардык, с одной стороны, продолжающего Тункинские Гольцы и, с другой, служащего торцовым плечом-противоподнятием Хубсугульского и Дархатского рифтов. Большая часть этих структурных особенностей Хубсугульской секции, равно как и резкий ее поворот на юг, определенно связаны с ее положением на цокольном поднятии горячей линии 100° в.д., а также и позиция блока Мунку-Сардык, поверхность которого наклонена на север в сторону периклинального замыкания цокольного поднятия. Для объяснения наблюдаемых структурных особенностей Хубсугульского звена рифтовой зоны не требуется привлекать предположения о геодинамическом влиянии внешних факторов. Ведь они присутствуют в новейшей геодинамике западнее в Южной Туве, где своды хребтов Танну-Ола, Сангилен и в меньшей степени хр. Академика Обручева, по-видимому, являются северными окраинными элементами сферы влияния внутриконтинентальной коллизионной системы.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (02-05-64022, 01-05-97219)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Атлас озера Хубсугул* / Под ред. Б.А.Богоявленского. — М., 1989.

2. Галкин В.И., Флоренсов Н.А. Структурные и геоморфологические особенности впадины озера Ничатка. Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. — М.: Наука, 1968. С. 143—149.
3. Голенецкий С.И. Землетрясения в Иркутске. — Иркутск: Имя, 1997.
4. *Геоморфология Монгольской Народной Республики* / Под ред. Н.А.Флоренсова, С.С.Коржуева. — М.: Наука, 1982.
5. Грачев А.Ф. Хамар-Дабан — горячая точка Байкальского рифта: данные химической геодинамики // *Физика Земли*. 1998. № 3. С. 3—28.
6. Гросвальд М.Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья (оледенения, вулканизм, неотектоника). — М.: Наука, 1965.
7. *Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии* / С.Д.Хилько, Р.А.Курушин, В.М.Кочетков, Л.А.Мишарина и др. — М.: Наука, 1985.
8. Зорин Ю.А., Туруманов Е.Х., Арвисбаатар Н. Строение кайнозойских впадин Прихубсугулья по гравиметрическим данным // *Геология и геофизика*. 1989. № 10. С. 130—136.
9. Лукина Н.В. Новейшая структура Дархатской котловины Монголии // *Геотектоника*. 1990. № 3. С. 98—101.
10. Мишарина Л.А., Солоненко Н.В. Механизм очагов землетрясений юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны. Сейсмические исследования в Восточной Сибири. — М.: Наука, 1981. С. 3—11.
11. Мишарина Л.А., Мельникова В.И., Балжинням И. Юго-западная граница Байкальской рифтовой зоны по данным о механизме очагов землетрясений // *Вулканология и сейсмология*. 1983. № 2. С. 74—83.
12. Поздний кайнозой Монголии (стратиграфия и палеогеография) / Е.В.Девяткин, Е.М.Малаева, В.С.Зажигин и др. — М.: Наука, 1989.
13. *Природные условия и ресурсы Прихубсугулья в МНР* / Под ред. Н.Содном, Н.Ф.Лосева. — М.: Недра, 1976.
14. Селиванов Е.И. Неотектоника и геоморфология Монгольской Народной Республики. — М.: Недра, 1972.
15. Уфлянд А.К., Ильин А.В., Спиркин А.И. Впадины байкальского типа Северной Монголии // *Бюлл. МОИП. Отд. геол.* 1969. Т. 44. Вып. 6. С. 5—22.
16. Уфлянд А.К., Ильин А.В., Спиркин А.И., Шилова Г.Н. Основные черты стратиграфии и условия формирования кайнозойских образований Прихубсугулья (МНР) // *Бюлл. МОИП. Отд. геол.* 1971. Т. 46. Вып. 1. С. 54—69.
17. Уфимцев Г.Ф. Тектонический анализ рельефа (на примере Востока СССР). — Новосибирск: Наука, 1984.
18. Уфимцев Г.Ф. Горные пояса континентов и симметрия рельефа Земли. — Новосибирск: Наука, 1991.
19. Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника Байкальской рифтовой зоны. — Новосибирск: Наука, 1992.
20. Уфимцев Г.Ф. Тектонический рельеф севера Внутренней Азии // *География и природные ресурсы*. 1995. № 2. С. 5—18.
21. Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника восточного побережья Байкала // *Геология и геофизика*. 1999. Т. 40. № 1. С. 19—27.
22. Уфимцев Г.Ф. Горячая линия 100° в.д. в новейшей тектонике Внутренней Азии // *Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма*. Т. II. — М.: ГЕОС, 1999. С. 218—220.
23. Уфимцев Г.Ф., Иванов А.В. Морфоструктура озерных котловин Нижнего Приамурья // *Геоморфология*. 1984. № 1. С. 91—97.
24. Уфимцев Г.Ф., Честнов А.И. Чарско-Олекминское звено Байкальской рифтовой зоны // *Советская геология*. 1990. № 11. С. 69—77.
25. Уфимцев Г.Ф., Немчинов В.Г. Окинское плоскогорье в новейшей структуре юга Восточной Сибири // *Геология и геофизика*. 2001. № 6. С. 979—987.
26. Хилько С.Д. Отражение Байкальского рифтогенеза в морфоструктуре и сейсмоструктуре Северной Монголии // *Континентальный рифтогенез*. — М.: Советское радио, 1977. С. 47—55.
27. Хилько С.Д., Балжинням И. Морфоструктура и сейсмоструктура Северной Монголии // *Сейсмоструктура южных районов СССР*. — М.: Наука, 1978. С. 165—175.

Монгольские названия фауны и флоры в региональной биостратиграфической шкале Центральной Азии

А.Ф.БОЙШЕНКО (ОАО «ВНИИЗАРУБЕЖГЕОЛОГИЯ»)

В 2004 г. научная общественность России и Монголии отмечает юбилейную дату — 35-летие создания Совместной (Советско-) Российско-Монгольской палеонтологической экспедиции Российской академии наук и Академии наук Монголии. Это одна из немногих экспедиций, сотрудники которой столь длительное время проводят полевые исследования и получают уникальные по своей научной значимости результаты. Можно с полным правом утверждать, что русские и монгольские исследователи осуществляют в Центральной Азии беспрецедентные по масштабу палеонтологические работы.

При описании новых родов и видов фауны и флоры из палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений Центральной Азии палеонтологами широко использовались монгольские названия. Мы их находим в публикациях многочисленных как российских, так и зарубежных ученых.

Монгольские названия новым родам и видам палеозойской, мезозойской, кайнозойской фауны и флоры даны по наименованию: страны (Монголия), пустыни (Гоби), горной системы (Монгольский и Гобийский Алтай, Заалтайская Гоби), географического местонахождения, горы, хребта, горного массива, возвышенности, нагорья, горного перевала, впадины, эрозионного обрыва, реки, озера, ручья, урочища, цвета горных пород и ландшафта, родника, колодца, геологического слоя, геологической свиты, стратиграфического горизонта, структурно-тектонической зоны, геологического разреза, административного района (сомона), области (аймака), города, бригады, железнодорожной станции, месторождения, древнего монастыря, буддийского священника, древней столицы (Урга), народа, племени, народного героя (Тоорой-Банди), мифических персонажей. Также использованы названия Совместной Советско-Монгольской палеонтологической экспедиции АН СССР и АН МНР (ССМПЭ), гобийского дерева (тоорой), слова эвэр (рог), батгана (муха), хэн бэ (кто там), макчин (хищнический), имя Чингис-Хана и др. Значительное число названий ископаемых организмов дано в честь монгольских исследователей — палеонтологов, стратиграфов, литологов, геологов: Д.Бадамгарав, Р.Барсболд, Д.Дашзэвэг, Б.Лувсан-Данзан, Б.Мендбаяр, Ч.Минжин, Б.Намсрай, А.Пэрлэ, Ж.Содов, Ш.Суурьсурена, Е.Ханд, П.Хосбаяр, А.Чимедцерен. В названиях монгольской ископаемой фауны и флоры также увековечены имена и фамилии русских (советских) исследователей [2].

Монгольские имена и топонимы фауны и флоры палеозойской, мезозойской и кайнозойской эр Центральной Азии занимают значительное место в общем списке изученных новых форм ископаемой биоты. Монгольские названия изученным представителям фауны и флоры присвоены как русскими (советскими), так и монгольскими специалистами-палеонтологами. Исследователи из других государств лишь изредка применяли местные названия. Монгольские названия использовали при описании новых родов и видов, реже подвидов, подродов и семейств. Всего на территории Монголии в ископаемой биоте установлено

172 рода, 481 вид, 8 подвидов, которым присвоены именно монгольские названия, в т.ч. в палеозойской эре 73 рода, 209 видов и 4 подвида, мезозойской — 79 родов, 193 вида и 1 подвид, в кайнозойской — 26 родов, 79 видов и 3 подвида. Их распределение по геологическим периодам показано в табл. 1.

1. Распределение родов, видов и подвидов фауны и флоры Центральной Азии по геологическим периодам

Геологический период	Род	Вид	Подвид
Кембрийский	34	34	—
Ордовикский	5	6	—
Силурийский	9	32	2
Девонский	10	72	1
Каменноугольный	6	31	—
Пермский	9	35	1
Триасовый	1	—	—
Юрский	15	33	—
Меловой	64	159	—
Палеогеновый	19	49	—
Неогеновый	7	30	—

Из анализа распределения новых форм фауны и флоры можно заключить, что на рубеже верхнего мела и палеогена произошел количественный скачок в смене мезозойской биоты на кайнозойскую, что подтверждает гипотезу глобальной смены биоты на Земле. Дальнейшее изучение фауны и флоры этого рубежа на территории Монголии, вероятно, позволит разгадать этот феномен в развитии органического мира для Земли в целом.

Как известно, биостратиграфическое изучение пестроцветных и красноцветных образований Монголии началось с момента обнаружения В.А.Обручевым остатков позвоночных животных в континентальных отложениях Гоби (местность Шара-Мурун) в конце XIX в. В 1922—1925, 1928 и 1930 гг. на территории Монголии работала геологическая экспедиция американского Музея естественной истории, возглавлявшаяся доктором Р.Ч.Эндрюсом. Главными задачами экспедиции были поиски новых местонахождений остатков мезозойских и третичных позвоночных животных и разработка на их основе стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений, выполняющих многочисленные межгорные впадины.

Максимальное число монгольских названий палеозойской, мезозойской, кайнозойской фауны и флоры приходится на 1967—1992 гг., «золотой период» в истории из-

учения ископаемой биоты Монголии. Полевые исследования тогда проводили научные сотрудники недавно созданных совместных Советско-Монгольской палеонтологической экспедиции АН СССР и АН МНР (с 1969 г.) и Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР (с 1967 г.). Задачи экспедиций — изучение геологического строения и условий формирования месторождений важнейших полезных ископаемых, ископаемой биоты, оказание Монголии помощи в подготовке квалифицированных научных геологических кадров. Следует отметить, что ранее (1946—1949 гг.) на территории Монголии проводила исследования Монгольская палеонтологическая экспедиция АН СССР по изучению динозавров, черепов и других позвоночных. Кроме этих экспедиций в Южной и Западной Монголии работали (1963—1965 гг.) три польско-монгольские палеонтологические экспедиции, организованные по соглашению Польской академии наук и Академии наук МНР. Примерно в это же время вели работы геологические экспедиции стран-членов Совета Экономической Взаимопомощи, а также производственные организации Министерства геологии СССР, передававшие свои коллекции ископаемых на определение в палеонтологические лаборатории Советского Союза. На этот же период приходится и наибольшее число геологических публикаций. По данным Н.А. Маринова (1967, 1971) и [1, 2, 3], к настоящему времени число публикаций превысило 6000, в т.ч. посвященных проблемам палеонтологии. Информация по палеозойской, мезозойской, кайнозойской фауне и флоре Центральной Азии сосредоточена в трудах совместной (Советско-) Российско-Монгольской палеонтологической экспедиции (основаны в 1974 г.; 47 выпусков) и на страницах Палеонтологического журнала Академии наук, реже в статьях, сборниках и монографиях других изданий. Как правило, новые формы ископаемых подробно описаны и хорошо иллюстрированы.

Цель настоящей статьи — составить полный список родов и видов палеозойской, мезозойской, кайнозойской фауны и флоры, открытых на территории Центральной Азии (в пределах Монголии) и получивших монгольские названия. Они приведены в алфавитном порядке по геологическим периодам (системам); указана фамилия исследователя, год издания. На основе этих материалов создана биостратиграфическая шкала Монголии (табл. 2), которая хорошо коррелируется на уровне геологических систем и отделов с Международной стратиграфической шкалой. Из-за ограниченности объема статьи список использованной литературы (301 работа) полностью не приведен.

Биостратиграфическая шкала Монголии. Роды, виды и подвиды фауны и флоры с монгольскими названиями установлены в слоях горных пород кембрийского, ордовикского, силурийского, девонского, каменноугольного, пермского, триасового, юрского, мелового, палеогенового, неогенового периодов (систем).

1. Кембрийский период. *Akbashichia* Korobov (1989); *Azyrtalia telmenica* Drosdova (1980); *Baikalocyathus khranuricus* Voronin (1988); *Bajanophyton* Drosdova (1980); *B. egiingolicum* Voronova et Drosdova (1983); *Barskovia mongolica* H. Zhegallo (1982); *Botomella serinura* Korobov (1989); *Dipharus kharganicus* Korobov (1989); *Dzunarzina* Ushatinskaya (1993); *Egiinocyathus* Fonin (1983); *Egyngolia* Korobov (1980); *Epiphyton ulinicum* Drosdova (1980); *Epiphytonoides nurmogoiicus* Drosdova (1980); *Gonamella*

orolgainica Zhegallo (1996); *Ideria* Korobov (1989); *Isortantuinica* Korobov (1989); *Inouyina tzaiganica* Korobov (1989); *Khairkhanica* Missarzhevsky (1981); *Khargisocyathus* Voronin (1988); *Khagnura* Esakova (1996); *Kharausnurica* Korobov (1989); *Khasagtina* Ushatinskaya (1987); *Kobdus* Korobov (1989); *Kootenina serica* Korobov (1989); *Latouchella gogiica* H. Zhegallo (1982); *Luvsanodiscus* Korobov (1980); *Maikhanella* H. Zhegallo (1982); *Malykania murenica* Korobov (1989); *Mongolitubulus* Missarzhevsky (1977); *Mongolodus* Missarzhevsky (1977); *Mongolodiscus* Korobov (1980); *Mongolitestia* Esakova (1996); *Nomgoliella* Missarzhevsky (1981); *Obtusoconus nurmogoiicus* Zhegallo (1996); *Ovalitheca mongolica* Sysoiev (1975); *Pagetiellus acbashiensis* Korobov (1980); *Parailsanella dzhargalantica* Zhegallo (1996); *P. khaikhanica* Zhegallo (1996); *P. murenica* Zhegallo (1996); *Pokrovskiella mongolica* Korobov (1989); *Resserops kharganicus* Korobov (1989); *Sajanashis khargana* Korobov (1989); *Salanacus* N. Grigorieva (1982); *Salanyella* Missarzhevsky (1981); *Salanygolina* Ushatinskaya (1987); *Salanycyathus* Fonin (1982); *Salanytheca* Missarzhevsky (1981); *Seriaspis* Korobov (1989); *Sericocyathus* Voronin (1988); *S. startsinicus* Voronin (1988); *Shingeinella* Esakova (1996); *Spinococyathus mongolicus* Fonin (1982); *Spiralella sacostilata* Esakova (1996); *Tannuella taishirica* Zhegallo (1996); *Tayshira* Esakova (1996); *Tarthinia* Drosdova (1975); *Tzachirica* Drosdova (1975); *Tologoja* Korobov (1980); *Tologoiyathus* Voronin (1988); *T. ichituinicus* Voronin (1988); *Tommotia mongolica* N. Grigorieva (1982); *Timulocyathus tayshiricus* Voronin (1982); *Zaganolomia* Drosdova (1980); *Z. buralica* Drosdova (1980).

2. Ордовикский период. *Bajanhongorella bajanhongorica* Rozman (1977); *Echaropora mongolica* Kopajevich (1984); *Khangailites* Bondarenko et Minzhin (1980); *Mongoliolites* Bondarenko et Minzhin (1977); *Mongolocarpus* Rozhnov (1990); *M. minzhini* Rozhnov (1990); *Profistulipora mongolica* Kopajevich (1984); *Transitolites hongorensis* Bondarenko et Minzhin (1977); *Urgachilina* Melnikova (1978); *Wysogorskiella mongoliensis* Rozman (1977).

3. Силурийский период. *Aegiria mongoliensis* Alekseeva (1983); *Anomalotoechus kerulensis* Modzalevskaya (1966); *Atrypa jartasensis mongolensis* Rozman (1988); *A. chulutensis* Rozman (1988); *Atrypoides minzhini* Rozman (1988); *Barunolites* Bondarenko (2001); *Desmostroma mongolica* Bolshakova (1985); *Eomaoristrophia kobdensis* Ushatinskaya (1983); *Favosites burkhanensis* Scharkova (1981); *Fistulipora mongololensis* Modzalevskaya (1966); *Halysites tooroyi* Minzhin (1992); *Helioplasmolites dzharensis* Bondarenko (2001); *Isorthis mongolensis* Rozman (1988); *I. markovskii* sagsaensis Rozman (1988); *Luvsanilites* Bondarenko (2002); *L. danzani* Bondarenko (2002); *Mesofavosites khutukensis* Scharkova (1992); *M. olkhunoudicus* Minzhin (1992); *Minzhinites* Bondarenko (2000); *M. minzhini* Bondarenko (2000); *Mongolepis* Karatajute-Talimaa et Novitskaya (1990); *Mongolocrinus* Rozhnov (1992); *M. bujantugolicus* Rozhnov (1992); *Mongolostrophia* Rozman et Rong (1993); *Myelodactylus chokusuensis* Stukalina (1994); *Orbiporina mongolica regularis* Bolchovitina (1966); *Paralioclema murengolensis* Modzalevskaya (1966); *Palaeofavosites barunurticus* Scharkova (1981); *P. gobicus* Minzhin (1992); *Pandocrinus belchirensis* Stukalina (1994); *Platyorthis chimedi* Rozman (1992); *Plexodictyon gobiense* Bolshakova (1985); *Sodolepis* Karatajute-Talimaa et Novitskaya (1997); *Stelliporella kisilensis* Bondarenko (1991); *S. silensis*

2. Биостратиграфическая шкала Монголии. Составитель А.Ф.Бойшенко

ЭОН	Эра	Период	Индекс	Род, вид, подвид фауны и флоры с монгольскими названиями; автор, год*
Фанерозойский	Кайнозойская KZ	Четвертичный	Q	
		Неогеновый	N	11
		Палеогеновый	P	10
	Мезозойская MZ	Меловой	K	9
		Юрский	J	8
		Триасовый	T	7
	Палеозойская PZ	Пермский	P	6
		Каменноугольный	C	5
		Девонский	D	4
		Силурийский	S	3
		Ордовикский	O	2
		Кембрийский	Є	1
		570±30 млн.лет		
Докембрий		Венд	V	
		Рифей	R	
		Архей-нижний протерозой	AR-PR ₁	

*Номер периода в тексте, где дана его характеристика

Bondarenko (1991); *Tastaria gobica* Rozman (1992); *Templeella gobiensis* Rozman et Rong (1993); *Teslepis Karatajute-Talimaa* et Novitskaya (1992); *Tinacoceras khutsinense* Zhuravleva (1990); *Trachyphyllum shovdolense* Ulitina (1975); *Turgenostrophia* Alekseeva (1983).

4. Девонский период. *Axulites ulankhanulensis* Scharikova (1992); *Anamesoceras kharausense* Zhuravleva (1978); *Araksalosis khabtagaiensis* Lazarev (1989); *Areella barunica* O.Erlanger (1992); *Atelodictyon morytuense* Bolshakova (1985); *Atryparia gobica* Alekseeva (1992); *Bortegitoechia* O.Erlanger (1994); *B.tsogtella* O.Erlanger (1994); *Bulgania* O.Erlanger (1994); *B.mongolica* O.Erlanger (1994); *Coenites dunginensis* Scharikova (1981); *C.sharaobensis* Scharikova (1981); *Cyrtinopsis sursureni* Alekseeva (1993); *Dagnachonetes* (?) *dundensis* Oleneva (1993); *Dicricocoonus mongolicus* Dorodnova et Klishevich (1992); *Dorsirugatia tsagankhalsensis* Lazarev et Suursuren (1992); *Dzhinsetoceras* Zhuravleva (1978); *Eodevonaria bortegensis* Afanasjeva (1992); *Eoglossinotoechia* (?) *bigerica* O.Erlanger (1994); *Favosites kovechovi mongolicus* Scharikova (1981); *Fenestella mongolica* Kopajevich (1984); *Fistuliphragmoides gobiensis* Gorjunova (2003); *Flexiostroma buguchiense* Bolshakova (1985); *Gamonetes altaicus* Afanasjeva (1992); *Gladiostrophia taryatensis* Mendbajar (1992); *Hillaepora gobiensis* Scharikova (1992); *H.Shargynensis* Scharikova (1992); *Howellella danzani* Alekseeva (1992); *Howittia mongoliensis* Alekseeva et Mendbajar (1981); *Imacanthyrus bortegensis* Grunt (1991); *Imdentistella khabtagaica* Grunt (1991); *Iridistrophia borteki*

Mendbajar (1992); *Khangaestrophia* Mendbajar (1994); *Latonotoechia achitensis* O.Erlanger (1981); *Leptostrophia bayrimica* Alekseeva (1981); *Lonchidium gobiense* Dorodnova et Klishevich (1992); *Maoristrophia sumyngolica* Mendbajar (1994); *Merista amainica* Alekseeva (1993); *Mesodouvillina (Protocymostrophia) gobiensis* Mendbajar (1992); *Mongolella* Alekseeva (1976); *M.altaica* Alekseeva (1976); *Mongolospira turgensis* Alekseeva (1977); *Mongolorhynch* O.Erlanger (1992); *Murengoloclema Gorjunova* (1994); *Neotrematopora baitagensis* Ariunchimeg (2000); *Nicholsoniella hurenensis* Ulitina (2001); *Pachypora mongolica* Scharikova (1981); *Parallelostroma dzinsetuense* Bolshakova (1985); *Protodouvillina matigarensis* Oleneva (1993); *Pseudouncinulus mongolicus* O.Erlanger (1992); *Rhytistrophia khangaica* Mendbajar (1994); *Riphaeolites zogtensis* Scharikova (1981); *R.umunensis* Scharikova (1992); *Sentosioides tsagankhalsensis* Lazarev (1992); *Shagamella* (?) *huhunurensis* Alekseeva (1977); *Shovdolella shovdolensis* Rozman (1992); *Spinocyrtia mongolica* Oleneva (1998); *Spinatrypina (Spinatrypina) yamatuensis* Alekseeva (1981); *Stauromatidium dzolenense* Ulitina (1992); *Stenorhynchia mendae* O.Erlanger (1988); *Thecostegites sharaobensis* Scharikova (1992); *Trigonirhynchia oshigiensis* O.Erlanger (1992); *T.Tsaganensis* O.Erlanger (1981); *Tsaganella* Oleneva (1993); *Uldzapora Gorjunova* (1994); *Uncinulustsakhirinicus* O.Erlanger (1988); *U.delunicus* O.Erlanger (1994); *U.sumynensis* O.Erlanger (1992); *U.shinensis* O.Erlanger (1992); *Vallomyonia danzani* Alekseeva (1993).

5. Каменноугольный период. *Abacanidium dengnurense* Durante (1983); *Absenticosta ildzeituensis* Suursuren et Lazarev (1991); *Arctodendron mongolicum* Radczenko (1960); *Balachonia dzhinsetuensis* Lazarev et Suursuren (1988); *Danzania* Pavlova (1988); *D.khalginica* Pavlova (1988); *Dengalosia* Manankov et Pavlova (1981); *D.gobica* Manankov et Pavlova (1981); *D.uldzeituensis* Lazarev (1992); *Eoloxoceras manlayense* Zhuravleva (1990); *E.mongolensis* Astafieva-Urbajtis (1981); *Gobicrinus* Stukalina (1997); *Grammysiopsis dengensis* Astafieva-Urbajtis (1983); *Mongolodictya* Gorjunova (1988); *Impiacus dzhinsetuensis* Lazarev et Suursuren (1988); *I.Arateliensis* Lazarev (1991); *Lanipustula tolaensis* Lazarev (1991); *Limipecten* (?) *dengnurenensis* Astafieva-Urbajtis (1983); *Manankovia mongolica* Astafieva-Urbajtis (1983); *Marginatia mongolensis* Lazarev et Suursuren (1988); *Mongoliopsis* Grunt (1977); *M.orkheinensis* Grunt (1977); *Petalochonetes altaicus* Afanasjeva (1988); *Reteporidra sairinica* Gorjunova (1988); *Sajakella dzhinsetuensis* Lazarev (1992); *Schuchertella gobi altaica* Manankov (1983); *Scissicosta busulaensis* Suursuren (1992); *S.gobiensis* Lazarev (1992); *Thamniscus mongolicus* Gorjunova (1988); *Tolmatchoffia urkhensis* Suursuren (1992); *T.ulansairensis* Suursuren (1992); *Uldziathyris* Grunt (1977); *U.tsakhirinica* Grunt (1991).

