

Эволюция медно-порфирового рудообразования в фанерозое

И.Ф.МИГАЧЁВ (Федеральное государственное унитарное предприятие Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ); 117545, г.Москва, Варшавское шоссе, д.129, корп.1)

Выделяется несколько медно-порфировых металлогенических эпох, коррелирующих с базальтоидными и андезитоидными вулканоплутоническими поясами, сформировавшимися на завершающих этапах развития разновозрастных подвижных поясов и систем. Эпохи различаются по интенсивности металлонакопления, количественной продуктивности и другим параметрам. Эволюция медно-порфирового оруденения рассматривается в рамках общих закономерностей эндогенного рудообразования — цикличности, стадийности, направленности и необратимости.

Ключевые слова: базальтоидные и андезитоидные вулканоплутонические пояса, медно-порфировые месторождения, тектономагматические циклы, металлогенические эпохи.

Мигачёв Игорь Федорович, migachev@tsnigri.ru

Phanerozoic evolution of Cu-porphyrries

I.F.MIGACHEV

Several metallogenic epochs specialized in respect of Cu-porphyrries are outlined, which correlate with formative intervals of basaltoid and andesitoid volcano-plutonic belts evolved during the final stages of the heterochronic mobile systems history. The epochs differ in intensity of metal accumulation, total productivity and other features. Evolution of Cu-porphyrries is considered against the background of common regularities of endogeneous ore deposition, i.e., its stages, directions and irreversibility.

Key words: basaltoid and andesitoid volcanoplutonic belts, Cu-porphyry, tectonomagmatic cycle, metallogenic epoch.

Медно-порфировые месторождения располагаются в геологических структурах двух типов [1, 2]: базальтоидных вулканоплутонических поясах (ВПП), эквивалентных внешним (барьерным) зонам островных дуг поздних стадий развития, и андезитоидных вулканоплутонических поясах, формирующихся, как правило, на флангах совозрастных подвижных поясов и систем, состоящих из закономерно сочетающихся геоструктурных элементов, в том числе и островных дуг [3]. Таким образом, возникновение таких поясов в рамках определенных тектономагматических циклов, очевидно, определяет и эволюцию медно-порфирового оруденения во времени.

История развития отдельных металлогенических поясов провинций и регионов, а также распределение медно-порфирового оруденения во времени рассматривались в различных аспектах А.Ференсисом, Р.Силитоу, В.Холлистером, Дж.Фрутосом, Дж.Оярзуном, Я.Янковичем, Г.А.Твалчрелидзе, В.С.Поповым, И.Г.Павловой, В.А.Перваго, А.И.Кривцовым и автором.

Автор данной публикации проанализировал распределение во времени 146 медно-порфировых мес-

торождений базальтоидных и андезитоидных поясов с установленными запасами и абсолютным возрастом оруденения. Изучено также размещение метасоматитов или рудоносных порфировых интрузивов с учетом геологического возраста еще на 370-ти подобных объектах. Полученные данные позволили выделить следующие временные отрезки проявления медно-порфирового оруденения, или медно-порфировые металлогенические эпохи, млн. лет: позднепалеозойскую (PZ₃) 350—260 (C₁—P₁), мезозойскую (MZ) 200—170 (T₃—J₁), мезокайнозойскую (MZ—KZ) 160—40 млн.лет (J₃—Pg₂), кайнозойскую (KZ) 40—0 млн.лет (Pg—Q). При этом кайнозойская эпоха резко выделяется по максимальным значениям количественной продуктивности (одно месторождение на 1 млн.лет), интенсивности металлонакопления (48,9% запасов) и его скорости (5,687 млн.т на 1 млн.лет), средним запасам одного месторождения (5,6 млн.т), скорости металлонакопления в приведении к одному месторождению (0,142 млн.т на один объект в 1 млн.лет) (таблица). Минимальными или близкими к минимальным значениям этих параметров характери-

Количественные характеристики медно-порфировых металлогенических эпох

Медно-порфировые металлогенические эпохи, млн.лет	Число месторождений		Запасы Cu, млн.т			
	%	на 1 млн.лет	%	на 1 млн.лет	на 1 объект	на 1 объект в 1 млн.лет
350—260 (C ₁ —P ₁)	13,7	0,22	9,1	0,475	2,1	0,024
200—170 (T ₃ —J ₁)	7,6	0,55	4,1	0,630	1,7	0,057
160—40 (J ₃ —Pg ₂)	51,4	0,62	37,9	1,472	2,3	0,019
40—0 (Pg—Q)	27,3	1,00	48,9	5,687	5,6	0,142

зуется мезозойская эпоха. В то же время, образование максимального числа объектов приходится на мезокайнозойскую, а минимальное — на мезозойскую эпоху.

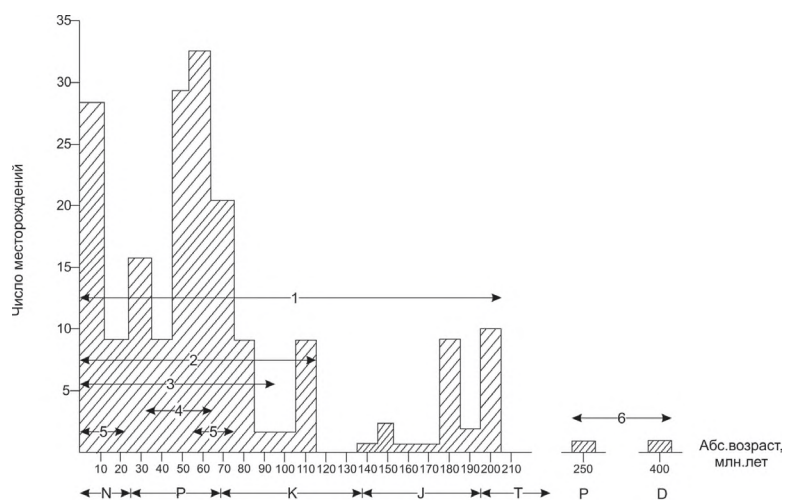
В рамках установленных медно-порфировых металлогенических эпох вулканоплутонические пояса, эквивалентные медно-порфировым провинциям, входят в состав металлогенических структур, представляющих собой подвижные (складчатые или тектонические) пояса и области определенных временных циклов. Так, большинство позднепалеозойских медно-порфировых месторождений сосредоточены в вулканоплутонических поясах внутриконтинентального Урало-Монгольского подвижного пояса, включающего медно-порфировые провинции Урала, Зауралья, Казахстана, Средней Азии, Тувы, МНР, КНР. Небольшое число объектов этой эпохи известны на восточных окраинах Австралии (андезитоидные пояса Джорджтаун, Тамуорт-Яррол, Хилл-Энд-Молонг) и Северной Америки (Аппалачи), на юге Южноамериканского континента (Патагонская система).

Почти все промышленные месторождения мезозойской эпохи связаны с образованием вулканоплутонических поясов, входящих в состав внутриконтинентальных систем (объекты района Хайленд-Велли, трога Уайтхорст-Нечако, США; Яньшанской провинции КНР). Кроме того, обнаружены мелкие месторождения этого возраста в Окраинно-континентальном поясе Аляски.

Около половины учтенных медно-порфировых месторождений относится к мезокайнозойской эпохе. Их образование происходило в вулканоплутонических структурах межконтинентального Тетис-Евразийского (объекты Среднегорской зоны Болгарии, Тимокской и Банатской зон Сербии, Турции, Кавказа) и окраинно-континентальных Андийского, Кордильерского, Западно-Тихоокеанского (Сихотэ-Алинь, Южная Корея, Филиппины) подвижных поясов (рисунок). Не связаны с основными подвижными

поясами объекты Карибской (Антильской) провинции. Выявлены единичные вулканоплутонические пояса с медно-порфировым оруденением, приуроченные к внутриконтинентальным (?) системам (Курьинский пояс Алазейско-Олойской системы). В течение всей эпохи продолжалось формирование медно-порфировых месторождений в вулканоплутонических окраинно-континентальных подвижных поясах — Андийском, Кордильерском, Западно-Тихоокеанском (Тайвань, Филиппины, Индонезия, Папуа-Новая Гвинея). В то же время в межконтинентальном Тетис-Евразийском подвижном поясе медно-порфировое рудообразование завершилось в миоцене (Сербо-Македонская зона Македонии и Греции, зоны Апусени-Металлифери Румынии, Внутренне-Карпатская Чехии, Словакии и Венгрии, Малый Кавказ, зоны Керман и Чагай Ирана и Пакистана).

Независимо от принадлежности к той или иной металлогенической эпохе в течение единого тектономагматического цикла месторождения медно-порфирового



Распределение молибден-медно-порфировых и медно-порфировых месторождений мира по абсолютным возрастам, по материалам зарубежных авторов 1972—1983 гг.:

месторождения Восточно-Тихоокеанского пояса: 1 — Аляски, Юконы, Канады, 2 — США, Мексики, 3 — Центральной и Южной Америки; 4 — Карибского бассейна; 5 — Западно-Тихоокеанского пояса — Юго-Восточной Азии, Филиппин, Папуа-Новой Гвинеи, Соломоновых островов; 6 — Австралии

семейства возникают дважды. Вначале образуются золото-медно-порфировые и медно-порфировые объекты базальтоидных вулканоплутонических поясов островных дуг, позднее — золотоносные молибден-медно-порфировые и золотосодержащие медно-молибден-порфировые месторождения андезитойдных вулканоплутонических поясов.

Позднепалеозойская медно-порфировая эпоха включает месторождения пространственно разобщенных андезитойдных поясов, относящихся к герцинскому тектономагматическому циклу. Месторождения базальтоидных поясов представлены единичными, преимущественно мелкими объектами.

В мезозойскую эпоху заметно увеличивается число месторождений базальтоидных поясов (Аляска, район Хайленд-Вэлли), хотя объекты андезитойдных продолжают играть определяющую роль. Все они формировались в результате сравнительно кратковременных тектономагматических циклов, проявившихся в киммерийскую тектоническую фазу.

Максимальная длительность формирования и наибольшее число медно-порфировых поясов мезокайнозойской эпохи связаны с проявлением двух сближенных во времени невадийско-австрийского и ларамийского тектономагматических циклов. Медно-порфировые месторождения мезокайнозойского концентрируются преимущественно в единичных весьма протяженных ВПП окраинно-континентальных подвижных поясов (западная часть Тетис-Евразийского пояса). Месторождения андезитойдных ВПП по-прежнему явно преобладают, но золото-медно-порфировые объекты базальтоидных ВПП также распространены достаточно широко и образуют самостоятельные провинции (Антильская).

Медно-порфировые месторождения кайнозойской эпохи сформировались в течение позднекайнозойского тектономагматического цикла, а ВПП, вмещающие медно-порфировые месторождения, по своим характеристикам аналогичны подобным геоструктурам предыдущей эпохи. В кайнозойскую эпоху максимально проявились месторождения базальтоидных ВПП, которые в основном образовались в плиоцене и четвертичном периоде (Западно-Тихоокеанский подвижный пояс).

Как следует из вышеизложенного, металлогенические медно-порфировые эпохи коррелируют с изменениями характера развития тектоносферы и отражают эволюцию медно-порфирового оруденения в фанерозое. Последняя может рассматриваться в рамках общих закономерностей эндогенного рудообразования, установленных В.И.Смирновым — цикличности, стадийности, направленности и необратимости.

Цикличность выражается в повторяемости формирования однотипных по геологическому строению и составу руд месторождений в различные металлогенические эпохи (тектономагматические циклы) при близкой палеотектонической позиции вмещающих их ВПП. Эпохи различаются по длительности и продуктивности.

Стадийность проявляется в приуроченности медно-порфировых месторождений к определенным однотипным геоструктурам — базальтоидным и андезитойдным ВПП, которые закономерно образуются на определенных стадиях развития земной коры в течение всех тектонических эпох и тектономагматических циклов фанерозоя. При этом в рамках отдельных циклов и медно-порфировых эпох месторождения базальтоидных поясов формируются в поздние стадии развития островных дуг, а андезитойдных — в стадию завершения тектономагматического цикла, что также отражает стадийность проявления оруденения.

Направленность и необратимость медно-порфирового рудообразования выражаются в различной продолжительности и продуктивности медно-порфировых эпох, уменьшении степени дискретности в их ряду во времени, резком уменьшении от палеозойской к кайнозойской эпохе числа месторождений меж-, и особенно окраинно-континентальных подвижных поясов, снижении значения объектов ВПП внутриконтинентальных подвижных поясов. От ранних эпох к поздним заметно возрастает роль месторождений более ранних стадий тектономагматического цикла, входящих в базальтоидные ВПП островных дуг. Направленность и необратимость рудогенных процессов подчеркиваются тем, что в ранние эпохи вулканоплутонические пояса и медно-порфировые месторождения разобщены в пространстве единых подвижных поясов. В то же время в поздние эпохи (MZ—KZ и KZ) такие пояса, относящиеся к разным тектономагматическим циклам (эпохам), частично наложены друг на друга, что приводит к формированию полициклических вулканоплутонических мегапоясов с месторождениями различных металлогенических эпох. В рамках отдельных тектономагматических циклов или эпох направленность и необратимость образования медно-порфировых месторождений находят отражение в закономерной смене золото-медно-порфировых объектов базальтоидных ВПП, молибден-медно- и медно-молибден-порфировыми андезитойдными.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Попов В.С. Медно-порфировые месторождения мира. — М.: Недра, 1986.
2. Кривцов А.И., Мигачев И.Ф. Металлогения андезитойдных вулканоплутонических поясов». Ч. I. — М.: ЦНИГРИ, 1997.
3. Мигачев И.Ф. Положение андезитойдных вулканоплутонических поясов в латеральных геоструктурных рядах // Отечественная геология. 2014. № 6. С. 3—11.

Некоторые особенности тонкой слоистости и внутренней структуры «сланцевых» нефтегазоматеринских толщ

Н.Л.КИСЕЛЕВА (ОАО «Научно-производственный центр по сверхглубокому бурению и комплексному изучению недр Земли» «НПЦ «Недра»; 150000, г.Ярославль, ул.Свободы, 8/38)

Рассмотрена возможность применения методики дифференциации разрезов на интервалы непрерывного осадконакопления и перерывы в осадконакоплении на фактическом материале детального исследования группой японских авторов [6], с применением высокотехнологичных средств, отдельного горизонта черных сланцев (толщина 104 см) в Центральной Италии и обстоятельного сиквенс-стратиграфического исследования американскими авторами классической «сланцевой» формации Barnett (Техас, США).

Ключевые слова: нефтегазоматеринские толщи, сланцевые толщи, тонкая слоистость, сланцы Барнетт (Barnett).

Киселева Надежда Львовна, nadine_cool@mail.ru

Some features of thin layering and internal structure of «shale» source rocks

N.L.KISELEVA

Basing on the factual material of a detailed study (realized by the group of Japanese authors, using high-tech means) of isolated black shale horizon (104 cm thickness) in Central Italy, and thorough sequence-stratigraphic studies (by American authors) of classical shale formation Barnett (Texas, USA), the possibility of applying of section differentiation techniques into intervals of continuous sedimentation and intervals of breaks was examined.

Key words: source rocks, shale strata, thin layering, Barnett formation.

До недавнего времени тонкая слоистость и внутренняя структура «сланцевых» нефтегазоматеринских толщ не привлекали особого внимания исследователей, но с началом промышленной разработки сланцевых углеводородов густой сетью вертикальных и горизонтальных скважин ситуация резко изменилась. Оказалось, что без детальной информации о внутренней структуре «сланцевой» нефтегазоматеринской толщи невозможно объяснить различия в величине притока углеводородов соседних скважин, обеспечить эффективное планирование разработки сланцевых месторождений.

Становится все более очевидным что, именно с тонкой слоистостью связана специфика концентрации и миграции углеводородов «сланцевых» нефтегазоматеринских толщ, а наличие перерывов в осадконакоплении и связанной с ними микротектоники создает латеральную неоднородность [3]. В настоящей работе особенности формирования тонкой слоистости и структуры таких толщ рассматриваются с использованием данных двух источников, которые включают:

1. Результаты детальнейшего электронно-микроскопического исследования слоистости (разрешение до 0,01 мм) горизонта нижнетуронских черных сланцев Центральной Италии [5], проведенного японскими специалистами.

2. Работу американских специалистов от 2012 г. [4], представляющую детальное исследование литофаций и секвенс-стратиграфии керна нижекаменноугольных сланцев Barnett (Техас, США).

Нижнетуронские черные сланцы Livello Bonarelli (Италия). С использованием высокотехнологичных электронных средств группа специалистов Токийского университета [5] провела детальное исследование изолированного слоя (104 см) тонколистоватых черных сланцев (Livello Bonarelli — LB) из пограничной зоны верхнемеловых сеноманского и туронского ярусов. Слой «LB» широко распространен в Центральной Италии и признается одним из представительных примеров Океанического бескислородного события — 2(OAE-2). Сеноман-туронское океаническое бескислородное событие — позднейшее из двух крупных вымираний, связанных с кислородным кризисом в позднем меловом периоде. Хотя причины этого события до сих пор не выяснены, последствия кислородного голодания в Мировом океане стали причиной вымирания около 27% морских позвоночных. Результатом интенсивного осаднения органического углерода в океанических бассейнах стали отложения черных сланцев. В районе Персидского залива, на северо-востоке Ирака, аналогом этого горизонта является формация *Gulnery Shale*, пред-

ставленная двухметровой толщиной черных битуминозных тонкослоистых известковистых сланцев с синседиментационными перерывами в подошве и кровле [8].

В геологическом плане, рассматриваемый горизонт «LB» залегает в однородной толще пелагических тонкозернистых карбонатов с прослоями или включениями серых нодулярных кремней. Визуально он включает несколько десятков слоев, различающихся по цвету. Темные прослои состоят из черных сланцев и черных радиоляритов, а светлые прослои — из аргиллитов, радиоляритов и мела. Опробовано для анализов около 55% толщины слоя (33 образца). С помощью электронного микроскопа было установлено присутствие слоев пирита, алюмосиликатов и карбоната кальция толщиной 0,1—0,01 мм, что указывает на существование в изучаемом горизонте огромного количества индивидуальных слоев.

Анализу на общее содержание органического углерода (ТОС) подвергались все опробованные интервалы с шагом 1,5 мм. Если данные, полученные для изучаемой части разреза, распространить на всю толщину горизонта «LB», то следует предположить существование порядка 25 периодов преобладания осадконакопления органического углерода, 30—35 периодов преобладания накопления биогенного кремния Si_{bio} , и около 30 периодов со смешанным типом осадконакопления C_{org} и Si_{bio} . В небольшом количестве присутствуют слои с преобладанием карбоната, фосфата кальция, пирита. Максимальное содержание C_{org} достигает 26%, органическое вещество наблюдается в виде уплотненных агрегатов размером около 0,01 мм.

В целом, разрез разделяется на три части (снизу вверх):

Нижняя часть (интервал 0—38 см) горизонта «LB», характеризуется ритмичным чередованием темных ($C_{org} > 2\%$) и светлых ($Si_{bio} > 10\%$) слоев, светлые слои преобладают. Толщина слоев от 1 мм до 80 мм. Хотя содержание $CaCO_3$ обычно невысокое, этот минерал может составлять $>20\%$ в нескольких тонких интервалах (толщиной от <1 до 10 мм), характеризующихся высоким содержанием Si_{bio} . В интервалах, обогащенных C_{org} , в значительном количестве обычно содержатся как FeS_2 , так и фосфат кальция. Некоторые слои одновременно обогащены как C_{org} ($>2\%$), так и Si_{bio} ($>10\%$).

Средняя часть (интервал 38—93 см) горизонта «LB» характеризуется преобладанием темных слоев, обогащенных C_{org} и обедненных Si_{bio} . Толщина слоев от 1,5 до 32 мм. В интервалах, обогащенных C_{org} , концентрация FeS_2 увеличивается до 7%. Присутствует единичный слой известняка толщиной 12 мм с содержанием $CaCO_3$ до 68%. Содержание фосфата кальция обычно низкое ($<1\%$), за исключением нескольких слоев, обогащенных C_{org} .

Верхняя часть (93—104 см) горизонта «LB» характеризуется преобладанием светлых слоев толщиной от 8 до 18 мм, обогащенных Si_{bio} . Редкие темные слои имеют толщину 2—8 мм. Содержание $CaCO_3$ относительно

высокое до 40% в обогащенных Si_{bio} слоях. В трех тонких прослоях толщиной 1,5—6,0 мм наблюдается обогащение как C_{org} , так и Si_{bio} . Пирит и фосфат кальция в верхней части «LB» присутствуют в незначительных количествах.

На основании присутствия тонкой слоистости по всему разрезу «LB» авторы [8] пришли к выводу, что на протяжении всего Океанического бескислородного события — 2(OAE-2) придонные воды были более или менее бескислородными. Этот вывод подтверждается тем, что по всему разрезу «LB» микроскопическими исследованиями не найдено ни бентосных фораминифер, ни следов иных ископаемых организмов.

Для оценки временного масштаба осадконакопления сланцев «LB» авторами [8] были использованы данные по изотопному составу органического углерода $\delta^{13}C$. Установлено повышенное значение $\delta^{13}C$ на рубеже сеномана и турона (Arthur et al., 1970). Выделяются три стадии изменения значения $\delta^{13}C$:

1. <100 тыс. лет — быстрое повышение.
2. Плато с максимумом значения $\delta^{13}C$, продолжающееся 300 тыс. лет.
3. Возврат к исходному значению $\delta^{13}C$ в течение 500 тыс. лет.

Группа ученых на основании изучения изотопов серы определила, что OAE-2 продолжалось 800 тыс. лет [7].

В разрезе «LB» в содержании $\delta^{13}C$ выделены только две первые стадии, что позволяет оценить продолжительность образования горизонта «LB» в 400 тыс. лет [6].

Относительное постоянство химического состава терригенного материала на протяжении всего разреза «LB» предполагает постоянную скорость осадконакопления и отсутствие значительных изменений геологической среды. На основании молекулярных и изотопных данных авторами работы [8] сделан вывод о том, что органическое вещество в «LB» образовалось в основном из морских организмов, таких как цианобактерии. В разрезе «LB» были обнаружены существующие в анаэробных условиях зеленые серобактерии. Также было установлено присутствие карбонатных зерен, предположительно образованных цианобактериями.

Хотя прямой корреляции между концентрациями общего содержания органического углерода и пирита нет, авторы работы [8] предполагают, что повышенное содержание пирита в обогащенных C_{org} осадках связано с микробным разрушением сульфатов в бескислородной части придонных вод и в осадках. Пирит в разрезе «LB» в основном наблюдается в виде тонкозернистых кристаллов и в форме фрамбоидных агрегатов диаметром 0,005—0,006 мм. Диагенетические новообразования пирита размером до 1 см развиты незначительно.

В интервалах, обогащенных C_{org} , результаты высоко разрешающего элементного картирования показывают существование микрослоев пирита (в основном фрамбоидного) толщиной порядка 0,1 мм и менее. Присутствуют микрослойки, обогащенные распыленным

тонкозернистым пиритом (до 10% концентрации FeS_2) и слойки, обедненные пиритом.

Прослойки алюмосиликатных минералов, присутствующие в средней части горизонта «LB», имеют толщину порядка 0,1 мм и характеризуются максимальной концентрацией Al_2O_3 до 10%. Эпизодическое осаждение алюмосиликатов в короткие отрезки времени может быть объяснено быстрым увеличением их поступления в виде гравитационных потоков, пылевых событий или внезапного уменьшения поступления других осадочных компонентов, например, $\text{C}_{\text{орг}}$ и $\text{Si}_{\text{био}}$.

Морская палеосреда в период формирования горизонта «LB» характеризовалась существованием двух обстановок: как бескислородных, так и обогащенных кислородом вод. В других регионах Земли период осцилляций состояния океана в условиях бимодальной океанической модели (ОАЕ-2) и формирование черных сланцев на границе сеномана и турона некоторыми авторами интерпретируются как следствие астрофизических событий: циклами прецессии оси вращения Земли, изменением наклона эклиптики и эксцентриситета орбиты [1].

Важно отметить, что тонкослоистая структура (разрешающая способность использованных технических средств — 0,01 мм), сохраняется по всему разрезу «LB». При обсуждении результатов исследований японских авторов следует привести информацию в отношении минимально возможной толщины слойков. Так, на рубеже размерности порядка 0,5—1,0 мкм (0,0005—0,001 мм) происходит изменение структуры вещества. Глинистые минералы сменяются коллоидами (размер частиц <0,001 мм) размер которых, по Л.Б.Рухину, соизмерим с размерами одноклеточных бактерий. Следовательно, можно предположить, что слоистость геологического или биологического происхождения с размерностью 0,0005—0,001 мм сложно выявить.

Если принять вслед за авторами работы [8] продолжительность формирования 104 см осадков горизонта «LB» в 400 тыс. лет, то получается, что при условии непрерывного осадконакопления базовому отрезку времени в один год должен соответствовать слой толщиной 2,5 мкм. Такой слой может быть образован глинистыми частицами или одноклеточными бактериями. За счет сульфатредуцирующих бактерий образуются локальные частички пирита в 0,2—0,5 мкм и шаровидные фрамбоидные агрегаты пирита поперечником порядка 2—6 мкм, состоящие из нескольких сотен локальных частичек пирита. По-видимому, нет оснований сомневаться, что, например, за счет продуктов жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий годовые слои вполне возможны.

Поскольку какие-либо резкие изменения геологической ситуации при формировании слоя черных сланцев «LB» и вмещающих их пород (белый мел) не установлены, то требуется объяснить появление тончайшей слоистости, резкого увеличения содержания органического углерода и формирование нефтегазоматеринской породы.

Можно предположить резкое возрастание бактериальной активности, результатом которого стали высокие концентрации органического вещества ($\text{C}_{\text{орг}}$), пирита, реже фосфора. При этом необходимо учитывать одно важное обстоятельство. В результате деятельности сульфатредуцирующих бактерий по разложению сероводорода (H_2S) образуется не только элементарная сера (S_2), переходящая затем в пирит (FeS_2), но и сильнейший восстановитель — свободный водород (H_2), способствующий, по цепочке реакций с органическим веществом, формированию нефти и метана (CH_4). Таким образом, горизонт «LB» отражает высокую бактериальную активность, при которой, в частности, одни бактерии дали огромное количество органического вещества, а другие (сульфатредуцирующие) — огромное количество свободного водорода. Сочетание этих двух необходимых факторов способно привести к нефте- и газообразованию.

На основании фактических данных исследования японских ученых можно предположить, что горизонт «LB» является достаточно редким геологическим феноменом непрерывного, на протяжении порядка 400 тыс. лет, осадконакопления с тончайшей слоистостью, контролируемой бурной бактериальной деятельностью. По распределению пирита, $\text{C}_{\text{орг}}$, $\text{Si}_{\text{био}}$, CaCO_3 , минералов фосфора и др. можно предположить существование слоистости во временном диапазоне от одного года (толщина слоев от 0,5 до 5 мкм) до циклов (толщина слоев до 5—10 см), которые могут соответствовать астрономическому циклу земной прецессии (25 765 лет) и (или) наклону эклиптики (40 800 лет).

Сланцы Barnett в скважине Spencer Trussell 1-N (Техас, США) [2]. Сланцы Barnett, имеющие раннекаменноугольный визейско-серпуховской возраст в бассейне Fort Worths характеризуются изменением толщины от 9,1 м и менее над поднятием Llano на юго-западе до 213—305 м на северо-востоке вблизи свода Munster. В скважине Spencer Trussell 1-N они вскрыты в интервале 2367,4—2435,3 м (толщина 67,9 м) и практически полностью охарактеризованы керном. По мнению авторов работы [4] сланцы Barnett были отложены на глубине примерно 120—215 м в краевой части бассейна, характеризовавшегося слабым обменом вод с открытым океаном. В скважине Spencer Trussell 1-N выделены 10 литофаций сланцев Barnett:

Кремнеземистые аргиллиты (среднее $\text{C}_{\text{орг}}$ 4,2%). Эта наиболее распространенная литофация (48,6% разреза). Породы черного цвета, слабо или хорошо слоистые, с пиритом, имеют резкие или размытые границы. В породах присутствует как обломочный, так и биогенный (спикулы губок) кварц, скелетные фрагменты и остатки различных организмов, деформированные остатки древесины. Аутигенные минералы представлены кальцитом, доломитом, пиритом и редкими частичками фосфатов. Среда осадконакопления анаэробная, достаточно спокойная.

Кремнеземистые известковистые аргиллиты (среднее $C_{\text{орг}}$ 3,22%) являются второй по распространенности литофацией (24,5% разреза). Она образована переслаиванием темных и светло-серых слоев с размытыми контактами. Светло-серые слои обогащены кальцитом (в среднем около 20%), присутствующим в качестве скелетных фрагментов в породе и частично замещающимся кристаллами доломита. Значительное содержание известкового вещества и более низкое содержание общего органического углерода в этой фации является свидетельством относительно мелководной обстановки с условиями кислородной (окислительной) среды.