6. Пермский период. *Anemonaria sulankherensis* Manankov (1998); *Biwaella* (?) *ushigiensis* Solovieva (1991); *Cladophlebis mongolica* Durante (1971); *Daixina diafana gobiensis* Solovieva (1991); *Dunbarinella agujulensis* Solovieva (1991); *Dyscritella tuinensis* Ariunchimeg (1992); *Guramsania* Vachrameev, E.Lebedev et Sodov (1986); *G.hosbajari* Vachrameev, E.Lebedev et Sodov (1986); *Helenaeproductus khubsugulensis* Lazarev (1991); *Jakutoproductus adatsagensis* Pavlova (1988); *Micropermula mongolica* Storozhenko (1992); *Microptysmodes mongolicus* Sukatsheva (1992); *Mongolosia* Manankov et Pavlova (1976); *Mongoloporella gobiense* Vologdin (1966); *Mongolochonetes* Afanasjeva (1991); *Mongolodictya* Sinitshenkova (1992); *Mongoloidelia* Storozhenko (1992); *Mongolopermula* Storozhenko (1992); *Nankinella khutsensis* Solovieva (1991); *Parastaffelloides asiaticus mongoliensis* Solovieva (1991); *Praelepasp mongolicus* Ponomarenko (1992); *Pseudoschwagerina shantsynensis* Solovieva (1991); *Reitlingerina dalanulensis* Solovieva (1991); *Rhynoleichus dsilensis* Pavlova (1991); *Rufioria ulannurica* Durante (1971); *Spiriferella mugunica* Pavlova (1991); *Strophalosia kharaerdensis* Manankov (1998); *Toloptera* Storozhenko (1992); *T.mongolica* Storozhenko (1992); *Triticites toshananensis* Solovieva (1991); *Yakovlevia dzhiremulensis* Manankov (1998).

7. Триасовый период. *Almatium gobiense* Badamgarav (1985).

8. Юрский период. *Baga bakharica* Sukatsheva (1992); *Bakharia* Yu.Popov (1988); *Bolbonectes* Ponomarenko (1987); *Ceratodus sharategensis* Krupina (1994); *Czekanowskia mongolica* Samylin et Sodov (1990); *Cypridea charilinskiensis* Neustrueva (1974); *C.granulosa mongolica* Neustrueva (1974); *C.khoburensis* Sinitsa (1993); *Dundorabus* Ponomarenko (1989); *Erisopsis gobiensis* Novojilov (1954); *Euestheria sainshandensis* Novojilov (1954); *Ferganiella zhargalantiensis* Sodov (1991); *Gobicar* Gratshev et Zherikhin (1999); *Gobiops* Shishkin (1991); *Haenbea* Yu.Popov (1988); *H.badamgaravae* Yu.Popov (1988); *Heilungia mongolensis* Vachrameev et E.Lebedev (1972); *Holcorobeus* (*Mesoclopus*)

mongolicus Nikolajev (1992); *Jurella chosbajarica* Kyansep-Romaschkina (1975); *Khotontaphis* Shaposhnikov et Wegierek (1989); *Lioestheria saichanica* Trussova (1975); *Mesobaetis mandalensis* Sinitshenkova (1989); *Mesocixiella gobiensis* Shcherbakov (1988); *Mesoneta mongolica* Sinitshenkova (1989); *M.tushilgae* Sinitshenkova (1989); *Mesoraphidia gobiensis* Ponomarenko (1988); *Mesosmylina mongolica* Ponomarenko (1984); *Mongolourina* Ponomarenko (1988); *M.altaica* Ponomarenko (1988); *Orthophlebia shartegica* Novokshonov et Sukatsheva (2003); *Oshinopsychops* Ponomarenko (1992); *Palaeolimnadia dundugobica* Novojilov (1954); *Palaeolynceus changaicus* Trussova (1975); *Porochara sharilinska* Kyansep-Romaschkina (1975); *Prohemerobius oshinensis* Ponomarenko (1984); *Proptychoptera altaica* Kalugina (1988); *Proptychopterina mongolica* Kalugina (1988); *Pseudograptolites olonchurenensis* Novojilov (1954); *Sharaperla* Sinitshenkova (1990); *Sharategia* Gorochoy (1992); *Shartegosuchus* Efimov (1988); *Sharephemera* Sinitshenkova (2002); *Shuragobia* Yu.Popov (1988); *S.altaica* Yu.Popov (1988); *Sunosuchus shartegensis* Efimov (1988); *Tegotherium* Tatarinov (1994); *Theriosynoeum kholbotense* Neustrueva (1977); *Timarchopsis sainshandensis* Ponomarenko (1987); *T.gobiensis* Ponomarenko (1987).

9. Меловой период. *Adasaurus* Barsbold (1983); *Adocus amtgai* Narmandakh (1985); *Altanicyprus* Szczechura (1978); *Anogontsavica* Khand (1994); *Altanulia* Gubin (1993); *Altanteius* Alifanov (1993); *Amblyochara nemegetensis* Karczewska et Ziembinska-Tworzydlo (1981); *Amtosaurus* Kurzanov et Tumanova (1978); *Aphrostigmon bontsaganicum* A.Rasnitsyn (1991); *Archeraphidia hosbayari* Ponomarenko (1988); *Artzosuchus* Efimov (1983); *Asiatosaurus mongoliensis* Osborn (1924); *Asioryctes nemegetensis* Kielan-Jaworowska (1975); *Atopochara ulanensis* Kyansep-Romaschkina (1975); *Bagaceratops* Maryanska & Osmolska (1975); *Baicalia gobiensis* Martinson (1971); *B.hulsyniana* Martinson (1971); *Bainguis* Borsuk-Bialynicka (1984); *Bainoceratops* Tereschenko et Alifanov (2003); *Baisodicrana mongolica* Blagoderov (1998); *Bainoceratops* Tereschenko et Alifanov (2003); *Barungoia* Alifanov (1993); *Bairdestheria hoburi* Trussova (1975); *B.gurvanerensis* Trussova (1975); *B.ulannurensis* Trussova (1975); *Batgana* V.Kovalev (1986); *Benedictia transaltaica* Martinson (1982); *Bithynia gobiensis* Martinson (1957); *Bogdocypris* Khand (1994); *B.ongoniensis* Khand (1994); *Bontzagania* Gorochoy (1985); *Bothrocaryum gobiense* Krassilov (1982); *Brachygraptolites mjangadensis* Trussova et Stepanov (1975); *B.ulanoshiensis* Trussova (1975); *Buginella buginica* Barsbold (1969); *Buginbaatar* Kielan-Jaworowska et Sochava (1969); *B.transaltaiensis* Kielan-Jaworowska et Sochava (1969); *Bulganbaatar* Kielan-Jaworowska (1974); *B.nemegtbaataroides* Kielan-Jaworowska (1974); *Calyptophycus gobicus* Sochava (1977); *C.huhtikensis* Sochava (1977); *C.tsogtensis* Sochava (1977); *Candona altanulaensis* Szczechura & Blaszyk (1970); *C.bagmodica* Stankevitch (1977); *Cherminisaurus* Sulimski (1975); *Chulsanbaatar* Kielan-Jaworowska (1974); *Conicodontosaurus djadochtaensis* Gilmore (1943); *Corixonecta hosbayari* Yu.Popov (1986); *Cretinocellia bontsaganensis* Ponomarenko (1988); *Cretocoma tologoica* Nikolajev (2002); *Curvaniella hosbayari* V.Kovalev (1986); *Cypridea barsboldi* Stankevitch (1974); *C.tsaganensis* Neustrueva (1977); *C.erdenica* Sinitsa (1993); *Cyprinotus*

bajandzagensis Khand (1977); *Cyrena mongolica* Martinson (1957); *Darbigonalus* A.Rasnitsyn (1986); *Darbiopelta* Ponomarenko (1986); *Darchansaurus* Sulimski (1975); *Dzhadochthosaurus* Alifanov (1993); *Enicocoris manlaicus* Yu.Popov (1980); *Eodromeus mongolicus* Ponomarenko (1989); *Erdenesaurus* Sulimski (1975); *Erlicosaurus* Perle (1981); *Estheriina ulashandica* Novojilov (1954); *Estherites manlajensis* Trussova (1980); *Eucypris khandae* Stankevitch (1977), *E.tostiensis* Khand (1977), *E.tooroensis* Khand (1977); *Evertus* Ponomarenko (1986); *Folindusia manlaica* Sukatsheva (1980); *Garudimimus* Barsbold (1981); *Gobia* Korde (1977); *Gobiaeshna* Pritykina (1977); *Gobiates* Spinari et Tatarinov (1986), *G.khermeentsavi* Spinari et Tatarinov (1986); *Gobiabaatar* Kielan-Jaworowska (1970); *Gobiderma* Borsuk-Bialynicka (1984); *Gobiosuchus* Osmolska (1972); *Gobiella charachutulica* Martinson (1975); *Gobinatus* Alifanov (1993); *Gobiocypris* Khand (1974), *G.tugrigensis* Khand (1974); *Gobioolithus* Mikhailov (1996); *Gobiulus* Dzik (1975); *Gravemys barsboldi* Sukhanov et Narmandakh (1983); *Gryllospeculum mongolicum* Gorochoy (1985); *Gurvansaurus* Alifanov (1993); *Hangaiemys* Sukhanov et Narmandakh (1974), *H.hoburensis* Sukhanov et Narmandakh (1974); *Heilungia houtensis* Sodov (1980); «*Heterocerites*» *kobdoensis* Ponomarenko (1986); *Hoburogekko* Alifanov (1989); *Holbotella holbotensis* Sochava (1977); *Hulsanpes perlei* Osmolska (1982); *Hydrobia nemegetensis* Martinson (1957); *Hydrophilopsia mongolica* Ponomarenko (1987); *Ipsaneusidalys shato* Blagoderov (1998); *Irenosaurus* Efimov (1988); *Juga gobiensis* Martinson (1982), *J.mongolica* Martinson (1982); *Karadromeus gobiensis* Ponomarenko (1980); *Kennalestes gobiensis* Kielan-Jaworowska (1968); *Kamptobaatar* Kielan-Jaworowska (1970); *Kennalestes gobiensis* Kielan-Jaworowska (1984); *Khandia* Szczechura (1978); *Kotujisca kholbotensis* A.Rasnitsyn (1991); *Kryptobaatar* Kielan-Jaworowska (1969), *K.dashzevegi* Kielan-Jaworowska (1970); *Lamaceratops* Alifanov (2003); *Leptolimnadia tarachiensis* Novojilov (1954), *L.mongolica* Novojilov (1954), *L.suburgensis* Trussova et Stepanov (1975); *Leptophycus mongolicus* Sochava (1977); *Liadopsylla mongolica* Shcherbakov (1988); *Limnocythere ulannurensis* Khand (1976), *L.barungiotensis* Khand (1976); *Liograptus danzani* Novojilov (1954), *L.naranensis* Novojilov (1954), *L.mongolica* Novojilov (1954); *Lycocypris altanicus* Stankevitch (1974), *L.(?) bugintsavicus* Stankevitch (1974), *L.(?) ulantsabica* Stankevitch (1979), *L.(?) bagschintsavicus* Khand et Stankevitch (1975), *L.(?) bagataratchensis* Stankevitch et Khand (1975); *Macrocephalosaurus chulsanensis* Sulimski (1975); *Mandschurosaurus mongolensis* Gilmore (1933); *Mangas* V.Kovalev (1986); *Mangutella khuriltensis* Sinita (1993); *Manlaya* A.Rasnitsyn (1980), *M.mongolica* A.Rasnitsyn (1980); *Mantelliana sodovi* Sinita (1986); *Margaritanopsis sainshandensis* Martinson (1982); *Mesochara mongolica* Karczewska et Ziembinska-Tworzydło (1969); *M.(?) sainshandinica* Kyansep-Romaschkina (1975); *Mesolanistes bajanchongorensis* Barsbold (1971); *Metabuprestium bontsaganense* Alexeev (1995), *M.dundulense* Alexeev (1995), *M.shartologoiense* Alexeev (1995); *Micronaias tushilgensis* Martinson (1982); *Mimeosaurus tugrikinensis* Alifanov (1989); *Mongolemys* Khosatzky & Mlynarski (1971); *Mongolina* Korde (1977); *Mongolichara* Kyansep-Romaschkina (1975), *M.bugintsavica* Kyansep-Romaschkina (1975); *Mongolochamops* Alifanov (1988); *Mongolocypris* Szczechura (1978); *Mongoloxya* Gorochoy (1992); *Nemegtbaatar* Kielan-Jaworowska (1974), *N.gobiensis* Kielan-Jaworowska (1974); *Nemegtosaurus* Nowinski (1971), *N.mongoliensis* Nowinski (1971); *Notocyper dundulaensis* Ponomarenko (1994); *Nyssoidea mongolica* Krassilov (1982); «*Ochtebiites*» *manlaicus* Ponomarenko (1980); *Opsipolygraptus hosbajari* Trussova et Stepanov (1975); *Origoilyocypris barunbainensis* Lubimova (1956), *O.tugurigenis* Lubimova (1956); *Paleoleptestheria bainshirensis* Novojilov (1954), *P.bugintsavensis* Trussova (1979), *P.ichechonglica* Novojilov (1954); *Paleoothoracotropis dundulensis* Blagoderov (1998); *Paracroce altaica* Ponomarenko (1992); ?*Paracypridea mongolica* Szczechura (1978); *Paralligator ulgicus* Efimov (1981); *Parreysia gobiensis* Martinson (1982); *Physa mongolica* Martinson (1961); *Piramicephalosaurus chermenicus* Alifanov (1988); *Pityospermum mongolense* Sodov (1980), *P.gobiense* Sodov (1980); *Plicatotrionioides khamarinensis* Martinson (1982), *P.gobiensis* Martinson (1982); *Pollicitor bontsaganicus* Blagoderov (1998); «*Polysitum*» *hosbayari* Ponomarenko (1986); *Proplatypeza bontsaganica* Mostjvski (1995); *Protiguanodon mongoliense* Osborn (1923); *Protorabus tsaganensis* Ponomarenko (1989); *Protounio mongolensis* Martinson (1953); *Pseudestheria aratorum* Novojilov (1954), *P.nemegetica* Novojilov (1954); *Pseudohyria gobiensis* MacNeil (1936), *P.hongilica* Martinson et Kolesnikow (1974), *P.buginzabica* Martinson et Kolesnikow (1974), *P.unegetensa* Martinson et Kolesnikow (1974), *P.ingenihoburensis* Martinson (1982), *P.barungiotica* Martinson (1982); *Psittacosaurus mongoliense* Osborn (1923); *Rhinocypris ingenicus* Stankevitch (1974); *Rectidens mongolensis* Martinson (1982); *Sainshandia dushiulensa* Martinson et Kolesnikow (1974), *S.tushlegica* Martinson et Kolesnikow (1974), *S.mongolica* Martinson et Kolesnikow (1974), *S.bainshirensis* Martinson (1982); *Saniwides mongoliensis* Borsuk-Bialynicka (1984); *Saurornithoides mongoliensis* Osborn (1924); *Segnosaurus galbinensis* Perle (1979); *Shamosuchus ulanicus* Efimov (1983); *Shulmas* V.Kovalev (1986); *Sloanbaatar* Kielan-Jaworowska (1970); *Sphaerestheria kobdoensis* Novojilov (1954); *Sphenobaiera altaica* Sodov (1981); *Syntemna tele* Blagoderov (1998), *S.zhuzhan* Blagoderov (1998); *Talicypridea khosbajari* Khand (1977), *T.avdarantica* Khand (1994); *Tchingisaurus* Alifanov (1993); *Tchoiria* Efimov (1975), *T.namsarai* Efimov (1975); *Tectochara gobica* Karczewska et Ziembinska-Tworzydło (1969), *T.altanulaensis* Karczewska et Ziembinska-Tworzydło (1969); *Tersus kobdoensis* Ponomarenko (1986); *Theriosynoecum ulanense* Neustrueva (1977); *Timiriasevia naranbulakensis* Szczechura (1971); *Trapezoidella kholbotensis* Sinita (1993), *T.khandae* Sinita (1993); *Trigonoides mongoliensis* Martinson (1957); *Tsagantegia* Tumanova (1993); *Tsetsenia* Sinita (1993); *Udanoceratops* Kurzanov (1992); *Unionetta khurenduchia* Martinson (1982); *Velociraptor mongoliensis* Osborn (1924).

10. Палеогеновый период. *Altanestheria* Trussova (1976); *Andrewsarchus mongoliensis* Osborn (1924); *Archaeomangus* Lopatin (1997), *A.ulanhurensis* Lopatin (1997); *Brachyodon gobiensis* Trofimov (1952); *Brontops gobiensis* Osborn (1925); *Bumbanomys* Shevyreva (1989); *Caganella mongolica* Szczechura (1971), *C.badamgaravae* Khand (1976); *Coryphodon tsaganensis* Reshetov (1976); *Crithiosaurus mongoliensis* Gilmore (1943); *Desmatotherium mongoliense* Osborn (1923); *Deperetella khaichinulensis*

Reshetov (1979); *Embolotherium ergilense* Dashzeveg (1975); *Eobagrus hoerdzanicus* Sytchevskaya (1986); *Ergilictis* Lopatin (1997); *Esempomys* Shevyreva (1989); *S.centralasiae* Shevyreva (1989); *Estherites naranbulakensis* Trussova (1976); *Eucypris* (?) *dashzevegi* Khand (1976); *Eudinoceras mongoliensis* Osborn (1924), *E.kholbolchiensis* Osborn et Granger (1931); *Exallerix manahan* Lopatin et Zazhigin (2003); *Gastrocopta* (*Kazachalbinula*) *shand-golica* Prysazhnjuk (1975); *Gobia* Makulbekov (1988), *G.mongolica* Makulbekov (1988); *Gobibagrus* Sytchevskaya (1986), *G.hoerdzanicus* Sytchevskaya (1986); *Gobichara* Karczewska et Ziembinska-Tworzydlo (1972); *Gobihippus* Dashzeveg (1979); *Gobiohyus* Matthew et Granger (1925); *Gobisorex* Sulimski (1970); *Ictopidium tatalgolensis* Sulimski (1970); *Isectolophus bogdulensis* Reshetov (1979); *Limnocythere nemegtensis* Szczechura (1971); *Lophiomeryk gobiensis* Matthew et Granger (1925); *Macrobaena mongolica* Tatarinov (1959); *Mediocypris asiatica* Khand (1977); *Megalopterodon mongoliensis* Dashzeveg (1964); *Menodus mongoliensis* Osborn (1925); *Metahapalodectes makhchinus* Dashzeveg (1976); *Metarhinus* (?) *mongoliensis* Osborn (1925); *Mongoloscapter* Lopatin (2002); *Mongolotherium* Flerov (1952); *Nemegtichara* Karczewska et Ziembinska-Tworzydlo (1972); *Reesidella gobica* Tolstikova (1979); *Oroklambda* Dashzeveg (1980); *Pachyaena nemegetica* Dashzeveg (1976); *Pantolambdodon bogdensis* Dashzeveg (1980); *Parahyracodon mongoliensis* Beliajeva (1952); *Protitan khaishinus* Janovskaja (1980); *Pseudochrysemys gobiensis* Sukhanov et Narmandakh (1976); *Pseudocylindrodon mongolicus* Kowalski (1974); *Pseudogelocus mongolicus* Vislobokova & Daxner-Hock (2002); *Pseudotsaganomys mongolicus* Vinogradov et Gambaryan (1952); *Procaprolagus mongolicus* Gureev (1960); *Protitanotherium mongoliense* Osborn (1923); *Saykanomys chalcis* Shevyreva (1972); *Sinolagomys tatalgolicus* Gureev (1960); *Tachyoryctoides tatalgolicus* Dashzeveg (1971); *Talicypridea tsomtsosensis* Khand (1977); *Timiriasevia ulanbulakensis* Szczechura (1971); *Tsagankhushumys* Shevyreva (1989); *Tshotgoria* Lopatin (1997), *T.shineusensis* Lopatin (1997); *Tzaganosuchus* Efimov (1983); *Ulanurus* Gubin (1991); *Ulmus tostensis* Makulbekov (1988).

11. Неогеновый период. *Aceratherium gobiense* Beliajeva (1960); *Alloptox gobiensis* Young (1932);

Amphipelargus dzabhanensis Kurochkin (1985); *Baluchitherium mongoliense* Osborn (1924); *Begertherium* Beliajeva (1971); *Centralasia* Sytchevskaya (1989); *Chilotherium wimani mongolicum* Borsuk-Bialynicka (1970); *Chondrostoma mongoliensis* Sytchevskaya (1989); *Cuneopsis* (*Procuneopsis*) *hircisnurensis* Tshapalyga (1971); *Dicoryphochoerus mongolicus* Trofimov (1981); *Gazella* (*Vetagazella*) *mongolica* Dmitrieva (1977); *Gobitis ichberchae* Sytchevskaya (1989); *Gobiocerus mongolicus* Sokolov (1952); *Heterosminthus mongoliensis* Zazhigin et Lopatin (2000); *Hipparion theobaldi mongolicum* Zhegallo (1978); *Jaculodipus yavorensis* Zazhigin et Lopatin (2001); *Leuciscus khirgismurensis* Sytchevskaya (1989); *Metacervulus mongoliensis* Vislobokova (1983); *Mongoloperca* Sytchevskaya (1989); *Nodularia hircisnurensis* Chepalyga (1975), *N.betekeiensis* *mongolica* Chepalyga (1975); *Notogobio* Sytchevskaya (1989); *Nyctanassa kobdoena* Kurochkin (1976); *Orchonoceros* Vislobokova (1979); *Oschinotherium* Beliajeva (1974); *Phalacrocorax mongoliensis* Kurochkin (1971); *Praesinomegaceros asiaticus* Vislobokova (1983); *Probalearica mongolica* Kurochkin (1985); *Pseudalburnus asiaticus* Sytchevskaya (1989); *Sabanejewia shargaensis* Sytchevskaya (1989); *Samotherium mongoliense* Godina (1954); *Serridentinus mongoliensis* Osborn (1924), *S.gobiensis* Osborn (1932), *S.tologojensis* Beliajeva (1952); *Squalidus gobiensis* Sytchevskaya (1989); *Stylodipus iderensis* Zazhigin et Lopatin (2001); *Synaptomys* cf. *mongoliensis* Zazhigin (1989); *Villanyia* (*Shamaromys*) *orchonensis* Zazhigin (1989); *Vladymiria dsapchanica* Sytchevskaya (1989).

Автор выражает искреннюю благодарность сотрудникам Палеонтологического института РАН В.Ю.Дмитриеву и Л.Н.Большаковой за помощь при подготовке статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бойченко А.Ф. Имена и фамилии русских исследователей в названиях ископаемой флоры и фауны Монголии // Отечественная геология. 2000. № 3. С. 71—75.
2. Бойченко А.Ф. 70 лет научно-технического сотрудничества геологов России и Монголии // Отечественная геология. 2001. № 4. С. 62—63.
3. Маринов Н.А. Геологические исследования Монгольской Народной Республики. — М.: Недра, 1989.

О структурном контроле кимберлитового магматизма в провинции Луанде-Норте (Ангола)

Ю.Н.СЕРОКУРОВ, В.Д.КАЛМЫКОВ (АмГРЭ АК «АЛРОСА»)

В западной части Центральной Африки на территории Анголы и Заира к настоящему времени обнаружено несколько сотен тел кимберлитов, что представляет хорошую основу для уточнения характера их структурного контроля. Первый, наиболее доступный шаг в этом направлении — совместный анализ космических снимков разного разрешения для данной территории, позволяющий выявить и изучить взаимоотношения крупнейших тектонических структур в нескольких масштабных диапазонах и оценить позицию известных кимберлитовых полей, тел, кустов относительно них.

В качестве факторов контроля кимберлитовых тел региона в изданной литературе в настоящее время рассматриваются только зоны разломов определенного простирания и узлы пересечения их между собой. Считается, что в региональном плане область развития кимберлитового магматизма в Анголе контролируется глубинной зоной разломов северо-восточного простирания Лукапа, ширина которой изменяется в пределах 55—85 км, а протяженность составляет более чем 1600 км. На юго-западном фланге зоны обнаружены трубчатые тела карбонатитов и небольшое количество слабо алмазоносных кимберлитов в бассейнах рек Кванза, Кубанга и Кунене, служащих источником россыпей залива Святой Елены на побережье Атлантики. К северо-востоку доля кимберлитового магматизма в зоне увеличивается, возрастают и содержания алмазов, достигающие максимума в ряде трубок провинции Луанде-Норте. В физико-географическом отношении это слабохолмистое плато на высоте 800—1000 м над уровнем моря, осложненное хорошо проработанными речными долинами преимущественно субмеридионального простирания.