Переотложенные спонголитовые аргиллиты (среднее $C_{\text{орг}}$ 2,01%). Эта литофация составляет 8,3% разреза и присутствует только в верхней части сланцев Барнетт. Около 50% зерен представлены алевропелитовым кварцем, фосфатными шариками и глауконитом, а другие 50% — спикулами губок, частично замещенных доломитом, и фрагментами другого органогенного детрита. Такое сочетание алевролитовых минеральных обломков и органогенного детрита свидетельствует о переработке, возможно, в осадочных гравитационных потоках. Данную литофацию можно считать свидетельством синседиментационного перерыва.

Алевропелито-сланцевые слои в аргиллитах (среднее $C_{\text{орг}}$ 2,2%). Эта литофация составляет 3,7% разреза, обладает хорошей слоистостью, включая иногда косую слоистость. Алевропелитовой размерности зерна в основном являются спикулами губок (около 25%) и некоторым количеством обломочных зерен кварца (3—5%). Спиккулы обычно концентрируются в отдельных слоях. Повторяющаяся смена серых и черных слоев и редкая косая слоистость свидетельствуют о переменчивых условиях осадконакопления в различные отрезки времени.

Доломитистые аргиллиты (среднее $C_{\text{орг}}$ 1,79%). Породы этой литофации, составляющей 7,1% разреза, имеют серый цвет и состоят из ископаемых остатков, перекристаллизованных в железистые доломиты, переходящие в мергели. Эвгедральная (идиоморфная) форма доломитовых ромбов предполагает их образование после диагенетического уплотнения.

Конкреционные горизонты (среднее $C_{\text{орг}}$ 1,35%) в качестве отдельной литофации составляют 2,9% разреза. Индивидуальные конкреции имеют размерность от 3,8 до 15,2 см и содержат трещины, заполненные кальцитом. Для внутри конкреционного горизонта характерна неясная слоистость и присутствие тонких скелетов организмов, сцементированных микрозернистой массой, что указывает на их формирование при раннем захоронении, до уплотнения осадка. Фрамбоидный пирит, присутствующий по всей породе, указывает на бактериальную активность вблизи границы перехода восстановительной и окислительной сред.

Известковистые прослои (среднее $C_{\text{орг}}$ 0,56%). Слои, включенные в эту литофацию (2,5% разреза)

имеют толщину <3 см и переслаиваются с другими литофациями. Такие слои в основном сложены автохтонным пелитовым известковым веществом и микрофоссилиями (микритом), обилие которых указывает на тепловодные условия.

Переработанные ракушняковые отложения (среднее $C_{\text{орг}}$ 4,39%) в виде самостоятельной литофации составляют 0,8% разреза. Они образованы спрессованными и уплощенными фрагментами разного рода органических остатков, которые были перемещены из района их первоначального положения. Обломочные ракушняковые отложения обычно перемежаются с литофацией кремнеземистых аргиллитов и характеризуются отчетливыми контактами, указывающими на изменение условий осадконакопления.

Остаточные отложения (Lag deposits) (среднее $C_{\text{орг}}$ 3,57%). Данная литофация, слагающая 0,9% разреза, редко наблюдается в виде тонких 1,5—9,1 см и редко встречающихся слоев с размытыми и иногда эродированными нижними и верхними границами. Порода состоит из зерен кварца псаммитовой или алевролитовой размерности, уплотненных агглютинированных фораминифер, пиритизированных обломков, фосфатных шариков и некоторого количества глауконитовых зерен. Возможно, такой неоднородный состав — результат ветровой сортировки или эрозии. Присутствие фрамбоидного пирита указывает на сульфат-редуцирующую бактериальную активность. В целом, это признак синседиментационного перерыва.

Фосфатная литофация (среднее $C_{\text{орг}}$ 3,6%) слагает 0,7% разреза и состоит из двух типов фосфоритов: слоистых и нодулярных.

Фосфоритовые слои имеют изменчивую мощность 3—7 см и обычно переслаиваются с карбонатными аргиллитами. Слои образованы стяжениями, ооидами, фосфатизированными окаменелостями и скелетными фрагментами. Также присутствуют зерна обломочного кварца и микрофоссилии.

Нодулярные фосфаты встречаются внутри других фаций, таких как кремнеземистые известковистые аргиллиты, переотложенные спонголитовые аргиллиты и остаточные отложения (Lag deposits).

Секвенс-стратиграфическая структура сланцев Barnett определяется циклическими литофациями и эрозийными трансгрессивными поверхностями. Она подтверждается также данными спектрометрического уран-ториевого гамма-каротажа. Учитывалось и специфическое влияние фосфатных минералов, которые нередко бывают переотложенными за счет гравитационных процессов. В качестве индикатора морских трансгрессий и регрессий служил геохимический параметр «относительный углеводородный потенциал» (relative hydrocarbon potential — RHP).

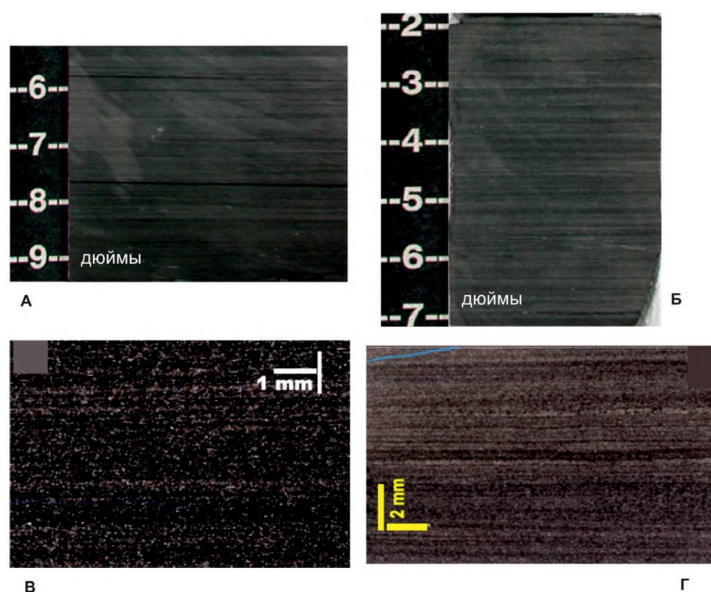
При выделении литологических интервалов и связанных с ними относительных событий колебания уровня моря идентифицировались две главные поверх-

ности: трансгрессивная эрозионная (transgressive surface of erosion) и поверхность затопления (flooding surface).

По данным скважины Spencer Trussell 1-Н в разрезе сланцев Barnett были идентифицированы 16 литологических интервалов, характеризующих частичные или полные циклы трансгрессия—регрессия (7 — в нижней и 9 — в верхней частях разреза). Выше и ниже каждого из интервалов выделены перерывы в осадконакоплении и, по-видимому, некоторые проявления тектонической активности. Последнее подтверждает тот факт, что севернее, в основном продуктивном районе, верхнюю и нижнюю части разреза сланцев Barnett разделяют достаточно мощные известняки For-estburg, которые в скважине Spencer Trussell 1-Н отсутствуют. Исследование влияния подобных синседиментационных перерывов и микро-тектонических событий на структуру нефтяного месторождения Грибное, расположенного ниже баженовской нефтегазоматеринской толщи, недавно выполнено специалистами Российского государственного университета (РГУ) нефти и газа им.И.М.Губкина [1]. Определенное влияние на характер осадконакопления могли оказать планетарные атмосферные и океанические процессы, связанные с оледенением Гондваны, происходившим одновременно с накоплением сланцев Barnett.

Каждый из 16 литологических интервалов толщиной от 1,6 м до 9,2 м объединяет более глубоководную трансгрессивную (внизу) и более мелководную регрессивную (вверху) стадии, каждая из которых, в свою очередь, состоит из чередования слоев, различающихся по составу и толщине. На рисунке приведены фотографии керн и шлифов сланцев Barnett, на которых видна правильная отчетливая слоистость с толщиной слоев в 0,1 и 1,0 мм. Подобные интервалы, в принципе, могут соответствовать периодам непрерывного осадконакопления, возможно, с годичной слоистостью.

В большинстве случаев на границе секвенсов присутствуют породы — индикаторы возможного синседиментационного перерыва: слои битых ракушняка, переотложенные гравитационно-слоистые оползневые горизонты с фосфоритами или обломками спикул губок, экзотические для разреза сланцев пласты плотных доломитистых аргиллитов и др. Впрочем, нередко подобные породы присутствуют и внутри секвенсов, что может свидетельствовать о том, что внутри некоторых секвенсов осадконакопление не было непрерывным, существовали дополнительные синседиментационные перерывы.



Тонкая слоистость сланцев формации Barnett, Abouelresh, Slatt, 2012:

фотографии: А — керн (глубина 2383 м), Б — шлифа (глубина 2420,5 м), В — шлифа (глубина 2433 м), Г — шлифа (глубина 2420,7 м)

По мнению авторов анализируемой американской работы [4], продолжительность формирования сланцев Barnett составляла около 25 млн.лет. Непрерывное осадконакопление наиболее характерно для конденсированных осадков в виде кремнеземистых аргиллитов и тонкослоистых аргиллитовых интервалов (без прослоев ракушняка, гравитационно-оползневых фосфоритов, аргиллитов с обломками спикул губок, плотных доломитистых или высокоизвестковистых аргиллитов).

Анализ изученного американскими авторами разреза сланцев Barnett позволяет, с некоторой долей условности, предположить, что в ряде интервалов (около 25% общей толщины, то есть примерно 17 м) имело место непрерывное осадконакопление. Если применить полученную для горизонта «LB» в Центральной Италии величину скорости осадконакопления порядка 400 тыс.лет для 104 см осадка, то общее время непрерывного осадконакопления сланцев Barnett составит около 7 млн.лет (сланцы LB и Barnett образовались в примерно одинаковых условиях). Отсюда, общая продолжительность перерывов в осадконакоплении формации сланцев Barnett составит около 18 млн.лет ($25-7=18$), а продолжительность отдельных перерывов может быть в диапазоне сотен тысяч и миллионов лет. В такие периоды времени, когда осадконакопление отсутствовало (точнее, не нашло отражения в осадках сохранившегося разреза) были возможны локальные размывы ранее накопившихся осадков и микротектонические подвижки.

На основании изложенного, можно сделать заключение, что специфика нефтегазоматеринских сланцевых толщ типа сланцев Barnett включает:

1. Сочетание тонкослоистых интервалов непрерывного осадконакопления и многочисленных перерывов в осадконакоплении.

2. Малоамплитудные тектонические подвижки в периоды перерывов, во многом определяющие латеральную неоднородность.

3. Бурный характер бактериальной деятельности, следствием которого является резкое увеличение общего содержания органического углерода с последующим образованием нефти и углеводородного газа.

4. Возможную корреляцию накопления органического вещества и формирование тончайшей слоистости интервалов непрерывного осадконакопления с событиями астрономического порядка.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Габдуллин Р.Р., Самарин Е.Н. и др. Астрономо-климатические циклы в разрезе верхнемеловых отложений Саратовского Поволжья / IX науч. чтения, посвященные памяти профессора М.В.Муратова «Проблемы региональной геологии Северной Евразии» // Мат-лы конференции. —М., 2014.
2. Гутман И.С., Султаншина Т.Р., Халяпин С.В. Особенности строения залежи нефти в горизонте ЮС₁ Грибного месторождения // Нефтяное хозяйство. 2014. № 5. С. 60—64.
3. Цветков Л.Д., Цветкова Н.Л. Сланцевые углеводороды / Библиографический обзор. —Ярославль: НПП «Недра», 2012. С. 297.
4. Abouelresh M.O., Slatt R.M. Lithofacies and sequence-stratigraphy of the Barnett Shale in east-central Fort Worth Basin, Texas // AAPG Bulletin. Vol. 96. No 1. (January 2012). Pp. 1—22.
5. Kuroda J., Onkouchi N., Ishii T., Tokuyama H. and Taira A. Lamina-scale analysis of sedimentary components in Cretaceous black shales by chemical compositional mapping: Implications for paleoenvironmental changes during the Oceanic Anoxic Events // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2005. Vol. 69. No. 6. Pp. 1479—1494.
6. Kuroda J., Tokuyama H., Ogawa N.O. et al. High resolution isotopic record of total organic carbon in Cretaceous black shales // Geochimica et Cosmochimica Acta. Vol. 67. A248.
7. Onkouchi N. Sulphur isotope records around Livello Bonarelli (Northern Apennines, Italy) black shale at the senomanian-turonian boundary // Geology. № 27. Pp. 535—538.
8. Saad Z. Jassim, Jeremy C. Goff. Geology of Iraq // Geological Society of London. 2006.

Сорбционные ореолы рассеяния скрытых колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая и их поисковое значение

С.А.МИЛЯЕВ, В.В.КУЗНЕЦОВ, В.Б.ЧЕКВАИДЗЕ, Ю.В.ВИЛЕНИКИНА (Федеральное государственное унитарное предприятие Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ); 117545, г.Москва, Варшавское шоссе, д.129, корп.1)

Представлены возможности нового способа литохимических поисков скрытых колчеданно-полиметаллических месторождений, основанного на совместном анализе вторичных сорбционных ореолов рассеяния рудных, петрогенных и сидерофильных элементов.

Ключевые слова: литохимические поиски, вторичные ореолы рассеяния, скрытые колчеданно-полиметаллические месторождения.

Миляев Сергей Анатольевич, sermil52@yandex.ru

Кузнецов Владимир Вениаминович, okt@tsnigri.ru

Чекваидзе Виктор Борисович, chekvaidze@rambler.ru

Виленикина Юлия Владимировна, s34@mail.ru

Sorption haloes hidden pyrite-polymetallic Ore deposits of the Altai and the importance of search engine

S.A.MILYAEV, V.V.KUZNETSOV, V.B.CHEKVAIDZE, U.V.VILENKINA

Presents the possibilities of the new method of geochemical prospecting hidden pyrite-polymetallic deposits, based on a joint analysis of secondary sorption-salt dispersion halo of ore, petrogenic and siderophile elements.

Key words: lickilicky searches, secondary halos of dispersion, hidden pyrite-polymetallic Deposit.

Рудную базу промышленности цветных металлов Рудного Алтая в основном составляют месторождения, обнаруженные по их естественным выходам и вторичным остаточным ореолам рассеяния на дневной поверхности. Дальнейший прирост запасов в «старых» и геологически хорошо изученных рудных районах ожидается главным образом за счет обнаружения скрытых — погребенных и слепых месторождений.

Закрытые территории экономически развитых районов с ограниченной мощностью перекрывающих отложений — важнейший резерв для выявления новых промышленных месторождений. В этих условиях рудные месторождения способны образовывать в рыхлом чехле и на его поверхности вторичные наложенные лито-, атмо- и биогеохимические ореолы рассеяния. Основные процессы, формирующие вторичные наложенные ореолы рассеяния, — диффузия солевых и газовых компонентов, в том числе паров металлов, процессы фильтрации и электрохимического переноса, а также капиллярное и биогенное распространение солевой составляющей наложенных ореолов с последующей фиксацией на геохимических барьерах (сорбционном, биогенном, испарительном, окислительно-

восстановительном, кислотном-щелочном и др.).

Наиболее благоприятные условия для образования вторичных наложенных ореолов рассеяния возникают при гипергенных изменениях сульфидных, в частности колчеданно-полиметаллических месторождений, имеющих многокомпонентный состав и относительно высокие коэффициенты концентраций химических элементов в рудах. Вторичные наложенные ореолы рассеяния способны проявляться на дневной поверхности при повышенной мощности рыхлых отложений и значительных глубинах залегания рудных тел.

В общем случае обнаружение наложенных ореолов на дневной поверхности определяется выбором такой методики анализа литохимических проб, которая позволяла бы усиливать контрастность аномалий, то есть отношение полезного сигнала к уровню помех.

Выявление слабых геохимических аномалий, скрытых за уровнем помех, возможно путем избирательного частично-фазового извлечения в раствор легкоподвижных форм нахождения рудных элементов. Частично-фазовый анализ может включать водные, содовые, солянокислые, азотнокислые, ацетатные, пирофосфат-натриевые и другие вытяжки, растворяющие

подвижные формы элементов, доля которых над месторождениями существенно выше по сравнению с фоновыми участками. На анализе пирофосфатной вытяжки с определением в фильтрате суммы тяжелых металлов основан «метод подвижных форм» (МПФ), разработанный Л.В.Антроповой. Для выделения наложенных ореолов рассеяния Ю.Е.Сагет, Н.И.Несвижская предложили методику рационального (фазового) анализа с помощью ацетатно-буферной смеси (два объема 1 М уксусной кислоты и один объем 1 М раствора уксуснокислого натрия), являющейся селективным растворителем по отношению карбонатным минералам и водно-нерастворимым сульфатам. Метод частичного извлечения металлов (ЧИМ), разработанный под руководством Ю.С.Рысса, предназначен для поисков погребенных месторождений в закрытых рудных районах. Этот метод основан на избирательном извлечении ионов из растворов, насыщающих горные породы, путем пропускания постоянного электрического тока между заземлениями, при котором элементоприемники устанавливаются в точках поисковой сети на поверхности Земли. После 40—50 часов нахождения элементоприемников под током их электролиты подвергаются анализу на содержание рудных элементов [3].

При несомненной эффективности съемки этими методами до сих пор не получили производственного применения. Их внедрение в практику геохимических работ сдерживается стоимостью анализа, малой производительностью и ограниченным кругом анализируемых элементов.

Относительно низкой стоимостью анализа, высокой экспрессностью, возможностью получать результаты непосредственно в поле характеризуется ионо-потенциметрический метод разработанный в ЦНИГРИ [4]. Метод основан на исследовании состава водных вытяжек из почвенных проб с помощью ионо-селективных электродов для измерения потенциалов pH, Eh и концентраций ионов NH_4^+ , K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , SO_4^{2-} , Cl^- , Br^- , I^- и др. Перечисленные ионы, обладая высокой подвижностью в экзогенных и эндогенных условиях, способны формировать аномалии как над погребенными месторождениями, так и над рудными телами, находящимися в слепом залегании.

В последнее время все более широкое применение при проведении геохимических работ получает атомно-эмиссионная спектроскопия с индуктивно связанной плазмой (ICP). Индукционная аргонная плазма является эффективным источником атомной эмиссии, который, в принципе, может быть использован для определения всех химических элементов, исключая аргон. Метод ICP пригоден для определения широкого диапазона концентраций — от ультрамалых до макросодержаний.

В развитие ионо-потенциметрического метода, впервые для выделения сорбционно-солевой составляющей вторичных ореолов рассеяния над погребенными

и слепыми полиметаллическими месторождениями Рудного Алтая была апробирована методика, основанная на извлечении из почвенных проб химических элементов с помощью очень разбавленного раствора азотной кислоты (массовая доля HNO_3 равна 5%) с приближенно-количественным ICP-MS анализом полученных вытяжек.

В очень разбавленных растворах азотной кислоты отмечается состояние динамического равновесия: $\text{HNO}_3 + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{H}_3\text{O}^+ + \text{NO}_3^-$. Кислотные свойства таких растворов определяются исключительно свойствами иона гидроксония (H_3O^+), обладающего высокими ионообменными свойствами и способного активно замещать катионы (Cu, Zn, Pb и др.) почвенного поглощающего комплекса (совокупность минеральных, органоминеральных и органических компонентов твердых фаз почв). Ландшафтно-геохимические условия предгорий и пологих склонов низкогогорья восточной части Алтайского края определяются широким развитием черноземных почв. Отличительной особенностью черноземов является высокая почвенная емкость катионного обмена (ЕКО, мг/экв) — суммарное количество положительных зарядов (катионов), которые компенсируют отрицательные заряды почвенного поглощающего комплекса. Таким образом, верхний почвенный слой, обладая высокой дисперсностью, служит прекрасным сорбентом катионов, которые при взаимодействии почв с азотной кислотой замещаются на ион H_3O^+ , переводя катионы химических элементов в раствор, который может быть проанализирован.

Для проведения анализа отбирались пробы из почвенных горизонтов по профилям, пройденным вкрест простирания основных структур. Шаг опробования составлял 20 м. Глубина отбора 0,2 м, начальная масса пробы 0,2—0,3 кг. Отобранные пробы высушивались до воздушно-сухого состояния и просеивались через сито 0,25 мм. Для анализа готовилась вытяжка из фракции <0,25 мм путем смачивания пробы 5% раствором азотной кислоты в соотношении 1:10. После центрифугирования раствор направлялся на ICP MS анализ. Анализ на 63 химических элемента выполнялся на приборе «Элан-6100» фирмы Перкин-Элмер в ФГУП ЦНИГРИ. Пределы обнаружения элементов в растворе $1 \cdot 10^{-3} \dots 1 \cdot 10^{-5}$ мг/л.

Доброкачественность проведенных аналитических работ определялась путем независимых двукратных анализов литохимических проб. Повторному анализу было подвергнуто 14 проб, с максимальным разбросом концентраций ведущих элементов. Полученные средние систематические и случайные расхождения между результатами первичных и повторных анализов приведены в таблице.

Если $\delta_{\text{сист}}$ выходит за пределы 0,9—1,1, тогда систематическое расхождение подлежит исключению путем его алгебраического вычитания из всех содержаний элемента [1]. Как видно из таблицы

систематические расхождения отмечены практически для всех элементов. Наличие большой систематической ошибки не требует переделки работ, необходимо только немедленно выявить ее и устранить. По исправленным данным вычисляется средняя случайная погрешность анализа. Измеренные содержания элементов при двукратном анализе в среднем могут отличаться не более чем в $1,6^{\pm 1}$ раза [1]. По величинам случайных погрешностей различают количественные и приближенно-количественные результаты анализов. Граница между ними условна. Целесообразно ее проводить на уровне $1,1^{\pm 1}$ — $1,3^{\pm 1}$ [3]. Таким образом, приведенные в таблице цифры случайных погрешностей ($1,13^{\pm 1}$ — $1,31^{\pm 1}$) по своему уровню свидетельствуют о хорошем качестве анализа. Только при этих условиях можно рассчитывать на получение реальных геологических результатов при поисках скрытого полиметаллического оруденения.

Рудные районы российской части Алтая сложены вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами кислого, среднего и основного составов. Преобладают продукты кислого вулканизма калиевого и калиево-натриевого профиля. Широко развиты экструзивные и субвулканические тела риолитов, лавы, потоки риолитов, пирокластические разности пород (туфы, туффиты, тефроиды). Осадочные породы представлены известковистыми, кремнистыми алевролитами, реже песчаниками, известняками. Рудовмещающие вулканогенно-осадочные породы по составу, возрасту и соотношению вулканогенной и осадочной составляющих разделяются на две формации, соответствующие двум циклам вулканизма: нижнюю (эмс—эйфель—ранний живет) — базальтсодержащую риолитовую известково-кремнисто-терригенную, калиевую и верхнюю (поздний живет—фран) — базальт-риолитовую кремнисто-терригенную калиево-натриевую [2].

Опытно-методические и поисковые работы проводились в Змеиногорском рудном районе Алтайского края. Авторы рассматривают поисково-геохимические особенности вторичных сорбционных ореолов рассеяния на примере Каменского рудопоявления и Майского месторождения.

Рудовмещающая толща Каменского рудопоявления (поздний живет—фран) представлена чередованием известковистых, углистых и кремнистых алевролитов, подстилающихся кремнистыми алевролитами и перекрытых туфами риолитов (рис. 1). Колчеданно-полиметаллические рудные тела (пирит-халькопиритового, пирит-сфалерит-халькопиритового состава) сопря-

жены с зонами кварц-хлоритовых, кварц-серицитовых метасоматитов. Коренные породы погребены под 50-метровой толщей дальнеприносных отложений суглинисто-глинистого состава, по которым развиваются черноземные почвы.

Вторичные наложенные сорбционные ореолы рассеяния рудных и сопутствующих элементов имеют комплексный состав (элементы перечислены в порядке убывания коэффициентов концентраций $K_k = C_{\text{max}}/C_{\text{ф}}$): Cd 8,7; Zn 6,0; Cu 5,6; As 5,0; Sb 3,5; Pb 3,1; Se, Ga, Ge 3,0; Ag, Te, Th, REE 2,5. Следует отметить, что в ряде случаев информация о наборе и соотношениях химических элементов в ореолах рассеяния может служить важной характеристикой типа полиметаллической минерализации.

Рудные элементы (Cu, Zn, Pb) образуют отчетливые вторичные наложенные ореолы рассеяния над проекцией рудной зоны на дневную поверхность. Эффективная ширина (на уровне нижних аномальных концентраций) ореолов Cu и Zn составляет 100 м, свинца — 50 м (см. рис. 1).

Условия формирования колчеданно-полиметаллических месторождений в целом благоприятны для поисков скрытых объектов также по их петрохимическим ореолам, отвечающим зонам метасоматических измененных пород. Для петрогенных элементов (K, Na, Mg, Ca) размах коэффициентов концентраций в наложенных ореолах рассеяния значительно ниже. Аномалии этих элементов отражают химизм процесса метасоматических преобразований, который определяется постоянным выносом из пород Na и привносом K (см. рис. 1). Прочие из породообразующих компонентов (Mg, Ca) ведут себя вариативно в зависимости от состава исходных пород и *P-T* особенностей минерализующих растворов. Аномалии K и Na смещены в сторону висячего бока рудной зоны, что отчетливо видно на графике отношения K/Na (см. рис. 1). Эффективная ширина аномалии K/Na составляет 60 м.

Полезную информацию о наличии колчеданно-полиметаллического оруденения несут элементы семейства железа (Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni). По сравнению с рудными элементами аномалии элементов семейства железа менее контрастные, что обусловлено их невысокими коэффициентами концентраций в рудах и окорудном пространстве. На основном рудоносном уровне месторождений доминирует их вынос и переотложение на границах зон максимальных метасоматических изменений по латерали. С другой

Результаты вычисления погрешностей первичных и контрольных анализов почвенных проб методом ICP MS

Элементы	Cu	Zn	Pb	Na	Mg	Ca	K	V	Cr	Co
Систематическая погрешность ($\delta_{\text{сист}}$)	1,68	1,79	1,04	1,21	1,13	1,37	1,18	0,85	1,24	1,12
Случайная погрешность ($\delta_{\text{случ}}$)	$1,14^{\pm 1}$	$1,16^{\pm 1}$	$1,15^{\pm 1}$	$1,14^{\pm 1}$	$1,13^{\pm 1}$	$1,15^{\pm 1}$	$1,16^{\pm 1}$	$1,31^{\pm 1}$	$1,21^{\pm 1}$	$1,13^{\pm 1}$

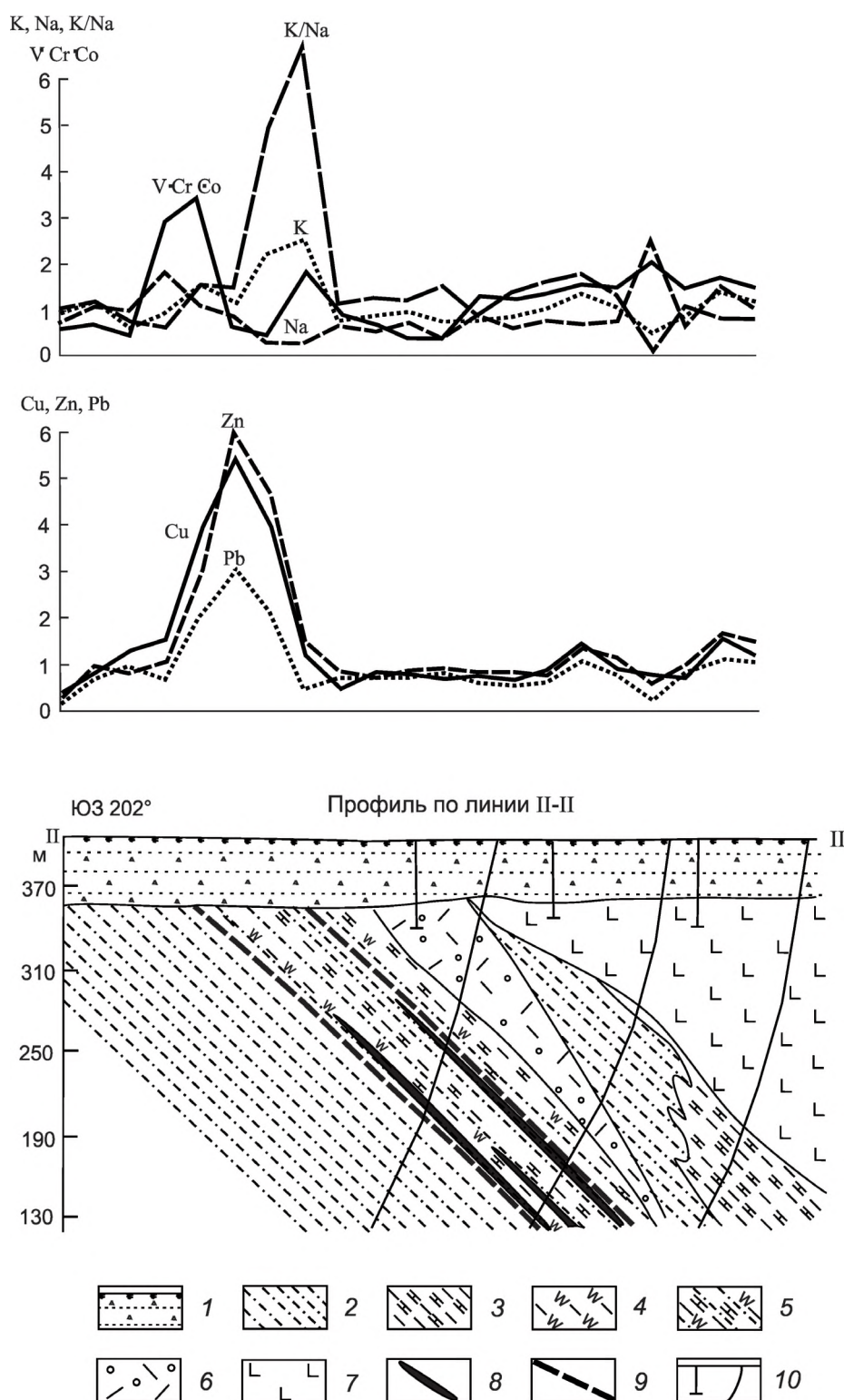


Рис. 1. Вторичные наложенные ореолы рассеяния колчеданно-полиметаллического рудопроявления Каменское:

1 — рыхлые отложения; алевролиты; 2 — кремнистые, 3 — известковистые, 4 — углистые, 5 — чередование кремнистых, известковистых и углистых; 6 — туфы риолитов; 7 — лавы андезитобазальтов; 8 — рудные тела (залежи); 9 — граница рудной зоны; 10 — картировочные и поисковые скважины; все показатели нормированы к среднефоновым значениям

стороны отчетливая тенденция к накоплению элементов семейства железа в тыловых зонах рудоносных структур соответствует их положению в универсальном ряду зональности отложения определяемому всеми известными факторами дифференциации элементов внутри ряда. В пределах Каменского рудопоявления аномалия мультипликативного показателя $V \cdot Cr \cdot Co$ образует область пониженных значений (выноса) над проекцией рудной зоны с повышением концентраций мультиплицируемых элементов в ее лежачем и висячем боках. Отметим, что максимальные значения ($K_k=3,4$) показателя $V \cdot Cr \cdot Co$ приурочены к тыловой части рудной зоны (см. рис. 1).