В геотектоническом плане территория расположена на западном склоне щита Касаи, который восточнее перекрывается прилегающей к нему мезозойской впадиной Конго. Здесь на современной поверхности преимущественно распространены терригенные палеоген-неогеновые осадки группы Калахари (пески, глины, песчаники, конгломераты), которые сплошным чехлом мощностью до 50—100 м перекрывают водоразделы. Ниже залегают отложения формации Калонда верхнемелового возраста (аркозовые песчаники, конгломераты и аргиллиты), обнажающиеся в бортах речных долин. К ним приурочены россыпи алмазов в виде алмазоносных пластов мощностью 1—3 м с содержаниями алмазов 0,4—0,7 карат на 1 м³ породы. Отдельные залежи отличаются «индивидуальными» свойствами алмазов, что свидетельствует о разнообразии коренных источников при их формировании.

Породы кристаллического фундамента, представленные метаморфическими, ультраметаморфическими и магматическими образованиями нижнего протерозоя (глинистые сланцы, конгломераты, кварциты и песчаники группы Лунда и Луана, дайки кислого и основного составов, тела анортозитов, габбро-анортозитов, трактолитов), а также верхнего и нижнего архея (гнейсы, амфиболитовые сланцы, мраморы, кварциты, тоналиты, плагиомигматиты, эн-

дербиты, биотитовые граниты, гранодиориты, диориты, габбро-нориты) обнажены в днищах наиболее крупных речных долин.

Большинство известных в настоящее время тел кимберлитов, возраст которых по данным изотопии оценивается как меловой (А.Д.Харьков, Н.Н.Зинчук, А.И.Крючков, 1998), вмещаются разновозрастными комплексами древнего фундамента и пространственно тяготеют к долинам рек Луембе, Чиумбе, Луашимо и Шикапа, т.е. эрозионным окнам платформенного покрова, что очевидно связано с большей доступностью их обнаружения в этих условиях. Форма тел на поверхности разнообразна — от округлой и эллиптической до сильно удлинённой, а размеры колеблются от десятков до сотен метров в диаметре. По формальным признакам (пространственное сгущение тел) в провинции Луанда-Норте в настоящее время выделено четыре кимберлитовых поля — Камафука-Камазамбо, Камутуэ, Камачия и Катока.

В поле Камафука-Камазамбо тела сгруппированы в полосе субмеридионального простирания длиной 25 км и шириной 0,2—4,4 км. Лидер в этом поле — одноименное тело дайкообразной формы (3,2×0,2—0,6 км, 150 га) с блюдцеобразным расширением в верхней части, которое на глубине, как предполагают (А.Д.Харьков, Н.Н.Зинчук, А.И.Крючков, 1998), имеет несколько корней. Кратерную часть заполняют туфопесчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов, туфогенные брекчии, а массивный кимберлит вскрыт только на глубине 170 м. Перекрывают тело песчано-глинистые отложения системы Калахари мощностью 10—15 м. В поле Камутуэ тела расположены в полосе северо-западного направления длиной 17 км при условной ширине 0,4—6,0 км. В этом же направлении ориентированы длинные оси трубок овальной, линзовидной и дайкообразной формы. В поле Камачия тела сгруппированы в зоне меридионального направления длиной 10 км и шириной 0,2—0,8 км, но оси трубок ориентированы на северо-восток и северо-запад. Трубка-лидер Камачия (650×450 м) округлой формы и на глубине уже в 150 м распадается на два жерла. В поле Катока самая крупная (900×900 м, 66,2 га) — одноименная трубка, почти идеально круглая в плане. В центральной ее части расположены эффузивно-осадочные породы кратерной фации, а приконтактовые зоны сложены массивными (порфировидными) кимберлитами.

К северо-востоку от Луанда-Норте на территории Заира находятся еще два поля (Калонда и Бакванга), в которых кимберлитовые тела образуют цепочки субширотного простирания, прослеженные на расстояния до 10 км. Возраст кимберлитов в них определен как позднемеловой (71,3 млн.лет), а вмещают их докембрийские карбонатные образования комплекса Мбужи-Майи и мезозойские песчаники. Диатремы в разрезе грибовидной формы, на поверхности их площадь колеблется от 6,2 до 16,5 га, но диаметр подводящих каналов не более 100 м. Кратеры заполнены породами, содержащими многочисленные обломки песчаников и доломитовых известняков.

Меловой возраст кимберлитов провинции свидетельствует о главенствующей роли структур мезозойской активизации в миграции кимберлитовых магм к поверхности и локализации тел трубчатого и даечного типа в породах, которые на сотни миллионов лет старше их. Перекрывающие такие тела меловые и неогеновые осадки формировались уже на эродированной поверхности фундамента, и структурная позиция их обусловлена тектоническими процессами, протекавшими здесь уже в посткимберлитовое время.

При изучении структур территории нами использованы российские космические фотоснимки среднего (1:1 300 000) и относительно высокого (1:240 000) разрешения. На первом этапе специализированное структурное дешифрирование было выполнено на площади более чем 300 000 км², охватывающей всю провинцию, на втором — работы были сосредоточены на участке в 37 000 км², охватывающем четыре указанных кимберлитовых поля в пределах Анголы. Выделенная совокупность линейных и кольцевых осложнений, отраженных в современных ландшафтах, — основа для дальнейшего структурного анализа, заключающегося в систематизации полученных данных и разделении их по принадлежности к тектоническим ансамблям от континентального ранга до локального. В результате сделаны специализированные схемы этих площадей масштабов 1:1 000 000 и 1:200 000, информирующие о взаимоотношениях разноранговых структур, что в итоге дало возможность оценить позицию известных кимберлитовых сообществ относительно

них, сформулировать представления о факторах их контроля и выполнить прогнозные построения, позволяющие оконтурить участки, перспективные для поисков новых кимберлитовых районов, полей и тел.

При анализе космических снимков среднего разрешения установлено, что провинцию Луанда-Норте полностью пересекают протяженные линейные и слабодуговые зоны линейаментов разных направлений (рис. 1, А и Б). Пик, максимальный по интенсивности, на сводной роздиаграмме формируют линейаменты северо-западного простирания (310—320°), а перпендикулярно к нему располагается пик широкий и менее интенсивный, обусловленный зонами линейаментов, образующими несколько прерывистых полос. Простирание части из них (40—60°) аналогично тектонической зоне Лукапа. Еще несколько пиков (0—20° и 60—70°) сопровождаются менее проявленными тектонопарами, что подтверждает их принадлежность к высокопорядковым тектоническим ансамблям, размер которых превышает площадь анализа, в связи с чем их ранжирование возможно лишь при учете данных, полученных в процессе анализа значительно более обширных территорий, проведенного нами ранее.

На рис. 2, А показан стилизованный образ Южноамерикано-Африканской радиально-концентрической системы континентального ранга, сформированной структурными осложнениями, выявленными при интерпретации материалов геофизического зондирования планеты (Ю.Н.Сероку-



Рис. 1. Зоны линейаментов (их оси) в провинции Луанда-Норте. По результатам обработки сводной схемы дешифрирования линейаментов космических снимков среднего разрешения:

следы тектонических ансамблей, ранги: А — континентальный (Южноамерикано-Африканская зона), Б — региональный (Заирская зона); В — районный (зоны: С — Сауримская, К — Калонда, М — Макумба); известные: 1 — кимберлитовые тела, 2 — россыпи алмазов

ров, В.Д.Камельков, В.М.Зуев, 2002). Базой для анализа явилось наблюдаемое поле силы тяжести (аномалии в свободном воздухе) и карты второй производной гравитационного потенциала. Полученные структурные линии в обобщенном виде фиксируют глубинные нарушения сплошности геологической среды, которые в верхних частях коры проявляются крупными разрывами, зонами дробления и смятия, складчатыми поясами, рифтоподобными структурами и т.д. Центральную часть системы занимает Африканская и Бразильская платформы с докембрийским основанием, а периферию слагают полосы складчатых поясов, возраст которых закономерно омолаживается по мере удаления от центра. Большинство известных участков проявления кимберлитового магматизма, а также размещения алмазоносных россыпей как в Африке, так и Южной Америке, которые до их расхождения в мезозое составляли единый континент, очевидно, пространственно тяготеют к этим линиям. Тектоническая же зона Лукапа в Анголе, рассматриваемая в литературе как главная кимберлитоконтролирующая, в предлагаемой трактовке —

лишь фрагмент концентрической составляющей системы. Ее радиальные составляющие в провинции Луанда-Норте именно северо-западного простирания, что и объясняет интенсивное развитие здесь линеаментов такого направления.

Второй по значимости тектонический ансамбль, способный, по нашему мнению, влиять на позицию кимберлитовых районов и полей в провинции Луанда-Норте, — Заирская овоидно-радиальная структура (см. рис. 2, Б), которая также установлена при анализе космических и геофизических материалов малого и среднего разрешения. Диаметр ее около 1000 км, а в провинции Луанда-Норте она представлена (см. рис. 1, Б) зонами линеаментов субмеридионального — север-северо-западного (радиальная составляющая) и субширотного — восток-северо-восточного простирания (концентрическая составляющая). Субмеридиональные зоны контролируют сток большинства крупных рек территории, субширотные проявлены слабее фрагментами разломов и контролируют часто пороги и водопады на них. Явную роль структур этого ранга в период

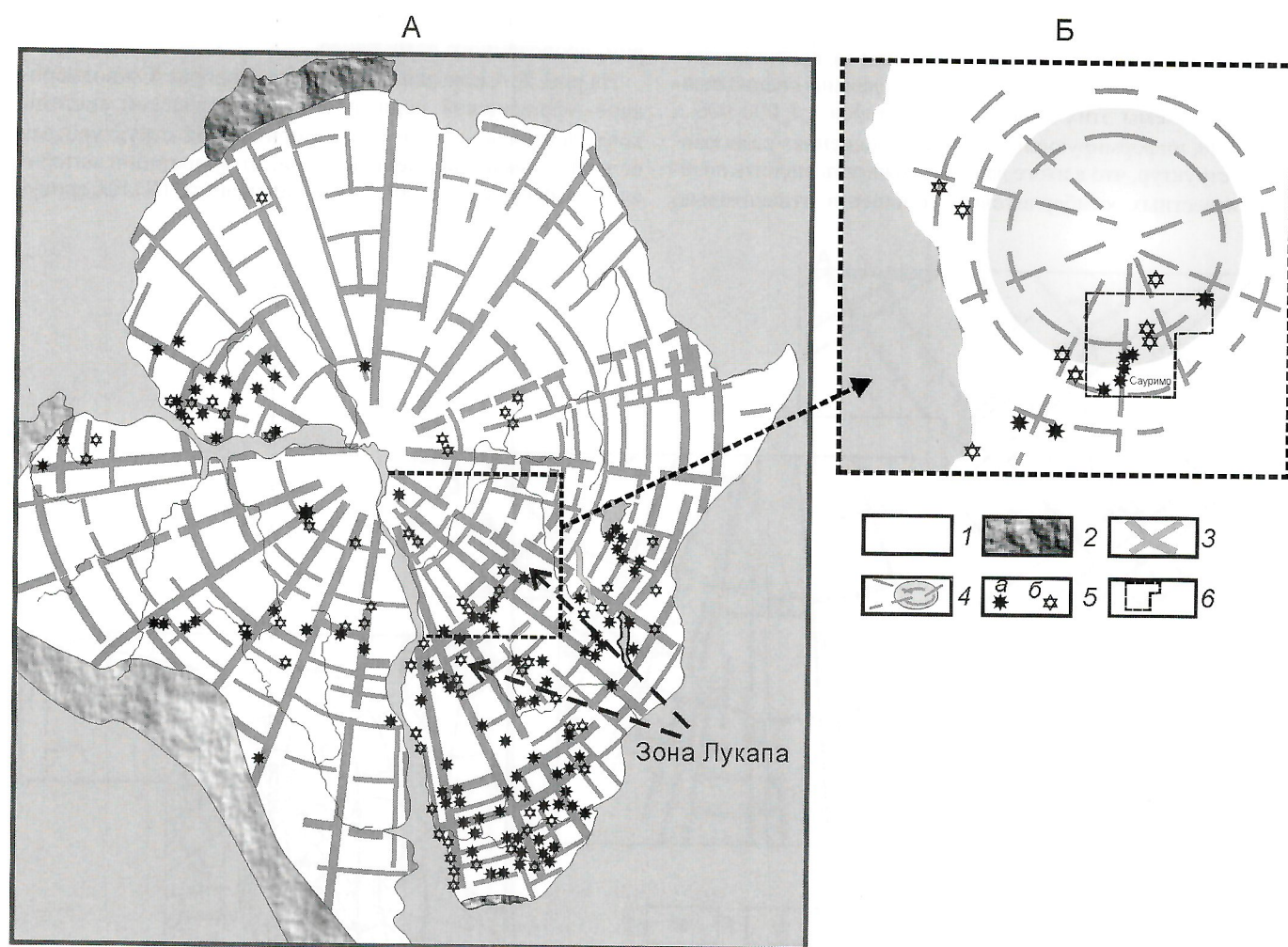
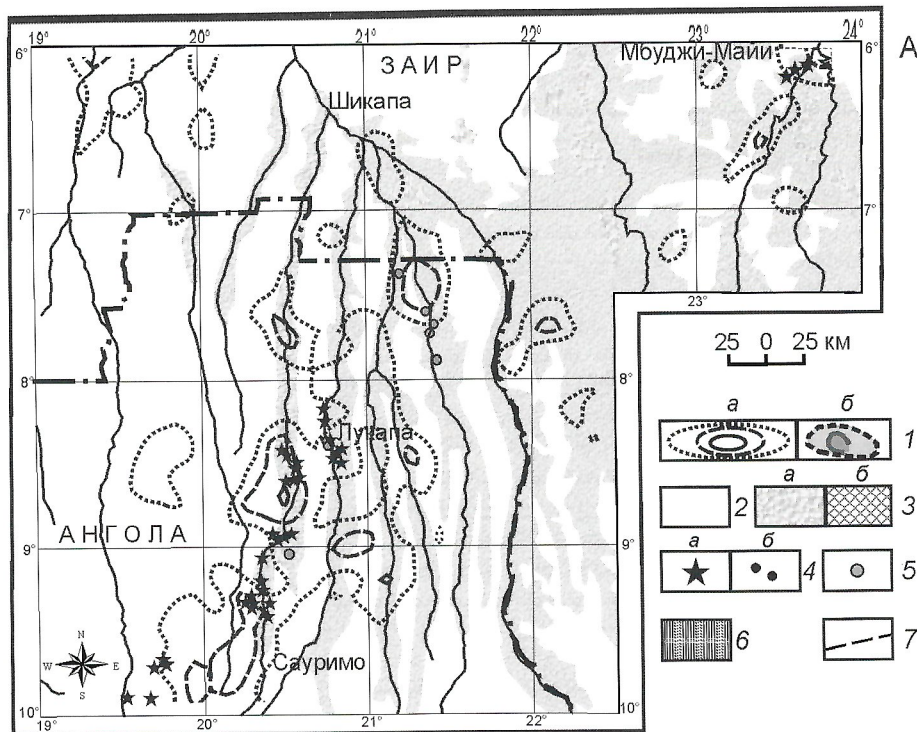


Рис. 2. Зона Лукапа (А) — фрагмент Южноамерикано-Африканской радиально-концентрической системы и образ Заирской (Б) овоидно-радиальной структуры регионального ранга:

по материалам интерпретации: А — спутниковой гравиметровой съемки; Б — космических и геофизических съемок малого и среднего разрешения; 1 — Бразильская и Африканская древние платформы; 2 — разновозрастные складчатые системы; структурные линии, проявляющие: 3 — Южноамерикано-Африканскую систему; 4 — Заирскую структуру; 5 — участки проявления: а — кимберлитового магматизма, б — алмазоносных россыпей; 6 — границы площади, в пределах которой выполнен анализ космических снимков среднего разрешения



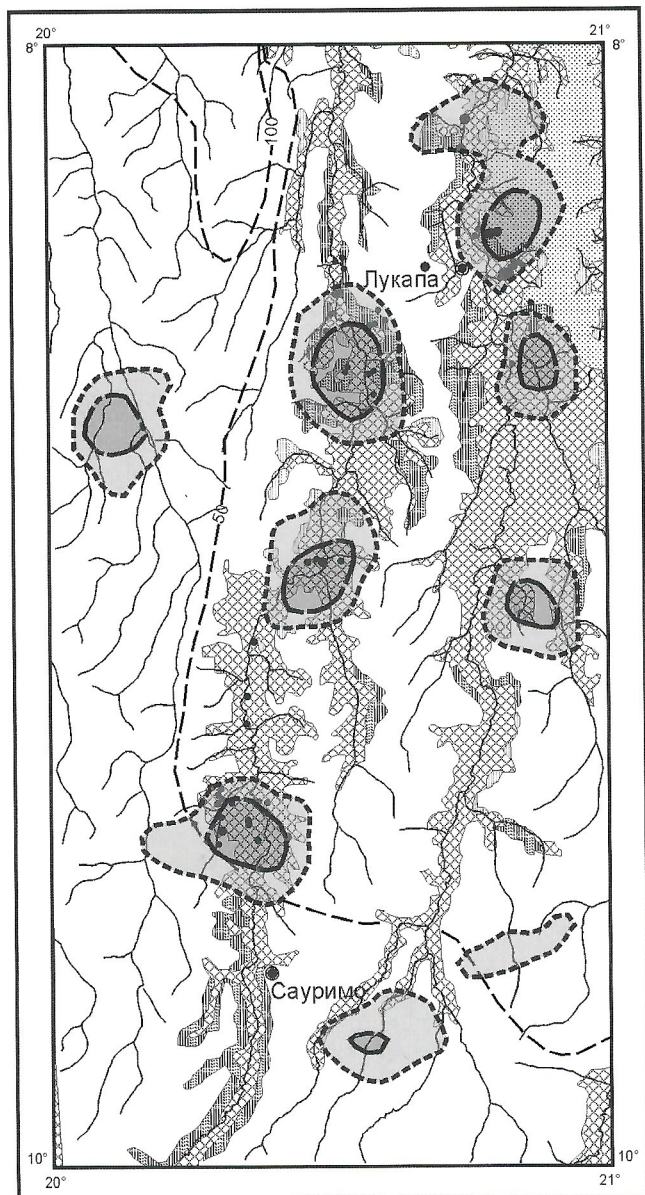
А

внедрения кимберлитов подтверждает ориентировка длинных осей кимберлитовых полей, а также части даек и удлинения некоторых трубок в меридиональном и широтном направлениях. На площади присутствуют следы и более локальных осложнений земной коры, которые, в большинстве своем, представляют собой кольцевые структуры разного размера. Значительная часть их не отражена в геологическом строении современной поверхности.

По аналогии с другими алмазодносными районами мира в сложной сети линейментов был проведен компьютерный поиск центров радиально-кольцевых структур диаметром до 200 км, которые способны фиксировать следы воздействия на земную кору мантийных диапиров [1]. Установлено шесть структур такого рода (см. рис. 1, В), причем три из них (Саурино, Калонда и Макумба) расположены в пределах Анголы, а остальные — на территории Заира. Отсутствие явного отражения этих структур в геологическом строении площади свидетельствует об их глубинном генезисе и наложенном характере. Слабый отклик в современном рельефе и рисунке водотоков второго и третьего порядка убеждает в активности составляющих их элементов в посткимберлитовую эпоху жизни территории.

Пространственная сближенность эпицентров радиально-кольцевых структур в пределах Анголы обуславливает наложение обрамляющих их концентрических зон друг на друга, чем, вероятно, и объясняется большая плотность обнаруженных здесь тел кимберлитов, относящихся к разным районам кимберлитового магматизма. Сауримская радиально-кольцевая структура контролирует поля Катока, Камачия и отдельные тела в юго-западной части площади. Поля Камафука-Камазамбо и Каматуэ, скорее всего, контролируются структурой Калонда. Структура Макумба находится в области, где известны многочисленные россыпи алмазов, но коренных источников пока не установлено.

При анализе космических снимков среднего разрешения были от-



Б

Рис. 3. Участки, благоприятные для локализации алмазодносных кимберлитов в провинции Луанда-Норте (А) и бассейне р.Шикапа (Б). По сумме структурных факторов, установленных при анализе космических снимков среднего (А) и высокого (Б) разрешений:

1 — изолинии, оконтуривающие площади аномально высокого совпадения признаков: а — $x_{cp} + \sigma$ (внешняя), $x_{cp} + 2\sigma$, $x_{cp} + 3\sigma$; б — $x_{cp} + \sigma$ (внешняя) и $x_{cp} + 2\sigma$; 2 — области распространения посткимберлитовых осадочных образований (А) и развития палеоген-неогеновых осадков (Б); 3 — выходы на поверхность архей-протерозойского фундамента: а — участки, б — кристаллический фундамент; 4 — известные кимберлитовые: а — тела, б — трубки; 5 — алмазодносные россыпи; б — меловые отложения формации Калонда; 7 — изопакеты мощностей осадочного чехла

мечены и признаки более локальных очаговых структур, которые могут контролировать поля кимберлитового магматизма. В целом, по результатам анализа дистанционных материалов малого и среднего разрешений можно заключить, что провинция Луанда-Норте пространственно приурочена к крупнейшему узлу пересечения глубинных структур континентального и регионального ранга, что и создало здесь благоприятные условия для формирования мантийных диапиров, обеспечивших миграцию глубинных флюидов в верхние части земной коры в мезозое. Энергетическое воздействие этих диапиров на уже сформированную континентальную кору в поверхностных ландшафтах отражено системами организованных определенным образом дуговых и радиальных линейментов, образовавшихся в соответствии с законами распространения волны от эпицентра в твердых средах. Три из шести структур такого рода (Саурино, Калонда и Мбужи-Майи) контролируют участки проявления алмазоносного кимберлитового магматизма, одна (Макумба) — алмазоносные россыпи, а в остальных кимберлиты не известны, что связано, возможно, с их слабой изученностью из-за закрытости мощными толщами более молодых осадков.

Оконтуривание перспективных участков для поисков алмазоносных кимберлитов в провинции Луанда-Норте выполнено с использованием прогнозно-поисковой модели «кимберлитового района», включающей сквозные признаки, установленные при изучении других алмазоносных площадей мира по материалам космического зондирования (рис. 3, А). Последнее особенно актуально, так как оцениваемый район не обеспечен материалами геофизических съемок, сопоставимыми со снимками масштаба, а подавляющая часть известных тел кимберлитов обнаружена в эрозионных «окнах» осадочного чехла, т.е. наиболее доступной для опознания части территории. Изолиниями с аномальными суммами благоприятных признаков ($x_{cp} + \sigma$, $x_{cp} + 2\sigma$ и $x_{cp} + 3\sigma$) оконтурены участки, которые рассматриваются нами как наиболее благоприятные для проникновения кимберлитов к поверхности (ранг — кимбер-

литовый район). Присутствие в этих контурах подавляющего числа известных кимберлитовых тел, которые выступают здесь в качестве объектов-экзаменов, свидетельствует о надежности примененной модели.

Российские космические снимки более высокого разрешения (масштаб около 1:240 000) проанализированы только для части провинции Луанда-Норте (бассейн р.Шикапа) с целью детализации полученной информации и еще большей локализации благоприятных для поисков площадей. При их дешифрировании и дальнейшей обработке результатов зафиксированы все те же устойчивые сообщества линейментов, проявляющие охарактеризованные ранговые тектонические ансамбли. Более пристальное внимание было обращено на поиск следов локальных активизационных структур, с которыми мы связываем формирование полей кимберлитового магматизма. Результаты систематизированы на специализированной космоструктурной схеме бассейна р.Шикапа масштаба 1:200 000, которая и явилась основой выделения благоприятных участков с использованием прогнозно-поисковой модели ранга «кимберлитовое поле». Участки (см. рис. 3, Б) оконтурены изолиниями аномального присутствия благоприятных признаков ($x_{cp} + \sigma$ и $x_{cp} + 2\sigma$) и их размеры не превышают первых десятков квадратных километров, что значительно снижает расходы на наземную проверку, которая на закрытых участках должна включать и детальные геофизические исследования. Надежность примененной модели подтверждается тем, что все известные к настоящему времени тела алмазоносных кимберлитов оказались в пределах выделенных участков.

Таким образом, выполненная работа еще раз продемонстрировала возможность оконтуривания алмазоносных участков земной коры с использованием материалов космического зондирования разного разрешения. Последнее условие — крайне важное, так как только системный анализ позволяет последовательно локализовать благоприятные участки и существенно повысить надежность прогнозных построений.