В распределении химических элементов отмечается отчетливая поперечная зональность (от тыловой части рудной зоны к фронтальной): элементы семейства железа — рудные и сопутствующие элементы — петрогенные.

Рудовмещающий разрез Майского полиметаллического месторождения приурочен к эмс-эйфельской туфогенно-осадочной рудоносной формации, сложенной кремнистыми алевролитами с маломощными прослоями туфоконгломератов, обрамленных со стороны висячего и лежачего боков известковистыми алевролитами (рис. 2). Рудные залежи массивной текстуры находятся в слепом залегании; верхняя граница расположена в 80 м от дневной поверхности. Изменения вмещающих пород представлены околорудными метасоматитами кварц-хлорит-серицитового, хлорит-серицитового, хлорит-кварцевого, кварц-хлоритового, хлорит-талк-карбонатного составов. Среди рудных минералов доминируют сфалерит, галенит, в подчиненном количестве присутствуют пирит, халькопирит, минералы серебра и самородное золото.

Опытно-методические работы на Майском месторождении выявили в элювио-делювии контрастные вторичные сорбционно-солевые ореолы рассеяния рудных и сопутствующих элементов (приведены в порядке убывания их K_k): Zn 130; Pb 120; Cu 60; Ag 10; Cd, Ga 8; Ge, Tl 6; As, Bi 4; U, Th 3; Te, REE 2,5.

Максимумы концентраций рудных и сопутствующих элементов в ореолах рассеяния смещены в направлении восстания рудных залежей на расстояние 60 м. Эффективная ширина ореолов (в м): Zn — 140, Pb — 110, Cu — 80, Ag — 70.

На изученном профиле распределение петрогенных элементов строго дифференцировано. Аномалия калия ($K_k=6$) отчетливо тяготеет к висячему боку рудных залежей. Аномалия магния ($K_k=6$) наиболее ярко проявлена в их лежачем боку. В распределении натрия отмечена зона выноса шириной 100 м. Аномалия кальция ($K_k=4$) расположена над выходом на поверхность карбонатизированных метасоматитов. Аномалия K/Na также как и в первом случае приурочена к висячему боку рудных залежей. Эффективная ширина аномалии K/Na — 180 м (см. рис. 2).

Очень отчетливые и контрастные аномалии установлены для мультипликативного показателя $V \cdot Cr \cdot Co$ (см. рис. 2). Для него характерны ореолы выноса (на порядок ниже фона) и переотложения (на полтора порядка выше фоновых значений) в лежачем и висячем боках рудных залежей. Эффективная ширина ореола выноса — 60 м; ореолов переотложения: в висячем боку — 80 и в лежачем — 120 м.

Усиление слабых сорбционных аномалий, сопоставимых с уровнем случайных природных и технических помех, может достигаться сглаживанием данных литохимического опробования методом «скользящего среднего» с числом точек в окне, близким к их числу в контуре ожидаемой слабой аномалии [3]. Рудные полиметаллические аномалии полиэлементны, их контрастность увеличивается при мультипликации концентраций. Выбор элементов для мультипликации определяют их максимальные коэффициенты концентраций в рудах по сравнению с местным геохимическим фоном. В результате сочетания сглаживания и мультипликации показатель контрастности новой аномалии может возрастать в десяток раз. Имеющиеся экспериментальные данные и теоретические расчеты показывают, что при сглаживании и мультипликации в благоприятных геологических условиях с поверхности элювио-делювия могут выделяться сорбционно-солевые остаточные ореолы рассеяния над слепыми полиметаллическими рудными телами, залегающими на глубине до 300—350 м.

Приведенные материалы позволяют сделать некоторые практические выводы.

1. Скрытые колчеданно-полиметаллические объекты Змеиногорского рудного района фиксируются с поверхности устойчивыми вторичными сорбционными ореолами рассеяния рудных, петрогенных и сидерофильных элементов. Аномалии этих элементов могут рассматриваться как практически ценные индикаторы нижележащего коренного оруденения.

2. Изучение состава азотнокислых вытяжек с помощью метода ICP MS позволяет получить более полные данные о составе и поведении отдельных элементов во вторичных сорбционных ореолах рассеяния полиметаллического оруденения. Предложенный способ выделения ореолов рассеяния с помощью азотнокислых вытяжек выгодно отличается от уже существующих методик простотой пробоподготовки, широким спектром анализируемых элементов, высокой чувствительностью анализа, более высокой по сравнению с эмиссионно-спектральным анализом точностью определения химических элементов. Немаловажно отметить, что стоимость анализа методом ICP MS слабых растворов на 30% ниже, чем порошковых проб, тем же методом.

3. Полученные данные свидетельствуют о значительной глубинности предложенного способа при обнаружении скрытых полиметаллических объектов. Доказано, что

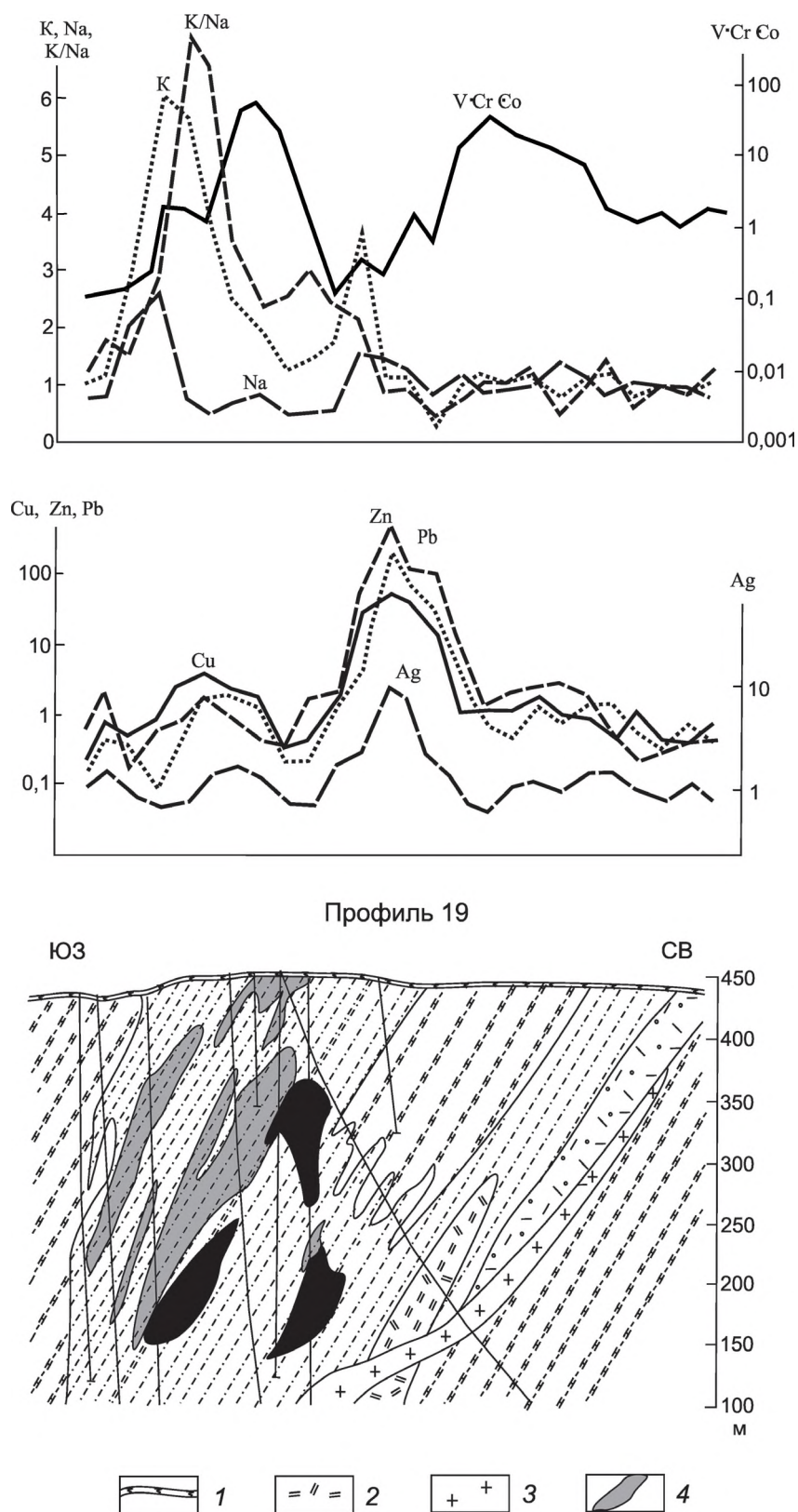


Рис. 2. Вторичные сорбционно-солевые ореолы рассеяния полиметаллического месторождения Майское:

1 — элювио-делювиальные образования; 2 — лавы риодацитов; 3 — гранит-порфиры; 4 — околорудные метасоматиты; все показатели нормированы к среднефоновым значениям; см. услов. обозн. к рис. 1

с помощью азотнокислых вытяжек из почвенных проб с поверхности надежно выявляются слепые рудные тела, залегающие на глубинах 100—150 м, а также перекрытые чехлом дальнеприносных отложений мощностью 50 м, причем предельные возможности метода пока не установлены.

4. В рудных районах с известными типами полиметаллического оруденения привлечение к решению интерпретационных и оценочных задач рудных и породных индикаторов оруденения позволяет существенно повысить достоверность прогнозных оценок за счет суммирования «поисковых вкладов» двух независимых групп критериев.

5. При проведении профильных поисковых геохимических работ в пределах перспективных участков, выделенных по геологическим данным, получены первые положительные результаты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Инструкция* по геохимическим методам поисков рудных месторождений. —М.: Недра, 1983.
2. Кузнецов В.В., Кудрявцева Н.Г., Галямов А.Л. и др. Геолого-генетические основы прогноза и поисков колчеданно-полиметаллических месторождений рудно-алтайского типа // Отечественная геология. 2014. № 2. С. 30—38.
3. Соловов А.П., Архипов А.Я., Бугров В.А. и др. Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых. —М.: Недра, 1990.
4. Чекваидзе В.Б., Миляев С.А., Исакович И.З. Комплексная петрографо-минералого-геохимическая методика поисков золоторудных месторождений. —М.: Бородино-Е, 2004.

Минеральные формы нахождения радиоактивных элементов в оловорудных месторождениях разных генетических типов на Дальнем Востоке России

А.А.ШНАЙДЕР, Н.С.КОНОВАЛОВА (Институт тектоники и геофизики им.Ю.А.Косыгина ДВО РАН; 680000, г.Хабаровск ул.Ким Ю-Чена, д.65)

Определены минеральные формы радиоактивных элементов с учетом наличия редкоземельных (РЗЭ) в продуктах некоторых стадий (пегматоидной, автогрейзеновой и топаз-полевошпат-кварцевой) минералообразования при формировании оловорудного месторождения Тигриное. Выявлены радиоактивные минералы и даны рекомендации по их извлечению при селективной добыче руды. На месторождении Мопан радиоактивная минерализация отсутствует. Комплексность руды дополняется равномерным распределением РЗЭ в продуктах всех стадий процесса минералообразования, доступных при сплошной отработке руды.

Ключевые слова: радиоактивные минералы, редкоземельные элементы, олово, плутоногенный и вулканогенный типы месторождений, рекомендации, комплексность.

Шнайдер Алевтина Александровна, schneider@itig.as.khb.ru
Коновалова Наталья Сергеевна

Mineral forms of radioactive elements in tin deposits of different genetic types in the Russia Far East

A.A.SHNAIDER, N.S.KONVALOVA

Mineral forms of radioactive elements are defined considering the presence of rare earth elements (REE) in some stages of minerogenesis (pegmatoid, autogreisen and topaz-feldspar-quartz) at the time of the Tigrinoye tin deposit formation. Radioactive minerals are determined and techniques of their recovery in the course of selective mining are recommended. There is no radioactive mineralization at the Mopau deposit. The complex ore is characterised by REE uniform distribution throughout the entire process of minerogenesis.

Key words: radioactive minerals, rare earth elements (REE), tin, deposit, pluton-related, volcanogenic, recommendations, complex ore.

Ранее на примере объектов разных генетических типов Сихотэ-Алиня — плутоногенного грейзенового (Тигриное) и вулканогенного оловянно-порфирового (Мопан) — одним из авторов впервые определено количество в рудах редкоземельных и радиоактивных элементов [10]. Месторождение Тигриное находится в западной части Сихотэ-Алинского орогенного пояса, в Арминском районе Приморья, Мопан — в северной части, в Бута-Коппинском районе Хабаровского края. Выбор сделан в пользу данных объектов не только потому, что они относятся к разным генетическим типам, но также в связи с комплексностью их руд и доступностью для отработки. Исследования продолжены с целью определения минеральных форм радиоактивных элементов (U и Th) в разных рудно-магматических комплексах, с которыми связано формирование указанных месторождений. На современном растровом электронном микроскопе РЭМ EVO 40HV (Carl Zeiss, Германия), оснащенном энергодисперсионным спектрометром INCA Energy 350 (Oxford Instruments, Великобритания), выяснялось в каком виде накапливаются в породах радиоактивные элементы: образуются ли собственные их минералы или

они входят в другие минералы в виде изоморфной примеси, или присутствуют в рассеянной форме. Для количественного анализа использовался комплексный эталон № 6067 фирмы «МАС» (Великобритания) и библиотека профилей линий элементов, встроенная в программу INCA. Поиск и фотографирование микровключений велись в режиме обратно рассеянных электронов (BSE-детектор), поскольку при этом фазы с более высоким средним атомным числом отражаются в контрасте изображения ярче по сравнению с фазами с меньшим средним атомным числом. Это позволяет визуально дифференцировать искомые «тяжелые» включения на фоне «легковесной» матрицы образца. Применялось ускоряющее напряжение 20 кВ, ток пучка ~201 нА. Исследуемые образцы наклеивались на предметный столик микроскопа с помощью графитовой клейкой проводящей пленки Agar Scientific и напылялись углеродом для создания проводящего слоя. Материалом для анализа служили дубликаты проб, отобранные из разновременных минеральных ассоциаций, связанных с определенными интрузивными рудно-магматическими комплексами, которые характеризуют во времени процессы

минералообразования на месторождении. Эти же пробы, выполняющие контролирующую функцию, нами проанализированы ранее методом ИСП масс-спектрометрии на приборе Elan DRC II PerkinElmer (США) на редкометалльные, редкоземельные и радиоактивные элементы в Хабаровском инновационно-аналитическом центре при Институте тектоники и геофизики им. Ю.А.Косыгина ДВО РАН. Анализы на электронном микроскопе выполнены В.С.Комаровой и Н.С.Коноваловой.

Рассмотрим присутствие и распределение радиоактивных элементов на месторождениях Тигриное и Мопау в зависимости от рудно-магматической деятельности при их образовании. Месторождение Тигриное формировалось в три этапа, с каждым из которых связаны разные интрузивные комплексы, несущие свою минерализацию. На первом этапе последовательно сформировались продукты молибденит-кварцевой, пегматоидной и автогрейзеновой стадий со становлением конформной залежи Тигренок, в которой сосредоточено около 20% Sn-W рудотолерантных запасов месторождению. На втором этапе становления субпараллельного штока — гидротермальные продукты слюдисто-кварцевой и топаз-полевошпат-кварцевой стадий. На третьем после внедрения минерализованных эксплозивно-гидротермальных брекчий с касситерит-арсенопирит-кварцевым цементом — продукты хлорит-сульфидной и карбонатной стадий. Минерализация первого этапа генетически связана с магматизмом (гранит-порфировым штоком), минералы кристаллизовались из расплава-раствора, пересыщенного легколетучими компонентами, а на втором и третьем этапах — из

гидротермальных растворов и с магматизмом связана парагенетически. Подробно эти процессы рассмотрены ранее [1, 6, 8, 10]. Продукты молибденит-кварцевой стадии сформировались в результате заполнения растворами-расплавами контракционных трещин вокруг остывающего магматического очага (гранит-порфирового штока). Их радиоактивность на несколько порядков ниже кларковых содержаний. По данным ИСП масс-спектрометрии в продуктах пегматоидной, автогрейзеновой и топаз-полевошпат-кварцевой стадий первого и второго этапов наблюдаются несколько повышенные концентрации U и Th: U от 9,83 г/т до 12,99 г/т — в продуктах топаз-полевошпат-кварцевой и пегматоидной стадий; Th от 11,58 г/т до 29,27 г/т — в продуктах автогрейзеновой и топаз-полевошпат-кварцевой (см. таблицу). Данная закономерность объясняется близостью геохимических свойств U и Th. В продуктах карбонатной стадии перечисленные радиоактивные элементы содержатся в пределах кларка, в других их содержания ниже.

Рассмотрим распределение радиоактивных элементов (U, Th, Th/U) при минералообразовании от ранних стадий к поздним на месторождении Тигриное (рис. 1). В продуктах ранней молибденит-кварцевой стадии содержания U и Th ниже кларковых. На последующих стадиях (пегматоидной и автогрейзеновой) радиоактивность возрастает. Концентрация U до 12,99 г/т наблюдается в пегматоидную стадию, Th до 11,58 г/т — в автогрейзеновую. В продуктах слюдисто-кварцевой стадии содержания радиоактивных элементов падают ниже кларковых. При формировании продуктов топаз-полевошпат-кварцевой стадии происходит второй более мощный всплеск концентраций U до 9,83 г/т,

Содержание урана и тория в оловорудных месторождениях разных генетических типов по данным ИСП масс-спектрометрии [10]

Генетический тип, (месторождение)	Стадии минералообразования, (ассоциации)	Содержание элементов, г/т		
		U (4)	Th (10)	Th/U
Плутоногенный, грейзеновый (Тигриное)	1. Молибденит-кварцевая	0,14	1,44	10,28
	2. Пегматоидная	12,99	2,34	0,18
	3. Автогрейзеновая	5,53	11,58	2,09
	4. Слюдисто-кварцевая	0,60	0,23	0,38
	5. Топаз-полевошпат-кварцевая	9,83	29,27	2,98
	6. Рудоносные брекчии	1,44	6,22	4,52
	7. Хлорит-сульфидная	1,85	0,71	0,38
	8. Карбонатная	4,65	11,43	2,46
Вулканогенный, оловянно-порфировый (Мопау)	1. Кварц-серицитовые лавобрекчии	1,57	9,91	6,31
	2. Дайки липаритов	0,86	5,76	6,70
	3. Дайки фельзитов	1,41	6,81	4,83
	4. Дайки андезито-дацитов	1,30	8,94	6,88
	5. Эксплозивно-гидротермальные брекчии	1,89	10,11	5,35
	6. Дайки диабазовых порфиритов с жилами кварц-сульфидного состава	0,60	3,24	5,40

Примечание. Ассоциации обоих объектов минерализованы; жирным шрифтом выделены стадии минералообразования с повышенными содержаниями радиоактивных элементов; в скобках — кларковые концентрации U и Th.

Th до 29,27 г/т. В более поздних рудоносных брекчиях и продуктах хлорит-сульфидной стадии содержания радиоактивных элементов вновь резко понижаются, а в продуктах карбонатной стадии остаются на уровне кларковых. Такое «пилообразное» распределение радиоактивных элементов вызвано пульсационным, многоэтапным и многостадийным поступлением растворов разного состава в зависимости от процессов (от пневматолитово-гидротермального до гидротермального), их интенсивности и температурных обстановок при формировании месторождения. Высокая активность процесса характерна для топаз-полевошпат-кварцевой стадии, когда в рудообразующих растворах было повышенное содержание фтора, что

реализовалось в виде минералов: топаза, флюорита, циннвальдита, фторапатита. Растворы приносили не только радиоактивные, но также редкие, цветные и РЗЭ элементы [10; табл. 2.].

Эпитермальное **месторождение Монау** вулканогенного типа образовалось на небольшой глубине, тесно связано с жерловыми аппаратами и имеет парагенетическую связь с вулканоплутоническими ассоциациями латитовой серии. Оловянное оруденение в нем генетически связано с малыми интрузиями — дайками липаритов, фельзитов, андезитодацитов и диабазовых порфиритов. Формировалось месторождение в спокойной обстановке без перерывов во времени. Процессы минералообразования на

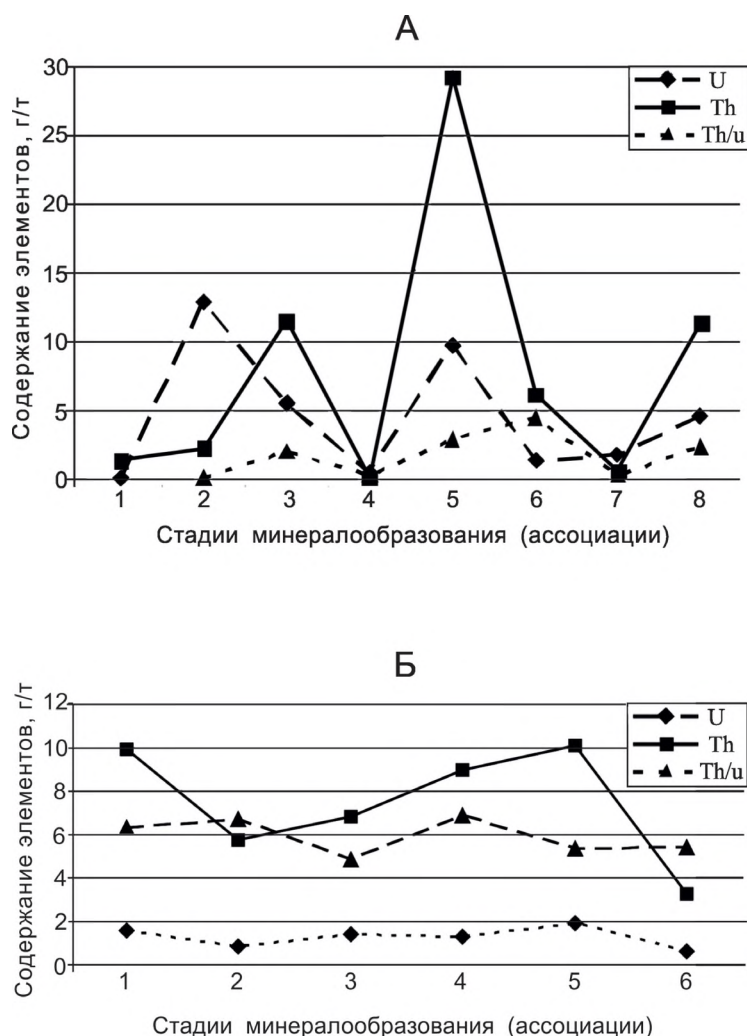


Рис. 1. Распределение U, Th, Th/U в породах по стадиям минералообразования на месторождениях Тигринное (А) и Монау (Б):

А: 1 — молибденит-кварцевая, 2 — пегматоидная, 3 — автогрейзеновая, 4 — слюдисто-кварцевая, 5 — топаз-полевошпат-кварцевая, 6 — рудоносные брекчии, 7 — хлорит-сульфидная, 8 — карбонатная; Б: 1 — кварц-серицитовые лавобрекчии, дайки; 2 — липаритов, 3 — фельзитов, 4 — андезитодацитов; 5 — explosивно-гидротермальные брекчии с андезитовым цементом; 6 — дайки диабазовых порфиритов с жилами кварц-сульфидного состава

нем рассмотрены ранее [10]. Здесь ограничимся перечислением минерализованных пород последовательно сменяющих друг друга стадий: 1. кварц-серицитовые лавобрекчии с вкрапленностью касситерита, пирротина, арсенопирита, халькопирита; 2. дайки липаритов с вкрапленностью и прожилками кварца, арсенопирита, касситерита и небольшим количеством сульфидов (халькопирит, блеклые руды, сфалерит); 3. дайки фельзитов с вкрапленностью и прожилками кварца, арсенопирита, касситерита и небольшим количеством сульфидов (халькопирит, блеклые руды); 4. дайки андезито-дацитов с вкрапленностью и прожилками кварца, турмалина, касситерита и большим количеством сульфидов (халькопирит, пирротин, пирит); 5. explosивно-гидротермальные брекчии на андезитовом цементе с кварцем, турмалином, касситеритом и большим количеством сульфидов (халькопирит, пирротин, пирит); 6. дайки диабазовых порфиритов с жилой кварц-сульфидного состава (станнин, деревянистое олово, супергенный касситерит) с обилием сульфидов (халькопирит, арсенопирит, блеклые руды, пирротин). По данным ИСП масс-спектрометрии на всех стадиях содержания U в породах ниже кларковых, Th присутствует в продуктах двух стадий — кварц-серицитовых лавобрекчиях и explosивно-гидротермальных брекчиях на уровне кларковых содержаний (соответственно 9,91 и 10,11 г/т), в продуктах остальных стадий содержания Th ниже этих величин (см. таблицу). Распределение радиоактивных элементов на месторождении Мопану приведено на рис. 1, Б. Кривая распределения Th дает два максимума в кварц-серицитовых лавобрекчиях и explosивно-гидротермальных брекчиях с андезитовым цементом. В дайках диабазовых порфиритов с жилами кварц-сульфидного состава содержания Th самые низкие.

Сопоставление объектов разных генетических типов свидетельствует о более высокой радиоактивности плутоногенных оловорудных месторождений грейзенового типа по сравнению с вулканогенными. Однако для них характерны более низкие торий-урановые отношения (от 0,18 до 2,98 г/т), чем для вулканогенных (от 4,83 до 6,88 г/т). Колебания торий-урановых отношений в породах на объекте вулканогенного типа на порядок ниже, что говорит о более спокойной обстановке процесса минералообразования, без перерывов во времени. По-видимому, по мере поступления в рудокализирующую структуру растворы, достигая поверхности, быстро остывали.

На *месторождении Тигриное* в продуктах пегматоидной, автогрейзеновой и топаз-полевошпат-кварцевой стадий, содержащих радиоактивные элементы, по результатам анализов на электронном микроскопе установлено следующее.

Породы *пегматоидной стадии* крупно- и гигантозернистые (до 10 см) кварц-полевошпатовые

пегматоидного облика (штокшейдер) мощностью до 25 м расположены на контакте залежи Тигренок с нижнемеловыми осадочными образованиями. По данным ИСП в них повышены содержания Li, Mo, Bi, Ta, Nb, количество радиоактивных элементов в сумме составляет 15,33 г/т (U 12,99, Th 2,34). По энергодисперсионным спектрам нами выявлено небольшое количество Th (0,44 в весовых долях, %), который находится в тесной ассоциации с Bi, Mo и Si в виде минерала торита ThSiO_4 (рис. 2). Корреляционная связь между Mo и Bi в пегматоидах установлена нами ранее по данным спектральных анализов более 1000 проб [4] и вещественному составу. В них, помимо кварца, полевого шпата, мусковита и акцессориев (циркона и сфена), обнаружены минералы Bi и Mo — висмутин, гуанохуатит (селенид висмута) и молибденит, а также небольшое количество касситерита. Присутствие торита в пегматоидах установлено и другими исследователями, причем совместно с ним обнаружены

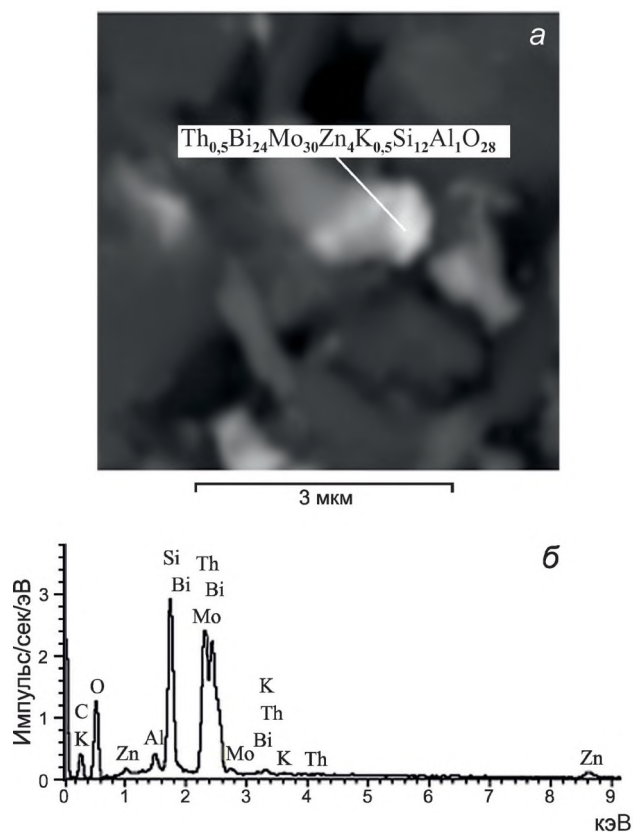


Рис. 2. Минеральные формы радиоактивных и сопутствующих элементов в породах пегматоидной стадии, месторождение Тигриное:

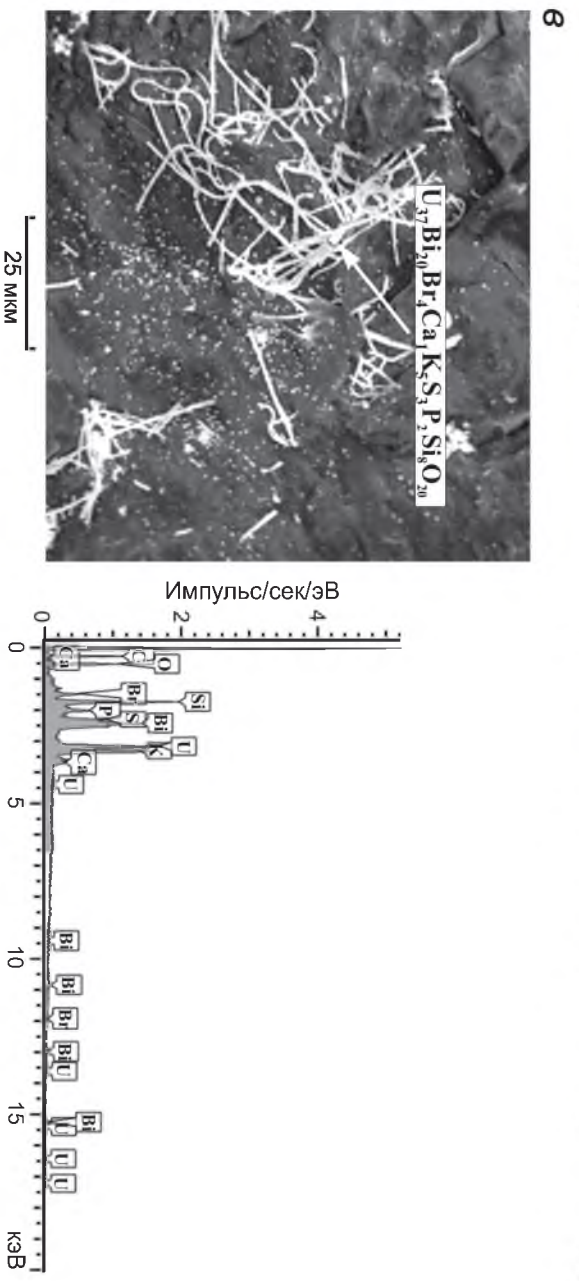
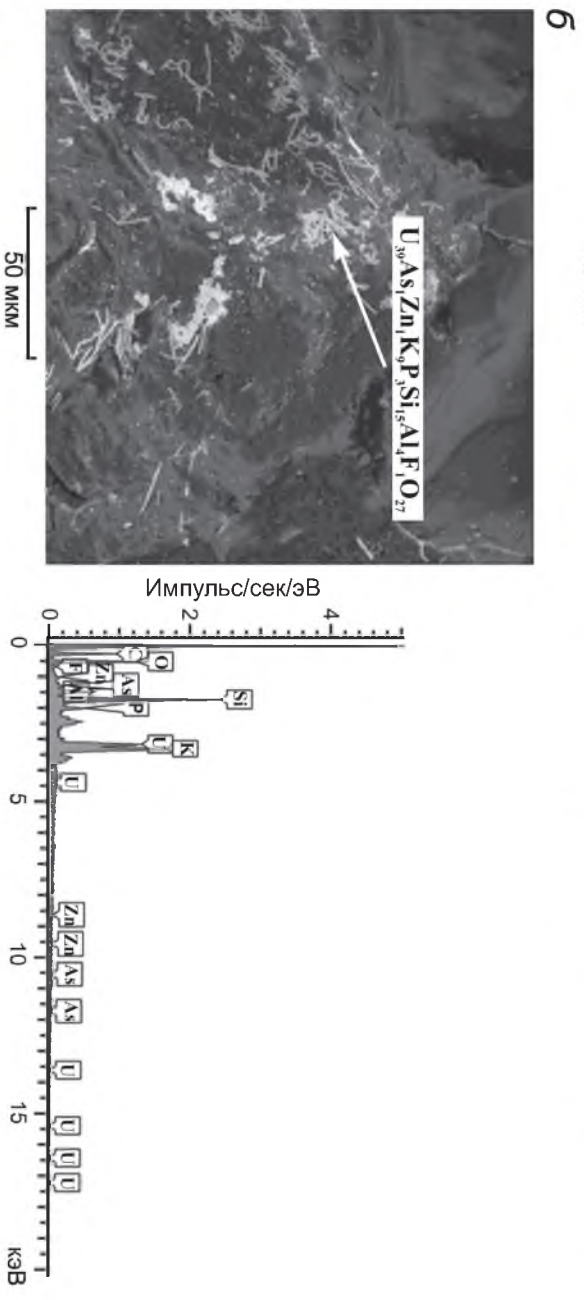
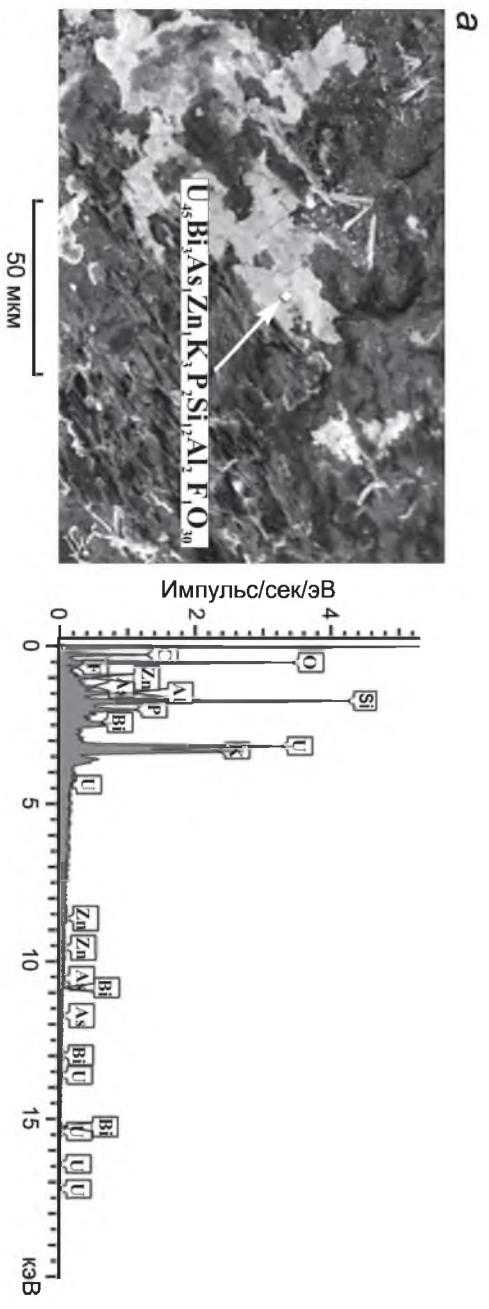
а — содержание элементов в точке наблюдений, в весовых долях, %; б — энергодисперсионные спектры, включения торита (ThSiO_4) в тесной ассоциации с минералами Bi, Mo, Si

минералы чералит $\text{CaTh}(\text{PO}_4)_2$ [3] и ферриторит [5]. Во всех точках наблюдений в этих породах присутствует К (от 0,57 до 1,52 в весовых долях, %), ассоциирующий с небольшим количеством Са, Fe, Р; по-видимому, наличие ферриторита и чералита не исключается. Перечисленные радиоактивные минералы представляют минералогический интерес, так как они встречаются в виде редких, мелких зерен или изоморфной примеси в сфене и цирконе. По данным работы [11] U и Th накапливаются в начале пегматитового процесса в присутствии редкоземельных минералов, в которые они входят в виде изоморфной примеси. Содержания TR в продуктах данной стадии ниже кларковых [10; табл. 2.]. На месторождении Тигриное при данной степени его разведанности урансодержащие пегматоиды, по-видимому, не представляют интереса в качестве источника сырья. Однако полученные данные позволяют пополнить список радиоактивных минералов (торит, чералит, ферриторит) на этом месторождении.

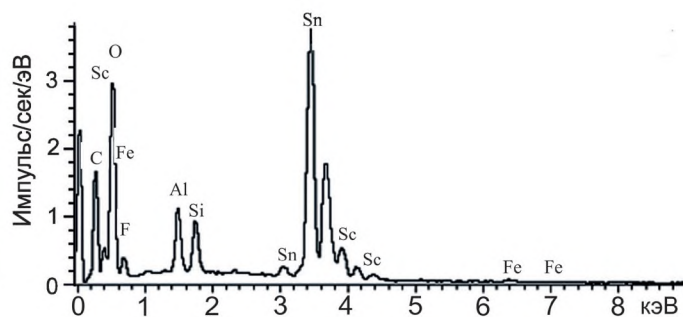
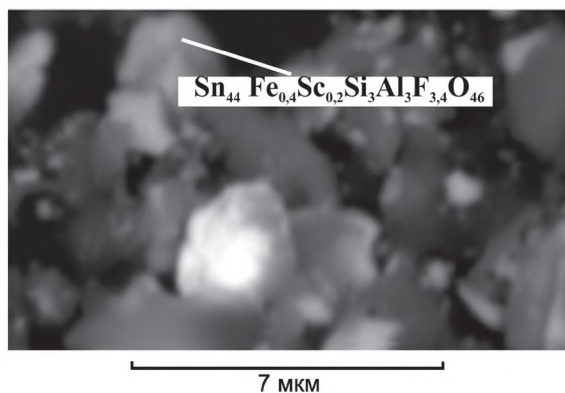
Автогрейзеновая стадия (проба отобрана из залежи Тигренок). По данным ИСП в породах этой стадии наблюдаются повышенные содержания Li, W, Sn, Nb, Р, Rb, Zr; сумма радиоактивных элементов составляет 17,11 г/т (U 5,53, Th 11,58). На электронном микроскопе во многих точках наблюдений в них установлено преобладание U (1,38 К) над Th (1,15 К). В разных энергодисперсионных спектрах концентрации U колеблются (в весовых долях, %) от 2,67 до 45,31, Th — 2,74. Значительные концентрации U ассоциируют с Bi, As, Zn (рис. 3, а). Такая корреляция вызвана парагенетической связью U с висмутином, арсенопиритом, сфалеритом и топазом. Уран адсорбируется на поверхности их зерен, а также находится в межзерновых пространствах. Энергодисперсионные спектры этих минералов и их количества подтверждают данный вывод. Во всех спектрограммах наблюдается тесная взаимосвязь U с К. Не исключено, что К является радиоактивным изотопом (^{40}K), его содержания колеблются (в весовых долях, %) от 2,55 до 9,27 (см. рис. 3, б, в). На участках с пониженным содержанием U количество К возрастает. В местах скоплений касситерита с повышенным содержанием Sn (до 44 в весовых долях, %) и высоким содержанием О наблюдается тяготение к олову Sc, который, по данным количественных спектральных анализов, в виде изоморфной примеси входит в касситериты в качестве попутчика III группы (см. рис. 3, г). На участках с низкими содержаниями Sn (до 0,82 в весовых долях, %) наблюдается равномерное рассеяние К (до 0,3 в весовых долях, %) по всей массе пород данной ассоциации. При этом также не исключается присутствие радиоактивного изотопа калия (^{40}K), который по сравнению с U и Th имеет самый низкий энергетический уровень радиоактивности в виде продукта полураспада U. В отдельных точках, помимо

U, наблюдаются повышенные количества Th, Р, О в ассоциации с легкими РЗЭ цериевой группы (La, Ce, Nd), сумма которых составляет 60 в весовых долях, %. (см. рис. 3, д). Th содержится в минерале торанит ThO_2 , который находится в виде изоморфной примеси во фторапатите $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3\text{F}$. Подобные сочетания изоморфных примесей ThO_2 и РЗЭ цериевой группы Г.Ф.Новиков и Ю.Н.Капков относят к тораниту [2]. Часть радиоактивных элементов в породах данной стадии в виде изоморфной примеси входят в кристаллические решетки аксессуарных минералов: U в ксенотим (YPO_4), Th в монацит (CePO_4) (см. рис. 3, е). К подобному заключению также пришли В.И.Попова, В.А.Попов и др. [3], наблюдая плеохроичные дворники вокруг включений ксенотима и монацита данной ассоциации.

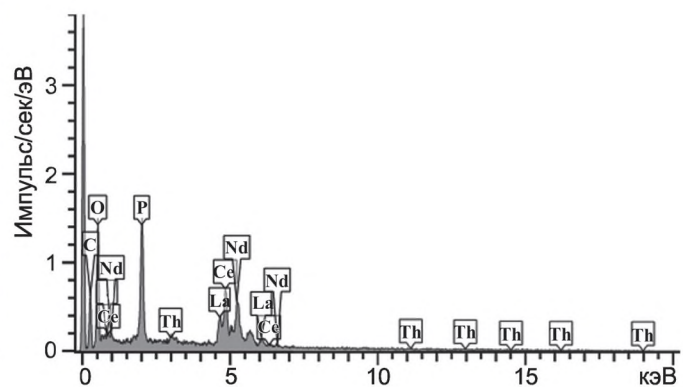
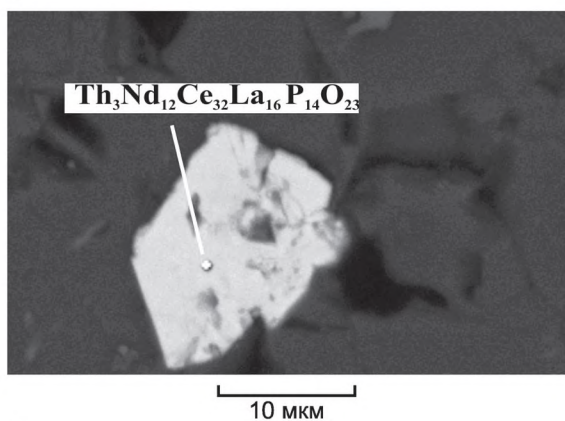
Топаз-полевошпат-кварцевая стадия характеризуется самой высокой активностью гидротермального процесса при формировании штокверка, что нашло отражение в сложном вещественном составе пород. По данным описания аншлифов в породах преобладают кварц, полевой шпат, топаз, вольфрамит, касситерит, в меньших количествах встречаются арсенопирит, флюорит, станнин, сфалерит, апатит, серицит, леллингит, берилл, сфен, циркон, халькопирит и галенит. По данным ИСП характерны повышенные содержания F, входящего в топаз, с которым привносились высокие концентрации редких (Li, Sn, W, Rb, Nb), цветных (Bi, Cu, Pb, Zn) металлов и РЗЭ иттриевой и цериевой групп. ΣTR в породах топаз-полевошпат-кварцевой стадии составляет 327,18 г/т [10, табл. 2]. Концентрации радиоактивных элементов в них также высокие по сравнению с породами других стадий, ΣTR составляет 39,1 г/т (U 9,83, Th 29,27). Геохимической особенностью пород данной стадии является наличие повышенных количеств РЗЭ (в г/т) цериевой (La 42,81, Ce 108,10, Pr 11,75, Nd 49,02) и иттриевой (Dy 8,53, Ho 1,67, Er 5,52, Tm 0,86, Yb 6,48, Lu 1,00) групп, а также Y 63,36 и Sc 8,46 г/т. Причем $\Sigma\text{РЗЭ}$ цериевой группы (211,68 г/т) в 2 раза превышает $\Sigma\text{РЗЭ}$ иттриевой группы (95,88 г/т). При изучении пород на электронном микроскопе в отдельных точках установлены содержания, в весовых долях, %: Th 2, ассоциирующего с тяжелыми РЗЭ иттриевой группы (Y 19, Dy 5, Yb 5), а также Gd 3, которые в сумме составляют 32 (рис. 4, а). Количество Р здесь достигает 12 в весовых долях, %. В небольших количествах не исключается присутствие U (от 0,3 до 6%). По-видимому, все вышеперечисленные элементы (Th, РЗЭ иттриевой группы) в виде изоморфной примеси входят в аксессуарный минерал ксенотим (YPO_4), а РЗЭ цериевой группы вместе с Th и U — в монацит (CePO_4). Наличие монацита и ксенотима с плеохроичными дворниками указывает на присутствие в них радиоактивных элементов в ассоциации со слюдами и полевыми шпатами грейзенов и рудных прожилков [3]. Геохимической особенностью U^{+4} и



а



б



в

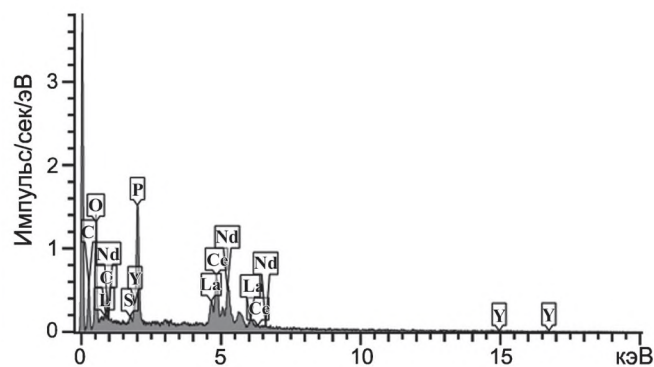
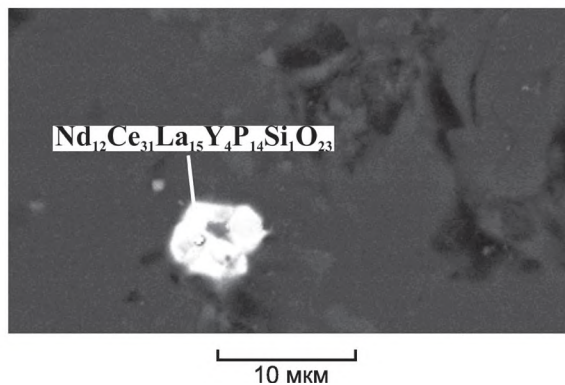
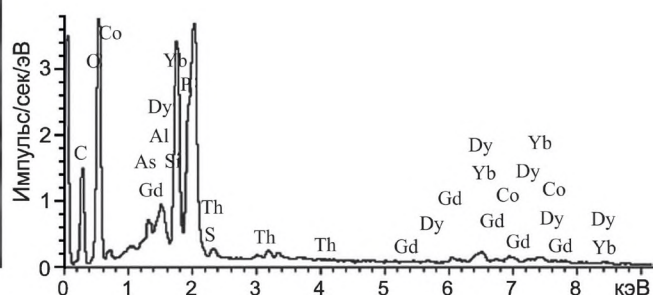
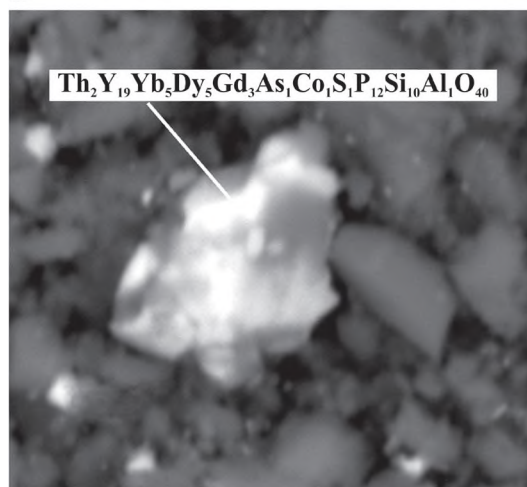


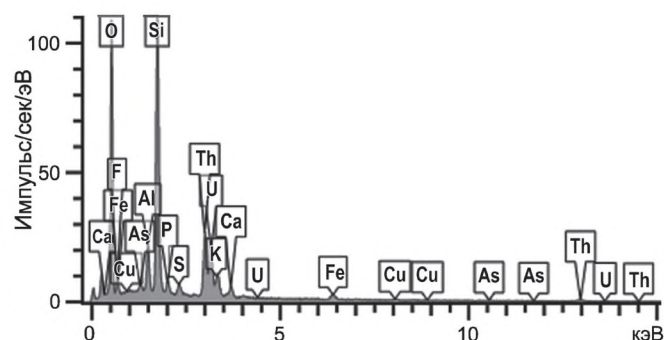
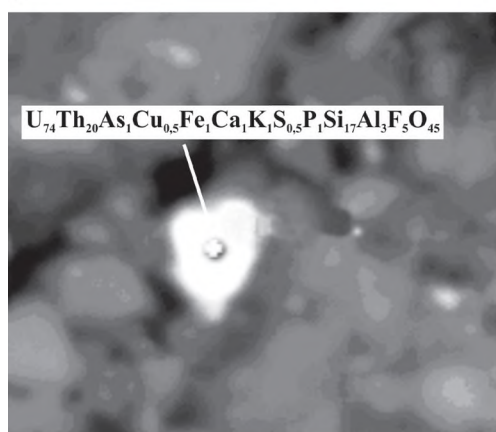
Рис. 3. Минеральные формы радиоактивных, редкоземельных элементов и сопутствующие им минералы автогрейзеновой стадии, месторождение Тигриное:

а — адсорбция U пластинчатой структуры на поверхности зерен минералов: висмутина, арсенопирита, сфалерита, топаза; *б* — тесная взаимосвязь U пластинчатой структуры с K; *в* (аналог *б*) — помимо пластинок U видна изоморфная вкрапленность его в рудной матрице; *г* — изоморфная примесь Sc в касситеритах; *д* — изоморфная примесь тория (ThO₂) во фторапатите, здесь же присутствуют РЗЭ цериевой группы; *е* — включения ксенотима (Y, La, Ce, Nd) [PO₄] и монацита (CePO₄), не исключается изоморфная примесь U в ксенотиме и Th в монаците; справа энергодисперсионные спектры

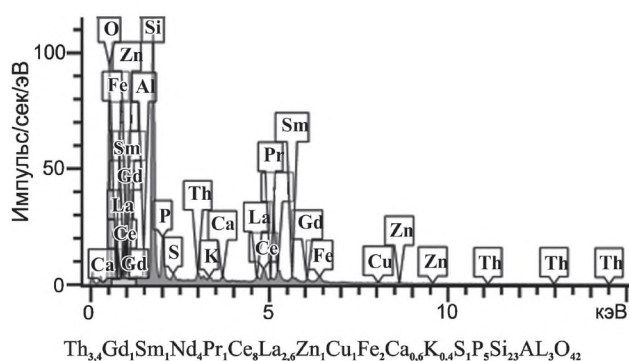
a



б



в



$\text{Th}_{3,4}\text{Gd}_1\text{Sm}_1\text{Nd}_4\text{Pr}_1\text{Ce}_8\text{La}_{2,6}\text{Zn}_1\text{Cu}_1\text{Fe}_2\text{Ca}_{0,6}\text{K}_{0,4}\text{S}_1\text{P}_5\text{Si}_{13}\text{Al}_3\text{O}_{42}$

Рис. 4. Минеральные формы радиоактивных, редкоземельных элементов и сопутствующие им минералы топаз-полевошпат-кварцевой стадии, месторождение Тигриное:

a — ассоциация Th с тяжелыми РЗЭ иттриевой и цериевой (Gd) групп; *б* — комплексная U-Th руда с включением торита (ThSiO_4); *в* — энергодисперсионный спектр, тесная ассоциация Th с легкими (La, Ce, Pr, Nd) и средними РЗЭ (Sm, Gd) цериевой группы

Th⁴⁺ является близость ионных радиусов, что приводит к совместному нахождению их в виде комплексных урано-ториевых руд, которые часто изоморфно входят в кристаллические решетки некоторых акцессорных минералов [2]. В нашем случае такими акцессориями являются ксенотим (Y, U, Th) PO₄ и монацит (Ce, La, U, Th) PO₄. Как и в породах пегматоидной стадии, по энергодисперсионным спектрам выявлен радиоактивный минерал торит ThSiO₄ с концентрацией (в весовых долях, %) Th до 20, U до 4 (см. рис. 4, б). В породах данной стадии Th может находиться в тесной ассоциации с легкими (La, Ce, Pr, Nd) и средними РЗЭ (Sm, Gd) цериевой группы (см. рис. 4, в).

Карбонатная стадия относится к завершающей при формировании месторождения Тигриное. В породах содержание РЗЭ легких, средних и тяжелых групп (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er) повышено до 207,97 г/т, концентрации U и Th на уровне кларковых (см. рис. 1).

Продланное исследование позволяет сделать следующие выводы.

Сопоставление месторождений Тигриное и Мопан показывает, что породы плутогенного типа более радиоактивны и для них характерны более низкие торий-урановые отношения, чем для пород месторождений вулканогенного типа. На месторождении Тигриное установлена генетическая связь гранитоидов с редкометалльной специализацией материнской магмы, сформировавших породы пегматоидной и автогрейзеновой стадий, кристаллизация которых происходила из высокотемпературных пневматолитово-гидротермальных растворов-расплавов. Поэтому на предмет радиоактивности заслуживают внимания породы ранних высокотемпературных пегматоидной, автогрейзеновой и топаз-полевошпат-кварцевой стадий.

При селективной отработке месторождения Тигриное радиоактивную минерализацию можно рассматривать как дополнительный источник комплексности руд. Выявленные минералы торит, торианит, ферриторит, чералит с радиоактивной изоморфной примесью и связь их с акцессорными минералами, содержащими РЗЭ иттриевой и цериевой групп (легких, средних и тяжелых), позволит применить оптимальную методику для их отработки.

Урансодержащие пегматоиды в настоящее время не могут рассматриваться в качестве источника сырья, однако представляют минералогический интерес, поскольку в них установлены радиоактивные минералы — торит, чералит и ферриторит.

На нетрадиционном, отнесенном нами к оловянно-порфировому типу [9] месторождении Мопан оруденение генетически связано с вулканоплутоническими ассоциациями латитовой серии (дайками фельзитов, липаритов, андезитов, андезито-дацитов). Рудовмещающие породы сформированы при гидротермальном низкотемпературном процессе и приурочены к жерлу вулкана, радиоактивная

минерализация в них отсутствует. Помимо Sn в породах повышены содержания Cu, W, Ta, а также Rb, Bi, Nb и РЗЭ. Все перечисленные элементы доступны при сплошной отработке руды, поэтому данное месторождение следует также считать комплексным.

Авторы поддерживают предположение, высказанное рядом исследователей о том, что главным фактором комплексности оловорудных месторождений Дальнего Востока является смена геодинамических режимов и их совмещение «от ранней трансформной континентальной окраины калифорнийского типа к активной континентальной окраине андийского типа и снова к молодой трансформной окраине» [7]. Этот определяющий фактор усиливается многоэтапностью, многостадийностью процессов формирования месторождений, комплексностью руд, пульсационной минералогической зональностью и ее телескопированием в пространстве и во времени, что также влияет на прогнозную оценку подобных объектов.

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИГиГ ДВО РАН и при частичном финансировании Программы фундаментальных исследований ДВО РАН «Дальний Восток» (проект № 15-1-2-030), Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 15-05-03171а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Диденко А.Н., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф. и др. Глубинное строение и металлогения Восточной Азии. — Владивосток: Дальнаука, 2010.
2. Новиков Г.Ф., Капков Ю.Н. Радиоактивные методы разведки. — Ленинград, 1965.
3. Попова В.И., Попов В. А., Коростылев П.Г. и др. Минералогия руд W-Sn месторождения Тигриное на Сихотэ-Алине и перспективы его освоения. — Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013.
4. Родионов С.М., Шнайдер А.А., Романовский Н.П. и др. Молибденовая минерализация в рудах оловорудного месторождения Тигриное (Приморье, Россия) // Геология рудных месторождений. 2007. № 4. С. 321—333.
5. Руб А.К., Руб М.Г., Чистякова Н.И. и др. Минералогическо-геохимические особенности оловянно-вольфрамовой минерализации месторождения Тигриное, Центральный Сихотэ-Алинь // Тихоокеанская геология. 1998. № 5. С. 78—88.
6. Ручкин Г.В., Шнайдер М.С., Шнайдер А.А. Модель формирования оловянно-вольфрамового месторождения // Геология рудных месторождений. 1987. № 2. С. 85—88.
7. Ханчук А.И., Гореликова Н.В., Павловская-Глэн В., Толозана-Дельгадо Р. Новые данные по распределению микроэлементов в касситерите оловянных месторождений Дальнего Востока // Докл. РАН. 2004. Т. 399. № 1. С. 100—103.
8. Шнайдер А.А., Малышев Ю.Ф., Горошко М.В. и др. Комплексная минерализация крупных рудных месторождений Дальнего Востока (Россия) // Геология рудных месторождений. 2011. № 2. С. 158—174.