О минералогическом типоморфизме щелочных ультраосновных магматитов Чадобецкого поднятия

А.В.ЛАПИН, Д.В.ЛИСИЦИН (ИМГРЭ)

Территория Чадобецкого поднятия демонстрирует конвергентность различных формационных типов ультраосновных щелочных магматитов, развитых в субвулканической гипабиссальной фации (дайки, трубки взрыва). Длительное время данная территория рассматривалась в геологической литературе как кимберлитовый район Сибирской платформы [6, 8, 12, 21]. Однако в последнее время появились убедительные доказательства карбонатитовой природы развитого здесь магматизма [2, 14, 15]. Принадлежность магматитов Чадобецкого комплекса карбонатитовой формации при свойственной этому комплексу внешней кимберлитовой атрибутике (трубки взрыва, автолитовые брекчии, ксенолиты ультраосновных пород и эклогитов, присутствие оливина и флогопита во вкрапленниках и основной массе пород и др.) — хороший стимул использования подобного комплекса для разработки критериев формационной типизации карбонатитового и кимберлитового магматизма.

В работах [13, 14] проведено петрохимическое и геохимическое сопоставление щелочных ультраосновных магматитов чадобецкого комплекса с кимберлитами якутской алмазонасной провинции, в результате чего установлены существенные различия между ними. В то же время было определено близкое сходство пород чадобецкого комплекса с жильными и эксплозивными породами пикрит-альнеитового семейства, ассоциирующими с редкометалльными карбонатитами во многих классических карбонатитовых провинциях. Цель настоящей статьи — выявить минералогические различия между щелочными ультраосновными породами чадобецкого комплекса и кимберлитами и установить комплекс типоморфных минералогических признаков щелочных ультраосновных магматитов, ассоциирующих с карбонатитами.

Чадобецкое поднятие расположено на юго-западной окраине Сибирской платформы и представляет собой куполообразное сооружение эллипсоидной формы с осями 45 и 35 км. В ядре поднятия, образующем два выступа — северный (Териновский) и южный (Чуктуконский), обнажены рифейские, а по периферии кембрийско-рифейские, нижне- и верхнекембрийские отложения. Внешнее обрамление поднятия составляют лежащие субгоризонтально пермско-карбоновые и нижнетриасовые отложения и поля развития траппов. Согласно современным геологическим данным, Чадобецкий купол следует рассматривать как крупное субвулканическое сооружение, строение и формирование которого обусловлено специфическими условиями динамического взаимодействия поднимающегося магматического диапира с окружающими породами на близповерхностном уровне земной коры и режимом функционирования приповерхностной магматической камеры, расположенной на небольшой глубине [14].

В пределах Териновского и Чуктуконского выступов щелочные ультраосновные породы и карбонатиты сопос-

тавимы по распространенности с породами вмещающей толщи и проявляют общую конформность с куполообразной структурой. На современном эрозионном срезе они представлены следующими морфологическими типами: 1) силлы; 2) секущие крутопадающие дайки; 3) мелкие штокообразные тела; 4) эксплозивные трубки. Тела различной формы распределены по площади поднятия неравномерно.

Силлы наиболее распространены в пределах Териновского выступа, сводовые части которого представляют собой частое переслаивание рифейских отложений с согласными силлами щелочных ультраосновных пород. Мощность силлов изменяется от первых сантиметров до 2 м, но иногда достигает 5 м. Среди пород, образующих мало-мощные силлы, преобладают флогопитовые и флогопит-пироксеновые пикриты, слюдяно-карбонатные пикриты, оливиновые мелилититы и близкие к ним мелилитовые пикриты, альнеиты, пикрит-карбонатиты с реликтами порфировых структур, кальцит-доломитовые карбонатиты. Более крупные силлоподобные интрузии сложены порфировидными флогопитовыми, монтчеллитовыми и пироксеновыми пикритами.

Секущие крутопадающие дайки так же как и силлы наиболее распространены в пределах Териновского выступа. Дайки сложены теми же разновидностями пород, что и силлы, и, по-видимому, служат каналами, питающими согласные интрузии. По периферии Териновского выступа расположено несколько небольших предположительно крутопадающих интрузий щелочных ультраосновных пород. Они сложены пироксеновыми щелочными и монтчеллитсодержащими флогопит-нефелин-мелилитовыми перидотитами. Наиболее крупная из интрузий имеет размеры 300×100 м. В одной из интрузий слюдяные перидотиты пересекались жилами мельтейгитов мощностью 0,4—1 м [20].

На площади южного (Чуктуконского) выступа по данным буровых работ картируется несколько *штокообразных тел* карбонатитов. Размеры наиболее крупных из них 1,2×0,7; 1×1; 0,6×0,35 км. Почти вся остальная часть выступа представляет собой штокверк более или менее мощных жил карбонатитов в синийских отложениях. Среди карбонатитов, слагающих штокообразные интрузии и крупные жилы, преобладают мелко- и среднезернистые пироклорсодержащие кальцитовые породы. В корях выветривания, развитых на карбонатитах Чуктуконского выступа, выявлены значительные ресурсы ниобия и редких земель [15].

Эксплозивные трубки встречаются по всей площади Чадобецкого поднятия, но преимущественно тяготеют к периферическим частям северного и южного выступов купольной структуры. При этом характерно кустовое расположение трубок. Число вскрытых трубок взрыва и магнит-

ных аномалий трубчатого типа достигает нескольких десятков (~40). Форма трубок в плане близка округлой или овальной, однако встречаются тела неправильной «амебообразной» формы. Площадь их изменяется от нескольких до 700×600; 400×250; 220×120 м² и т.д.

Трубки выполнены брекчией с разнородными по составу обломками, включающими породы глубинного разреза земной коры и верхней мантии, вмещающие осадочные отложения, траппы, карбонатиты, слюдиты, щелочные ультраосновные породы, которые присутствуют в силлах, дайках и небольших штоках, а также в их хорошо раскристаллизованных аналогах глубинного облика (оливиниты, флогопитовые, мелилитовые оливиниты и др.). Глубинные ксенолиты представлены ультраосновными субщелочными породами: слюдяно-роговообманковыми перидотитами, роговообманковыми пироксенитами, горнблендитами, слюдитами и более редкими эклогитами и эклогитоподобными породами. Цементирующая масса брекчий представлена слюдяными, пироксеновыми и мелилитовыми пикритами и альнеитами. Во многих трубках брекчиям свойственно автолитовое строение. Характер обломков, а также непосредственные геологические взаимоотношения трубок с вмещающими породами свидетельствуют о том, что эксплозивные брекчии формируются на заключительном этапе магматической деятельности в условиях уже в основном раскристаллизованной магматической камеры и отмирающего подводящего канала. Специфика диатремового этапа магматизма подчеркивается общей приуроченностью трубок к сравнительно узкой меридиональной зоне, проходящей через осевую часть поднятия.

Породы чадобецкого комплекса по минеральному составу в подавляющем большинстве случаев соответствуют представителям пикрит-альнеитового семейства, характеризуются повышенными содержаниями карбонатов и сильно проявленной тенденцией к их фракционированию с образованием карбонатитов. В видовом отношении минеральный состав силикатных пород не отличается от состава кимберлитов, особенно от их слюдяных разностей. Это обстоятельство в основном и предопределило неопределенность формационных позиций, которая до недавнего времени была свойственна чадобецкому комплексу. Вместе с тем некоторые особенности минерального состава щелочных ультраосновных пород чадобецкого комплекса подчеркивают их отличие от алмазоносных кимберлитов Якутии и могут иметь типоморфное значение при формационной идентификации проявлений глубинного магматизма. Рассмотрим с этой точки зрения особенности минерального состава пород чадобецкого комплекса.

Оливин — главный минерал-вкрапленник щелочных ультраосновных пород эксплозивной и дайковой фаций. Вкрапленники оливина обычно представлены двумя генерациями: 1) крупные округлые или овальные зерна; 2) хорошо ограненные кристаллы. Состав вкрапленников в породах пикритовой серии (мелилитовые пикриты) изменяется от Fa₁₂ до Fa₁₅. Для вкрапленников первой генерации свойственна обычная зональность с увеличением железистости и марганцовистости, одновременно с уменьшением содержания никеля от внутренних частей зерен к их краям.

Вкрапленники второй генерации обладают менее контрастной зональностью. Иногда для них характерна обратная тенденция изменения железистости. При этом марганец и никель сохраняют прежние тренды, проявляющиеся в увеличении (для Mn) или уменьшении (для Ni) их кон-

центраций во внешних зонах. Железистость оливина второй генерации близка таковой краевых зон зерен оливина первой генерации (табл. 1)*. Обе генерации вкрапленников оливина характеризуются зональным распределением примеси кальция, содержания которого увеличиваются во внешних зонах.

При сравнении оливина из чадобецких пикритов с оливином из алмазоносных кимберлитов Якутии выявляются их существенные отличия. Чадобецкие характеризуются более высокой железистостью, которая для вкрапленников оливина из кимберлитов обычно не превышает Fa₁₀, изменяясь от Fa₇ до Fa₁₀ [10]. Кроме того, оливин из чадобецких пикритов по сравнению с оливином из алмазоносных кимберлитов содержит больше Mn (в среднем 0,195 и 0,108% MnO), Ti (0,046 и 0,023% TiO₂) и Ca (0,32 и 0,026% CaO). Изученные оливины по составу близки оливинам из оливиновых мелилититов Сатерленда, ЮАР [23].

Моноклинный пироксен характерен для щелочных ультраосновных пород чадобецкого комплекса, в которых он по распространенности сопоставим с мелилитом. В дайках и силлах флогопит-пироксеновых пикритов образует как вкрапленники, обычно количественно уступающие вкрапленникам оливина, так и призматические микролиты в базисе породы, занимающие положение, аналогичное мелилиту в оливиновых мелилититах, мелилитовых пикритах и альнеитах. В эксплозивных трубках, цементирующая масса которых обычно состоит из флогопитовых пикритов или оливиновых мелилититов, моноклинный пироксен встречается также в виде ксенокристаллов или содержится в ультраосновных и эклогитовых включениях.

Состав клинопироксенов приведен в табл. 2 (анализы 1—8). Микролиты пироксена из флогопит-пироксеновых пикритов (анализы 1—2) имеют существенно диопсидовый состав Ди₈₃Гед₁₄Эг₃—Ди₉₂Гед₃Эг₅. Они близки к диопсиду из основной массы слюдяного кимберлита трубки Робертс Виктор, ЮАР [7], но отличаются от него более высоким содержанием Na и Ti. Следует также заметить, что в отличие от чадобецких пикритов присутствие клинопироксена в основной массе алмазоносных кимберлитов отмечается чрезвычайно редко и является скорее исключением.

Ксенокристаллы клинопироксена изменяются от диопсид-геденбергита (Ди₇₃Гед₁₇Жд₇, анализ 5) до диопсид-авгита (Ди₆₈Гед₁₁Жд+Эг₁₀Чер₁₁, анализ 4) и более или менее удовлетворительно сопоставляются с авгитом из ксенолита роговообманкового перидотита (Ди₅₂Гед₁₉Жд+Эг₁₅Чер₁₄, анализ 8) и омфацит-диопсидом из эклогитового ксенолита (Ди₅₇Гед₈Жд+Эг₂₃Чер₁₂, анализ 7). Кроме указанных разновидностей в эллипсии некоторых трубок (Большая, Брусская, Верхнечуконская) обнаружен изумрудно-зеленый хромдиопсид, содержащий около 1% Cr₂O₃.

Флогопит весьма характерен для щелочных ультраосновных пород чадобецкого комплекса. В повышенных количествах встречается во всех разновидностях пород. В дайках и силлах пикритов, оливиновых мелилититов и альнеитов флогопит присутствует как в виде фенокристаллов, так и в мезостазисе пород, а в эруптивных брекчиях с пикритовым и альнеитовым цементом он образует также

*В данной статье химические составы элементов представлены в массовых долях процента.

1. Химический состав оливина, % (вкрапленники из силла мелилитового пикрита, проба 29/234)

Компоненты	Первая генерация						Вторая генерация			
	Зерно 1			Зерно 2			Зерно 3		Зерно 4	
	центр		край	центр		край	центр	край	центр	край
SiO ₂	40,88	40,50	40,30	40,41	40,28	39,45	40,86	42,49	41,03	40,07
TiO ₂	0,03	0,03	0,04	0,03	0,01	0,08	0,03	0,06	0,06	0,09
Al ₂ O ₃	0,06	0,04	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,05	0,01
FeO	11,60	12,56	14,25	12,46	12,47	13,94	15,36	14,29	12,90	13,69
MnO	0,11	0,15	0,21	0,17	0,17	0,25	0,19	0,27	0,18	0,27
MgO	47,28	46,57	45,34	46,90	46,79	44,81	45,94	47,29	46,92	45,32
CaO	0,14	0,18	0,29	0,18	0,19	0,89	0,13	0,44	0,17	0,66
Na ₂ O	0,01	0,01	0,03	0,03	0,03	0,04	0,01	0,02	0,03	0,02
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0,01	0,002	0,02
Сумма	100,11	100,04	100,48	100,20	99,96	99,47	102,54	104,88	101,34	100,15
Ni	0,33	0,34	0,15	0,32	0,30	0,07	0,12	0,09	0,21	0,10
Fo, %	87,8	86,7	84,8	86,9	86,8	84,9	84,0	85,3	86,5	85,3

Примечание. Микронзондовый анализ, аналитик И.М.Куликова (ИМГРЭ).

2. Химический состав пироксена, монтichelлита и мелилита, %

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	52,10	55,94	48,58	52,32	49,49	53,65	51,88	49,84	38,80	37,25	38,04	47,16
TiO ₂	2,13	0,60	2,42	0,84	0,71	1,06	0,18	1,02	0,07	0,07	—	0,12
Al ₂ O ₃	0,00	0,32	9,39	5,46	2,08	1,84	9,97	5,64	0,00	0,37	0,14	5,46
Fe ₂ O ₃	—	—	2,05	1,24	—	—	2,05	2,04	—	—	—	—
FeO	5,47	2,81	6,73	3,69	6,25	6,65	2,75	6,25	7,37	9,62	9,63	3,45
MnO	0,10	0,075	0,15	0,17	0,17	0,19	0,06	0,14	0,37	0,39	0,28	0,09
MgO	15,83	17,99	11,33	15,28	13,84	13,76	11,61	11,92	22,82	20,32	20,46	9,91
CaO	24,48	24,84	16,93	19,75	23,54	22,45	17,97	20,17	32,85	33,05	32,49	29,74
Na ₂ O	0,41	0,90	1,78	1,36	0,90	0,82	3,14	1,86	0,03	0,06	0,01	2,26
K ₂ O	0	0,02	сл.	0,12	0	0	0,17	0,20	0,03	0	0	0,18
H ₂ O ⁺	—	—	0,43	0,32	—	—	0,50	0,64	—	—	—	—
Сумма	100,52	103,49	99,79	100,55	96,98	100,42	100,28	99,72	102,34	101,13	101,05	98,37

Примечания: I. Пироксен (1—8): 1—2 — микролиты из силла флогопит-пироксенового пикрита (пр. Бр-3), обнажения 100 м ниже устья руч.Брус, правый берег р.Терина; трубка Большая: 3—6 — ксенокристаллы из эруптивной брекчии, 7 — из ксенолита эклогита, 8 — из ксенолита роговообманкового перидотита; 9—11 — монтichelлит из тела монтichelлитсодержащего нефелин-мелилитового перидотита (проба «Тер»), левый берег р.Терина, 6 км выше устья руч.Семенов-Дольчик; 12 — мелилит, микролиты из силла мелилитового пикрита, проба 29/234. II. Данные химического анализа [5] — 3, 4, 7, 8; остальное — микронзондовый анализ (данные авторов): аналитик Н.Н.Кононкова (МГУ) — 5; аналитик И.М.Куликова (ИМГРЭ) — 1, 2, 6, 9—12.

3. Химический состав флогопита, %

Компо- ненты	Пробы из основной массы альнеитовых даек, руч.Брус										Анализ из силла слюди- стого пикрита, проба 30/288		
	Бр-3				Бр-8				Бр-9				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	38,82	40,03	37,17	39,80	38,29	37,73	38,24	37,80	37,74	36,79	34,29	35,89	36,16
TiO ₂	2,34	1,22	3,55	1,11	2,52	2,45	2,48	2,40	3,95	3,52	2,56	3,32	3,97
Al ₂ O ₃	11,82	10,27	13,73	9,34	13,76	13,84	13,62	13,80	13,65	13,62	16,07	17,39	17,94
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0,01	0,05	0	0,03	0,02	0,05	0	—	—	—
V ₂ O ₃	—	—	—	—	0,03	0,03	0,00	0,03	0,04	0,09	—	—	—
FeO	7,60	7,14	7,85	9,73	7,54	8,42	7,64	7,51	9,46	11,52	14,81	7,85	8,13
MnO	0,08	0,07	0,06	0,17	—	—	—	—	—	—	0,13	0,14	0,12
NiO	—	—	—	—	0,00	0,00	0,08	0,06	0,00	0,03	—	—	—
MgO	22,22	24,92	21,32	23,70	22,14	21,98	22,26	22,02	19,59	19,30	18,03	19,63	19,35
CaO	0,10	0,04	0,05	0,10	0,01	0,10	0,20	0,03	0,14	0,06	0,12	0,08	0,10
SrO	0	0	0,03	0,01	0,13	0,15	0,11	0,11	0,15	0,14	—	—	—
BaO	0,33	0,14	0,51	0,16	0,36	0,32	0,30	0,26	1,55	0,72	—	—	—
Na ₂ O	0,45	0,43	0,58	0,58	0,40	0,53	0,34	0,39	0,31	0,32	0,21	0,17	0,26
K ₂ O	10,18	10,06	9,97	9,06	9,31	8,81	9,39	9,31	8,62	8,98	6,77	8,58	8,28
Cl ₂ O	0,02	0,01	0,01	0,03	0,07	0,09	0,06	0,07	0,06	0,04	—	—	—
F	0,85	1,16	0,77	0,23	—	0,60	0,55	0,58	—	0,84	—	—	—
Сумма	94,81	95,49	95,60	94,03	94,61	95,05	95,30	94,39	95,31	95,97	92,99	93,05	94,31
Mg	83,76	86,03	82,77	81,01	83,96	82,31	83,85	83,94	78,68	74,91	68,26	81,41	80,70

Примечания: Микрозондовый анализ: аналитик Н.Н.Коротаева (МГУ) — 1—10; аналитик И.М.Куликова (ИМГРЭ) — 11—13. III. Магнезиальность $Mg = Mg / \Sigma(Mg + Fe)$, атомные доли, %.

крупные ксенокристаллы и агрегатные скопления, которые можно интерпретировать как включения слюдитов.

Магнезиальность парагенного флогопита из пород пикрит-альнеитовой серии чадобецкого комплекса изменяется от 55 до 77% (табл. 3, рис. 1). Она ниже, чем у большинства слюд алмазоносных кимберлитов Якутии [19] и сопоставима с магнезиальностью слюд из оливиновых лампроитов Австралии [9]. Флогопит содержит устойчиво повышенные количества титана (в большинстве проб от 2,94 до 3,97% TiO₂), что существенно ниже, чем в слюдах из лампроитов Австралии. Однако они находятся в интервале, характеризующем содержания титана в флогопитах из кимберлитов, в которых также отмечаются почти безтитанистые и малотитанистые флогопиты (см. рис. 1). В Чадобецких флогопитах присутствует существенная примесь бария (в боль-

шинстве проб от 0,3 до 1,55% BaO), но вторичные киношталиты, свойственные кимберлитам, здесь не обнаружены.

Монтичеллит из монтичеллитосодержащего мелилит-нефелинового перидотита имеет железистость 16—20% (см. табл. 2, анализы 9—11). Она значительно выше, чем у монтичеллитов из кимберлитов трубки Удачной

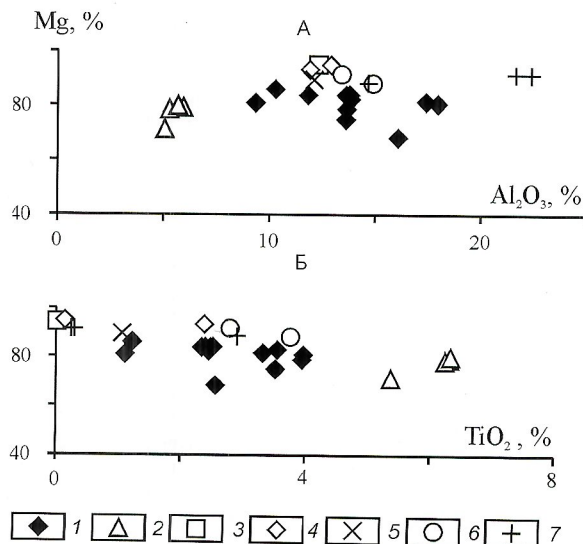


Рис. 1. Зависимость магнезиальности Mg^* и содержаний глинозема (А) и титана (Б) во флогопитах:

1 — из пикрит-альнеитовых пород чадобецкого комплекса (см. табл. 3); 2 — из лампроитов трубки Аргайл, Австралия [9]; 3 — из трубки Айхал (включение в алмазе) [19], 4 — из алмазоносных кимберлитов трубки Мир (сросток с алмазом [19] и ксенокрист [17]); 5 — из кимберлитов Южной Африки (мегакрысты) [10]; 6 — из магнезиальных эклогитов трубки Удачная [19]; 7 — из алмазоносных кимберлитов трубки Удачная (вторичная из основной массы и ксенокрист), по данным авторов

ная и трубок Мунского поля и несколько превышает железистость монтichelлитов из северных неалмазных полей Якутской провинции [10, 11, 16]. Сложнее соотносятся содержания марганца в монтichelлитах из сравниваемых пород. Монтichelлиты чадобецкого комплекса по составу наиболее близки таковым из оливиновых мелилититов субвулканических построек Сатерленда, ЮАР [23], с которыми они образуют общее поле на диаграмме MnO—FeO, обособленное от области монтichelлитов из алмазных кимберлитов Мунского поля и частично перекрывающееся с областью монтichelлитов из неалмазных и убого алмазных кимберлитов северных районов Якутской провинции (рис. 2).

Мелилит — характерный минерал щелочных ультраосновных пород чадобецкого комплекса. Он широко распространен во всех морфологических типах интрузий. В силлах, дайках и цементе эруптивных брекчий мелилит образует таблитчатые микролиты в мелилитовых пикритах, оливиновых мелилититах и альнеитах; в штокообразных интрузиях присутствует в виде неправильных выделений в щелочных перидотитах, содержащих также флогопит, монтichelлит и оливин. Мелилит из пикритов (см. табл. 2, анализ 12) относится к окерманиту, количество геленитовой и натрово-мелилитовой компонент не

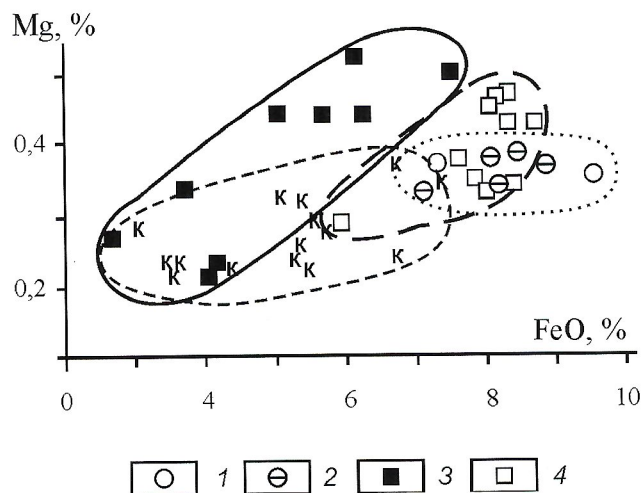


Рис. 2. Зависимость содержаний MnO и FeO в монтichelлитах:

1 — из щелочных перидотитов чадобецкого комплекса; 2 — из оливиновых мелилититов Сатерленда, ЮАР [23]; 3 — из алмазных кимберлитов трубки Удачная [11]; 4 — из неалмазных и убого алмазных кимберлитов северных районов Якутской провинции [16]; К — из кимберлитов Куойского поля [16]

4. Химический состав гранатов %

Компоненты	Участок Чуктукон, проба 13/119			Трубка Бруская			Трубка Большая			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	43,66	43,81	44,14	42,61	43,19	42,96	43,00	44,08	42,04	41,91
TiO ₂	0,02	0,05	0,08	0,48	0,43	0,36	0,53	0,10	0,23	He опр.
Al ₂ O ₃	23,82	24,44	24,11	20,99	21,96	21,56	22,70	23,97	21,42	20,80
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	5,30	Нет	9,26	2,33
FeO	10,85	11,14	10,91	7,76	8,16	8,02	8,83	11,02	4,28	18,59
MnO	0,29	0,32	0,34	0,37	0,33	0,27	0,33	0,29	0,30	0,46
MgO	16,09	17,05	16,57	18,11	18,69	19,02	15,00	13,98	15,42	8,09
CaO	4,87	4,64	4,59	4,59	4,41	4,45	5,01	6,13	5,89	6,72
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	0,52	0,03	—
faautoK ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	0,17	0,07	—
Nb ₂ O ₅	0,014	0,056	0	0	0,11	0,03	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	0,449	0,20	0,34	2,70	2,47	2,23	0,03	Нет	0,06	0,01
Сумма	100,063	101,70	101,08	97,61	99,75	98,90	100,73	100,26	99,00	98,91
Пироп	60	61	61	68	69	70	56	53	58	33
Альмандин	22	23	22	16	17	17	19	24	9	42
Гроссуляр	13	12	12	3	3	4	—	16	—	12
Андрадит	—	—	—	—	—	—	13	—	16	7
Уваровит	—	—	—	8	7	6	—	—	—	—

Примечания: I. Анализы: 1—3 — розовый пироп-альмандин из эруптивной брекчий; 4—6 — малиновый пироп-альмандин; 7 — пироп-альмандин из эруптивной брекчий, 8—9 — пироп-альмандин и пироп-андрадит из эклогитового ксенолита, 10 — альмандин-пироп из ксенолита эклогитоподобной породы. II. Микрозондовый анализ, 1—6 — аналитик И.М.Куликова (ИМГРЭ); химический анализ [5] — 7—10.