Отображение объектов рудогенеза по результатам дистанционной флюидоиндексации

Д.Б.ДАВЫДЕНКО, А.В.КЛЕЩЕНКОВ (Институт аридных зон Южного научного центра РАН; 344006, г.Ростов-на-Дону, пр.Чехова, 41)

Преобразования спектрально-зонных космических снимков с использованием технологии дистанционной флюидоиндексации (разработана ранее для прогнозирования нефти и газа) позволили установить в пределах площадей Восточного Донбасса аномалии, аналогичные наблюдаемым над газовыми залежами. Проведенная детализация аномалий флюидонасыщения, наземные атмогеохимические исследования и анализ геологоразведочной информации различных периодов свидетельствуют о связи выявленных аномалий с повышенным метанонасыщением золоторудных объектов. Общеизвестный факт высокого содержания метана в составе газов рудных месторождений позволяет предложить данный оптико-геохимический эффект для использования при поисках и прогнозировании рудных объектов.

Ключевые слова: дистанционное зондирование, спектрально-зонные космоснимки, математические преобразования, газогеохимия, золотое оруденение, поиски руд.

Давыденко Дмитрий Борисович, davyd@ssc-ras.ru

Клещенков Алексей Владимирович, geo@ssc-ras.ru

Reflection of the ore-genetic objects in the results of remote fluids-indexation

D.B.DAVYDENKO, A.V.KLESHCHENKOV

Transformation of the spectrum-zonal space images with the use of the remote fluids-indexation technology (which has been developed earlier for oil and gas forecasting) allowed determining, in the limits of the Eastern Donbas areas, the existence of anomalies, analogous to that observed above gas deposits. The detailing of fluid-saturation anomalies, the surface soil gas study and the analysis of geological-prospecting information of different periods show the connection of revealed anomalies with the increased gas saturation of golden ore objects. Generally accepted fact of the increased content of methane in the gases of ore deposits allows suggesting the use of the revealed optical-geochemical effect for forecasting and searching of ore objects.

Key words: remote sounding, spectrum-zonal space images, mathematical transformations, gas-geochemistry, golden mineralization, ore search.

Попытки использовать аэро-, а позже и космические снимки для поисков полезных ископаемых (прежде всего месторождений углеводорода) предпринимаются достаточно давно и описаны в многочисленных публикациях и обзорных работах. Активное расширение перечня решаемых проблем с применением спектральных методов дистанционного зондирования обуславливает все большее внимание специалистов геологической отрасли к этому технологическому методическому комплексу получения информации. Метод дистанционной флюидоиндексации (МДФ) разрабатывался с целью поиска нефти и газа по материалам спектрально-зонных космических съемок. При анализе космических снимков установлены отличия спектров изображения нефтягазоносных и непродуктивных площадей, что стало основой для формирования МДФ [2, 4, 5, 7].

Еще в начале разработки автору метода было известно о фактах повышенных содержаний метана в рудных месторождениях [19]. Однако предполагалось, что содержание этого газа в рудах и рудовмещающих породах недостаточно (особенно в сравнении с месторождения-

ми углеводородов) для создания углеводородопроизводимых аномалий над рудными объектами. Ошибочность таких допущений выяснилась позже при изучении зон газонакопления на южном склоне Воронежской антеклизы и Ростовском своде. Эти два газоперспективных региона разделены территорией Восточного Донбасса, которая не исключалась из анализируемого массива данных по формальным соображениям, чтобы не разрывать изучаемую площадь, хотя и рассматривалась как бесперспективная. На карте изолиний индекса флюидонасыщения (ИФЛ) легкими углеводородами (УВ), составленной по результатам проведенных работ (рис. 1), оказалось, что в пределах Донбасса (в том числе и на обнаженной поверхности, где выходят складчатые герциниды) прослеживаются региональные аномалии ИФЛ. Визуально они не отличаются от аномалий над зонами и ареалами газонакопления, хотя ожидать газовые залежи в флигитизированных породах герцинид было бессмысленно. Поэтому выявленные аномалии на площадях Донбасса продолжительный период рассматривались как объекты невыясненной природы

и только в начале 2011 г. в работах [11, 16] показано, что они соответствуют крупным ареалам метасоматоза и рудогенеза.

На факты наличия значительного количества газов в рудных месторождениях исследователи стали обращать внимание с начала прошлого века. Проявления метана отмечались в железных, свинцовых, апатитовых, золотых и полиметаллических рудниках, а также при разработке некоторых россыпных месторождений [17]. По мере накопления и анализа фактического материала по разведанным и разрабатываемым месторождениям было установлено, что газонасыщенность рудных объектов определяется, с одной стороны, процессами газообразования, обусловившими газонасыщенность, а с другой, условиями дегазации [14, 19]. Ключевое значение при этом, по мнению А.И.Фридмана, имеет история развития района и его геологическое строение. Следует учитывать также, что многие рудные месторождения тяготеют к зонам повышенной флюидизации земной коры [13]. На основе комплексного анализа геолого-геофизических данных, авторами сделано предположение о существовании на территории Донбасса подобных участков аномальной флюидизации, формирование которых связано с этапом тектономагматической активизации киммерийского времени.

Вновь выявленные факты указывали на неоднозначность интерпретации результатов МДФ, так как оказалось, что аномалии флюидонасыщения могут быть обусловлены не только залежами углеводородов (как это предполагалось первоначально), но также и в результате преобразования пород в процессе рудогенеза. Новая информация позволяла допустить возможность поиска по материалам МДФ некоторых типов рудных месторождений. Рассмотрим возможности отображения объектов рудогенеза по данным дистанционной флюидоиндексации.

Физическими предпосылками прогнозирования углеводородных залежей в настоящее время большинством специалистов считается существование процесса миграции углеводорода (преимущественно метана) из залежи к земной поверхности. Вследствие миграции УВ происходит преобразование вышележащей части разреза (в том числе и подпочвенных горизонтов). Комплекс всех вторичных приповерхностных изменений (геохимических, геофизических, минералогических и ландшафтных), формирующихся под ее воздействием, объединяем под общим названием — углеводородопродуцируемые (УВ-продуцируемые) аномалии. К одной из их разновидностей относятся аномалии спектральных характеристик отражательной способности растительности и почв, проявляющих своеобразный оптико-геохимический эффект. Возникновение подобного эффекта над участками развития УВ-продуцируемых аномалий и обуславливает возможность прогнозирования по спектральным космическим снимкам как нефтегазоносных, так и рудных

объектов. Основная проблема, существенно осложняющая его использование, связана с изображением на снимках ландшафта, маскирующим аномалии искоемых объектов.

Метод дистанционной флюидоиндексации, используя комплекс математических преобразований спектральных космических снимков, ориентирован на гашение «ландшафтных» помех и выявление оптического эффекта от УВ-продуцируемых аномалий. Многофакторность материалов, получаемых в результате спектральных космических съемок (значения яркости в каждой зоне спектра допустимо рассматривать в виде отдельных факторов), обеспечивает возможность решения этой задачи. Для преобразований используются снимки, полученные с космического аппарата Landsat-7. Их обработка осуществляется в программном комплексе ГИС ИНТЕГРО (разработка ВНИИгеосистем). Технология МДФ подразделяется на два основных блока. Первый предназначен для решения задачи гашения «ландшафтных» помех, второй — для выделения аномалий на их фоне.

Схема решения первой задачи достаточно сложна и зависит от конкретных ландшафтных особенностей исследуемой площади. Рассмотрим процедуру снятия помех на примере базовой модели. Пусть две площадки засняты в соседних зонах спектра. Значения разности фототона этих двух снимков (в одних и тех же точках площади) в случае отсутствия УВ-продуцируемых аномалий на первой площадке существенно меньше (близки к некоторой константе или ниже ее), чем в случае наличия УВ-продуцируемых аномалий в пределах второй площадки, где значения разности выше этой константы. Изложенная модель является основным элементом вычислительных модулей, комбинируемых (с учетом многофакторности используемой исходной информации) для создания поля поправок — «ландшафтной маски» [2].

По результатам фильтрации «ландшафтных» помех получаем массивы данных, в которых вклад геологических факторов в соответствующих спектральных зонах более значим. Однако в этом массиве еще сохраняются остаточные «ландшафтные» помехи (шум). Дальнейшее гашение шума и усиление полезного сигнала (второй этап преобразования исходной информации) осуществляется с привлечением формальных статистических методов, используемых в геофизике для выделения аномалий на уровне помех. Вычисляемый окончательно параметр назван индексом флюидонасыщения — ИФ. При прогнозировании залежей углеводорода он рассчитывается отдельно для газовых (индекс флюидонасыщения легкими УВ — ИФЛ) и для жидких фракций (индекс флюидонасыщения тяжелыми УВ — ИФТ). В качестве единицы измерения используются баллы.

Исследования методом МДФ проводились в 2010—2012 гг. на территории Восточного Донбасса (Ростовская

Рис. 1. Фрагмент космоснимка (А) и карта региональных аномалий индекса флюидонасыщения легкими углеводородами (Б), составленная по результатам преобразования спектрональных космических снимков:

1 — ареалы эндогенной флюидизации, рассматриваемые как рудные узлы (1 — Галутинский, II — Барило-Крепинский, III — Кадамовский, IV — Керчикский, V — Россошанский); 2 — площади, выделяемые специалистами ОАО «Южтеология» в качестве перспективных на обнаружение золота (1 — Галутинская, 2 — Тузловская, 3 — Барило-Крепинская, 4 — Болдыревская, 5 — Аютинская, 6 — Кадамовская, 7 — Бургутинская, 8 — Северо-Кондаковская, 9 — северная часть Южно-Кондаковской); 3 — Керчикское рудопроявление; 4 — южная граница «открытого» Донбасса; 5 — участки, выбранные для детализационных работ; 6 — шкала интенсивности аномалий флюидонасыщения от минимальных к максимальным значениям поля ИФЛ

область), относящейся к Донецкой металлогенической субпровинции (входит в состав Доно-Днепровской провинции) в пределах Донецкого складчатого сооружения. Процессы рудогенеза в рассматриваемом регионе обусловлены тектономагматической активизацией последнего. В субпровинции выделены три специализированные металлогенические зоны — Северная на ртуть, Центральнo-Донбасская на золото, Персиановская на золото и полиметаллы [1]. Рудовмещающими являются отложения среднекаменноугольного возраста. Проявления золотого оруденения связываются с магматическими образованиями андезит-трахиандезитовой формации позднепермского — юрского возраста, прорывающими толщу каменноугольных пород. На площадях украинской части Донбасса обнаружены [1, 8, 15] и эксплуатируются месторождения золота (Бобриковское, Остробугорское, Михайловское).

Поисковая изученность золотоносности региона слабая, что обусловлено отсутствием до 1981 г. в Восточном Донбассе специализированных поисковых работ на золото. После обнаружения на Керчикском участке прямых признаков золотого оруденения общие поиски при ГДП-50 и ГГК-50, проводимые в тот период, были переориентированы на поиски золота, в результате чего на площадях Восточного Донбасса выявлены многочисленные пункты минерализации и геохимические аномалии. Это дало возможность наметить в начале 2000-х годов шесть перспективных площадей (Галутинская, Тузовская, Барило-Крепинская, Болдыревская, Аютинская, Кадамовская) для постановки специализированных работ на золото (см. рис. 1). Первоначально ожидалось обнаружение золоторудных месторождений со значительными запасами металла [15]. К 2010 г. специалистами ОАО «Южгеология» в описываемом регионе установлены несколько рудопроявлений золота — Керчикское, Чернореченское, Барило-Крепинское, Галутинское. Однако промышленно значимые золоторудные месторождения не были выявлены. По-видимому, одна из причин этого заключается в значительно меньшей обогащенности коренных пород в Восточном Донбассе по сравнению с Нагольным краем, где и сосредоточены известные золоторудные месторождения Украины. Дистанционный метод (в широком толковании этого понятия), обеспечивающий эффективное прогнозирование погребенных и слепых золоторудных объектов, в поисковом комплексе геологоразведочной компании, осуществляющей поиски, фактически отсутствует, что в значительной мере снижает возможность обнаружения месторождений золота в этом регионе.

Результаты преобразования спектрозональных космических снимков в региональном масштабе для исследуемой площади (общие ее размеры составляют порядка 9500 км²) представлены на рис. 1. Аномалии ИФЛ рассчитаны по сети 2×2 км. По структуре аномального поля здесь различаются три изометричные

аномалии (Галутинская, Керчикская и Россошанская), слабо протяженная Кадамовская зона и крупная Барило-Крепинская аномалия неправильной формы. Последняя соседствует на юге с региональной северо-восточной ориентировки аномальной зоной ИФЛ, предположительно обусловленной нефтегазоаккумуляцией. Близость Барило-Крепинской аномалии к более интенсивной аномальной зоне, вероятно, привела к некоторому искажению ее формы, которая в неизменном виде скорее соответствовала изометричному объекту крупных размеров.

Таким образом, на изученной территории Донбасса можно выделить четыре региональных аномальных объекта изометричной формы и Кондаковскую зону, как бы продолжающую зону газонакопления. Возможно, обе зоны контролируются единым глубинным линейamentом. В пределах аномалий ИФЛ (см. рис. 1) ранее были выявлены перечисленные выше рудопроявления, причем в трех случаях они приурочены к периферии ареалов ИФЛ (Галутинское, Керчикское, Чернореченское). Только Барило-Крепинское рудопроявление располагается вблизи от центральной части ареала. Судя по геологическим картам, центральным частям ареалов соответствует повышенная мощность мезокайнозойских отложений, что препятствовало опознанию коренных пород и, следовательно, получению информации для постановки бурения. Центральные части ареалов на настоящий момент не опознаны. Подчеркнем, что все упомянутые выше рудопроявления расположены в пределах Центральнo-Донбасской и Персиановской металлогенических зон.

При интерпретации аномальных значений ИФЛ этих ареалов учитывались следующие факторы:

- четкая обособленность региональных аномалий ИФЛ;

- форма этих аномалий в четырех случаях из пяти близка к изометричной;

- факт наличия в пределах каждой из них хотя бы одного рудопроявления золота, а также ореолов потоков рассеяния и точек золотополиметаллического оруденения.

По результатам проведенного анализа принято решение интерпретировать Галутинскую, Барило-Крепинскую, Керчикскую и Россошанскую региональные аномалии ИФЛ как ареалы эндогенной флюидизации в пределах золоторудных узлов (ранее подобные объекты рудогенеза в исследуемом регионе не выделялись).

В начале 2011 г. карта аномалий ИФЛ и принятый вариант их интерпретации представлены руководству ОАО «Южгеология». Для проведения наземных атомно-геохимических исследований и проверки предположения о возможностях прогнозирования золотого оруденения по аномалиям метанонасыщения совместно со специалистами ОАО «Южгеология» был выбран буровой профиль на Керчикском рудопроявлении в пределах Керчикского ареала. Положительные резуль-

таты, полученные на этой площади [11], представилось целесообразным закрепить работами на новом, слабоизученном Северо-Россошанском участке в пределах Северо-Кондаковский площади Россошанского ареала (см. рис. 1).

Большая часть ареала аномальных значений ИФЛ на этом участке расположена в пределах Северной зоны, перспективы которой первоначально определялись только на обнаружение ртути [1]. Лишь самые южные фланги ареала (см. рис. 1) находятся на территории потенциально золотоносной Центрально-Донбасской зоны, где выявлено Чернореченское рудопроявление золота. Северо-Кондаковский участок (северная часть Россошанского ареала) по результатам глубинного геологического картирования (ГТК-50, 1994 г.) оценивался как бесперспективный на обнаружение золотого оруденения. Только в 2008 г. это заключение пересмотрено и Северо-Кондаковская площадь отнесена в разряд перспективных, в 2009 г. начаты поисковые работы.

Поскольку перспективность Северо-Россошанской площади служила предметом дискуссий, получение именно здесь положительных результатов считалось принципиально важным. Кроме того, нами учитывалась возможность ознакомления после завершения поисковых работ с данными бурения. Эти факторы определили выбор Северо-Россошанской площади в качестве ключевого участка для оценки эффективности прогнозирования по методу МДФ (см. рис.1). Исследования выполнялись независимо от данных, получаемых в ходе поисковых работ.

По результатам исследований методом МДФ сделан вывод о том, что региональные аномалии флюидонасыщения на площадях Восточного Донбасса обусловлены ареалами интенсивной эндогенной флюидизации и сопровождаются золоторудными проявлениями в их пределах. Рассмотрим принципы интерпретации ИФЛ по наземным работам на двух ключевых участках.

На площади Керчикского участка вначале (площадные исследования) расчеты ИФЛ выполнялись с шагом 150×150 м. Полученные результаты преобразований, а также фрагмент космического снимка для этой площади представлены на рис. 2. Здесь закартировано пять локальных аномалий ИФЛ (участки 1—4 и 6) и зафиксированы еще два фрагмента локальных аномалий (участки 5 и 7). Непосредственно участок поисковых геологоразведочных работ (полученные в его пределах результаты послужили основанием для оценки ресурсов Керчикского рудопроявления) соответствует северо-восточной части аномалии ИФЛ (участок 3).

По интенсивности ИФЛ Керчикская аномалия не выделяется на фоне соседних аномалий. Рядом имеются аномалии даже большей интенсивности (например, 2 и 5). Поисковую значимость указанных фактов оценить пока сложно, так как целенаправленного изучения рудоносности площадей в районе Керчикского рудопроявления не производилось, а само оно было

открыто при бурении картировочного профиля. По результатам геологоразведочных работ непосредственно на Керчикском рудопроявлении отмечается аномальная флюидонасыщенность пород (не только самих руд, но и практически повсеместно развитых метасоматитов). Эта аномально высокая флюидонасыщенность контролирует всю изученную часть рудного поля и поэтому специалистами, проводившими поисковые работы, предлагалось указанный параметр рассматривать в качестве информативного признака наличия оруденения [1]. Следовательно, с высокой вероятностью можно ожидать, что практически все локальные аномалии ИФЛ, выявленные по результатам МДФ на прилегающих площадях (см. рис. 2) также обусловлены наличием рудопроявлений золота, которые поисковыми работами пока не изучались. Не изучена и центральная часть Керчикской аномалии. Вероятно, продолжение поискового бурения на юго-запад позволило бы выявить руды с более высокими содержаниями металла, чем в пределах уже изученной части рудопроявления.

Заслуживает внимания факт достаточно высокой плотности аномалий ИФЛ на площади Керчикского рудного поля (особенно в северной части, где возрастает и их интенсивность). Это позволяет рассматривать ареалы как рудные узлы. Участки между ареалами флюидизации пока не детализировались, по-видимому, плотность и интенсивность локальных аномалий в них значительно ниже, чем в пределах ареалов.

Панхроматические изображения земной поверхности в пределах Керчикского ареала, полученные со спутника Ландсат-7 с разрешением (15 м) более детальным по сравнению со спектральными снимками (от 30 до 60 м), показывают, что большая часть территории в изучаемом регионе занята сельскохозяйственными угодьями. Естественные ландшафты сохранились только в пределах речных долин, на их крутых склонах, а также на склонах крупных балок. Попытки получить в подобных условиях по космическим снимкам оценку перспективности площадей без привлечения математических методов представляются невозможными.

Оценка флюидонасыщения золоторудной зоны Керчикского рудопроявления по результатам наземных атмогеохимических исследований. Рудопроявление расположено в Восточном Донбассе, в 32 км к юго-востоку от г.Шахты. К рудовмещающим относятся среднекаменноугольные отложения каменной свиты (переслаивание аргиллитов, алевролитов, песчаников с редкими прослоями известняков и углей) и прорывающие их юрские магматические образования несветяевского (трахиандезиты, андезиты) и миусско-керчикского (лампрофиры) комплексов. Развитие магматитов связывается с зоной Керчикского глубинного разлома, служившего магмоподводящим каналом в период юрской тектономагматической активизации [8].

Золоторудная минерализация локализуется в пределах контура метасоматически преобразованных пород

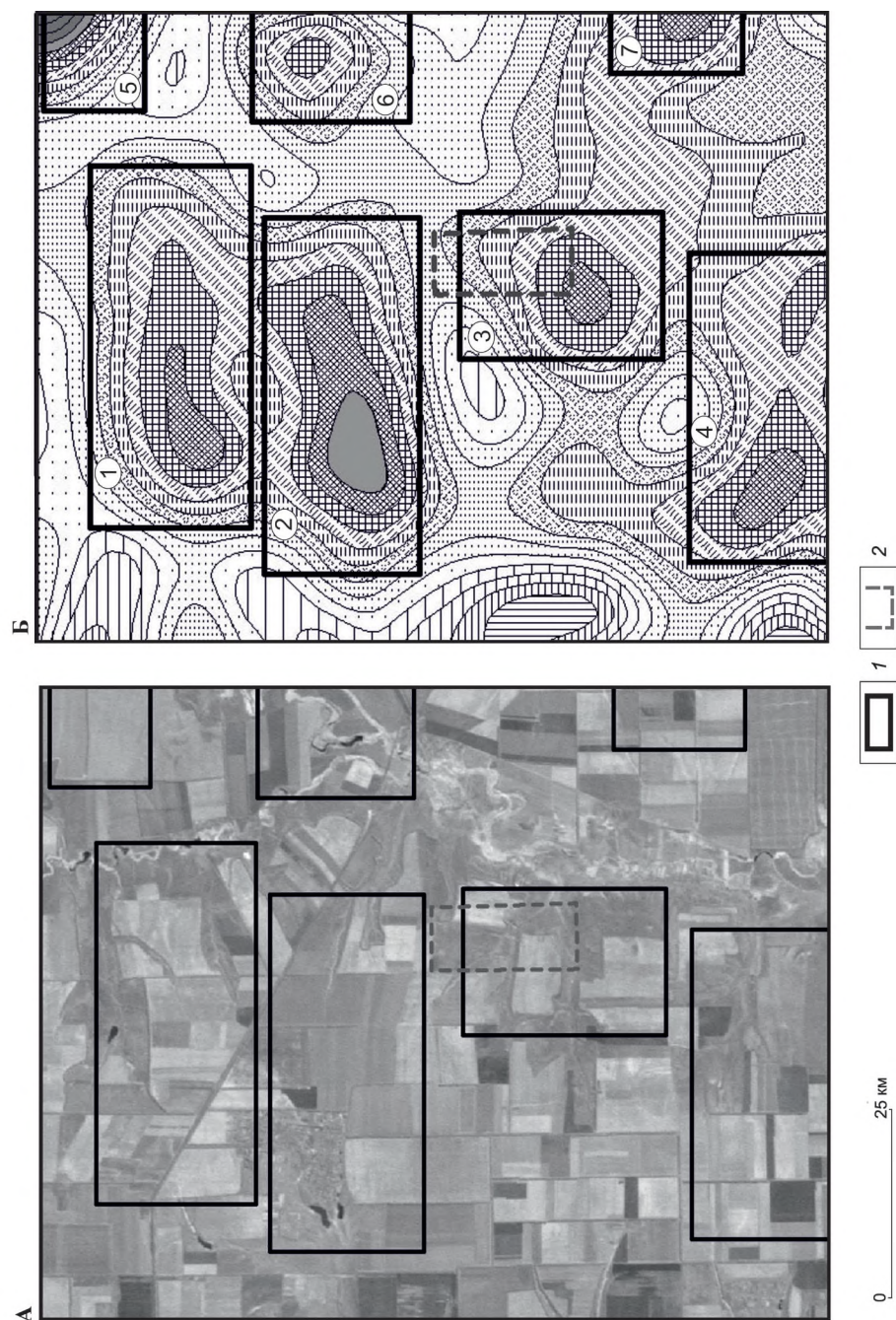


Рис. 2. Фрагмент космоснимка (А) и карта локальных аномалий индекса флюидонасыщения в пределах Керчикского рудного поля (Б):

1 — площади аномалий ИФЛ, предположительно обусловленные золоторудными зонами в пределах Керчикского рудного поля; 2 — границы площади поисковых работ, выполненных ОАО «Южгеология» на Керчикском рудопроявлении; см. услов. обозн. к рис. 1

березитового типа вблизи системы сближенных разрывных нарушений, образующих своеобразный тектонический каркас типа линейного штокверка северо-восточного простирания.

Внутреннее строение штокверка определяется развитием в метасоматитах по терригенным отложениям и породам интрузивных комплексов разнонаправленных прожилков и жил золото-сульфидно-кварцевого состава и тонкой вкрапленности сульфидов с золотом. Наиболее интенсивно прожилково-вкрапленная и прожилковая минерализация с высоким содержанием сульфидов проявляется в крутопадающих секущих тектонических зонах, сопровождающихся интенсивной гидротермально-метасоматической проработкой пород, а также в эндо- и экзоконтактных частях интрузивных тел среднего состава. Ведущие рудные минералы — пирит, галенит, сфалерит, реже молибденит, серебросодержащие сульфосоли висмута, самородный мышьяк, из жильных преобладает кварц, карбонаты, серицит, ино-

гда хлорит. Самородное золото присутствует в кварце или выполняет микротрещины в сульфидах. Линейно-штокверковая зона золото-кварц-сульфидной минерализации прослежена на 1,9 км в субмеридианальном направлении при ширине 150—300 м и изучена на глубину до 200 м [9].

Точки опробования газового поля подпочвенного слоя с переменным шагом от 30 до 10 м в пределах рудопроявления заложены по профилю, расположенному вкрест простирания жил штокверкового тела (рис. 3). В ходе анализа газы подразделены на две группы: сингенетические и эпигенетические. К первой группе отнесены газы, рассматриваемые как глубинные компоненты общего потока дегазации породного массива (H_2 , CH_4), а также радон (Rn), поступающий с глубины по пронизываемым зонам. Ко второй — углекислый газ (CO_2), интенсивно выделяющийся в результате окисления и бактериального разложения сульфидов, и кислород (O_2), который при этом поглощается. В целях усиления

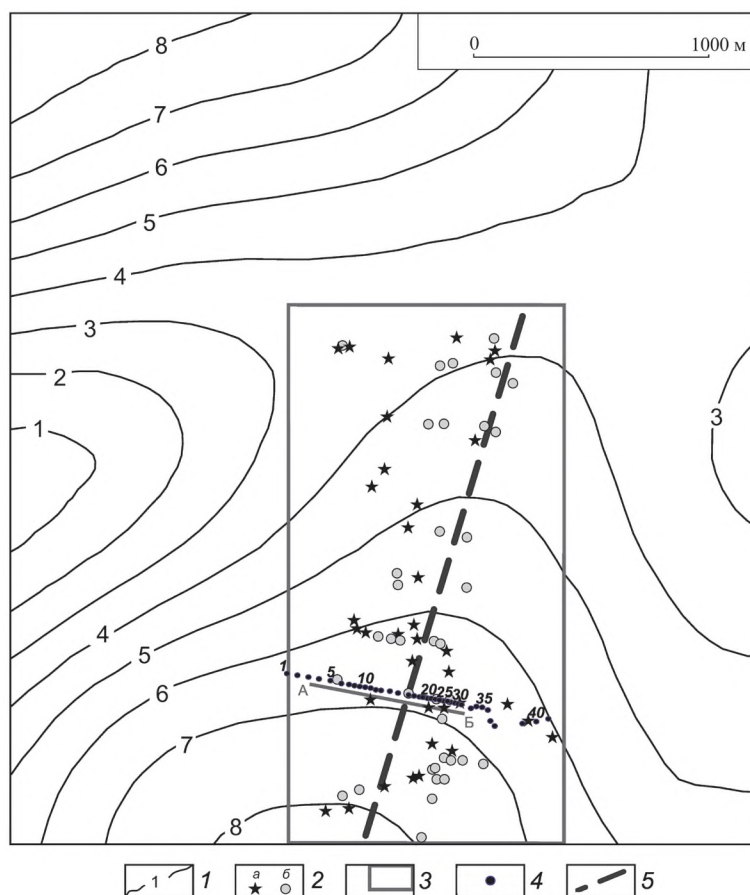


Рис. 3. Схематическая карта результатов поисковых работ на Керчикском рудопроявлении золота, совмещенная с локальными аномалиями индекса флюидонасыщения легкими углеводородами:

1 — изолинии флюидонасыщения (интенсивность в условных единицах); 2 — поисковые скважины, вскрывшие (а) и не вскрывшие (б) золотое оруденение; 3 — границы Керчикского рудопроявления; 4 — точки опробования газового поля подпочвенного слоя; 5 — ось штокверка

полезного сигнала и гашения помех произведено центрирование и нормирование измеренных концентраций указанных газовых компонентов и рассчитан аддитивный комплексный показатель для каждой группы газов, обозначенных соответственно KP_1 (сингенетические) и KP_2 (эпигенетические). При расчете KP_2 в качестве меры изменчивости концентрации кислорода по профилю согласно общепринятой практике [20] использован показатель $\Delta O_2 = 21\% - O_{2изм}$, где 21% — концентрация кислорода в воздухе при нормальных условиях, а $O_{2изм}$ — концентрация определенная в пробе. Графики распределения по профилю KP_1 и KP_2 , а также метана (после вычитания фоновых значений) представлены на рис. 4.

Судя по полученным данным, на интервале с 1 по 15 пикет показатель KP_1 изменяется в диапазоне от 19 до 55 баллов, при этом небольшие пики, приходящиеся на 3, 8 и 14 пикеты, по-видимому, связаны с небольшими телами с бедной рудной минерализацией, локализованными в участках повышенной проницаемости пород. В пределах изученной бурением части профиля с 15 по 32 пикет при пересечении сближенных зон оруденения интенсивность KP_1 увеличивается и составляет 75 баллов с максимумами на 17, 19, 24 и 30 пикетах, что свидетельствует о роли дизъюнктивных нарушений в качестве рудоподводящих каналов.

Показатель KP_2 на отрезке профиля с 1 по 15 пикет изменяется в диапазоне 30—37 баллов и пиком в 55 баллов на пикете 11, а на участке с 15 по 32 пикет возрастает до 94 баллов (здесь прослеживаются три четко выраженных аномалии, приуроченные к основным крутопадающим зонам с оруденением, по-видимому, подвергшимся вторичному преобразованию с окислением сульфидов). Наблюдаемый эффект формирования повышенных концентраций углекислого газа в почвенном воздухе с одновременным контрастным понижением содержания кислорода описан на ряде рудных месторождений [10, 12, 18] и может рассматриваться в качестве критерия рудоносности исследуемого участка.

Работы, проведенные в пределах Керчикского рудного узла, показали, что отображение объектов рудогенеза по результатам дистанционной флюидоиндексации достаточно уверенно согласуется с таковым по газогеохимическим аномалиям. Из рис. 4 видно, что интервал с 15 по 32 пикет соответствует участку повышенных значений ИФЛ, приуроченных к оси штокверка. Как показано выше, здесь наблюдаются максимумы концентраций газовых компонентов по сравнению с флангами и прослеживается четкая взаимосвязь увеличенных значений KP_1 , KP_2 и метана. Это свидетельствует о согласованности выделенной аномалии ИФЛ с результатами наземных газогеохимических исследований, а также о том, что аномалия приурочена к зоне повышенного флюидонасыщения над рудной залежью.

Анализ поля флюидонасыщения по результатам дистанционных и наземных исследований на Северо-Рос-

сошанском участке. Выбранный для анализа участок расположен в северо-восточной части Днепровско-Донецкого авлакогена на восточном окончании Северной антиклинали. По результатам глубинного геологического картирования (ГТК) 1992 г. составлена геологическая карта участка масштаба 1:50 000. Каменноугольные отложения на его территории смяты в складки различных порядков. Карбонатно-терригенная толща, продуктивная на золотое оруденение, слабо обнажена. В тальвегах и на крутых склонах балок она перекрыта маломощным чехлом мезокайнозойских отложений, на водоразделах достигающих первых десятков метров.

По результатам ГТК выделены три зоны с повышенным содержанием Hg (до 0,2 г/т) Pb, Zn, Ag и в единичных пробах Au. Выявлено четыре пункта минерализации с содержанием Au 0,2—0,6 г/т, Ag от 0,2 до 7,0 г/т. Площадь была рекомендована для поисков ртути и железа, перспективы золотоносности оценивались отрицательно.

Изучение поля флюидонасыщения и сбор информации для интерпретации выявляемых на участке аномалий начаты в 2012 г., расчеты ИФЛ осуществлялись по сети 300×300 м. Выделены четыре площадные аномалии ИФЛ повышенной интенсивности, три из которых (достаточно контрастные) расположены на правом борту долины р. Ближняя Россошь и одна аномалия, весьма нечеткая, на левом борту долины р. Дальняя Россошь (рис. 5). После анализа геолого-геофизических и геохимических данных для изучения локального поля ИФЛ выбраны три участка (включают соответствующие аномалии): Трофимовский, Латышевский и Удодова (см. рис. 5). Четвертая высокоинтенсивная аномалия, соседствующая с Трофимовской на северо-западе, может оказаться более интенсивной, но она не оконтурена полностью и приурочена к водораздельной части рельефа, где ожидаются большие мощности перекрывающих рыхлых отложений. При выборе участков для детализации авторы руководствовались, прежде всего, наличием аномалий ИФЛ, а не расположением отдельных точек минерализации золота.

Наиболее интенсивной является Трофимовская аномалия, в пределах которой на левом борту р. Ближняя Россошь в 1990 г. в штучной пробе из окварцованных пород обнаружены четыре микрокристалла алмазов. Наименее интенсивна и контрастна аномалия ИФЛ балки Удодова. Аномалии на площади балок Латышева и Королькова по интенсивности близки к ней, но на Латышевском участке аномалия более контрастна.

Анализ материалов полевых газогеохимических наблюдений, полученных по результатам детализации и профильных исследований, показал, что наиболее информативны материалы по Трофимовской и Латышевской площадям. Большая часть участка балки Удодова соответствует интенсивно задернованной пойме долины р. Ближняя Россошь и ее выположенному левому борту. Содержания газовых компонент по профилю из-

меняются слабо и малоинформативны. Поэтому в дальнейшем материалы по этому участку не рассматриваются [7].

По результатам геолого-поисковых работ по Северо-Кондаковской площади отметим следующее. На первом этапе специалистами ОАО «Южгеология» по данным переинтерпретации материалов предшественников и небольшим объемам геофизических и геохими-

ческих исследований были выбраны участки прогнозируемого развития золотоносных минерализованных зон, на которых в дальнейшем предусматривалось сосредоточить поисковые работы. Из пяти участков детализационных работ только на трех удалось выполнить подсчет ресурсов — Трофимовском, Удодова и Чумакова (см. рис. 5). Создается впечатление, что участки для бурения выбирались по точкам золотоносности (по

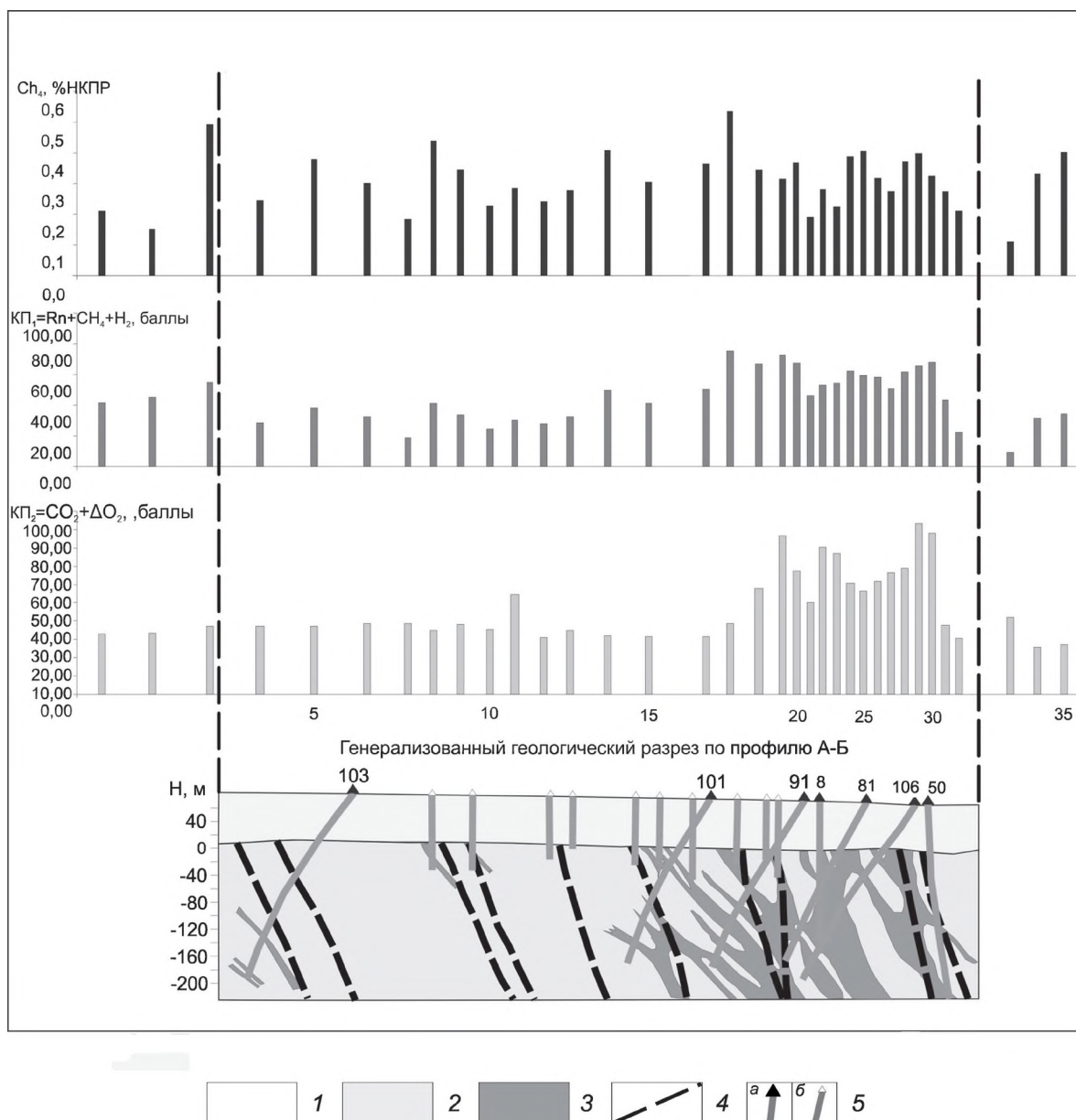


Рис. 4. Содержание компонент газового поля в почвенном слое вдоль профиля А-Б:

1 — рыхлые отложения палеоген-неогенового возраста; 2 — метасоматически измененные терригенные породы среднекаменноугольного возраста и секущие их маломощные дайки основного-среднего состава; 3 — рудоносный штокверк с прожилково-вкрапленным золото-сульфидным оруденением, намеченный по результатам бурения; 4 — разломы; 5 — скважины поисковые (а), картировочные (б)

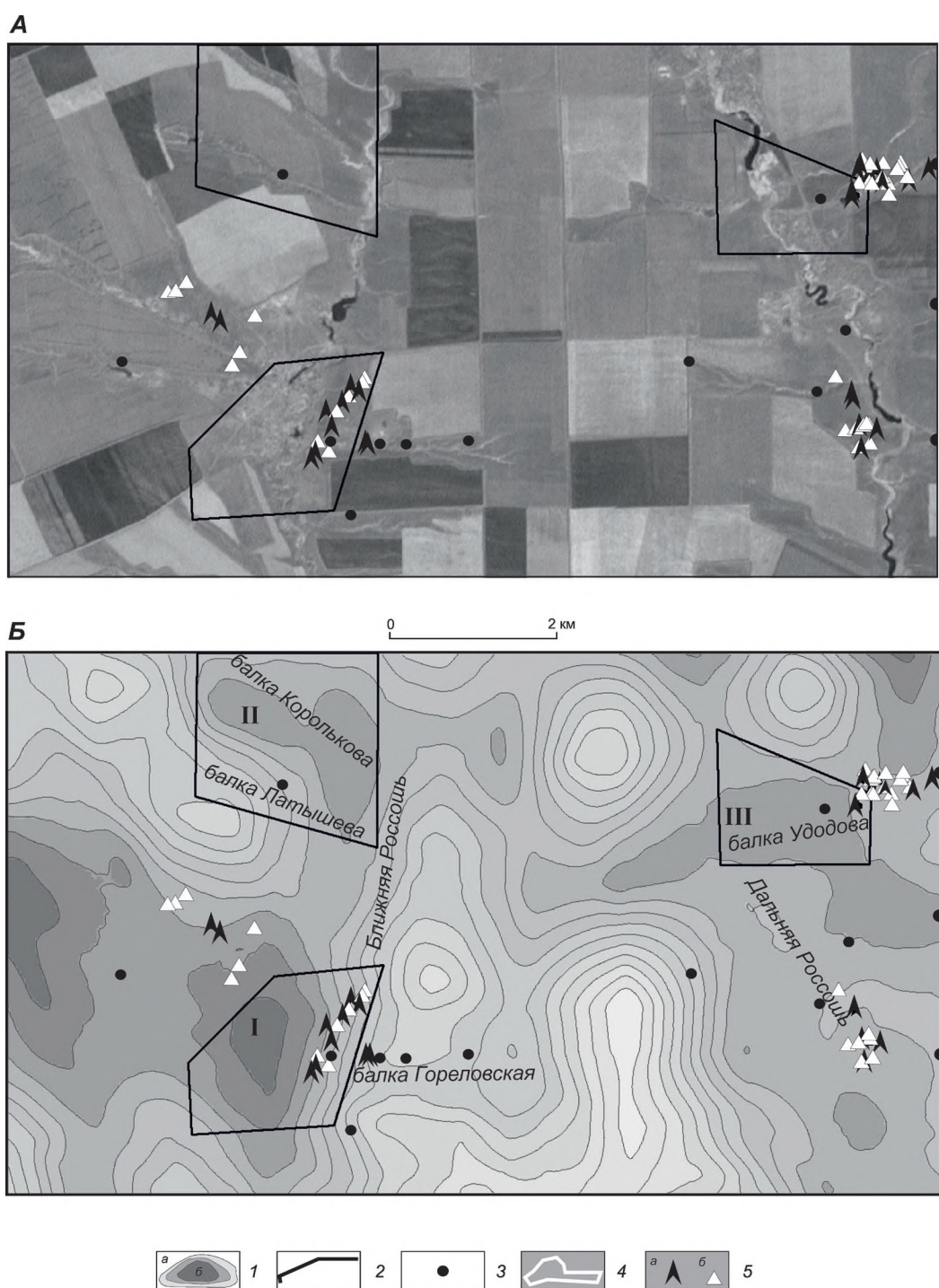


Рис. 5. Фрагмент космического снимка (А) и схематическая карта площадных аномалий поля ИФЛ (Б) Северо-Россошанской площади:

1 — изолинии аномальных зон ИФЛ (*а* — минимальные, *б* — максимальные значения); *2* — контуры участков, выбранных для детализации (*1* — Трофимовский; *II* — Латышевский; *III* — Чумаковский); *3* — точки с повышенным содержанием золота (по результатам работ Геофизической экспедиции, 1991 г.); *4* — контуры площадей, в пределах которых пройдены профили с бурением скважин для литогеохимического опробования; *5* — поисковые скважины, вскрывшие (*а*) и не вскрывшие (*б*) золоторудную минерализацию

результатам работ 1990 г.). Однако вполне вероятно, что структурный план неотектонических движений не контролируется теми структурными элементами, кото-

рые определяли интенсивность процессов рудогенеза в прошлые геологические эпохи. Поэтому наличие проб с повышенными содержаниями золота в обнажениях не

Прогнозные ресурсы золота для Северо-Кондаковской площади, в % от суммарных ресурсов по трем участкам

Детализационные участки	Прогнозные ресурсы золота	
	P_1	P_2
Трофимовский	61,2	70,6
Удодовский	18,4	20,7
Чумаковский	20,4	8,7
Всего	100	100

является индикатором пространственного положения зон с высокой концентрацией руд (например, площадь балки Удодова).

В таблице приведены данные о прогнозируемых ресурсах золота, полученные по результатам поисковых работ (Т.П.Радаева, 2012).

Сопоставляя данные из таблицы с интенсивностью аномалий ИФЛ, видим, что самые большие ресурсы выявлены на Трофимовской площади, в пределах которой установлена и самая интенсивная аномалия ИФЛ. Удодовский (поисковый) и Чумаковский участки расположены в пределах аномального поля с близкими значениями, однако первый из них характеризуется чуть повышенными значениями по сравнению со вторым, что коррелируется с суммой ресурсов золота категорий P_1 и P_2 . Следовательно, принятое авторами ранее решение [7] о невысоких перспективах площади аномалии балки Удодова представляется достаточно обоснованным. Площади в районе балок Королькова и Латышева не были выбраны сотрудниками ОАО «Южгеология» для постановки детализационных поисковых работ. Интенсивность поля ИФЛ здесь мало отличается от такового для балки Удодова, но аномалия более контрастна, что может быть связано с близостью аномалиеобразующего объекта к земной поверхности.

Детализация результатов дистанционной флюидоиндексации в сопоставлении с данными наземных атмогеохимических исследований и геологоразведочных работ. На участках для наземных исследований предварительно детально изучалось поле ИФЛ, проводились рекогносцировочные геологические маршруты, выбирались профили для атмогеохимических работ. На Латышевском участке вдоль балок Латышева и Королькова прослеживаются две аномальные зоны ИФЛ (см. рис. 5). Судя по фрагменту космоснимка, здесь преобладают естественные ландшафты. Результаты преобразования спектрозональных снимков Лансат 7 в детальном масштабе (шаг 30×30 м) для Трофимовского участка представлены в виде схематических карт изолиний ИФЛ на рис. 6. В пределах разноградиентной площадной аномалии, намечаются южный, центральный и северный экстремумы. Первый соответствует

интенсивно задернованной и заросшей (деревья, кустарники) пойменной части долины р. Ближняя Россошь. Центральный и северный эпицентры тяготеют к восточным окраинам поселка Трофимов (см. рис. 6).

В пределах детальных аномалий ИФЛ по наземным атмогеохимическим профилям изучалось распределение в подпочвенном воздухе метана, радона, водорода, кислорода и углекислого газа. На участке Латышевский пройдено два профиля. Первый пересекает балки Латышева и Королькова, а второй — балку Латышева. На Трофимовском участке пройден один профиль, пересекающий долину р. Ближняя Россошь с юго-запада на северо-восток. Результаты газогеохимических измерений, проведенных в почвенном воздухе из шпуров, представлены на рис. 7. Для наглядности содержания водорода приводятся за вычетом фоновых значений.

Профиль вкрест балок Латышева и Королькова пересекает две аномалии ИФЛ (см. рис. 5). При наземной заверке первая аномалия ИФЛ характеризуется повышенными концентрациями метана в районе пикета 207, а также максимумами содержаний водорода и радона в интервале пикетов 205—207 (см. рис. 7, б). Вторая аномалия ИФЛ — тремя максимумами концентраций метана, один из которых в интервале пикетов 211—215 согласуется с максимумом содержаний водорода, что может подтверждать глубинное происхождение метана. В этой аномалии ИФЛ отмечается совпадение максимумов и минимумов радона и углекислого газа. Кроме того, на данном профиле отмечается повышение содержания углекислого газа в пробах почвенного воздуха при уменьшении содержания кислорода, что по аналогии с эффектами, наблюдаемыми на Керчикском рудопроявлении, может интерпретироваться как признак локализации руд. Наиболее ярко это прослеживается на участках пикетов 207—210 и 214—217.

Профиль вкрест балки Латышева (пикеты 401—406) проходит через участок сближения в плане двух слабоинтенсивных аномалий ИФЛ. Повышенные концентрации метана, углекислого газа и радона и отсутствие четкой взаимосвязи с изменчивостью кислорода и водорода на интервалах пикетов 402—404 и 408—410 профиля позволяют предположить приуроченность

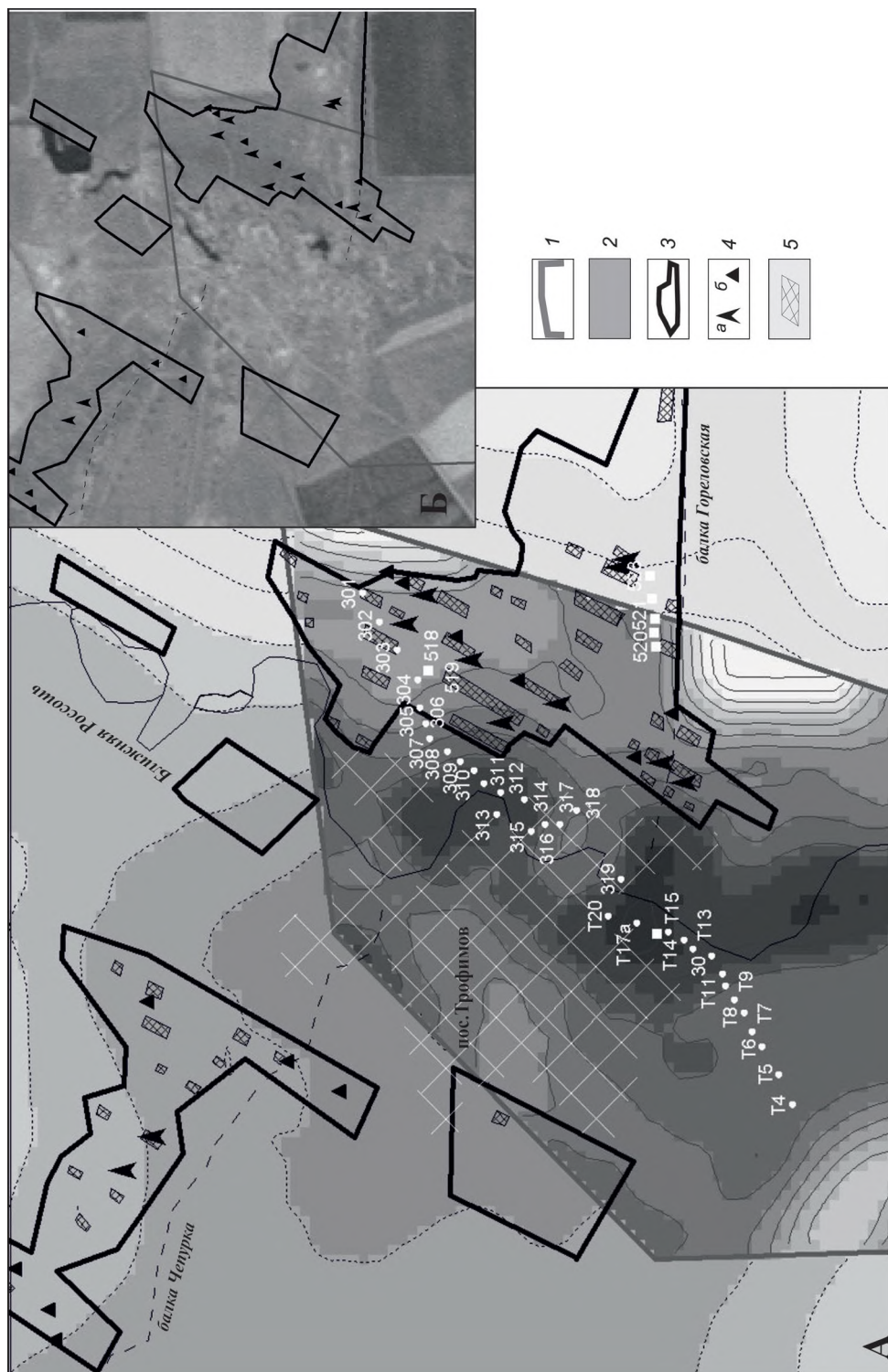


Рис. 6. Результаты детализационных работ 2012 г. на участке Трофимовский с фрагментами результатов поисковых работ ОАО «Южгеология» (А) и космоснимок этой же площади (Б):

1 — границы детализационного участка (за пределами участка Трофимовский поле ИФЛ приведено в площадном варианте, см. рис. 5); 2 — положение и номера точек газогеохимических наблюдений; 3 — контуры площадей, в пределах которых пройдены профили с бурением скважин для литогеохимического опробования; 4 — поисковые скважины, вскрывшие (а) и не вскрывшие (б) золоторудную минерализацию; 5 — интервалы профилей литогеохимического опробования, в пределах которых прослежены метасоматиты (редкая белая штриховка — площадь поселка Трофимов); см. услов. обозн. к рис. 5

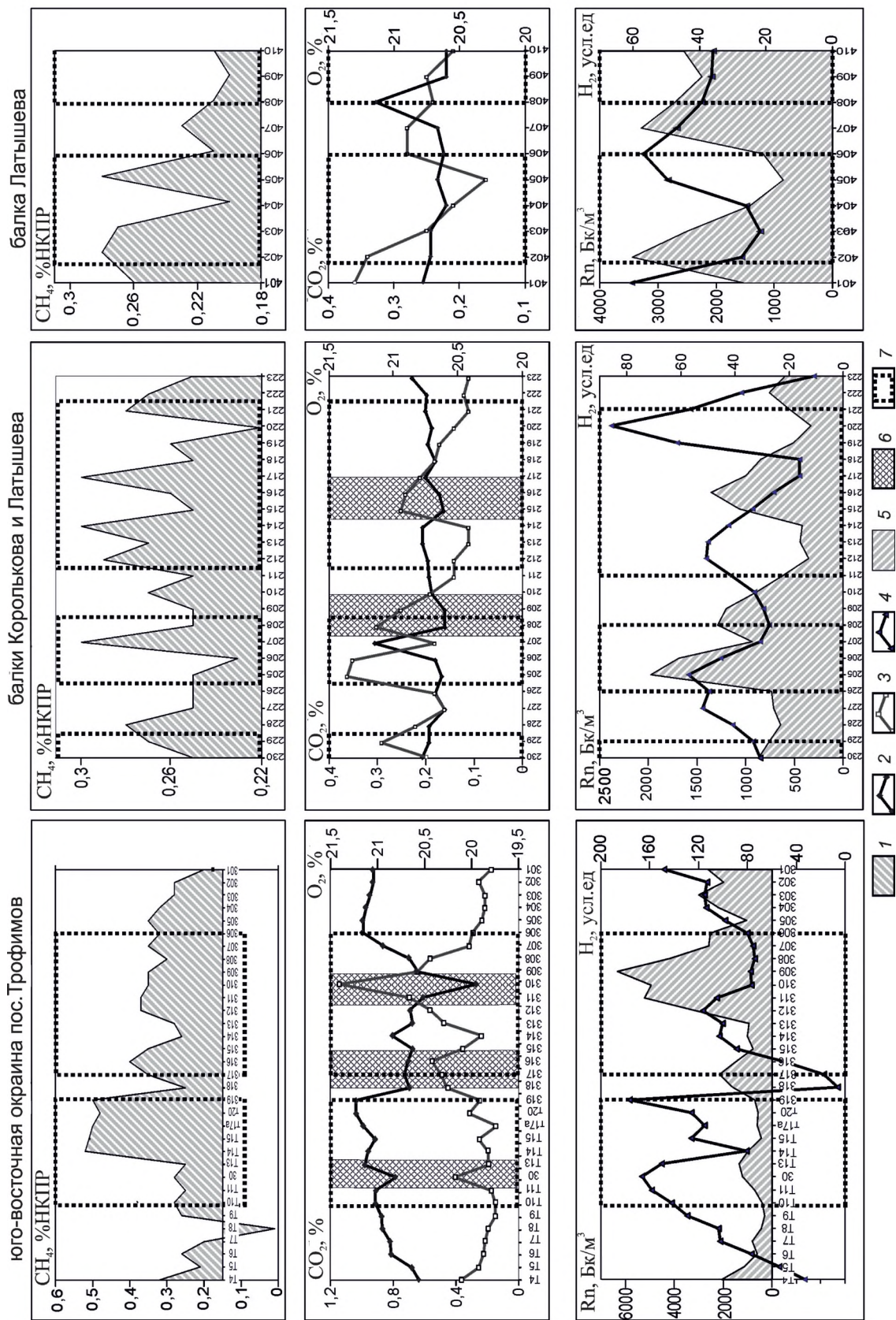


Рис. 7. Содержание компонентов газового поля в почвенном воздухе по профилям (Латышевский и Трофимовский участки):

графики содержания: 1 — метана, 2 — водорода, 3 — кислорода, 4 — углекислого газа, 5 — водорода, 6 — прогнозируемые зоны сульфидизации, 7 — интервалы аномалий ИФЛ

аномалий к разломной зоне, в которой, вероятно, отсутствует рудная минерализация. Это наиболее заметно в интервале пикетов 401—406, где максимумы уверенно прослеживаются в поле метана, углекислого газа и радона, а в поле водорода несколько смещены (см. рис. 7, в). Гипергенное изменение сульфидов по данным газовой съемки здесь не отмечается.

На Трофимовском участке при газогеохимических наблюдениях измерены O_2 , CO_2 , CH_4 , Rn , H_2 . Аналогично Латышевскому участку, здесь наблюдается взаимосвязь результатов наземных измерений и данных дистанционного зондирования. Профиль пересекает две локальные аномалии ИФЛ. Первая соответствует интервалу от точки 10 до точки 319, а вторая от 317 до 306 (см. рис. 6, 7). На представленных графиках видно, что первая аномалия ИФЛ характеризуется значительным повышением метана в почвенном воздухе, взаимосвязанными контрастными пиками CO_2 и O_2 , а также повышенным содержанием радона и максимальными (в пределах данного профиля) концентрациями водорода. Во второй аномалии ИФЛ повышено содержание радона, углекислого газа, водорода, местами метана и сильно понижено содержание кислорода. Контрастное распределение концентраций кислорода и углекислого газа по профилю позволяет выделить в его пределах три зоны прогнозируемой сульфидизации (см. рис. 6, 7). Они выявлены в интервалах пикетов Т11—Т14, 311—309 и 318—315. Первые два соответствуют центральным частям аномалий ИФЛ, а третий периферийной части аномалии. По интенсивности и характеру изменчивости газовых компонент Трофимовский участок представляется более перспективным на обнаружение рудных тел, чем Латышевский.