5. Химический состав шпинелидов, %

Компоненты	Пробы из даек альенигов, руч. Брус																			
	Бр-3, мелкие полуограненные зерна из основной массы										Бр-8					Бр-9				
	2	3	4	5	6	7	8	Полугогранные зерна из основной массы		Мелкое неограненное зерно в сростании с перовскитом	Центр из основной массы	Край крупного зерна из основной массы	Идиоморфное зерно из основной массы	Сильно «резорбированное» зерно из основной массы						
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15						
TiO ₂	10,94	11,45	8,50	7,79	10,97	11,99	10,31	13,20	15,01	14,17	11,64	14,89	13,24	9,06						
V ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	0,24	0,20	0,19	0,17	0,18	0,18	0,20	0,22						
Al ₂ O ₃	2,26	1,67	1,02	2,99	2,61	2,65	1,49	3,08	3,28	5,80	7,81	4,19	3,98	10,37						
Cr ₂ O ₃	7,31	4,50	0,53	15,82	7,76	6	0,28	1,81	1,49	5,65	13,34	0,24	0,04	20,83						
FeO	70	72,52	82,40	65,30	70,97	70,58	77,47	70,17	68,11	60,35	53,29	68,55	70,89	46,80						
MnO	1,14	1,05	0,96	1,15	1,10	0,96	0,85	0,71	0,72	0,44	0,39	0,56	0,44	0,25						
NiO	—	—	—	—	—	—	0,05	0,05	0,18	0,14	0,19	0,16	0,19	0,20						
ZnO	—	—	—	—	—	—	0,35	0	0,22	0,20	0	0,15	0	0						
MgO	5,93	6,03	3,34	5,27	4,23	5,74	5,04	7,51	8,09	11,12	11,27	9,71	9,11	11,28						
Сумма	97,58	97,22	96,75	98,32	97,64	97,92	96,08	96,73	97,29	98,04	98,11	98,63	98,10	99						
FeCr ₂ O ₄	10	6,5	1	22	11	8,5	0,5	2,5	2	7,5	17,5	0,5	—	27						
MgAl ₂ O ₄	4,5	3,5	2	6	5,5	5,5	3	6,5	6,5	11,5	15	8,5	8	20						
Fe ₂ TiO ₄	15,7	16,3	15,2	9,8	20,9	19,4	16	18,8	21,3	14,3	8,5	17,8	15	4,5						
Mg ₂ TiO ₄	13,4	14,2	8	10,8	8,5	12,3	12	16,3	17,8	21,7	20,5	20,2	19	17,5						
MnFe ₂ O ₄	3	3	3	3	3	3	3	2	2	1	1	2	1	1						
FeFe ₂ O ₄	53	56,5	71	48	51	51,5	65	54	49,5	44,5	37	51,5	57	30						

	Из силла меллитового пикрита		Из силла слюдяного перидотита										Из силла слюдяного пикрита (проба 30/288)									
	Обнажения 100 м ниже устья ручья Брус, правый берег р.Терина										Скелетные зерна с ядром хром-шпинели и внешней зоной титаноманетита											
	Круп- ное раз- дроб- ленное зерно	Мелкие идиоморфные зерна				Мелкое идио- мор- фное зерно	Включения крупнозернистых сростков оливина и магнетита						Зерно 1		Зерно 2		Зерно 3		Зерно 4			
16		17	18	19	20		21	22	23	24	ядро	край	ядро	край	ядро	край						
TiO ₂	5,72	13,16	6,43	14,41	12,75	9,09	9,01	9,17	9,33	8,03	11,90	25	26	27	28	29	30	31				
V ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
Al ₂ O ₃	5,57	1,96	2,79	2,76	0,77	0,77	0,36	0,36	0,99	13,30	6,77	9,46	5,90	8,08	4,93	15,22	—	—				
Cr ₂ O ₃	0	0,06	0,18	1,13	0	—	0,04	0,03	0,01	24,43	0,06	12,11	0,08	9,48	0,03	26,39	—	—				
FeO	87,71	74,43	85,16	70,83	72,48	84,88	85,46	84,82	84,46	40,34	63,96	51,81	64,15	52,72	67,67	38,18	—	—				
MnO	0,40	0,88	0,32	0,91	0,69	0,38	0,48	0,41	0,36	0,29	0,46	0,41	0,54	0,35	0,75	0,24	—	—				
NiO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
ZnO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
in0MgO	3,07	5,95	4,97	6,49	6,37	3,60	3,38	3,36	4,01	11,18	9,86	11,11	10,16	10,35	8,91	11,17	—	—				
Сумма	102,47	96,44	99,85	96,53	93,06	98,72	98,73	98,15	99,16	97,57	93,01	97,94	93,23	94,72	94,77	98,51	—	—				
FeCr ₂ O ₄	—	—	0,5	1,5	—	—	—	—	—	32	—	16	—	13	—	34	—	—				
MgAl ₂ O ₄	11,5	4,5	6	6	2	1,5	1	1	2	26	14,5	19	12,5	17	10,5	29,5	—	—				
Fe ₂ TiO ₄	13	22,6	7,1	25,1	19,7	16,3	16,5	17,1	15,9	5,4	13,1	14,7	12,6	17,7	15,2	5,5	—	—				
Mg ₂ TiO ₄	2,4	14,2	10,5	14,8	17,3	9,3	9	9	10,1	14,7	19,5	18,5	21,3	18,7	18,9	12,5	—	—				
MnFe ₂ O ₄	1	3	1	3	2	1	2	1	1	1	1	1	2	1	2	1	—	—				
FeFe ₂ O ₄	72	56	75	49,5	59	71,5	71,5	72	71	21	52	31	51,5	32,5	53	17,5	—	—				

Примечания: Микронзондовый анализ: 2—7 и 16—28 — аналитик И.М.Куликова (ИМГРЭ), 8—15 — аналитик Н.Н.Корогаева (МГУ).

превышает 10%. По составу минерал близок мелилиту из оливиновых мелилититов Сатерленда, ЮАР [23]. Очевидно, что существенная роль мелилита в этих субвулканических комплексах отражает их более высокую известковистость и более низкую магнезиальность, т.е. увеличение CaO/MgO по сравнению с кимберлитами.

Гранаты присутствуют в эруптивных брекчиях пикритов и альнеитов как в составе ксенолитов эклогитов и эклогитоподобных пород (трубка Большая и др.), так и в виде отдельных ксенокристаллов (трубка Брусская и др.). Среди ксенокристаллов по составу и окраске выделены две разновидности гранатов (табл. 4) — розовый пироп-альмандин с низким содержанием хрома (анализы 1—3) и малиновый пироп с несколько повышенным его содержанием (анализы 4—6). Розовые пироп-альмандины образуют мелкие (0,1—0,2 мм) изометричные зерна, часто с кристаллической огранкой. Показатель преломления минерала изменяется от 1,748 до 1,760; плотность 3,70 г/см³. Малиновый пироп встречается в виде крупных (1—3 мм) зерен или их фрагментов. Низкохромистые розовые пироп-альмандины, характерные для эклогитов и эклогитоподобных пород, количественно преобладают. Малиновые хромистые пиропы, свойственные ультраосновным парагенезисам, крайне редки и обнаружены только в шлихах из выветрелых верхних горизонтов трубки Брусская. Содержания хрома в малиновых пиропе не достигают значений, характерных для минерала из парагенезисов алмаз-пироповой фации глубинности. Именно по этому параметру минерал соответствует пиропам гранулитовой фации.

Минералы группы *шпинели* играют важную роль в составе пикритов и альнеитов чадобецкого комплекса, количественно они всегда существенно преобладают над ильменитом. Кроме микрокристаллических шпинелидов в чадобецких пикритах и оливиновых мелилититах встречаются крупные раздробленные зерна магнетита, а также крупнозернистые включения, представленные сростками магнетита с оливином. Все шпинелиды отличаются повышенными содержаниями титана (5,7—15% TiO_2) и магния (3—11,3% MgO). По содержаниям главных компонентов (TiO_2 , MgO , Al_2O_3 и др.) магнетит из крупнозернистых сростков с оливином и крупных раздробленных зерен относится к магнезиальным титаномагнетитам и близок магнетитам из глубинных аналогов пикритов-оливинитов и перидотитов, встречающихся в более глубоко эродированных карбонатитовых комплексах (табл. 5). Микрокристаллические шпинелиды отличаются от магнетитов из крупнозернистых сростков с оливином более высокими содержаниями глинозема и присутствием переменных количеств хрома. Их состав изменяется от титан-хромистой магнезиальной шпинели до магнезиального титаномагнетита. Для микрокристаллических шпинелидов характерны зональные образования, морфологически сходные с зональными выделениями шпинели, описанными в кимберлитах под названием «атолловые», но состав этих образований в чадобецких пикритах и кимберлитах существенно различается.

Атолловые шпинели из кимберлитов обычно содержат ядра хромита, окруженные зоной титаномагнетита с каймой незначительной примеси магнетита. В чадобецких пикритах атолловые образования представлены ядром, сложенным магнезиальной титан-хромовой шпинелью, сильно резорбированной промежуточной зоной, замещенной агрегатом серпентина и кальцита, и внешней зоной, состоящей из магнезиального титаномагнетита. Следова-

тельно, отчетливым типоморфизмом обладают только центральные части зональных выделений шпинели из кимберлитов и щелочных ультраосновных пород чадобецкого комплекса, а их краевые части могут быть практически не различимы по составу (рис. 3). Это вполне согласуется с тем, что кимберлиты и щелочные ультраосновные породы карбонатитовой ассоциации отличаются только условиями генерации и начальными этапами эволюции магматических систем, в то время как заключительные этапы их эволюции протекают в сходных условиях.

Таким образом, шпинелиды в пикритах и альнеитах чадобецкого комплекса отличаются высокими содержаниями титана, которые не опускаются ниже 5,7% TiO_2 , и, как правило, превышают 8—10% TiO_2 . Среди них отсутствуют магнезиальные хромиты с низкими содержаниями TiO_2 , характерные для алмазосных кимберлитов Якутии. Относительно низкие содержания Cr_2O_3 в ядрах зональных выделений и однородных зерен шпинели, не превышающие 26,4%, соответствуют кристаллизации шпинелидов чадобецкого комплекса в условиях, промежуточных между шпинель-пироповой и гроспидитовой фациями глубинности.

Ильменит встречается в базисе пикритов, слагающих силлы и дайки, а также в виде желваков в эруптивных брекчиях. Ильменит из основной массы пикритов отличается от аналогичного минерала алмазосных кимберлитов низкими содержаниями магния и хрома и повышенными содержаниями марганца (табл. 6, анализ 5). Среди желваков ильменита из эруптивных брекчий выделены два

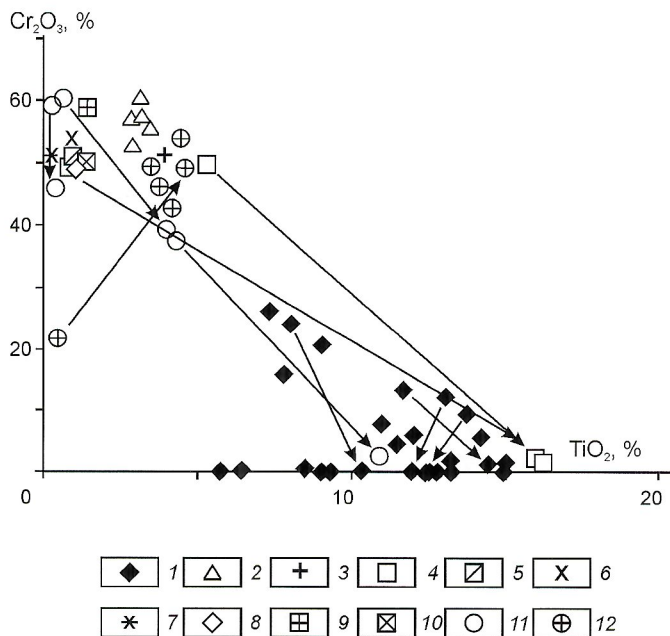


Рис. 3. Зависимость содержаний Cr_2O_3 и TiO_2 в минералах группы шпинели:

1 — из пикрит-альнеитовых пород чадобецкого комплекса (табл. 5); 2 — из лампроитов трубки Аргайл, Австралия [9]; из алмазосных кимберлитов, трубок: 3 — Удачная [по 5], 4 — Мир [по 5], два зерна (центр и край), 5 — Мир (среднее из 186) [18], 6 — Интернациональная (среднее из 100) [18], 7 — Сытыканская (среднее из 116) [18], 8 — Юбилейная (среднее из 373) [18], 9 — Ломоносовская (среднее из 328) [18], 10 — Финч, ЮАР (среднее из 99) [18], 11 — Као, Восточный Лесото (центр и край) [22], 12 — Монастери, ЮАР (центр и край) [22]

6. Химический состав ильменита и перовскита, %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	0,05	0,04	—	0,03	—	—	—
TiO ₂	40,25	39,89	50,59	51,41	51,94	56,47	56,87
Al ₂ O ₃	0,09	0,21	0,31	0,33	0,13	0,17	0,17
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	47,07	1,36	1,44
FeO	56,93	55,33	45,94	43,88	—	—	—
MnO	0,11	0,21	0,12	0,22	1,39	0,08	0,09
MgO	3,27	4,39	5,99	6,77	0,53	0,04	0,05
CaO	0,01	0,00	0,01	0,00	1,08	39,61	38,93
Na ₂ O	—	—	—	—	0,02	0,39	0,35
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	0,67	0,50	0,01	0,03	0,06	0,01	0,03
Nb ₂ O ₅	0,47	0,39	0,11	0,05	0,23	0,10	0,22
Ce ₂ O ₃	—	—	—	—	0,15	0,87	0,75
Сумма	101,85	100,96	103,08	102,72	102,60	99,10	98,90

Примечания: I. Ильменит (1—5): 1—4 — ксенокристаллы из эруптивной брекчии, трубка Брусская; 5 — из основной массы силла слюдяного пикрита, обнажение в 100 м ниже устья руч. Брус по правому берегу р. Терина; 6—7 — перовскит, там же. II. Микронзондовый анализ, аналитик И.М.Куликова (ИМГРЭ).

типа (см. табл. 6, анализы 1—4). Первый характеризуется повышенным содержанием железа и пониженным — титана, что связано со значительным количеством в его составе гематитового минала. Ильменит данного типа отличается высокими ферромагнитными свойствами. Второй тип ильменита богаче титаном, но беднее железом; он несколько обогащен магнием и обладает слабо выраженными ферромагнитными свойствами.

Сравнение составов желваков ильменитов из эруптивных брекчий чадобецкого комплекса и алмазonoсных кимберлитов Якутии показывает их различия, проявляющиеся в значительно более низких содержаниях хрома и магния в чадобецких ильменитах (рис. 4).

Перовскит — характерный акцессорный минерал пород пикрит-альнеитовой серии; в альнеитах и оливиновых мелилитах количественно нередко преобладает над шпинелидами и становится главным оксидным рудным минералом. В перовскитах содержится сравнительно небольшое количество ниобия и редкоземельных элементов (см. табл. 6, анализы 6, 7), в чадобецких перовскитах их меньше, чем в большинстве перовскитов из кимберлитов [24].

Апатит постоянно присутствует в акцессорных количествах в чадобецких породах. Минерал встречается в виде округлых изометричных зерен (I генерация) или игольчатых кристаллов (II генерация), но закономерных различий в составе этих разновидностей не наблюдается (табл. 7). Апатит содержит существенную примесь стронция (в среднем 0,5% SrO), несколько превышающую его содержание в апатите из алмазonoсных кимберлитов Якутии (в среднем 0,34% SrO [19]). Следует отметить, что эти значения ниже содержаний стронция в апатите кимберлитов многих неалмазonoсных и убого алмазonoсных полей северных районов Якутии. В большинстве проб апатита из

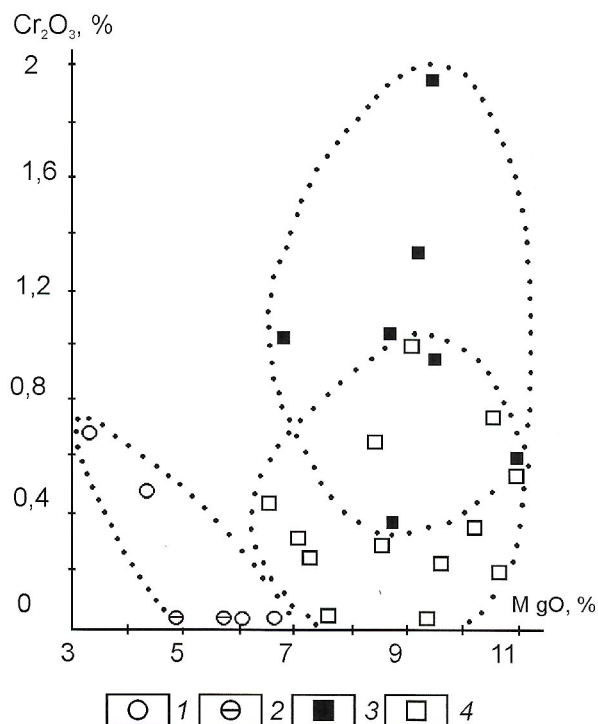


Рис. 4. Зависимость содержаний Cr₂O₃ и MgO в желваках ильменита:

1 — из эксплозивных брекчий чадобецкого комплекса (по данным табл. 6); 2 — из эруптивных брекчий оливиновых мелилитов Сатерленда, ЮАР [23]; 3 — из алмазonoсных кимберлитов Якутии; 4 — из неалмазonoсных и убого алмазonoсных кимберлитов Восточного Прианбарья

7. Химический состав апатита, % (из флогопит-пироксенового пикрита, проба Бр-3)

Компоненты	Округлые изометричные зерна				Игольчатые кристаллы		
Na ₂ O	0,18	0,12	0,07	0,12	0,13	0,08	0,06
CaO	54,16	54,64	54,14	53,24	53,99	53,51	53,69
SrO	0,50	0,85	0,34	0,30	0,40	0,42	0,66
BaO	0	0	0,03	0	0	0	0
Ce ₂ O ₃	0	0,05	0	0	0	0	0,03
MnO	0,03	0,04	0,12	0,03	0,09	0	0
FeO	0,20	0,29	0,23	0,22	0,30	0,37	0,29
SiO ₂	0,88	0,58	1,09	1,37	1,03	1,18	0,81
P ₂ O ₅	40,32	40,77	40,14	38,70	41,44	39,61	40,39
Cl	0,04	0,02	0,05	0,07	0,07	0,06	0,02
F	0,94	2,35	1,33	2,04	1,57	1,64	1,33
Сумма	97,25	99,71	97,54	96,09	99,02	96,87	97,28

Примечание.: Микронзондовый анализ, аналитик И.М.Куликова (ИМГРЭ).

чадобецких пикритов Ce₂O₃ не превышает 0,01%, в отдельных случаях 0,03—0,05%.

Таким образом, приведенные данные показывают, что при общем сходстве видового минерального состава щелочных ультраосновных пород чадобецкого комплекса и кимберлитов состав отдельных минеральных фаз в каждом из этих проявлений магматизма настолько специфичен, что исключает возможность их прямого отождествления.

При этом наиболее существенны различия, выявленные в составе минералов-индикаторов алмазоносных пород, таких как гранат, шпинелиды и ильменит, которые позволяют сопоставить породы чадобецкого комплекса и кимберлиты по условиям глубинности генераций первичных магм. Известно, что алмазоносные кимберлиты содержат ультраосновные включения и отдельные минералы, соответствующие алмазной и алмазно-пироповой фациям глубинности и устойчивы на глубине более 120 км. В то же время состав гранатов и шпинелидов из пород чадобецкого комплекса соответствует условиям гроспидитовой фации или условиям, переходным между шпинель-пироповой и гроспидитовой фациями глубинности (80—120 км).

Результаты проведенного сопоставления подчеркивают специфичность каждого из двух главных формационных типов платформенного щелочного ультраосновного магматизма — карбонатитового и кимберлитового. Они служат еще одним подтверждением того, что алмазоносные кимберлиты не могут ассоциировать непосредственно с карбонатитовыми комплексами.

Очевидно, что различия в пространственной позиции карбонатитовых комплексов и кимберлитов, позволяющие говорить об их пространственном антагонизме, связаны не только с различной глубиной генерации исходных магм, но и со спецификой геодинамического режима областей карбонатитового и кимберлитового магматизма. Опыт показывает, что кимберлиты могут генерироваться только на древних стабильных кратонах, характеризующихся низким термальным потоком, при котором необходимые темпера-

турные условия начального плавления мантийных перидотитов в присутствии CO₂ и H₂O достигаются на глубинах, соответствующих области устойчивости алмаза. В отличие от этого щелочно-ультраосновные карбонатитовые магмы генерируются в областях, тяготеющих к рифтовым структурам и подвижным зонам, разделяющим ядра древних стабильных кратонов, в условиях более интенсивного термального потока, обеспечивающего возможность плавления мантийных перидотитов на меньших глубинах при более высоких степенях плавления мантийных пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Архангельская алмазоносная провинция* / Под ред. О.А.Бога-тикова. — М.: Изд-во МГУ, 2000.
2. *Багдасаров Ю.А., Фролов А.А.* О редкометалльных карбонати-тах Чадобецкого поднятия // Докл. АН СССР. 1968. Т. 178. № 1. С. 176—178.
3. *Бородин Л.С., Лапин А.В., Пятенко И.К.* Петрология и геохи-мия даек щелочно-ультраосновных пород и кимберлитов. — М.: Наука, 1976.
4. *Владимиров Б.М., Волянюк Н.Я., Пономаренко А.И.* Глубин-ные включения из кимберлитов, базальтов и кимберлитопо-добных пород. — М.: Наука, 1976.
5. *Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Михайличенко О.А.* и др. Ми-нералогия шпинелидов из связующей массы кимберлитов // Мат-лы XIII конф. молодых ученых МГУ. Геол. ф-т. 1987. С. 37—130.
6. *Геология СССР*. Т. 15. — М.: Недра, 1961.
7. *Дэусон Дж.* Кимберлиты и ксенолиты в них. — М.: Мир, 1983.
8. *Дашкевич Н.Н., Стародубцев Г.С., Германов В.В.* О кимбер-литовых трубках в структуре Чадобецкого поднятия // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Вып. 3. — Красноярск, 1962. С. 117—130.
9. *Джейкс А., Луис Дж., Смит К.* Кимберлиты и лампроиты За-падной Австралии. — М.: Мир, 1989.
10. *Илутин И.П., Ваганов В.И., Прокопчук Б.И.* Кимберлиты. — М.: Недра, 1990.
11. *Корнилова В.П., Егоров К.Н., Сафронов А.Ф.* и др. Монтичел-литовый кимберлит трубки Удачная-Восточная и некоторые проблемы эволюции кимберлитовых расплавов // Отечествен-ная геология. 1998. № 6. С. 48—51.