Сопоставление результатов наземных газогеохимических работ, проведенных на Керчикской и Северо-Россошанской площадях, позволяет отметить следующее. Выделяемые по результатам буровых работ и подтвержденные соотношением газовых компонентов подпочвенного воздуха рудоносные зоны проявляются на Керчикском участке повышением объемной доли углекислого газа до 0,4—0,7% (в экстремумах до 0,95%) при фоне 0,1—0,2%, то есть увеличением в 4—5 раз. Объемная доля кислорода при этом понижается до 18,5% при фоне 20—20,5%. При практически одинаковых фоновых значениях концентраций углекислого газа и кислорода на данных участках Северо-Россошанской площади в пределах аномалий ИФЛ, связанных по нашему мнению с интервалами прогнозируемого оруденения, объемная доля углекислого газа также значительно повышается до 0,4% (в экстремуме до 1,15%). Абсолютные значения и амплитуды сингенетических газов радона и водорода на этих участках близки. Содержания метана на Керчикском участке изменяются в пределах от 0,5 до 1,4% нижнего концентрационного предела распространения пламени (НКПР), на Северо-Россошанском — от 0,2 до 0,6% НКПР.

На обоих участках отмечается взаимосвязь аномалий ИФЛ и газогеохимических аномалий, а также аналогичная структура распределения эпигенетических и сингенетических газов по изученным профилям, что указывает на единообразные источники их формирования. Таким образом, результаты газогеохимических работ позволяют предположить, что Керчикское рудопроявление и Северо-Россошанская площадь (прежде всего Трофимовский участок) характеризуются наличием руд, содержание которых близко к кондиционным.

При геологоразведочных работах (Т.П. Радаева, 2012) на Трофимовском поисковом участке литохимические профили намечались в зависимости от геологической ситуации и конкретных условий проведения работ. Для выявления геохимических аномалий и оконтуривания в их пределах потенциально золотоносных минерализованных зон при мощности рыхлых отложений не более 20 м бурились литохимические скважины (шнековое бурение на глубину 1—25 м) по сети 200×20 м; в случае больших мощностей наносов, а также для решения отдельных геологических задач — картировочные скважины (на глубину до 100 м). Оконтуривание продуктивной зоны по падению, уточнение подсчетных параметров, а также определение степени однородности рудной минерализации проводилось с помощью поисковых скважин (на глубину до 300 м).

В результате установлено, что в дизъюнктивных зонах тектонически нарушенные породы гидротермально-метасоматически преобразованы и пронизаны многочисленными кварцевыми прожилками и жилами с сульфидной минерализацией (подобные образования морфологически близки к рассредоточенным штокверкам). В отдельных фрагментах минерализованных зон локализуется рассредоточенная прожилковая и прожилково-вкрапленная золото-кварц-сульфидная минерализация, прослеженная бурением до глубин 180—200 м. Падение зон крутое, мощность их до 100 м и более, протяженность от 600 до 2500 м. Содержания золота от сотых долей грамма на 1 т до n г/т (максимум 11,14 г/т). Такая особенность золоторудной минерализации свойственна золоторудным проявлениям Восточного Донбасса. По данным опробования в контуре минерализованных зон по борту 0,5 г/т выделены фрагменты, отвечающие по параметрам и интенсивности минерализации потенциальным рудным телам (Т.П. Радаева, 2012).

Сопоставление результатов геологоразведочных работ в пределах Трофимовской поисковой площади с данными ИФЛ (см. рис. 6) показало, что площадь распространения метасоматически измененных пород с зонами золоторудной минерализации расширяется по мере приближения к эпицентральной части аномалии ИФЛ. Подобный эффект наблюдается на восточных и западных флангах аномалии. Авторы отчета о поисковых работах не указывают, в связи с какими причинами прослеживание буровыми профилями зон метасоматоза прекращено вблизи восточной границы п. Трофимов и

западной границы пойменной части долины р.Ближняя Россошь. Это не позволяет сделать окончательные выводы о золотоносности эпицентральной части аномалии ИФЛ, а также о достоверности заключения по Трофимовскому участку. В целом локальные аномалии ИФЛ соответствуют площадям развития сближенных золоторудных зон.

Аналогичные зоны рассредоточенной прожилковой и прожилково-вкрапленной золото-кварц-сульфидной минерализации установлены на поисковых участках Удодова и Чумаковском. Учитывая результаты атмогеохимии по профилям на Латышевском участке, там можно ожидать аналогичные рудные объекты. Таким образом, на относительно небольшой площади (72 км²) выявлено три (с учетом Латышева — четыре) рудопроявления золота, что подтверждает данные о соответствии региональных аномалий ИФЛ на изучаемых площадях ареалам эндогенной флюидизации, в пределах которых широко развиты рудопроявления золота.

Таким образом, по результатам профильных наземных атмогеохимических исследований подтверждено соответствие локальным аномалиям ИФЛ участков профиля с аномальными содержаниями метана, накопленного в подпочвенных горизонтах. Следовательно, интерпретация выявляемого по спектрозональным космическим снимкам оптического эффекта подтверждается наземными измерениями. Наблюдаемые в тех же интервалах аномалии других газов глубинного происхождения (водород и радон) требуют дальнейшего изучения.

Использование данных метода дистанционной флюидоиндексации в комплексе с наземными атмогеохимическими исследованиями может способствовать более оптимальному проведению поисковых работ на золото, а также при поисках алмазонасных трубок, месторождений полиметаллов и железа. Поэтому расширение выполняемых авторами исследований — актуальная проблема.

Работа выполнена в рамках Программы Президиума РАН № 27 (Проект 1.1.10).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 200 000. Изд. 2-е. Сер. Донецкая. Лист L-37-V (г. Шахты). Объяснительная записка. —М.: Изд-во карт. фабрики ВСЕГЕИ, 2000.
2. Давыденко Д.Б., Финкельштейн М.Я. Прогнозирование нефтегазоносности по многоспектральным космическим снимкам в среде ГИС ИНТЕГРО // Геоинформатика. 2004. № 1. С. 41—49.
3. Давыденко Д.Б. Прогнозирование полезных ископаемых по дистанционным и геофизическим данным // Проблемы и перспективы комплексного освоения минеральных ресурсов Восточного Донбасса. —Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2005. С. 273—290.
4. Давыденко Д.Б. Раздельное прогнозирование зональности нефтегазонакопления методом дистанционной флюидоиндексации // Докл. АН РФ. 2011. Т. 438. № 1. С. 70—75.
5. Давыденко Д.Б. Новая нефтеперспективная область на южном склоне Воронежской антеклизы // Докл. АН РФ. 2011. Т. 439. № 2. С. 221—225.
6. Давыденко Д.Б., Клещев А.В. Прогнозирование нефтегазоносности с использованием метода дистанционной флюидоиндексации и опыт верификации этих данных // Земля из космоса. 2014. № 3.
7. Давыденко Д.Б., Давыденко Е.Д., Исаев В.С. и др. Опыт выявления и изучения зон эндогенной флюидизации комплексом дистанционных и газогеохимических методов // Вестник Южного научного центра. 2014. Т. 10. № 1. С. 25—34.
8. Зеленищев Г.В., Курбанов Н.К., Кучеревский П.Г., Радаева Т.П. Перспективы золотоносности Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена // Руды и металлы. 2001. № 2. С. 26—35.
9. Зеленищев Г.В., Радаева Т.П., Макарюха С.В. Условия локализации, поисковые признаки и оценка перспектив золотоносности юго-восточной части Днепровско-Донецкого авлакогена / Вопросы геологии и освоения недр юга России. —Ростов-на-Дону. 2007. С. 85—93.
10. Карасик М.А., Кирикилици С.И., Герасимова Л.И. Атмогеохимические методы поисков рудных месторождений. —М.: Недра, 1986.
11. Клещев А.В., Зеленищев Г.В. Опыт изучения газогеохимических эффектов от рудных залежей на примере Керчикского рудопроявления в Восточном Донбассе, Ростовская область // Руды и металлы. 2012. № 4. С. 24—28.
12. Куликова Н.Н. О применении газокерновой съемки для обнаружения слепых рудных зон в районе Балейского месторождения // Известия вузов. Геология и разведка. 1960. № 12. С. 78—82.
13. Летников Ф.А. Флюидные фации континентальной литосферы и проблемы рудообразования / Смирновский сборник-99. —М.: МГУ им.М.В.Ломоносова, 1999. С. 63—98.
14. Матвиенко Н.Г. Научные основы обеспечения безопасности освоения газоносных рудных месторождений // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2011. С. 238—253.
15. Невалённый Ю.В. Ресурсы металлических полезных ископаемых / Проблемы и перспективы комплексного освоения минеральных ресурсов Восточного Донбасса. —Ростов-на-Дону. Изд-во ЮНЦ РАН, 2005. С. 71—84.
16. Парада С.Г., Зеленищев Г.В., Давыденко Д.Б. Опыт применения дистанционной флюидоиндексации для поиска руд благородных металлов и их спутников на юге России // Руды и металлы. 2011. № 3—4. С. 134—135.
17. Скочинский А.А. Рудничная атмосфера. —М.—Л.—Новосибирск, 1933.
18. Соловов А.П. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых: учебник для вузов. —М.: Недра, 1985.
19. Фридман А.И. Природные газы рудных месторождений. —М.: Недра, 1970.
20. Hale, M. (ed.) Geochemical Remote Sensing of the Subsurface // Handbook of Exploration Geochemistry. 2000. Vol. 7.
21. Klusman R.W. Soil gas and related methods for natural resource exploration. 1993.

Среднеюрский островодужный вулканизм и связанное с ним золотое оруденение Човдарской площади (Малый Кавказ, Азербайджан)

Н.А.ИМАМВЕРДИЕВ (Бакинский Государственный Университет; Az 1148, г.Баку, ул.З.Халилова, 23), Р.М.САЛМАНЛЫ, Ш.Д.МУСАЕВ (Азербайджанская международная горнорудная операционная компания; Az 2008, г.Гянджа, ул.З.Гаджиева, 25), М.И.МАНСУРОВ (Бакинский Государственный Университет; Az 1148, г.Баку, ул.З.Халилова, 23)

Рассматриваются особенности среднеюрского островодужного вулканизма Човдарского золоторудного месторождения. За счет изменения кислых пород образовались золотоносные метасоматиты, представленные пропилитами и кварцитами. Минерализованные зоны с промышленным оруденением благородных и цветных металлов наблюдаются в жерловых и прижерловых вулканических структурах. Месторождение относится к умеренно золотосульфидному низко-среднетемпературному типу. На месторождении выделены два генетических типа руд: первичные сульфидные и окисленные.

Ключевые слова: Човдарская площадь, Малый Кавказ, Азербайджан, среднеюрский островодужный вулканизм, золотое оруденение.

Имамвердиев Назим Аждар оглы, inazim17@yahoo.com

Салманлы Рамин Мусадиг оглы

Мусаев Шахбеддин Джаббар оглы

Мансуров Мамай Ибрагим оглы

Middle Jurassic island arc volcanism and related gold mineralization Chovdar area (Lesser Caucasus, Azerbaijan)

N.A.IMAMVERDIYEV, R.M.SALMANLI, Sh.D.MUSAYEV, M.I.MANSUROV

The article discusses features of the Middle Jurassic island arc volcanism Chovdar gold deposit. By changing the acidic rocks formed gold-bearing metasomatic rocks presented propylites and quartzites. Mineralized zones with industrial mineralization precious and non-ferrous metals are observed in the vent and vent volcanic structures. Field has a moderate gold-low-medium temperature type. Deposit include two genetic types of ore: primary sulphide and oxidized.

Key words: Chovdar area, Lesser Caucasus, Azerbaijan, middle Jurassic island arc volcanism, gold mineralization.

Тектоническое строение Човдарского месторождения.

Одна из характерных особенностей тектоники северо-восточной части Малого Кавказа и, в частности района Човдарского месторождения — наличие в его пределах крупных поперечных поднятий и прогибов, перманентно унаследовавших детали нижнего—доальпийского структурного этажа. В связи с развитием различных стадий становления островной дуги подновление последнего происходило неоднократно. Границами этих крупных структур служили северо-восточные — «антикавказские» разломы глубокого заложения.

Човдарский (Дашкесанский) блок, предопределяющий позицию района, представлен вулканокупольной постройкой второго порядка, приподнятое ядро которого осложнено линейными экстрюзиями и локальными вулcano-кратерными постройками. Западная граница блока проходит по р.Шамкирчай вдоль Шамкир-Алиабадского разлома. Восточнее этого разлома байосские отложения прямолинейно погружаются в левобережье р.Кошкарчай посредством систем северо-восточных разломов под вышележащие отложения позд-

ней юры и мела. Севернее имеет место прямолинейно-меридиональный тектонический контакт верхнего мела правого берега р.Кошкарчай с отложениями байоса левобережья. Все это, а также факт северо-восточной ориентации Дашкесанского и Зурнабадского интрузивов дало основание Э.Ш.Шихалибеги [10] установить (с охватом бассейнов рек Кошкарчай и Гянджачай) наличие мощного, глубинного Ханлар-Хошбулах-Алазанского разлома северо-восточного направления.

На рассматриваемой площади (рис. 1) развиты многочисленные разрывные нарушения разных морфогенетических типов: 1) субширотные — сближенные кулисные взбросы с падением плоскостей на северо-восток под углом 75—85°; 2) субмеридиональные — сопряженные сбросы, сбросо-сдвиги с падением на запад, юго-запад под углом 70—80°; 3) полукольцевые и кольцевые системы синвулканических разломов с падением на север под углом 50—70°.

Системы субширотных разрывов, располагаясь кулисно, прослеживаются по всей площади. Большей частью они размещены на юго-западе, в районе Човдар-

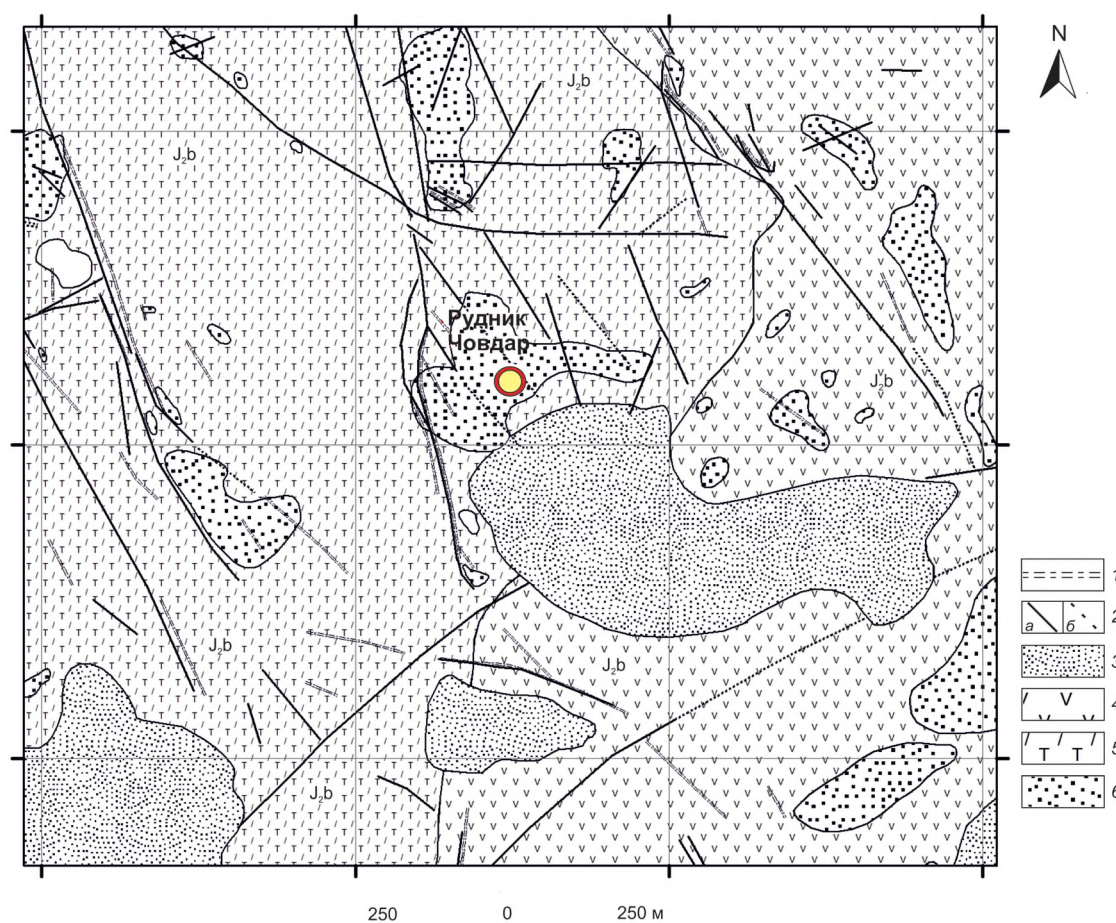


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Човдарской площади, масштаб 1:5 000:

1 — баритовые жилы; 2 — разрывы: а — достоверные, б — предполагаемые; 3 — четвертичные отложения; 4 — андезиты; 5 — риолитовые туфы; 6 — вторичные кварциты

рудник, Дашалты и верховьях р.Данаеричай. Они характеризуются крутыми, неровными ступенчатыми поверхностями, сопровождающимися зонами дробления, брекчирования с ореолом вмещающих измененных пород (окварцевание, серицитизация, каолинизация). Большинство баритовых жил с промышленными параметрами исключительно приурочены к таким разрывам. Системное эшелонирование развития субширотных разрывов (западнее высотной отметки 1731,6 м с понижением на северо-запад) придало Човдарской депрессионной структуре ступенчато-блоковое строение.

Поперечные сбросы, сбросо-сдвиги представлены кулисными сопряженными, протяженными более 10—15 км, крутыми 70—80° разрывами, сопровождающимися зонами перематости, дробления и сульфидной минерализацией. Развиваясь, они группами (в районе Данаеричай—Орлиная Гора—Пиринял) образуют приподнятый блок, состоящий

исключительно из байосских отложений. Характерной особенностью этого блока является то, что здесь не развито баритовое оруденение (за исключением малоомощных и непротяженных прожилков барита), а в оперяющих трещинах наблюдаются прожилково-вкрапленные золотосодержащие сульфидные руды.

Полукольцевые и кольцевые синвулканические разрывные нарушения характерны для локальных депрессионных, вулкано-кратерных и жерловых структур, которые контролируют размещение выходов вулканокупольных и экструзивных построек, имея северо-западное падение. Они развиты в основном в районе нижнего течения р.Данаеричай.

Магматические образования в районе Човдарского месторождения относятся к альпийскому этапу магматической деятельности, в котором выделяются байосский, батский, позднеюрский (кимериджский) этапы.

Байосский этап магматизма состоит из контрастной

базальт-риолитовой формации, в которой выделяются базальт-андезитовая (нижний байос) и риолит-дацитовая (верхний байос) комплексы. Эффузивные фации данных комплексов слагают соответственно «нижнюю вулканокластическую толщу» нижнего байоса и «толщу риолитовых порфиров» верхнего байоса. Субвулканическая фация связана исключительно с риолит-дацитовым комплексом верхнего байоса.

Верхнебайосский вулканизм проявился излиянием кислой магмы в виде мощных эффузивных покровов дацит-риолитового состава, а также их туфов и субвулканических образований, развитых в бассейнах рек Хейричай (юго-западнее села Чайкенд), Данаеричай и по дороге Кушчу-Заглик. Повсеместно субвулканические тела верхнего байоса представлены риолитовыми порфирами, характерной особенностью которых являются экструзивные выходы, ясно выраженная столбчатая отдельность и однородность петрографического состава.

Батский этап вулканизма охватывает наиболее напряженные склоны кислых вулканов и сопровождается локальными прогибами в виде депрессионных структур. Характерные особенности батского вулканизма — однообразие состава слабо дифференцированных пород, преобладание пирокластической фации над лавовой и чередование их продуктов с ритмично слоистыми терригенными отложениями. Из-за этого на различных уровнях разреза батской свиты отмечаются сериальные потоки лав и туфов, отличающиеся по морфологии, внутреннему строению и особенностям текстуры (миндалекаменная, брекчиевидная) и структуры, которые пользуются широким развитием в районе рудника Човдар, зимовки Дашалты, сел Баян и Гушчу.

Позднеюрский этап магматической деятельности (кимеридж) развит на юго-западе за пределами Човдарской площади и представлен Дашкесан-Зурнабадским, Баянским и Мирзикским интрузивами.

Состав и строение вулканических пород. В фациальном отношении среди вулканических пород, слагающих вулканогенно-осадочную толщу Човдарской площади, наибольшим развитием пользуются пирокластические породы. На разных стратиграфических уровнях появляются породы эффузивного вулканизма. По составу они соответствуют андезибазальтам, дацитам и риодацитам, риолитам. Вулканогенно-осадочную толщу секут жилы аналогичного состава. В целом толща характеризуется менее четкими границами между пачками. Внутри пачек наблюдается сортировка: алевроитовый туф переходит в более грубозернистые разности.

Материал, слагающий вулканогенно-обломочные породы двух видов: в основном вулканокластический — литифицированный ювенильный, выброшенный из вулканических аппаратов, редко карбонатный —

осадочный, хемогенный. Породы лавовой фации представлены андезибазальтами, андезитами, дацитами и риодацитами. Они встречаются в вулканогенной формации по всей изученной территории Човдарского участка.

В пределах изучаемой территории значительным развитием пользуются и *метасоматиты*, представленные пропилитами и кварцитами. Они образуются за счет метасоматических изменений перечисленных пород и представляют наибольший интерес. Так же встречаются слабо пропилитизированные и окварцованные породы. В них сохраняются реликты первичных структур и минералов, соответственно облегчено их определение. Что же касается сильно пропилитизированных и окварцованных пород — определение первичных пород затруднено. Петрографические изучения прозрачных шлифов показали, что широким развитием пользуются породы, которые сначала были подвергнуты пропилитизации, а потом кислотному выщелачиванию. Таким образом, пропилитизация предшествует интенсивному кислотному выщелачиванию.

В пределах изучаемой территории новообразованные минералы во вторичных кварцитах представлены: кварцем, алунитом, каолинитом, корундом, топазом, рутилом, турмалином, серицитом, хлоритом, пирофиллитом и баритом.

В пределах Човдарского участка самыми распространенными являются *кварциты*, представленные кварц-каолинитовыми и кварц-каолинит-алунитовыми парагенезисами, реже встречаются кварц-каолинит-алунит-хлоритовые и в единичных случаях кварц-серицитовые разности. Все кварциты в больших или меньших количествах содержат зерна рудного минерала или гидроксиды железа. В кварц-хлоритовых метасоматитах подразумевается содержание гидротермального хлорита, с появлением которого в породах резко повышается содержание акцессорных минералов: топаза, корунда и турмалина. Исходя из того, что в большинстве случаев кварциты образованы по пропилитам, они в основном содержат карбонат, остаточный хлорит и немного серицита. В алунитовых метасоматитах часто наблюдается переход алунита в ярозит, а затем в лимонит. Крайне редко, но вместе с алунитом появляется пирофиллит. Здесь же надо отметить, что каолинит практически присутствует везде, но при этом вместе с кварцем создает самостоятельный парагенезис.

Петрогеохимические особенности. Петрогенные и элементы-примеси определялись рентгено-флуоресцентным анализом (XRF). Для контроля качества анализа использовались стандарты. Исследуемые вулканиды преобразованы в процессе пропилитизации и кислотного выщелачивания с образованием разных типов кварцитов, поэтому особое внимание было уделено отбору образцов и разбраковке аналитических

1. Химический состав СН-002673 (в массовых долях, %) среднеюрских вулканогенных пород Човдарской площади (Малый Кавказ)

Компоненты	СН-002673	СН-003866	СН-003868	СН-002474	СН-002477	СН-002487	СН-006221	СН-002566	СН-002563	СН-002464	СН-003865	СН-003865OL	СН-002465	СН-003860
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	62,27	61,6	63,28	63,4	61,08	61,63	63,51	64,19	65,38	66,14	69,82	75,6	77,67	78,94
TiO ₂	0,45	0,65	0,55	0,5	0,5	0,51	0,55	0,46	0,47	0,5	0,49	0,35	0,3	0,19
Al ₂ O ₃	14,36	16,68	14,93	16,36	14,33	16,69	14,77	15,61	15,29	11,75	13,92	10,78	9,76	8,25
Fe ₂ O ₃	7,48	6,85	7,05	7,34	7,38	7,82	8,2	6,73	6,71	6,68	4,63	3,08	2,97	3,83
MnO	0,11	0,07	0,13	0,15	0,14	0,17	0,14	0,1	0,09	0,14	0,05	0,04	0,08	0,06
MgO	2,81	1,74	1,86	3,22	3,49	3,4	1,38	2,31	2,76	2,34	1,49	0,51	1,36	1,67
CaO	2,97	0,81	1,92	3,1	3,67	3,27	2,12	4,13	2,73	4,37	0,87	1,3	2,3	0,67
Na ₂ O	3,81	5,23	5,92	4,28	3,9	2,07	6,24	1,48	4,51	2,27	3,25	4,88	2,85	3,37
K ₂ O	0,57	1,22	0,58	0,37	0,08	0,38	0,16	0,28	0,39	0,02	1,48	0,22	0,13	0,13
P ₂ O ₅	0,06	0,1	0,18	0,06	0,06	0,06	0,15	0,06	0,05	0,07	0,1	0,06	0,07	0,03
ppm	5,14	5,02	3,21	2,77	7,04	3,4	3,7	2,81	3	6,72	3,45	1,72	3,82	2,75
Σ	100,03	99,97	99,61	101,55	101,67	99,40	100,92	98,16	101,38	101,00	99,55	98,54	101,31	99,89
Компоненты	СН-003864	СН-003873	СН-003885	СН-003870A	СН-003873	СН-003873B	СН-003875	СН-003881	СН-002520B	СН-002841	СН-003886	СН-002642	СН-002610	СН-002784
	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
SiO ₂	49,37	51,38	51,56	52,69	51,38	53,21	52,32	56,58	55,12	56,42	53,53	57,09	59,05	60,85
TiO ₂	0,61	0,72	0,77	0,6	0,72	0,76	0,55	0,61	0,54	0,62	0,6	0,71	0,51	0,48
Al ₂ O ₃	19,16	16,81	16,68	16,82	16,81	16,51	18,75	15,21	18,15	18,89	15,53	16,9	17,17	16,42
Fe ₂ O ₃	9,84	10,43	11,16	9,35	10,43	9,69	9,1	10,52	9,45	8,88	9,48	9,39	7,15	7,68
MnO	0,32	0,15	0,14	0,06	0,15	0,13	0,1	0,13	0,14	0,19	0,07	0,08	0,15	0,12
MgO	4,1	3,62	3,43	4,43	3,62	3,46	4,23	4,99	3,79	3,5	4,01	4,86	3,06	2,74
CaO	8,69	5,85	10,51	2,95	5,85	3,11	1,74	1,12	2,58	4,69	6,11	1,42	4,7	4,94
Na ₂ O	2,06	4,13	1,7	4,08	4,13	7,43	6,99	5,66	4,15	1,74	2,49	3,66	3,47	3,28
K ₂ O	0,06	0,52	0,13	0,31	0,52	0,005	0,38	0,41	0,17	0,46	0,42	0,08	2,09	1,18
P ₂ O ₅	0,09	0,09	0,09	0,11	0,09	0,09	0,1	0,1	0,07	0,07	0,09	0,08	0,08	0,07
ppm	5,45	6,78	3,61	8,61	6,78	5,44	4,94	4,39	6,21	3,18	7,52	5,97	3,02	2,99
Σ	99,75	100,48	99,78	100,01	100,48	99,84	99,20	99,72	100,37	98,64	99,85	100,24	100,47	100,75

Примечание. Столбцы: 1—14 — байосский и 15—28 — батский возраст.

данных. Из рассматриваемых выборок по минералогическим и химическим критериям исключены сильно измененные породы, рассмотрены вариации содержаний элементов-примесей. С учетом значительного изменения минерального состава исследуемых пород, что является их региональной

особенностью, для химически неизмененных пород принята величина ППП $<7,0\%$.