12. *Крюков А.В.* Основные черты алмазности Красноярского края // Мат-лы по металлогении и полезным ископаемым Красноярского края. Вып. 5. — Красноярск, 1968. С. 155—171.
13. *Лапин А.В.* О кимберлитах Чадобецкого поднятия в связи с проблемой формационно-металлогенического анализа платформенных щелочных ультраосновных магматитов // Отечественная геология. 2001. № 4. С. 30—35.
14. *Лапин А.В., Пятенко И.К.* Чадобецкий комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов: новые данные о составе, строении и условиях формирования // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 6. С. 88—101.
15. *Лапин А.В., Толстов А.В.* Новые уникальные месторождения редких металлов в корах выветривания карбонатитов // Разведка и охрана недр. 1993. № 3. С. 7—11.
16. *Никишов К.Н.* Петролого-геохимическая модель кимберлитового процесса. — М.: Наука, 1984.
17. *Францессон Е.В.* Петрология кимберлитов. — М.: Недра, 1968.
18. *Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И.* Коренные месторождения алмазов мира. — М.: Недра, 1998.
19. *Харьков А.Д., Квасница В.Н., Сафронов А.Ф.* и др. Типоморфизм алмаза и его минералов-спутников из кимберлитов. — Киев: Наукова Думка, 1989.
20. *Чубугина В.Л.* О щелочно-ультраосновных породах Чадобецкого поднятия и их взаимосвязи // Новые данные по геологии юга Красноярского края. — Красноярск, 1963. С. 166—174.
21. *Юркин В.И., Крюков А.В.* Основные черты строения и состава кимберлитовых трубок Чадобецкого поднятия // Геологические предпосылки поисков полезных ископаемых в Красноярском крае. Вып. 6. — Красноярск, 1969. С. 147—155.
22. *Haggerty S.E.* The chemistry and genesis of opaque minerals in kimberlite // Phys. Chem. Earth. 1975. Vol. 9. P. 295—307.
23. *Mc Iver I.R., Ferguson I.* Kimberlitic, melilititic, trachitic and carbonate eruptives at Saltpetre Kop, Sutherland, South Africa. Proc. 2nd Int. Kimberlite Conf. 1979. Vol. 1. P. 111—128.
24. *Mitchell R.H.* Composition of perovskite in kimberlite // Amer. Miner. 1972. Vol. 57. P. 1748—1753.

Геоэкология

УДК 577.4:55

© Ю.В.Виленина, 2004

Принципы идентификации геохимических аномалий по данным изотопно-геохимических исследований

Ю.В.ВИЛЕНИНА (ЦНИГРИ)

Добыча и переработка полезных ископаемых — одни из мощных факторов интенсивного техногенного прессинга, вызывающего масштабные и глубокие негативные изменения экологического состояния окружающей среды. Введение месторождения в эксплуатацию, вскрытие и разработка рудных зон, обогащение руд сопровождаются образованием на дневной поверхности огромных масс пустой породы, рассеивающейся природными миграционными процессами на значительные расстояния, загрязняя природные среды токсичными химическими элементами и их соединениями.

При формировании в пределах горно-промышленных ландшафтов геохимических аномалий следует четко идентифицировать их природу. Решение этой проблемы — неотъемлемая часть комплексной оценки современного состояния геоэкологической среды, так как позволяет более достоверно определить уровни экологической опасности территории, исключив из перечня те фрагменты почвенного покрова, которые, несмотря на многократное превышение нормативных показателей, могут быть отнесены к «природным аномалиям».

Опыт проведения экологических исследований в районах с интенсивной техногенной нагрузкой, т. е. в зонах воздействия промышленных комплексов добычи и переработки минерального сырья [1—4] показал, что использование данных только по концентрации тех или иных химических элементов в почвах часто приводит к ошибкам при установлении природного «фона», источников загрязнения, оконтуривании геохимических аномалий, особенно образующихся за счет воздушного переноса продуктов техногенеза.

В качестве основных причин некорректности использования только традиционных геохимических методов можно выдвинуть: первичную геохимическую неоднородность литолого-фациальных типов пород и заключенной в них син- и

эпигенетической минерализаций, даже в пределах одного района; отсутствие достоверных критериев идентификации природных и техногенных концентраций элементов в первично гетерогенной природной геологической среде; проявленность процессов рассеяния или концентрирования химических элементов при их миграции на природных геохимических барьерах с ранжировкой на первичные («фоновые») и вторичные (техногенные) классы и др.

Анализ причин формирования аномально высоких концентраций химических элементов показывает, что они могут быть вызваны как естественными особенностями геологической среды, так и геохимической специализацией руд месторождений и техногенными процессами, происходящими в результате вскрытия, разработки и эксплуатации месторождений полезных ископаемых. Поэтому необходимо отметить, что выводы о причинах возникновения аномальных концентраций элементов в почвах требуют доказательств даже в случае очевидности связи аномалии с источником загрязнения. Если подобная связь отсутствует, то ее выявление с использованием только геохимических методов часто представляет весьма сложную задачу. Наряду с геохимическими методами применялись методы изотопной геохимии, позволившие с высокой степенью достоверности идентифицировать в изучаемых средах присутствие чужеродных (техногенных) веществ, выявлять причины формирования аномальных концентраций химических элементов и, следовательно, идентифицировать природу геохимических аномалий. При этом информативность изотопных данных повышается с увеличением отличий изотопного состава привнесенных техногенных соединений от присущих данной экосистеме «фоновых» значений.

Для иллюстрации сказанного был выбран Полигон, расположенный в Краснодарском крае и представленный двумя исследованными участками (рис. 1).

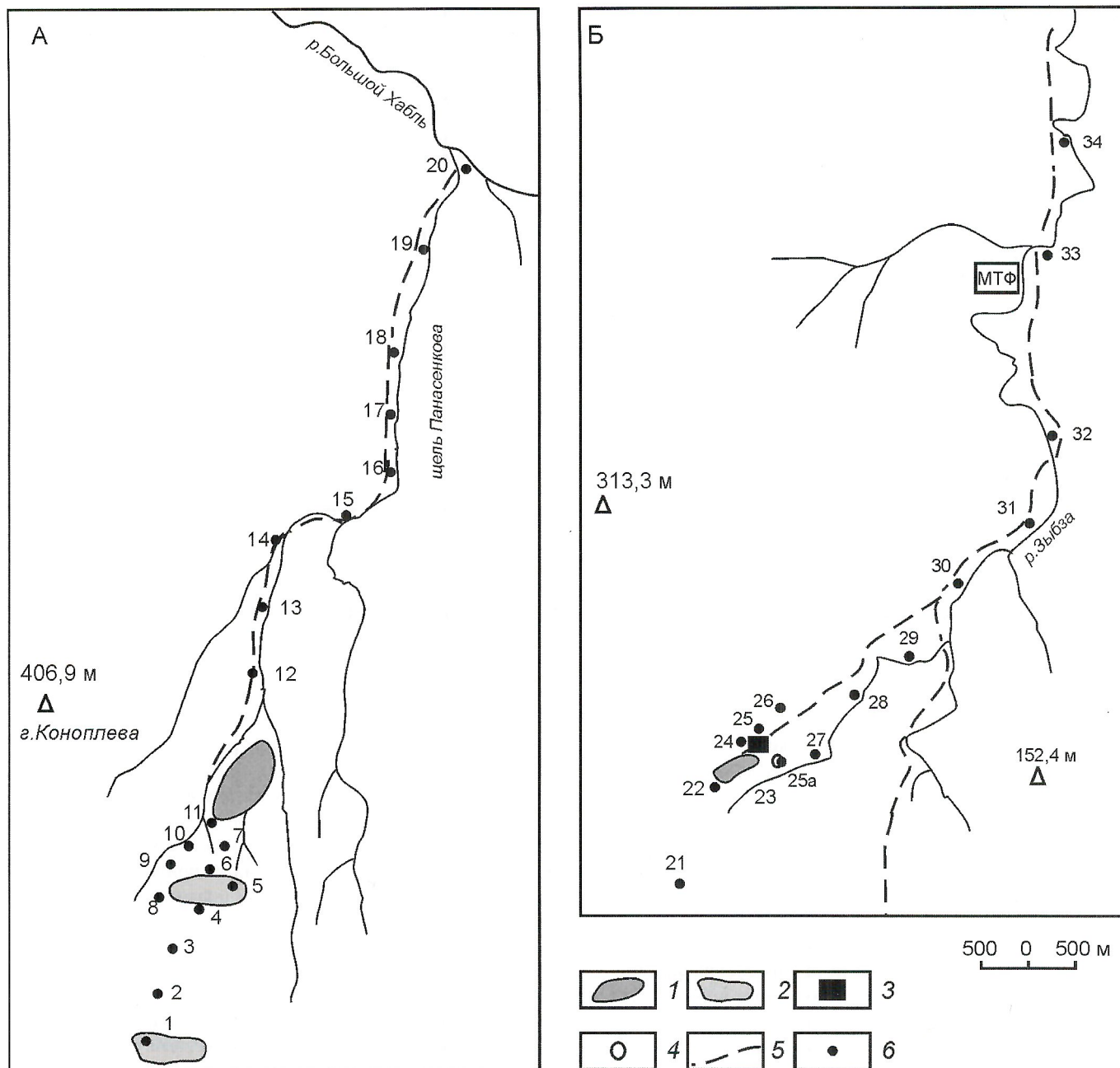


Рис. 1. Функциональная схема Полигона:

участок: А — 1; Б — 2; 1 — отвал; 2 — карьеры; 3 — завод; 4 — отстойник; 5 — дороги; 6 — точки отбора проб и их номера

Первый участок охватывает территорию ртутного месторождения Сахалинское (20 станций мониторингового контроля); второй примыкает к горнообогатительному комбинату по переработке ртутьсодержащего сырья (15 станций). К потенциальным источникам загрязнения участка 1 можно отнести (см. рис. 1, А): карьер, в настоящее время не эксплуатируемый, но все еще являющийся главным источником антропогенных выбросов; разведочную шахту; рудные хранилища; отвалы пустых пород; карьер по добыче известняков.

На участке 2 (см. рис. 1, Б) в качестве потенциальных источников загрязнения окружающей среды, можно выделить: обогатительную фабрику; ее отстойник; отвал продуктов окислительного обжига, рудной пыли и др.

Выбранная схема исследований предусматривала последовательное решение следующих задач: определение параметров природного «фона»; выявление изотопных и геохимических аномалий и их комплексное изучение с целью выяснения генетической природы повышенных концентраций химических элементов. Для решения этих задач проводились геохимические и изотопные исследования образцов почв с потенциально «фоновых» участков, а также с участков, характеризующих территорию Полигона в целом. Параллельно анализировались почвообразующие породы, руды, продукты их технологической переработки.

Как известно, геохимическим фоном называется величина природной вариации содержаний химических эле-

ментов. Он устанавливается на территории, не подвергавшейся воздействию природных и антропогенных источников поступления химических элементов. Кроме того, в силу переноса ртути ветром на ее концентрацию могут влиять удаленные аномальные источники [6]. Для определения фоновых значений был выбран участок в 2 км к югу от исследуемого полигона, находящийся вне сферы влияния горнопромышленной деятельности, где действие аномальных источников незначительно, а концентрации минимальны и устойчивы во времени. Были изучены 12 проб фоновых почв, содержание микроэлементов в которых несколько ниже по сравнению со средними значениями, установленными для всей территории: pH 6,5; CO_3^{2-} 0,1—6,5%; $\delta^{13}\text{C}$ -29...-4; SO_4^{2-} 0,01%; $\delta^{34}\text{S}$ 5‰; средние содержания химических элементов, г/т: V 116; Cr 34; Mn 450; Ni 20; Cu 50; Zn 76; As 10; Sr 61; Cd 10; Sn 3,2; Sb 5; Ba 200; Hg 0,5; Fe 2,41%.

Минеральный состав исходной руды, перерабатываемой на фабрике, представлен киноварью, кварцем, дикситом, антимонитом, пиритом, кальцитом, сидеритом, самородной ртутью, халькопиритом, арсенопиритом, сфалеритом, блеклой рудой, реальгаром, аурипигментом и твердыми битумами. Отсюда следует, что руда содержит широкий спектр разнообразных токсичных элементов, как, например, Hg, Sb, Fe, Mn, Mg, Zn, Cu и As. Кроме того, в киновари и метациннабарите, как основных рудообразующих минералах, присутствует большое количество примесей: Sb, As, Fe, Pb, Cu, Zn.

Были изучены вмещающие породы, представленные мергелями, песчаниками, аргиллитами и алевролитами, а также включения сидеритовых конкреций в глинах. Проведенный анализ вмещающих пород показал, что они могут служить источником поступления в почву следующих химических элементов: мергели Ca, Ni, Cu и Zn; сидеритовые конкреции Cr, Mn, Fe, Ni; алевролиты и песчаники Ni; аргиллиты Mn (табл. 1). Следует отметить, что все перечисленные элементы отнесены к группам токсичности 1, 2, 3, поэтому их накопление в почвах Полигона наиболее опасно.

Анализ полученных данных показал, что почвы Полигона обогащены токсичными химическими элементами, спектр которых идентичен разрабатываемым рудам. Токсичные элементы Hg, Sb, Fe, Mn, Zn, Cu, Pb, As и другие, накапливаясь в почвах Полигона, оказывают значительное влияние на их химические, физические и биологические

свойства. В результате наблюдаются всевозможные нарушения почвенного покрова, приводящие к его деградации, что в корне изменяет экологическую ситуацию.

Обобщение данных геохимических исследований, проведенных на участке 1, позволило сделать вывод о том, что один из негативных результатов процесса освоения рудного месторождения — изменение геохимической ситуации в почвенном покрове, которое выразилось в образовании мощного, сложного по конфигурации аномального поля. В среднем уровень концентраций в образцах почв таких элементов, как Mn, Fe, Ni, Cu, As, Sb превышает «фоновые» значения в 3—10 раз. Загрязнение почв Cr на отдельных участках в 10—25 раз выше природного. Концентрации одного из наиболее токсичных химических элементов — Hg, зафиксированной на всей площади участка 1, достигают крайне опасного превышения над «фоном» в 200—400 раз.

Согласно методическим разработкам ИМГРЭ, были рассчитаны не только коэффициенты концентрации (аномальности) K_c для всех определяемых элементов, но и суммарные показатели загрязнения СПЗ, для элементов I, II и III классов опасности (табл. 2). Из представленных данных следует, что перечисленные токсичные элементы, в т.ч. и тяжелые металлы, формируют в почвах участка 1 широко распространенную геохимическую аномалию. Так, на территории добычного карьера (станции 5, 6, 7) СПЗ колеблется в интервале 105,3—160,3, что характерно для сильно загрязненных зон. Более мощная аномальная зона отмечена на территории размещения эксплуатационной шахты, рудных отвалов и выноса рудного материала с шахтными водами (станции 11—19). В данной зоне СПЗ 216,4—447,8. Даже в лесной зоне на участках, достаточно удаленных от месторождения, отмечено некоторое увеличение концентраций отдельных элементов (V, Cr, Mn, Fe, Ni, As, Sr, Sb, Ba и Hg) в почвенном покрове. При этом следует отметить, что в основном высокие показатели СПЗ на участке 1 связаны с ртутью, накопление которой в почвах из-за чрезвычайно высокой миграционной способности крайне опасно с экологической точки зрения.

Дифференцирование территории участка по уровню СПЗ позволило выделить две наиболее мощные геохимические аномалии. Первая охватывает район ст. 11, ее идентификация как техногенной не вызывает сомнений, так как она расположена в зоне интенсивного воздействия следующих источников загрязнения: разведочная шахта, храни-

1. Элементный анализ вмещающих пород и сидеритовых конкреций

Породы	Средние содержания, г/т								
	Fe*	Mn	Ni	Cu	Zn	As	Pb	Sb	Cr
Мергели	0,47	425	570	145	150	121,5	150	40	67
Песчаники	3	500	550	93	110	88	140	32	56
Алевролиты	2,1	200	520	120	116	160	180	38	Не.опр.
Аргиллиты	0,71	850	410	86	81	53	145	46	Не.опр.
Сидеритовые конкреции	14,5	4400	1920	<100	230	120	410	40,5	420

* Содержания Fe, %.

2. Коэффициенты загрязнения и СПЗ почв Полигона

Пробы	Коэффициенты загрязнения														СПЗ
	V	Cr	Mn	Fe	Ni	Cu	Zn	As	Sr	Cd	Sn	Sb	Ba	Hg	
Участок 1 (месторождение Сахалин)															
1сх	3,7	3,2	3,1	2,8	1,8	—	—	—	1,6	—	—	—	1,7	2	19,9
2сх	3,4	2,7	1,8	2	—	—	—	6,8	2	—	—	3,8	1,8	6	30,3
3сх	3,8	—	—	1,8	7	—	—	—	1,8	—	—	3,8	1,9	2	22,1
4сх	2,8	—	1,8	—	—	3	—	2,6	1,8	—	—	1,5	—	4	17,5
5сх	1,5	2,8	—	1,6	4,3	—	—	3,6	2,4	—	—	2,4	1,7	140	160,3
6сх	1,7	3,2	—	1,8	6	—	—	2	2,4	—	—	6,4	1,8	80	105,3
7сх	2	—	—	2,1	4,7	—	—	1,9	2,1	—	—	5,6	1,6	90	110
8сх	—	—	—	2,2	6	1,6	—	—	2,4	—	—	3,8	2	—	18
9сх	2,7	—	—	2,1	6	—	1,7	3,3	2,3	—	—	—	2,4	—	20,5
10сх	2	—	—	1,9	9,5	—	—	—	2,3	—	—	2	1,9	—	19,6
11сх	—	6,2	2	2,5	—	2,4	—	—	2,4	—	—	10,6	1,7	400	427,8
12сх	4,5	7,6	2,4	3,4	3,8	—	—	3,5	1,8	—	—	2,8	1,6	200	231,4
13сх	2,7	12,3	2,2	3,1	5,5	2,2	—	—	1,6	—	—	3,6	2,2	2,8	38,2
14сх	3,5	25,6	2	2,8	2,4	1,9	—	3,1	2	—	—	2,8	1,7	400	447,8
15сх	4,7	9,1	1,8	3,1	4,1	—	—	6,8	2	—	—	4	2	42	79,6
16сх	2,1	5	3,1	3,1	—	—	—	—	2,1	—	—	5,6	1,5	300	322,5
17сх	—	7,1	2,2	2,6	—	1,7	—	—	1,6	—	—	3,8	—	400	419
18сх	5,4	—	1,8	2,1	—	2,8	—	—	1,5	—	—	2,8	—	200	216,4
19сх	3,4	7,1	1,8	2	3,6	1,8	—	1,7	1,8	2	—	4	—	200	229,2
20сх	3,4	6,8	1,8	2,1	2,4	—	—	—	2,1	—	—	2,2	1,7	—	22,5
Участок 2 (завод)															
21зв	3,5	—	1,5	1,5	—	—	—	—	2,1	—	—	1,9	2,2	—	12,7
22зв	2,3	1,6	1,5	1,5	4,5	1,7	—	3,5	1,6	—	—	2,4	2,3	—	22,9
23зв	1,7	—	2,4	—	2,2	1,9	16,4	3,7	2,8	—	—	16,2	1,8	600	649,1
24зв	1,5	3,8	—	1,8	—	3,4	—	—	2,3	—	—	1,7	2	—	16,5
25зв	2,3	2,4	—	1,5	3,7	1,6	—	—	2	—	—	6,2	2,2	200	221,9
25азв	—	—	1,5	—	3,5	—	—	—	3,9	—	—	4,4	1,7	20	35
26зв	—	7,3	2,2	—	—	—	—	1,9	2,9	—	—	—	—	—	14,3
27зв	4,6	—	2,9	1,9	2,1	—	—	—	2	—	—	—	2	2	17,5
28зв	3,3	2,5	2,7	1,8	—	—	—	1,8	2,3	—	—	5,4	2	52	73,8
29зв	3,8	1,9	2,7	2,3	—	—	—	2,8	2,1	—	—	4,8	2	—	22,4
30зв	2,1	3,2	2,7	2,2	—	—	—	7,3	2,3	1,5	—	2,8	1,8	—	25,9
31зв	—	—	1,5	1,5	2,5	—	—	—	2,3	2,2	6,2	2,2	1,8	2,4	22,6
32зв	—	—	2,7	1,7	—	—	1,7	—	2,1	—	—	—	1,7	—	9,9
33зв	—	—	2,4	1,5	2,2	—	—	—	2,4	—	—	—	1,9	2	12,4
34зв	—	—	2	—	—	—	—	—	2,6	—	—	2	1,8	—	8,4

лище рудной массы. Вторая геохимическая аномалия (станции 14—17) имеет более сложную конфигурацию. Она расположена вдоль руч. Пионер и захватывает значительную часть дороги на рудник, т.е. находится на некотором удалении от зоны интенсивной антропогенной деятельности. При этом сведений только о химическом составе почв на данном участке оказалось явно недостаточно, чтобы дать четкий однозначный ответ о ее генетической природе.

Анализ химического состава почв Полигона на участке 2 (см. табл. 2) показал, что по сравнению с участком 1 они менее загрязнены токсичными химическими элементами. Исключение составляют образцы, отобранные на станциях, расположенных вблизи горнообогатительного комбината и прилегающих к нему производственных площадях (станции 23зв, 25зв, 28зв). Интенсивность загрязнения почв на указанной территории резко возрастает. Высокий уровень концентраций Hg, Sb, Zn и As наиболее вероятно вызван присутствием киновари — основного ртутисодержащего минерала. Однако коэффициент загрязнения ртути на участке 2 значительно превышает максимальное накопление ее на участке 1 (600) только в локальной зоне (ст. 23зв). Аномально высокие концентрации Hg и других химических элементов (Sb, As, Zn) в отвалах обусловлены их вещественным составом, представленным продуктами окислительного обжига ртутного концентрата (огарками), пылью обжиговых и других цехов фабрики и примесями рудного материала. Спектр определяемых элементов и СПЗ в районе фабрики (ст. 25зв: СПЗ 221,9; ст. 28зв: СПЗ 73,8) свидетельствуют о наличии интенсивной геохимической аномалии, конфигурация которой (сильно загрязненный центр с постепенным разубоживанием концентраций к периферии) указывает на то, что основной источник загрязнения — обогатительная фабрика.

Как видно из представленных данных, современный облик геохимического ландшафта исследуемого Полигона сформировался под воздействием геохимического потока, представляющего собой результат нарастания концентраций химических элементов, изначально присущих природному ландшафту, и интенсивного привноса широкого спектра техногенных (чуждых) веществ. При этом техногенный геохимический поток предопределяется характером сконцентрированных на данной территории производств, и главное, вещественным составом руд и продуктов их технологической переработки, определенный вклад привносят и вмещающие породы, подстилающие почвы всей территории.

Из приведенного материала ясно, что с помощью геохимических методов можно судить об уровнях загрязнения почв токсичными элементами, в т.ч. тяжелыми металлами, о закономерностях их распределения в зависимости от удаленности источника загрязнения. Однако, какие факторы — природные или антропогенные — участвуют в формировании геохимических аномалий, определить только на основании геохимических результатов не всегда удается. В решении этой проблемы мы используем данные изотопных составов серы и углерода.

Изучение изотопного состава легких элементов позволяет выявить изотопные аномалии, причина возникновения которых связана с наличием в почвах Полигона «чужеродных» веществ. Такие вещества — индикаторы загрязнения. Они могут непосредственно соответствовать рудному веществу, в большинстве случаев резко отличающее-

ся по $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{34}\text{S}$ от природных почв. Иногда загрязняющее вещество приобретает изотопную «метку» в процессе технологической обработки сырья.

Об эффективности сочетания геохимических методов анализа с методами изотопной геохимии при экологических исследованиях можно судить по данным, полученным для изучаемого Полигона. Здесь были выявлены изотопные аномалии трех типов, совпадающие с ореолами ртутного загрязнения. В случае их пространственного совмещения выделяются комплексные изотопно-геохимические аномалии (рис. 2).

К первому типу отнесены ореолы развития «аномального» углерода, обогащенного изотопом ^{12}C относительно «фоновых» почв, которые характеризуются практически непрерывным спектром $\delta^{13}\text{C}$, т.к. относятся к району с широким развитием карбонатных пород (табл. 3). Наиболее вероятным источником «аномального» углерода могли служить карбонаты из руд $\delta^{13}\text{C}$ менее -10% , CO_3^{2-} до 5% (рис. 3).

Наиболее интенсивные аномалии данного типа проявлены в районе добычного карьера и рудных хранилищ (содержания карбонатов $1,38\text{—}2,12\%$, изотопный состав углерода $-11,8\text{...}-20,6\%$). Остальные почвы участка 1 по изотопным параметрам и содержаниям карбонатов характеризуются близостью «фоновых» значений. Таким образом, изучение изотопного состава углерода почвенных карбонатов участка 1 позволило дифференцировать территорию Полигона по степени техногенной нагрузки и указать источники загрязнения — добычной карьер и рудные хранилища (см. рис. 2).

Изучение изотопных параметров почвенных карбонатов на участке 2 показало, что в районе производственных площадей горнообогатительного комбината и ниже по долине в почвы привнесен мощный техногенный поток веществ, изотопные параметры которых близки параметрам добываемой на месторождении и перерабатываемой на заводе руды. Идентичен параметрам руды и изотопный состав углерода почвенных карбонатов в образцах на станциях 33зв и 34зв, находящихся от предприятия на достаточно большом расстоянии (около 3 км). По данным изотопного состава углерода карбонатов (см. рис. 2), территория участка 2 практически вся попадает в сферу влияния производственных воздушно-пылевых выбросов. Поскольку основное количество металлов в рудах связано с сульфидными минералами, на изучение распределения серно-изотопных параметров на Полигоне было обращено особое внимание. Из почв выделены и проанализированы три формы серы: сульфидная, сульфатная сера кислото- и водорастворимых соединений.

Как известно, ртутное оруденение месторождения Сахалин сформировано при участии глубинных (подкорových) эманаций, привносивших рудные элементы в верхний структурный этаж земной коры [5]. С изотопно-геохимической точки зрения это выражено в резком отличии $\delta^{34}\text{S}$ руд и вмещающих их пород. В результате на Полигоне выделены два основных источника поступления сульфидной серы в почвы: из руд месторождения (киноварь, антимонит, пирит) с вариациями $\delta^{34}\text{S}$ от 0 до -7% ; из вмещающих пород (сингенетичные сульфиды) с характерным широким разбросом $\delta^{34}\text{S}$ от $-13,9$ до $+34,2\%$. Установленный интервал ($\delta^{34}\text{S}$ от 0 до -7%) может служить показателем загрязнения почвы рудным веществом.

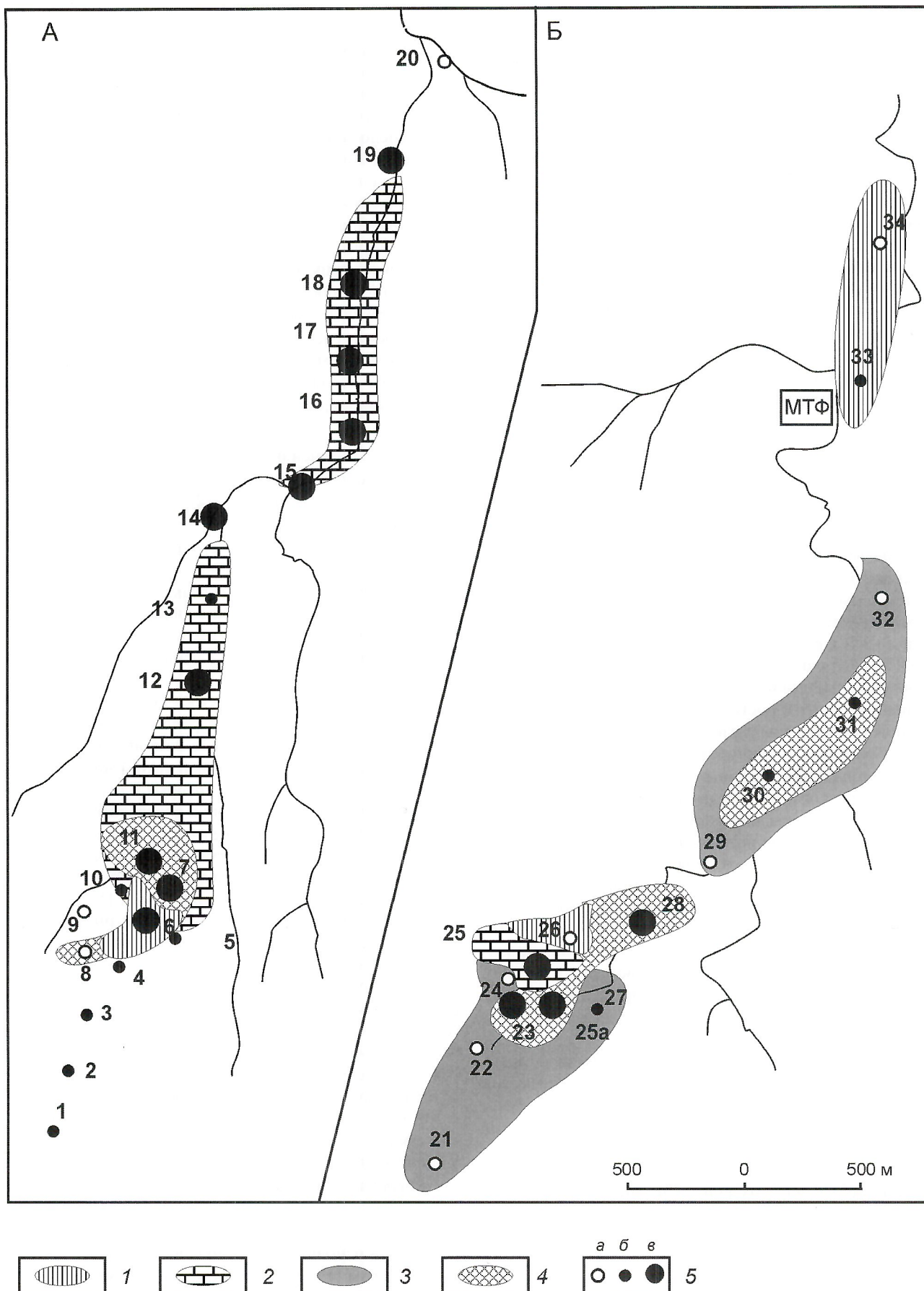


Рис. 2. Распределение изотопно-геохимических параметров почв на Полигоне:

участок: А — 1, Б — 2; техногенные ореолы: 1 — аномального углерода, 2 — сульфидной серы, 3 — сульфатной серы, 4 — комбинированные; 5 — концентрации ртути (а — на уровне фона, б — повышенные до 10 раз, в — аномальные)

3. Изотопно-геохимические параметры почв Полигона

Пробы	CO ₃ ²⁻ , %	δ ¹³ C, ‰	S ²⁻ , г/г	δ ³⁴ S, ‰	S ⁶⁺ к.р., г/г	δ ³⁴ S, ‰	S ⁶⁺ в.р., г/г	δ ³⁴ S, ‰
<i>Участок 1 (месторождение Сахалин)</i>								
1сх	0,18	-22,8	Нет	—	230	6,4	0,7	7,4
2сх	0,13	-27,7	Нет	—	140	6,1	6,3	—
3сх	0,14	-25,7	Нет	—	100	3	0,1	—
4сх	1	-4,7	170	1,3	63	2,8	0,1	—
5сх	1,67	-3,6	88	-3,5	47	3,8	9,7	6,3
6сх	1,38	-11,8	640	6,3	177	2,7	9,7	—
7сх	1,35	-13,1	190	-0,1	60	5,7	0,8	—
8сх	1,43	-20,6	45	-2,3	240	6,3	2,8	2,4
9сх	1,60	-4,8	370	-17,6	47	4,8	11,7	4,7
10сх	1,60	-7,1	640	-7,2	57	3,2	1,2	-5,5
11сх	2,12	-12,8	1100	-3,8	100	-1	10,7	7,6
12сх	0,35	-6,7	340	-2,2	177	—	0,7	8,7
13сх	0,25	-10,4	450	-3,8	53	7,1	0,08	-3
14сх	1	-6,3	410	-12,3	90	5,8	1,2	11,7
15сх	0,26	-10,8	410	-7,5	70	4,3	1,1	—
16сх	1,09	-5,9	350	-7,4	130	5,3	0,8	—
17сх	0,31	-11,9	500	-7,1	180	5	13	9,4
18сх	0,12	-18,4	73	-7,3	113	—	1,6	2,4
19сх	1,46	-6,3	120	-16	83	3,5	0,6	—
20сх	0,14	-19,4	320	-8,2	600	-2,9	0,4	-0,5
<i>Участок 2 (завод)</i>								
21зв	0,11	-29,9	Нет	—	130	-1,6	0,5	8,8
22зв	0,09	-26,7	Нет	—	120	-2	4	6
23зв	1,18	-8,9	880	-5,5	200	-1,7	10	0,3
24зв	1,53	-7,5	500	—	433	-0,7	7,7	3,5
25зв	0,18	-27,4	400	-6	110	-2,5	0,3	—
25Азв	4,49	-12,8	42	-7,4	153	0,9	4	5,6
26зв	3,28	-13,6	190	—	200	3,2	0,4	-2,6
27зв	0,14	-22,9	180	—	77	-3	0,6	—
28зв	0,54	-21	190	-6,7	63	2,2	0,5	—
29зв	0,50	-8,3	120	—	57	-0,3	0,5	9,4
30зв	1,22	-20,9	61	—	213	-5,6	0,4	-2,1
31зв	1,37	-25,9	41	—	93	-1,8	0,4	—
32зв	1,50	-5,8	32	-4,3	80	-3,2	0,5	—
33зв	1,98	-9,5	39	-14,4	163	3,8	0,3	—
34зв	1,02	-11,8	42	-13,3	77	3,9	0,3	—

Аномалии второго типа, выделенные по изотопному составу сульфидной серы, в основном проявлены на участке 1. Обусловлено это открытой разработкой сульфидсодержащих руд и тем, что их складирование ведется в открытых рудных хранилищах. Соответственно, на участке формируются широкие ореолы рассеяния сульфидных минералов. Необходимо также отметить, что в фоновых почвах, а также в точках, расположенных за пределами зоны влияния производства, сульфидная сера отсутствует.

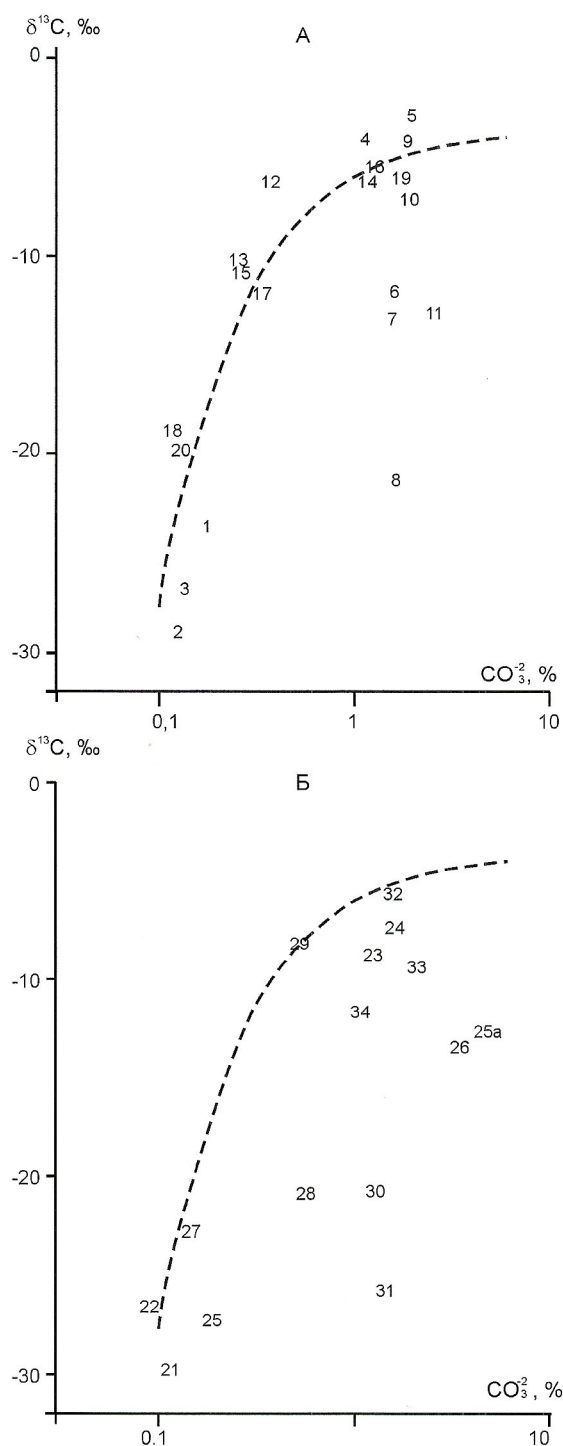


Рис. 3. Зависимость изотопного состава от концентрации углерода карбонатов почв Полигона:

участок: А — 1, Б — 2; цифры — номера станций; пунктир — расчетная линия двухкомпонентного смешения

Проведенный анализ содержаний сульфидной серы в почвах участка 1 показал, что наиболее активное накопление ее наблюдается в районе добычного карьера станции 6сх (0,064%), рудных хранилищ станций 10сх (0,064%); 11сх (0,11%) и в районе станций 13сх—17сх и 20сх (0,035—0,045%), расположенных вдоль местной водной артерии (ручья) и характеризующих область сноса рудного вещества. Изотопный состав серы сульфидов из тех же образцов позволил зафиксировать в почвах участка 1 две аномальные зоны, территориально совпадающие с ранее выявленными геохимическими аномалиями и фрагментами максимального накопления сульфидных минералов. Первая охватывает территории шахты и рудных хранилищ и распространяется до ст. 13сх ($\delta^{34}\text{S}$ от $-2,2$ до $-3,8\text{‰}$). Широкий разброс $\delta^{34}\text{S}$ на территории данной аномалии обусловлен поступлением в почвы как сульфидов руд, так и сульфидов из вмещающих пород. По изотопным данным, эта аномалия техногенная. Границы распространения техногенного загрязнения, выявленные изотопными методами, значительно превышают установленные при геохимических исследованиях.

Вторая аномалия включает станции 15сх—18сх, здесь $\delta^{34}\text{S}$ $-7,1\ldots -7,5\text{‰}$. На данном участке изотопная гомогенность серы наблюдается на протяжении более 1 км при существенной изменчивости ее концентраций. Под сомнение ставится правомочность вывода о загрязнении данного участка перерабатываемыми рудами. Подобный «селективный» характер аномалии может указывать на ее природное происхождение. Вероятно, в данном месте мы наблюдаем выход неизвестной минерализованной зоны Сахалинского типа. Сделанный вывод подтверждает линейный характер долины на данном участке, т.е. приуроченность аномалии к тектонической зоне, а также отсутствие «аномального» углерода, ореолы которого сопровождают техногенное загрязнение.

Учитывая тот факт, что при открытом способе добычи большие объемы рудного вещества, содержащего значительное количество кислотообразующих сульфидов, рассеиваются по поверхности и активно вовлекаются в процессы окисления, большое внимание было обращено на изучение распределения изотопного состава серы сульфатов в почвах Полигона. При этом следует отметить, что протекание процессов окисления сульфидов возможно и в отвалах пустых пород, отстойниках, шламохранилищах. При оценке чистоты почвенного покрова мы исходили из того, что при низких температурах в случае отсутствия бактериальной редукции фракционирования изотопов не происходит, т.е. сульфат в почвах при техногенном их загрязнении будет наследовать изотопный состав сульфидов [3].

Нахождение в почвах Полигона кислоторастворимых сульфатов, представляющих собой миграционно-устойчивые соединения, вполне объяснимо, так как они способны переходить в миграционно-активное состояние только в условиях кислой реакции среды, что в настоящее время не наблюдается. При этом возможен вариант наследования кислоторастворимыми сульфатами изотопного состава серы сульфидов, которые были подвергнуты «техногенным» преобразованиям (окислению) в более ранние времена. Не исключен также и вариант наследования изотопного состава рудных сульфидов водорастворимыми сульфатами, который может быть объяснен новыми техногенными процессами. Таким образом, изотопный состав серы

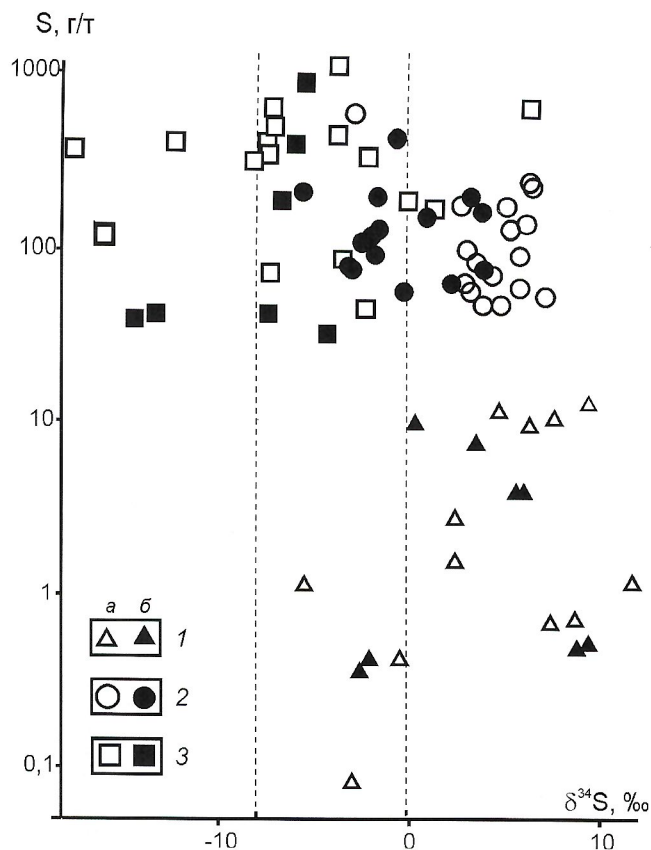


Рис. 4. Изотопный состав и содержания различных форм серы в почвах Сахалинского полигона:

формы серы (а — почвы участка 1, б — то же, участка 2): 1 — водорастворимые сульфаты; 2 — кислоторастворимые сульфаты; 3 — сульфиды

сульфатов может служить ведущим индикатором техногенного загрязнения.

На основании изложенного материала, по опытному Полигону можно выделить два основных источника поступления сульфатной серы в почвы: 1) природных почв, характерной для «фоновых» разностей: водорастворимые сульфаты со средним содержанием SO_4^{2-} 0,00057% и средней $\delta^{34}\text{S} +7\text{‰}$; кислоторастворимые сульфаты со средним содержанием SO_4^{2-} 0,45% и $\delta^{34}\text{S} +5\text{‰}$; 2) «техногенных» сульфатов, образовавшихся путем окисления рудных сульфидов: водорастворимые сульфаты со средним содержанием SO_4^{2-} 0,000048% и средней $\delta^{34}\text{S} -2,7\text{‰}$; кислоторастворимые сульфаты со средним содержанием SO_4^{2-} 0,05% и $\delta^{34}\text{S} -2,2\text{‰}$.

По $\delta^{34}\text{S}$ сульфатов участки 1 и 2 существенно различаются (рис. 4). Если на участке 1 этот параметр соответствует «фону», то на участке 2 он в целом смещен в область отрицательных значений. Выявленная закономерность обусловлена особенностями технологической схемы переработки ртутьсодержащих руд. В процессе их окислительно-го обжига сульфидная сера окисляется и практически вся остается в отходах производства. Это и служит основной причиной того, что именно в районе завода формируются широкие ореолы развития «аномальной» сульфатной серы (аномалии третьего типа). Их локализация на удалении в несколько километров от завода позволяет связать выявленные здесь повышенные концентрации ртути с деятельностью данного предприятия. Таким образом, анализ полученных результатов для серы сульфатов из почв участка 2 показал, что практически вся его территория попадает в сферу влияния воздушно-пылевых выбросов завода.

В заключение следует отметить, что использование изотопно-геохимического комплекса, включающего химические и изотопные методы исследований, базирующегося преимущественно на изучении геохимии стабильных изотопов легких элементов, обеспечивает получение надежной информации по выделению природного «фона», источников загрязнения, зоны их техногенного воздействия, а также интенсивности антропогенной нагрузки на исследуемые компоненты экосистемы. При этом в качестве основных критериев идентификации природы геохимических аномалий в сфере действия горнодобывающих и перерабатывающих предприятий следует использовать параметры, характеризующие не только химический, но и изотопный составы исследуемых сред.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Заири Н.М., Гангнус Н.П., Виленкин В.А., Виленкина Ю.В. Основные принципы ранжирования внутренних и внешних зон техногенного загрязнения по результатам изотопно-геохимического мониторинга // Руды и металлы. 1997. № 4. С. 67.
2. Заири Н.М., Гангнус Н.П., Виленкина Ю.В. и др. Методика изотопно-геохимического мониторинга ареалов воздействия золотодобывающих предприятий на окружающую среду. — М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2000.
3. Заири Н.М., Ляшенко Л.Л., Васильева М.Е. и др. Изотопно-геохимическая методика ранжирования техногенных и природных геохимических аномалий: Методические рекомендации. — Краснодар: Периодика Кубани, 2000.
4. Ляшенко Л.Л., Заири Н.М., Виленкин В.А., Виленкина Ю.В. Оценка влияния и прогноз развития геологической обстановки в зонах действия горно-перерабатывающих предприятий // Разведка и охрана недр. 1996. № 6. С. 14—19.
5. Рудные месторождения СССР. В 3-х томах / Под общей ред. В.И.Смирнова. Т. 2. — М.: Недра, 1974.
6. Фурсов В.З. Примеры мониторинга ртутной атмосферы // Разведка и охрана недр. 1995. № 7. С. 15.

75-летие Виктора Фомича Череповского

25 ноября 2004 г. исполнилось 75 лет Виктору Фомичу Череповскому — руководителю по углю горно-геологической компании «Роснедра», главному научному эксперту-консультанту по углю МПР России, доктору геолого-минералогических наук, крупнейшему специалисту страны в области поисков, разведки и оценки угольных бассейнов и месторождений России.

В.Ф.Череповский родился в Ростовской области. В 1953 г. окончил геологический факультет Ростовского государственного университета по специальности «Поиски и разведка полезных ископаемых», в 1967—1969 гг. был аспирантом геологического факультета МГУ им. М.В.Ломоносова, в 1970 г. ему присуждена ученая степень кандидата, а в 1984 г. — доктора геолого-минералогических наук. В 1992 г. избран членом-корреспондентом, 1995 г. — действительным членом Академии естественных наук РФ.

С 1953 по 1966 гг. В.Ф.Череповский работал в системе геологических организаций Донецкого бассейна (трест «Артемуглеразведка» и Волго-Донское геологическое управление) Министерства геологии и охраны недр в должности участкового геолога, старшего геолога, начальника партии. В этот период были разведаны и введены в промышленное освоение восемь скоростных комсомольских шахт.

В 1961—1966 гг. Виктор Фомич в качестве главного геолога экспедиции проводил геологоразведочные работы на уголь в МНР. В результате этих работ было открыто и разведано 10 угольных месторождений, решена задача обеспечения собственным топливом г.Улан-Батор и аймаков.

За высокие производственные успехи В.Ф.Череповский награжден Правительством МНР орденом «Полярная звезда» и значком «Отличник геологической службы МНР», а в 1989 г. удостоен почетного звания «Заслуженный геолог Монголии».

С 1967 г. и в течение 25 лет Виктор Фомич работал в центральном аппарате Мингео СССР в должностях старшего инженера, заместителя начальника управления и начальника управления твердых полезных ископаемых. Он внес большой вклад в развитие минерально-сырьевой базы топливно-энергетического комплекса СССР (России). При его участии значительно увеличен сырьевой потенциал Восточного Донбасса, Печорского и Кузнецкого бассейнов, а также угольных районов Дальнего Востока. Непосредственная методическая помощь В.Ф.Череповского позволила открыть и разведать новые месторождения угля: Апсатское (Читинская обл.), Еркевецкое (Амурская обл.), Лузанское (Приморье), Эльгинское (Южно-Якутский бассейн), Садкинское-Восточное (Восточный Донбасс) и др. Большинство из них введены в строй действующих, т.к. находятся в районах с дефицитом топливно-энергетических ресурсов. В угольной геологии он активно курировал научно-исследовательские работы, много сделал в области развития фундаментальных исследований, установил закономерности размещения угленосности в различных структурах земной коры, отдавая предпочтение орогенному пути развития. Главный успех В.Ф.Череповского — повышение научного статуса Донбасской научно-исследовательской лаборатории. Им была доказана необходимость преобразования этой лаборатории. В 1979 г. на базе указанной лаборатории возник Всесоюзный научно-исследовательский институт (ВНИГРИуголь). С этого периода начинается новый этап в развитии широкомасштабных исследований в области угольной геологии.

С 1992 г. по настоящее время В.Ф.Череповский успешно выполняет работу по анализу и оценке минерально-сырьевой базы угольной промышленности России. Под его редакцией подготовлены и вышли в свет 12 монографий, в т.ч. 5-томное издание «Угольная база России». В этих сводных работах (справочниках) детально освещены вопросы состояния, перспективы развития и воспроизводства минерально-сырьевой базы угольной промышленности.

Результаты научно-исследовательской деятельности В.Ф.Череповского отражены в более чем 100 публикациях, в т.ч. монографиях («Достижения и проблемы угольной геологии», «Угольные



бассейны и месторождения БАМ», «Запасы углей мира» и др.). Им получено 3 авторских свидетельства на изобретения, которые неоднократно экспонировались на ВДНХ и были трижды удостоены золотой медали.

В.Ф.Череповский многократно выезжал в Китай, Вьетнам, Польшу, Германию, Болгарию, Венгрию, Югославию, Чехословакию как руководитель рабочей комиссии по угольной геологии стран-членов СЭВ (1973—1989 гг.), а также как консультант — в Турцию, Нигерию и Иран. В настоящее время он входит в состав рабочей группы по углю Европейской энергетической комиссии ООН (г.Женева).

Виктор Фомич Череповский награжден ведомственными и государственными наградами: «Заслуженный геолог РФ» (1989), орден Почета (2004) и медали «Ветеран труда» (1989), «За доблестный труд в Великой Отечественной войне 1941—1945» (1995), «50 лет Победы в Великой Отечественной войне» (1995), «Шахтерская Слава» 3-х степеней, Почетный знак Академии «За пользу Отечеству» (1999), знак «Почетный разведчик недр» (1999), он лауреат премии Правительства РФ (2002).

Виктор Фомич пользуется огромным уважением как человек, обладающий профессионализмом, высоким чувством ответственности и добротой. Свой юбилей он встречает полным творческих планов и замыслов.

Поздравляем его с юбилеем! Желаем дальнейших успехов и здоровья.

*Федеральное агентство по недропользованию
(Роснедра)
Президиум Росгео
Ученый совет ВНИГРИуголь
Редколлегия журнала*

Список статей, опубликованных в журнале «Отечественная геология» в 2004 г.

Резолюция V Всероссийского съезда геологов. № 1. С. 3.

Артюхов В.Г. Доклад министра природных ресурсов Российской Федерации на V Всероссийском съезде геологов 27 ноября 2003 г. № 1. С. 5.

Темы круглых столов (КС) V Всероссийского съезда геологов. № 1. С. 15.

Зиннатуллин М.З. Основы минерально-сырьевой политики и отечественные минерально-сырьевые приоритеты (КС-I). № 1. С. 16.

Мигачев И.Ф., Милетенко Н.В. Программно-целевая система организации и исполнения работ по развитию минерально-сырьевой базы и воспроизводству фонда недропользования (КС-I). № 1. С. 19.

Трофимов В.Т. Геологическое образование и перспективы кадрового обеспечения геологоразведочных работ (КС-I). № 1. С. 22.

Сидоров Ю.В. Геологическое информационное обеспечение — состояние и пути повышения эффективности (КС-I). № 1. С. 25.

Рогов В.Ф. Российское геологическое общество — достижения и проблемы (КС-I). № 1. С. 27.

Ковалев Л.Н. Состояние, перспективы и проблемы развития минерально-сырьевого комплекса Республики Саха (Якутия) (КС-I). № 1. С. 30.

Орлов В.П. Проблемы и задачи региональной минерально-сырьевой политики (КС-II). № 1. С. 34.

Кривоноз А.И. Минерально-сырьевые ресурсы и сбалансированное развитие — зарубежный опыт (КС-II). № 1. С. 38.

Ставский А.П. Роль минерально-сырьевого комплекса в экономике ведущих стран — собственные и внешние источники обеспечения (КС-II). № 1. С. 45.

Гаврилов И.Т. О направлениях международной деятельности в минерально-сырьевом секторе экономики (КС-II). № 1. С. 47.

Мелехин Е.С. О мерах по повышению эффективности эксплуатации месторождений полезных ископаемых на основе совершенствования системы налогообложения (КС-II). № 1. С. 50.

Кременецкий А.А., Стругов А.Ф. Нормативно-правовая база отечественного недропользования: проблемы и решения (КС-III). № 1. С. 52.

Асратян Л.В. Задачи отраслевой науки по реализации «Основ политики Российской Федерации в области развития науки и технологий на период до 2010 года и дальнейшую перспективу» (КС-IV). № 1. С. 56.

Карпузов А.Ф., Карпузова Н.У., Чочия Г.Л., Захарова Н.Г., Климов А.К., Котельников Е.И., Котельников М.И. Информационное обеспечение недропользования: проблемы и перспективы развития (КС-IV). № 1. С. 59.

Морозов А.Ф., Чепкасова Т.В., Межеловский Н.В., Рундквист Д.В., Гусев Г.С., Кишико В.А. Средне-долгосрочная программа геологического изучения недр России: концепция, пакет целевых программ, механизмы реализации и контроля (КС-V). № 1. С. 62.

Леонов Ю.Г., Рундквист Д.В. Региональная геология и ее значение на современном этапе изучения природных ресурсов (КС-V). № 1. С. 66.

Коротеев В.А. Геологическое изучение недр Урала: научные и прикладные аспекты (КС-V). № 1. С. 70.

Клецев К.А., Поддубская М.И., Мирончев Ю.П. Ресурсная база углеводородного сырья — основа развития топливно-энергетического комплекса страны и концепция региональных работ на нефть и газ в России до 2010 г. (КС-VI). № 1. С. 76.

Беневолянский Б.И., Аксенов Е.М., Покалов В.Т. Итоги переоценки прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых как основа текущего и перспективного планирования геологоразведочных работ и недропользования (КС-VII). № 1. С. 79.

Боревский Б.В., Возняковская И.Г., Стрепетов В.П., Язвин Л.С. Питьевые подземные воды — стратегический природный ресурс XXI века (КС-VII). № 1. С. 82.

Фахутдинов А.А., Лаптев В.В. Информационное геофизическое обеспечение недропользования (КС-VII). № 1. С. 83.

Перцов А.В. Развитие аэрокосмических методов изучения природных ресурсов в XX веке: итоги и перспективы. № 3. С. 3.

Афанасьев Н.В., Викторов С.В., Вострокнутов Е.П., Перцов А.В., Попова Т.А., Смирнов М.Ю., Смирнова И.О. Система использования космической информации в целях исследования природных ресурсов Земли. № 3. С. 8.

Кильдюшевский Е.И., Сухачева Л.Л. Геология и геоэкология побережий и акваторий на основе использования материалов дистанционного зондирования. № 3. С. 17.

Антипов В.С. Выявление и оценка рудоперспективных площадей по аэралам современной активизации недр с использованием полихронной тепловой космической съемки. № 3. С. 24.

Старостин В.А. Радиолокационная аэросъемка при выявлении структур трубчатого типа на территории Ленинградской и Новгородской областей. № 3. С. 33.

Журавлев Е.А. Космоструктурная позиция крупных золотосеребряных месторождений в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. № 3. С. 36.

Печниковская Л.И. Космоструктурные критерии контроля Нежданнинского золоторудного месторождения (Южное Верхоянье). № 3. С. 41.

Старостин В.А., Щербаков В.Л. Многочастотная радиолокационная съемка — новый эффективный метод исследования природных ресурсов. № 3. С. 44.

Попова Т.А., Шубина М.А. Особенности изучения ландшафтов по радиолокационным снимкам. № 3. С. 51.

Турченко С.И., Вострокнутов Е.П., Брусничкина Н.А. Применение методов дистанционного зондирования для моделирования места размещения хранилищ радиоактивных отходов в докембрийских геологических формациях. № 3. С. 57.

Русанова А.А., Липийнен К.Л. Мониторинг лесов Карельского перешейка по дистанционным данным на основе ГИС-технологий. № 3. С. 61.

Шубина М.А., Попова Т.А., Суринов В.Г., Викторов С.В. Дистанционный мониторинг сельскохозяйственных культур Ленинградской области. № 3. С. 65.

Шубина М.А., Кильдюшевский Е.И., Сухачева Л.Л., Черноок В.И. Дистанционное зондирование водорослевого покрова Белого моря. № 3. С. 69.

Бычкова И.А., Викторов С.В. Спутниковый мониторинг портовых комплексов Финского залива. № 3. С. 73.

Металлогения и минерогения

Лавров М.М., Трофимов Н.Н., Голубев А.И., Слюсарев В.Д. Геология и петрология Бураковского расслоенного интрузива. № 2. С. 23.

Грушинский А.Н., Строев П.А., Корякин Е.Д. Строение литосферы Антарктики и ее изостатическое состояние. № 2. С. 30.

Кислицын А.Г., Меньшиков Ю.П., Шебухова С.В., Контарь Е.С. Об особенностях локализации медепроявлений и залежей углеводородов на юго-востоке Восточно-Европейской платформы. № 5. С. 3.

Энергетические минерально-сырьевые ресурсы

Аплов С.В., Лебедев Б.А., Тимошенкова Н.В. Проблема нефтегазоносности Мезенского осадочного бассейна. № 2. С. 3.

Кравченко К.Н., Иванова О.В. Сравнительный анализ прогноза нефтегазоносности нефтяных бассейнов российского арктического шельфа. № 2. С. 11.

Сизых В.И., Дзюба А.А., Исаев В.П., Коваленко С.Н. Проблемные вопросы нефтегазоносности Байкальской впадины. № 5. С. 8.

Рудные и нерудные месторождения

Герасимов Б.Б., Никифорова З.С. Эпохи формирования россыпной золотоносности бассейна р.Экит (юго-восток Оленёкского поднятия). № 4. С. 3.

Тулаева Е.Г., Никифорова З.С., Сурнин А.А., Иванов П.О. Формирование россыпных проявлений золота юго-востока Березовской впадины и прилегающей части Алданского щита. № 4. С. 7.

Шашиорин Б.Н. О природе рудоуправляющих тектонических напряжений в Стрельцовском урановорудном узле Восточного Забайкалья. № 5. С. 12.

Афанасьев Г.В. Метод абстрактных аналогий в региональном прогнозировании на уран. № 5. С. 17.

Мотов А.П., Соколов С.Г., Листков А.Г., Дешко Ю.В. Влияние локальных термально-купольных структур на локализацию рудомещающих гидротермалитов и связанную с ними золотокварцевую минерализацию. № 5. С. 25.

Тараборин Д.Г. Аномальная радиоактивность месторождений твердых полезных ископаемых Южного Урала (Оренбургская область) как фактор осложнения радиационной обстановки в регионе. № 5. С. 29.

Лихачев А.П. О возможности платино-медно-никелевого рудообразования в импактных структурах. № 6. С. 3.

Сорокин В.Н., Овсянников М.П., Ломакина Г.В., Варгунина Н.П. Критерии прогнозирования золото-сульфидных месторождений Талдыбулакской вулкано-тектонической структуры северного Тянь-Шаня. № 6. С. 12.

Шашиорин Б.Н., Толкачев А.Е., Афанасьева Р.Н. Покровно-складчатые деформации и золотоносность Ходоканского рудного поля. № 6. С. 17.

Коньшиев В.О. Опыт оценки погрешностей опробования и совершенствование методологии разведки месторождения с бонанцевым распределением золота. № 6. С. 22.

Коляда А.А. Россыпи платины Корякии. № 6. С. 35.

Боярко Г.Ю. Бирикээнская группа фосфатных месторождений (Южная Якутия). № 6. С. 41.
Красильникова И.Г., Пауль Р.К. Проблемы и перспективы использования фосфоритов коры выветривания Сибири. № 6. С. 46.

Стратиграфия, региональная геология и тектоника

Проконьев А.В., Тронин А.В. Седиментологические и структурные особенности зоны сочленения Кулар-Нерского сланцевого пояса и Иньяли-Дебинского синклиория. № 4. С. 49.
Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Слепцов С.В. Сейсмоструктура западной части Олёкмо-Становой области. № 4. С. 57.
Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П. Магматические ассоциации Уяндино-Ясачненского вулканоплутонического пояса и его геодинамическая природа. № 4. С. 61.
Третьяков Ф.Ф. Среднепалеозойские рифтовые структуры в основании Верхоянского складчатого пояса. № 4. С. 67.
Полуфунтикова Л.И. Парагенезы микроструктур зон скалывания Хараулахского сегмента Верхоянского складчато-надвигового пояса. № 4. С. 71.
Кутыгин Р.В. Ареалы распространения пермских комплексов аммоноидей Верхоянья. № 4. С. 75.
Ермакова С.П. Основные закономерности географической дифференциации раннетриасовых аммоноидей. № 4. С. 81.
Мельник О.А., Князев В.Г. Древнейшие тоарские аммониты подсемейства *Naugoserratinae* северо-востока России. № 4. С. 84.
Сергеенко А.И., Белолюбский И.Н., Гриненко О.В. Схема стратиграфии четвертичных отложений Северного Верхоянья (Восточная Якутия). № 4. С. 88.
Смирнов В.Н., Ферштатер Г.Б. Тектоническое районирование территории восточного склона Среднего Урала. № 6. С. 53.
Масляев Г.А. Основные плотностные неоднородности тектоносферы Русской платформы в фанерозое. № 6. С. 62.
Уфимцев Г.В. Тектонический рельеф Прихубсугулья. № 6. С. 68.
Бойченко А.Ф. Монгольские названия фауны и флоры в региональной биостратиграфической шкале Центральной Азии. № 6. С. 72.
Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д. О структурном контроле кимберлитового магматизма в провинции Луанда-Норте (Ангола). № 6. С. 78.

Литология, петрология, минералогия, геохимия

Буланова Г.П., Баращков Ю.П., Шелков Д.И., Смелова Г.Б., Тальникова С.Б. Изотопный состав углерода и азота алмазов из кимберлитов Якутии. № 4. С. 11.
Зайцев А.И. Специфика К-Аг систем кимберлитовых пород. № 4. С. 16.
Округин А.В. Механизм концентрации элементов платиновой группы в процессе кристаллизационно-ликвационной дифференциации ультрабазит-базитовых магм. № 4. С. 21.
Березкин В.И., Смелов А.П., Капшьева Г.А. Сравнительный анализ химического состава раннедокембрийских кварцитов Алданского щита и их происхождение. № 4. С. 26.
Шкодзинский В.С., Зедгенизов А.Н. Природа особенностей состава кислых магматических пород в различных геодинамических обстановках. № 4. С. 34.
Зайцев А.И., Трунилина В.А., Роев С.П. Магматизм Чаркынского вулканоплутонического пояса (генетические аспекты). № 4. С. 37.
Томишин М.Д., Зайцев А.И., Земнухов А.Л., Копылова А.Г. Характер становления базитов в Накыньском кимберлитовом поле Якутии. № 4. С. 44.
Феоктистов Г.Д. О возможности корреляции долеритовых силлов Сибирской платформы по петрохимии и характеру внутрикамерной дифференциации. № 5. С. 35.
Фатьянов И.И., Хомич В.Г. К проблеме концентрирования золота и олова в связи с развитием гранитоидных флюидно-магматических систем. № 5. С. 40.
Ковалевский А.Л., Ковалевская О.М., Прокопчук С.И. Микробиолиты элементов платиновой группы в золе растений, определяемых сканирующим эмиссионным спектральным анализом. № 5. С. 45.
Воробьева С.В. Сульфидные и сульфидно-магнетитовые крутонаклонные залежи во внутриразломных зонах тектонического обрамления блоковых орогенных сооружений на восточном склоне Урала и в Орском Зауралье. № 5. С. 52.
Лапин А.В., Лисицин Д.В. О минералогическом типоморфизме щелочных ультраосновных магматитов Чадобецкого поднятия. № 6. С. 83.

Геодинамика и сейсмичность

Прогрессивная роль противоречий. № 2. С. 37.
Шолто В.Н. Роль эмпирических обобщений и гипотез в геотектонике. № 2. С. 41.
Барышев А.Н. Субдукция и проблемы ее палеорекопструкций. № 2. С. 50.

Гончар В.В. О природе «зон пологих дислокаций» Верхоянской складчатой области. № 2. С. 63.
Шемпелев А.Г. Западный Кавказ по геофизическим данным. № 2. С. 69.

Гидрогеология и инженерная геология

Кузькин В.И., Ярз Л.А., Кочетков М.В. Техногенное выветривание горных пород и его влияние на инженерно-геологические условия эксплуатации рудных месторождений. № 2. С. 76.
Поляков В.А., Соколовский Л.Г. Скорость водообмена в различных гидрогеодинамических зонах. № 5. С. 61.
Островский В.Н. Сравнительная гидрогеологическая характеристика артезианских бассейнов древних и молодых плит (на примере Русской и Западно-Сибирской плит). № 5. С. 65.

Геоэкология

Одесский И.А., Сиренко Ю.Г., Ковальский Е.Р., Афанов А.С. К вопросу об образовании выбросоопасных мульд погружения Старобинского месторождения. № 5. С. 69.
Бгатов В.И., Золотарев А.Л., Кужельный Н.М., Лизалек Н.А., Шаламов И.В. Геологический субстрат растительного покрова. № 5. С. 72.
Виленикина Ю.В. Принципы идентификации геохимических аномалий по данным изотопно-геохимических исследований. № 6. С. 93.

Полезные ископаемые Мирового океана

Кошелева В.А. Ориентировочная оценка запасов циркона, граната, титанистых и черных рудных минералов в голоценовых осадках арктических морей России. № 5. С. 77.

Краткие сообщения

Яркин И.Г. Геохронология и галактический год. № 5. С. 84.

Дискуссии

Кучин Е.С. К вопросу об условиях образования и закономерностях размещения рудных тел. № 2. С. 79.
Серезжников А.И. О флюидосфере Земли и науке флюидосферной геологии. № 2. С. 81.
Бергман И.А. Не противоречить требованиям логики познания (по поводу статьи Н.И.Литовченко «К проблеме происхождения железистых кварцитов»). № 2. С. 85.
Лузгин Б.Н. Полнота извлечения руд и металлов как экологический императив. № 5. С. 79.

Из редакционной почты

Булнаев К.Б. О карбонативом комплексе Западного Забайкалья. № 5. С. 85.

Рецензии

Шумилин М.В. Книга «Уран Монголии». № 2. С. 98.
Уткельбаев Т.М. Введение в учение о Земле XXI века с новой (научной) минерацией алмазов. № 2. С. 99.
Андреев С.И. Крупный вклад в познание минерально-сырьевого потенциала России и проблему национального недропользования. № 5. С. 87.
Иванов А.Н. Шарьяжно-надвиговая тектоника окраин древних платформ. № 5. С. 88.
Коньков Е.С., Левин В.Я. Важное и крайне необходимое издание. № 5. С. 89.

Хроника

Ликовский Ю.И. Первая в XXI веке Всероссийская научная конференция по происхождению нефти и газа. № 2. С. 91.

Памятные даты

75-летие Льва Ивановича Ровнина. № 1. С. 84.
70-летие Анатолия Ивановича Кривцова. № 1. С. 85.
60-летие Григория Анатольевича Машковцева. № 2. С. 90.
75-летие Евгения Александровича Козловского. № 3. С. 80.
70-летие Эдуарда Константиновича Буренкова. № 4. С. 93.
75-летие Владимира Стефановича Быкадорова. № 4. С. 94.
80-летие Владимира Емельяновича Бойцова. № 4. С. 96.
К 100-летию Якова Давыдовича Готмана. № 5. С. 91.
К 100-летию Николая Дмитриевича Соболева. № 5. С. 92.
75-летие Виктора Фомича Череповского. № 6. С. 102.
Памяти Владимира Владимировича Семеновича. № 2. С. 100.
Памяти Николая Алексеевича Солодова. № 2. С. 101.
Памяти Бориса Александровича Соколова. № 2. С. 102.
Памяти Льва Михайловича Трубникова. № 5. С. 94.
Памяти Виктора Филипповича Рогова. № 5. С. 95.

ВСЕГИНГЕО — 65 лет

В 2004 г. Всероссийскому научно-исследовательскому институту гидрогеологии и инженерной геологии (ВСЕГИНГЕО) Министерства природных ресурсов Российской Федерации исполнилось 65 лет.

Решение о создании института в г. Москва принято Советом Народных Комиссаров СССР в 1939 г. — постановление Совнаркома «Об организации геологической службы в Союзе ССР» № 977 от 03 июля 1939 г. Пункт 11 этого постановления гласит: «Реорганизовать Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ), выделив из него:

Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ) в г. Ленинграде;

Всесоюзный научно-исследовательский институт гидрогеологии и инженерной геологии (ВСЕГИНГЕО) в г. Москве».

На основании этого постановления Правительства приказом Комитета по делам геологии при СНК СССР № 101 от 23 июля 1939 г. и приказом по ВСЕГЕИ № 326 от 08 августа 1939 г. все гидрогеологические работы и кадры переданы вновь созданному институту. ВСЕГИНГЕО начал свою работу 10 августа 1939 г.

Создание института было продиктовано необходимостью решения многочисленных проблем бурно развивающейся экономики страны, ее индустриализации, поиска и освоения ресурсов разнообразных подземных вод, инженерно-геологического обоснования грандиозного строительства в разнообразных природных условиях, организации и проведения комплексных исследований при освоении крупных промышленных районов для развития минерально-сырьевой базы страны.

В годы Великой Отечественной войны сотрудники института принимали активное участие в решении задач водоснабжения действующей армии, военной инженерной геологии и др.

За короткий срок научной и прикладной деятельности институт получил заслуженное признание и в 1949 г. распоряжением Совета Министров СССР № 16406 от 15 октября 1949 г., подписанным И.В. Сталиным, был отнесен к «... числу ведущих научно-исследовательских учреждений...».

Во все времена институт принимал активное участие в решении государственных задач по профилю своей деятельности, неизменно оставался признанным флагманом отечественной гидрогеологии и инженерной геологии, организовывал и возглавлял гидрогеологические, инженерно-геологические, геокриологические, а в последние десятилетия и геоэкологические работы в отрасли.

Особенно ярко профессионализм коллектива института проявлялся в периоды природных и техногенных катастроф и бедствий. Достаточно вспомнить самоотверженную работу специалистов института по ликвидации последствий Чернобыльской катастрофы, Спитакского землетрясения в Армении, аварии комплекса «Атоммаш» в г. Волгодонск, опасных геологических процессов в Дагестане, Чечне и других регионах страны.

Институт награжден 15 Ленинскими и Государственными премиями СССР, в его коллективе 6 заслуженных деятелей науки и 2 заслуженных геолога. В активе — два научных открытия, фундаментальные научные труды, международные проекты ЮНЕСКО, ЮНЕП и др.

Сегодня, несмотря на имеющиеся трудности, ВСЕГИНГЕО — крупный и единственный в России многопрофильный исследовательский, методологический и опытно-экспериментальный центр в области гидрогеологии, инженерной геологии, геокриологии и геоэкологии, базовый институт отрасли.

Основные направления работ ВСЕГИНГЕО:

научно-методическое обеспечение организации и ведения государственного мониторинга геологической среды (состояния недр);

прогнозирование землетрясений на основе изучения режима гидрогеодеформационного поля Земли;

выявление очагов, оценка масштабов загрязнения подземных вод (в т.ч. нефтепродуктивного) и разработка обоснований их реабилитации;

оценка опасности и риска, прогноз природных и техногенных экзогенных геологических процессов (оползни, сели, карст, абразия, подтопление и др.);

оценка радиационного состояния крупных регионов и отдельных объектов, включая определение радоноопасности территорий, отводимых или используемых для промышленно-гражданского строительства и в рекреационных целях;

детальное сейсмическое районирование сейсмоактивных территорий;

инженерно-геологические и инженерно-экологические изыскания под любые виды строительства и хозяйственного освоения территорий.

Поздравляем коллектив института с 65-летием, желаем здоровья и творческих успехов в развитии и укреплении минерально-сырьевой базы страны.

Редколлегия журнала

METALLIFEROUS AND NONMETALLIFEROUS DEPOSITS

<i>Likhachev A.P.</i> Possibility of Pt-Cu-Ni mineralization in impact structures . . .	3
<i>Sorokin V.N., Ovsyannikov M.P., Lomakina G.V., Vargunina N.P.</i> Criteria of forecasting gold-sulfide deposits in Taldybulak volcanotectonic structure of the northern Tien Shan	12
<i>Shashorin B.N., Tolkachev A.E., Afanasyeva R.N.</i> Cover fold deformations and gold potential of Khodokan ore field	17
<i>Konyshov V.O.</i> Experience of sampling error evaluation and development of methodology to explore a deposit with bonanza gold distribution	22
<i>Kolyada A.A.</i> Platinum placers of Koryakia	35
<i>Boyarko G.Yu.</i> Birikeen group of phosphate deposits (Southern Yakutia) . . .	41
<i>Krasilnikova I.G., Paul R.K.</i> Problems and prospects of Siberian crust of weathering phosphorites use	46

STRATIGRAPHY, REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

<i>Smirnov V.N., Fershtater G.B.</i> Tectonic regionalization of the territory of the Middle Urals' eastern slope	53
--	----

<i>Maslyayev G.A.</i> Main density nonuniformities of the Russian platform tectonosphere in Phanerozoic	62
<i>Ufimtsev G.F.</i> Tectonic relief of Prihubsugulie (Northern Mongolia)	68

<i>Boyshenko A.F.</i> Mongolian names of fauna and flora in a regional biostratigraphic scale of Central Asia	72
<i>Serokurov Yu.N., Kalmykov V.D.</i> Structural control of kimberlitic magmatism in Luanda-Norte province (Angola)	78

LITHOLOGY, PETROLOGY, MINERALOGY, GEOCHEMISTRY

<i>Lapin A.V., Lisitsin D.V.</i> Mineralogical typomorphism of alkaline ultrabasic magmatites of Chadobets rise	83
--	----

GEOECOLOGY

<i>Vilenkina Yu.V.</i> Principles of geochemical anomaly identification using isotope-geochemical study data	93
---	----

75 th anniversary of Viktor Fomich Cherepovsky	102
---	-----

List of the articles published in the «Otechestvennaya geologia» magazine in 2004	103
---	-----