Состав вмещающих байосских и батских вулканических пород Човдарского месторождения приведен в табл. 1. Для общей классификации пород использована диаграмма $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})\text{-SiO}_2$ (рис. 2),

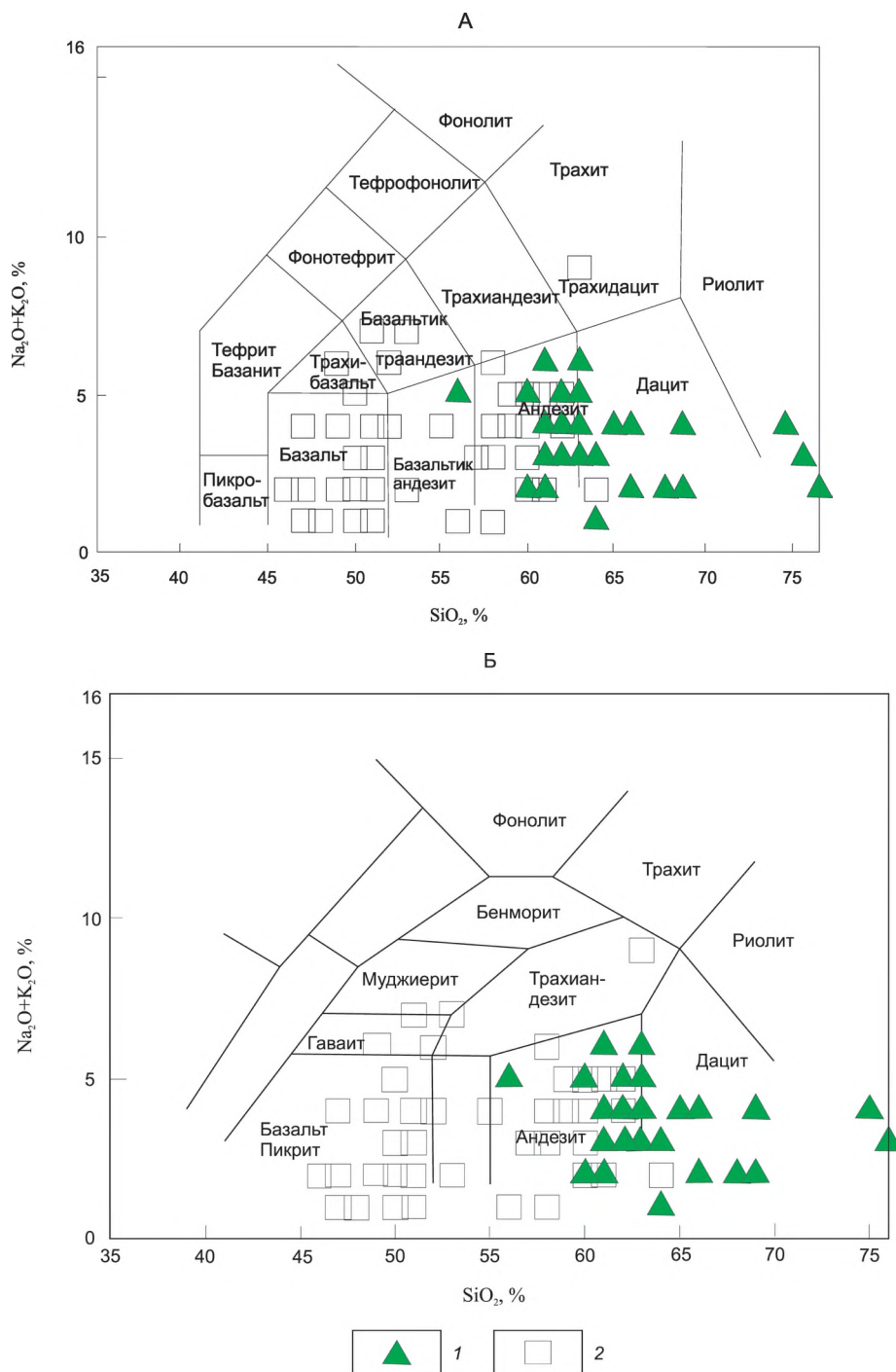


Рис. 2. Положение фигуративных точек изученных вулканических пород на классификационной диаграмме $\text{SiO}_2\text{-(Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O)}$:

по работам: А — [11], Б — [7]; 1 — верхнебайосские и 2 — батские вулканы

предложенная международной Терминологической комиссией по классификации магматических пород [7, 11]. Р.Н.Абдуллаевым и др. [6] в байосское время выделена контрастная — бимодальная базальт-риолитовая формация. По данным этих авторов в составе байоских вулканитов выделяются базальт, андезибазальт, андезит, дацит, риолит. Авторы данной публикации в основном анализировали андезиты и дациты, поэтому на рисунках видны только составы этих вулканитов. При этом преобладают базальты, андезибазальты и дацит-риолиты. В составе формации выделяются два комплекса — нижнебайосский базальт-андезитовый, верхнебайосский дацит-риолитовый. Составы же батских вулканитов образуют последовательно дифференцированную базальт-андезит-риолитовую формацию (см. рис. 2). Таким образом, по содержанию щелочей большинство пород среднеюрского возраста характеризуются нормальной щелочностью, в составе которых выделяются породы толеитовой и известково-щелочной серий (рис. 3). Попадание состава некоторых пород в субщелочное поле объясняется тем, что в связи с метасоматическим изменением в составе пород содержание Na_2O резко увеличивается.

На диаграмме $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{SiO}_2$ байосские вулканиты в основном занимают площади известково-щелочной

(андезиты), а батские — толеитовой (базальты, андезибазальты) и известково-щелочной (андезиты) серий (рис. 3). В целом, породы формаций являются высокоглиноземистыми, где содержание Al_2O_3 составляет 14,5—19,0%.

Таким образом, в среднеюрское время толеитовый нижнебайосский вулканизм сменился верхнебайосским известково-щелочным контрастным, затем батским толеитовым и известково-щелочным последовательно дифференцированным вулканизмом. При этом в основном доминировал известково-щелочной вулканизм, что является индикаторным для палеоостроводужных обстановок.

По геохимическим особенностям среднеюрские вулканиты также следует относить к островодужным (таблицы 2 и 3). Вулканические породы на нормированной к примитивной мантии мультиэлементной диаграмме характеризуются обедненностью Hf, Nb и обогащенностью Rb, Ba, Pb, U, Th, характерной для островодужных образований (рис. 4). Породы также обеднены Ti, K, P.

По содержанию Rb, Y и Nb составы байосских и батских вулканитов располагаются в поле островных дуг (рис. 5).

В целом, геохимический состав байосских и батских

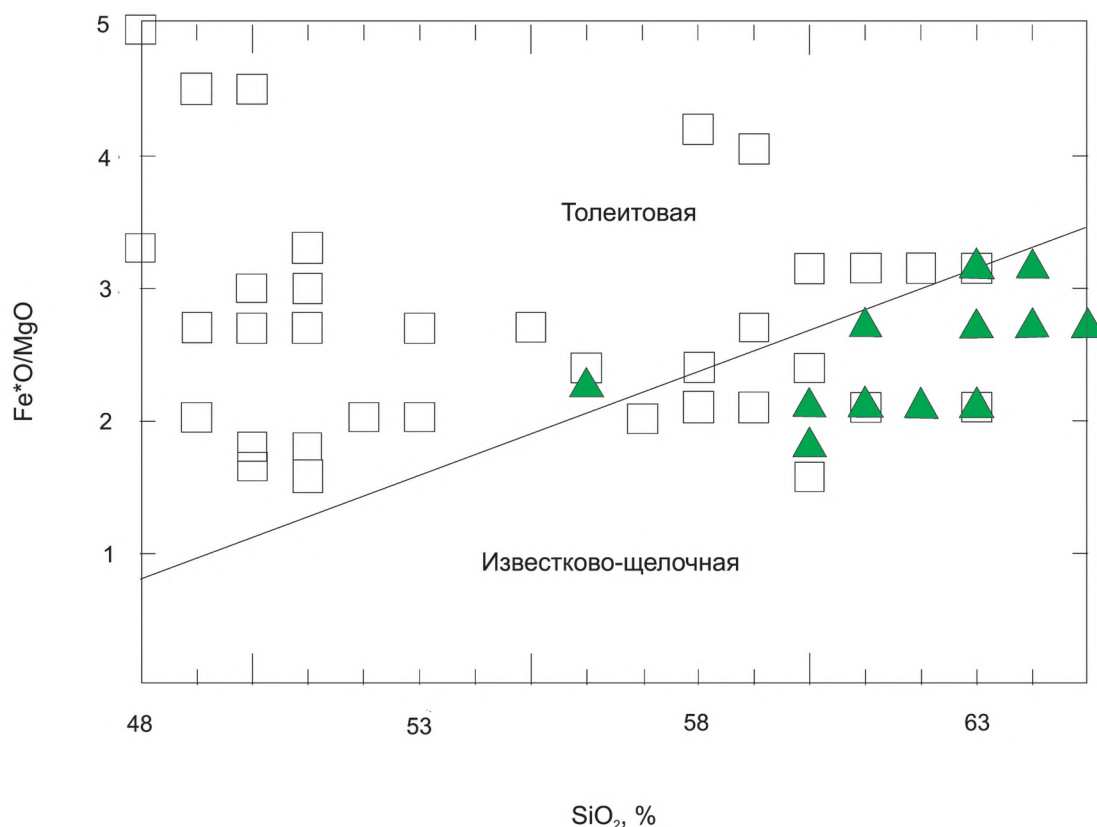


Рис. 3. Положение фигуративных точек изученных вулканических пород на диаграмме $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{SiO}_2$:

см. услов. обозн. к рис. 2

2. Содержание (в г/г) микроэлементов в риолитах байосского возраста Човдарской площади (Малый Кавказ)

Элементы	СН-002673	СН-002677	СН-002682	СН-002687	СН-002743	СН-002789	СН-002796	СН-002798	СН-002811	СН-002837	СН-002847	СН-002882	СН-002727	СН-002730	СН-002731	СН-002732	СН-002982	СН-002985	СН-006033	СН-006034
Li	25,3	20,0	9,4	18,2	13,3	8,8	9,0	10,4	15,6	12,1	17,7	40,9	14,7	13,0	32,3	11,3	21,1	87,0	5,7	10,9
Rb	10,8	21,5	28,9	25,9	4,8	27,7	44,0	54,7	19,1	10,4	26,1	0,5	64,4	53,9	43,5	48,3	29,4	2,3	66,1	58,8
Cs	3,46	1,37	1,02	0,78	0,16	0,67	1,32	3,92	1,38	1,07	0,70	<0,05	1,29	1,53	0,33	0,33	0,42	0,07	0,43	1,59
Sr	277	90,6	126,5	66,4	81,2	92,8	84,6	49,6	122,0	64,1	160,0	638	56,5	20,5	32,0	21,6	41,7	26,0	16,2	10,3
Ba	170	130	220	440	40	930	380	80	170	90	180	1060	370	1300	340	400	230	490	490	440
Cr	2	13	3	16	10	9	8	24	29	11	9	14	24	3	7	4	7	15	8	8
Co	15,3	2,3	5,5	7,0	1,8	4,6	1,3	0,8	2,4	3,9	4,5	0,8	9,2	2,5	6,0	9,0	5,3	0,2	5,9	4,0
Ni	3,2	2,0	1,0	7,2	1,5	1,3	3,0	1,5	3,0	1,5	1,2	1,8	12,4	1,5	3,3	1,8	2,6	0,2	0,9	1,2
V	135	23	34	24	12	27	20	9	11	18	30	66	51	22	42	52	38	22	22	24
Sc	22,2	11,9	15,6	13,0	11,3	14,5	12,9	10,3	11,3	10,4	15,0	10,1	15,0	12,0	13,1	15,8	14,7	5,7	13,9	16,2
Cu	72,7	2,6	15,9	5,5	2,5	8,3	6,9	3,8	7,0	10,7	41,5	29,6	33,3	173,0	23,0	20,8	13,7	4,6	12,9	26,0
Zn	62	28	77	64	14	71	8	4	43	36	68	<2	77	553	428	323	140	3	36	428
Pb	29,9	8,8	4,7	6,0	33,9	4,6	11,1	12,8	17,0	4,7	4,6	54,6	7,8	13,6	75,4	21,5	7,2	11,0	3,7	9,6
La	4,4	8,4	5,9	9,1	7,1	7,8	2,8	4,5	10,1	9,5	8,3	9,9	4,9	8,9	7,8	12,4	9,9	8,1	5,0	7,3
Ce	9,92	18,90	13,70	18,75	18,55	17,90	6,22	10,85	22,8	21,3	21,6	18,20	18,35	19,75	14,10	21,0	21,2	18,05	10,55	17,15
Y	13,0	27,6	21,4	23,3	21,0	23,3	10,0	9,8	22,5	23,7	22,5	12,8	20,6	10,7	14,7	18,7	15,1	3,6	16,6	19,1
Zr	63,0	91,2	74,6	65,2	65,1	72,7	56,5	41,7	97,7	99,7	75,5	117,0	97,9	46,2	64,9	62,9	80,5	39,7	54,2	94,6
Ta	0,14	0,18	0,15	0,14	0,17	0,15	0,13	0,10	0,19	0,19	0,14	0,09	0,20	0,16	0,13	0,12	0,15	0,13	0,15	0,17
Hf	2,0	2,8	2,2	1,9	2,0	2,2	1,7	1,3	0,19	0,19	0,14	3,7	3,1	1,5	2,0	1,9	2,5	1,2	1,6	2,8
Nb	2,5	3,1	2,7	2,5	2,9	2,6	2,3	1,6	3,3	3,4	2,6	1,4	3,4	2,8	2,4	2,1	2,8	2,3	2,7	2,9
Th	1,5	2,2	1,5	1,6	1,8	1,6	1,2	1,0	2,4	2,4	1,7	2,6	2,0	1,2	1,4	1,3	1,7	1,3	1,5	2,1
U	0,5	0,7	0,6	0,5	1,1	0,5	0,4	0,4	0,8	1,1	0,6	1,1	0,8	0,9	0,8	0,8	0,6	0,3	0,6	1,0

3. Содержание (в г/г) микроэлементов в андезитах батского возраста Човдарской площади (Малый Кавказ)

Элементы	СН-002805	СН-002750	СН-002808	СН-002821	СН-002821	СН-002823	СН-002826	СН-002829	СН-002848	СН-002848	СН-002852	СН-002862	СН-002866	СН-002871	СН-002880	СН-002973	СН-002974	СН-002975
Li	19,8	16,5	17,1	6,1	6,1	18,1	13,8	12,4	22,6	22,6	10,4	24,9	6,3	12,2	41,6	11,4	15,0	12,0
Rb	38,6	27,6	21,0	25,4	25,4	21,1	19,5	12,8	9,0	9,0	35,6	14,4	40,5	91,0	1,0	21,1	6,2	21,6
Cs	0,73	0,53	0,83	1,47	1,47	0,81	0,50	0,41	1,69	1,69	0,83	0,68	1,96	2,96	0,08	0,72	0,25	0,83
Sr	109,0	50,5	109,5	163,5	163,5	184,0	137,5	140,0	230	230	95,9	79,2	25,1	53,7	31,6	41,9	55,2	52,0
Ba	190	120	170	210	210	340	270	180	80	80	230	130	250	230	150	220	150	120
Cr	22	25	29	32	32	6	26	18	11	11	4	7	8	3	25	10	13	20
Co	4,6	6,7	3,8	1,1	1,1	6,4	2,3	2,4	5,4	5,4	5,1	5,6	1,9	5,4	1,4	1,9	4,4	1,3
Ni	1,5	1,4	2,8	1,2	1,2	3,7	1,9	0,8	0,9	0,9	0,7	0,7	0,2	0,7	3,3	0,4	1,2	2,4
V	30	24	13	53	53	33	11	24	40	40	31	33	16	34	320	12	14	20
Sc	12,2	11,6	9,8	10,1	10,1	17,7	9,6	12,8	16,4	16,4	12,7	12,6	9,8	16,9	24,6	9,2	8,5	9,8
Cu	15,5	5,9	12,9	17,2	17,2	8,1	12,4	6,9	5,8	5,8	10,3	7,8	10,8	15,7	48,9	2,0	4,8	7,9
Zn	94	92	44	15	15	94	51	60	85	85	66	55	89	63	4	45	88	30
Pb	14,0	2,7	4,9	14,6	14,6	6,5	5,2	6,2	4,6	4,6	3,4	4,5	3,8	4,0	9,3	5,4	3,6	3,5
La	7,7	6,5	7,2	7,6	7,6	9,2	8,4	5,9	6,3	6,3	8,1	6,5	6,1	9,8	2,4	8,2	9,8	9,1
Ce	18,60	14,15	16,90	15,80	15,80	23,3	18,75	13,40	14,30	14,30	17,30	14,95	14,55	21,8	4,69	18,70	22,2	17,15
Y	20,2	18,1	21,2	15,4	15,4	26,0	18,3	17,9	24,6	24,6	23,2	26,6	21,5	25,9	6,3	22,3	19,7	39,6
Zr	85,9	50,6	75,7	109,0	109,0	97,6	62,0	78,3	76,0	76,0	66,9	63,7	97,6	84,5	21,4	91,5	76,8	97,8
Ta	0,16	0,10	0,15	0,19	0,19	0,19	0,13	0,15	0,15	0,15	0,14	0,13	0,19	0,18	<0,05	0,18	0,15	0,18
Hf	2,6	1,4	0,15	0,19	0,19	0,19	0,13	0,15	0,15	2,2	2,0	2,0	3,0	2,8	0,7	2,8	2,3	3,1
Nb	2,9	1,9	2,6	3,7	3,7	3,5	2,3	2,7	2,8	2,8	2,4	2,4	3,4	3,1	0,9	3,1	2,5	3,4
Th	2,1	1,1	1,7	2,6	2,6	2,3	1,5	1,3	1,7	1,7	1,3	1,2	1,6	1,7	0,3	1,9	1,6	2,1
U	0,7	0,4	0,6	3,7	3,7	0,7	0,5	0,4	0,7	0,7	0,6	0,5	0,8	0,5	0,7	0,6	0,6	0,7

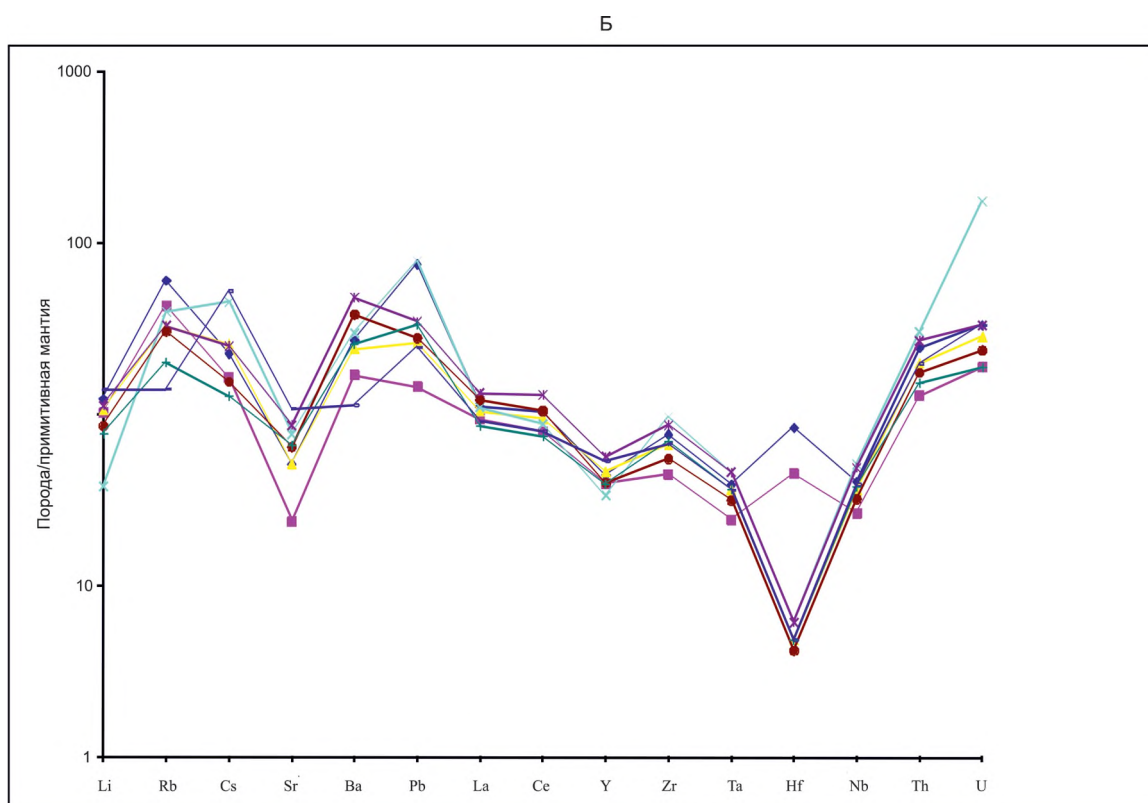
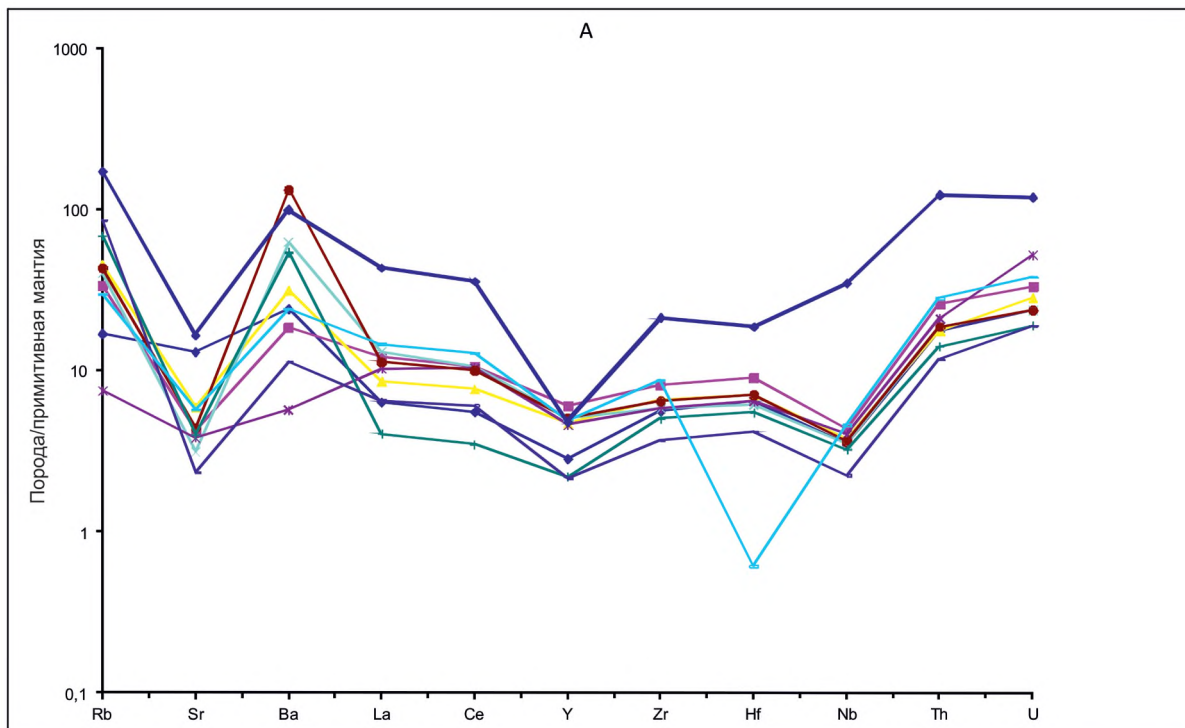


Рис. 4. Нормированные к примитивной мантии [12] спайдер-диаграммы:

А — риолиты, верхний байос (верхняя жирная линия соответствует породам верхней континентальной коры); Б — андезиты, бат

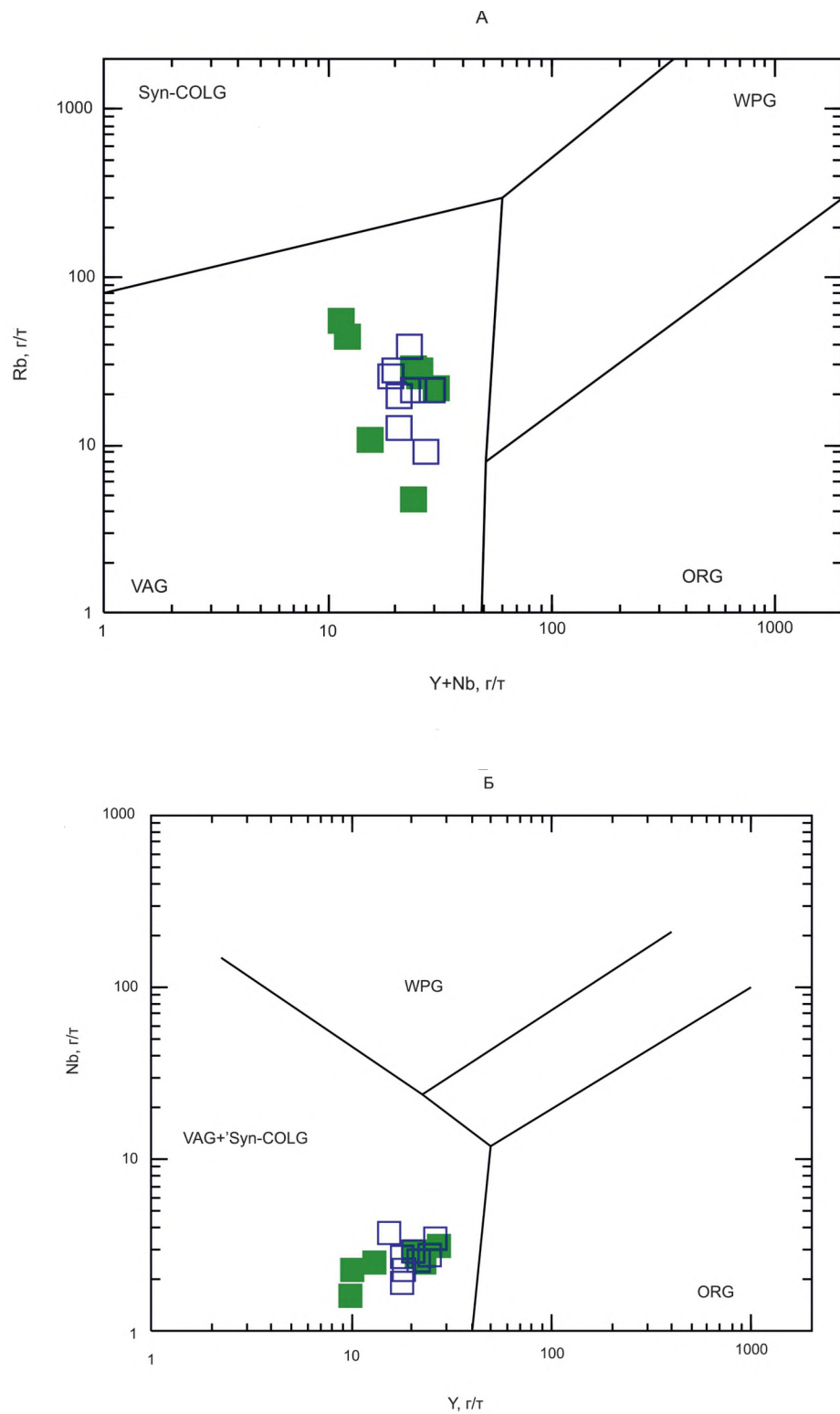


Рис. 5. Положение фигуративных точек байоских и батских вулканитов на диаграммах Rb-Y+Nb (А) и Nb-Y (Б), по работе [13]:

геодинамические поля: Syn-COLG — синколлизионные, VAG — островные дуги, WPG — внутриплитные, ORG — орогенные; см услов. обозн. к рис. 2

вулканитов позволяет предположить, что изученные породы петрогенетически не связаны друг с другом и, по всей вероятности, образовались из расплавов различного состава.

Оруденение и минеральный состав руд. Детальное изучение геолого-геофизических материалов и данных поверхностного и глубинного опробования, а также использование материалов дешифрирования космоснимков типа «Aster» («*Advanced Spaceborne Thermal emission and Reflection Radiometer*») показали что, независимо от условий образования, кварциты на месторождении в различной степени золотосны. При этом минерализованные зоны с промышленным оруденением благородных и цветных металлов наблюдаются в жерловых и прижерловых вулканических структурах. Принимая во внимание это обстоятельство как важный структурный контроль оруденения, все оценочные и разведочные работы на месторождении были проведены в пределах этих структур, что в конечном итоге обеспечило обнаружение средне-крупного по запасам золотомедного Човдарского месторождения.

С учетом эродированной части месторождения, выявленное рудное тело конусовидно-грибообразное, острым концом которого обращенное вниз (рис. 6).

При этом на дневной поверхности (горизонт 1520 м) в плане оно имеет размер 400×350 м, а на горизонте 1300 м уменьшается до 100×70 м. Размах оруденения по вертикали составляет более 500 м.

В центральной части рудного тела, где в канале вулкана развиты эруптивные брекчии, руды обладают брекчиевидной, а по краям — пемза-брекчиевидной и яшмовидной стеклообразной текстурами. В геоэлектрических полях высокая поляризуемость минералов, составляющих рудное тело, доказывает приуроченность его к жерлам вулкана.

Согласно количественно-минералогического подсчета и обработки результатов химических анализов, содержание сульфидов в первичных рудах месторождения колеблется в пределах 5—10%. В связи с этим, по ряду геолого-минералогических признаков, рассматриваемый тип руды характеризуется как умеренно сульфидный, образовавшийся в средне-низкотемпературных условиях [1, 9].

В рудном теле наблюдается зональность в распределении золота и меди. Наиболее значимые содержания золота, превышающие бортовое содержание в 2—3 раза и более, и отчасти меди приурочены к центральной части рудного тела в виде

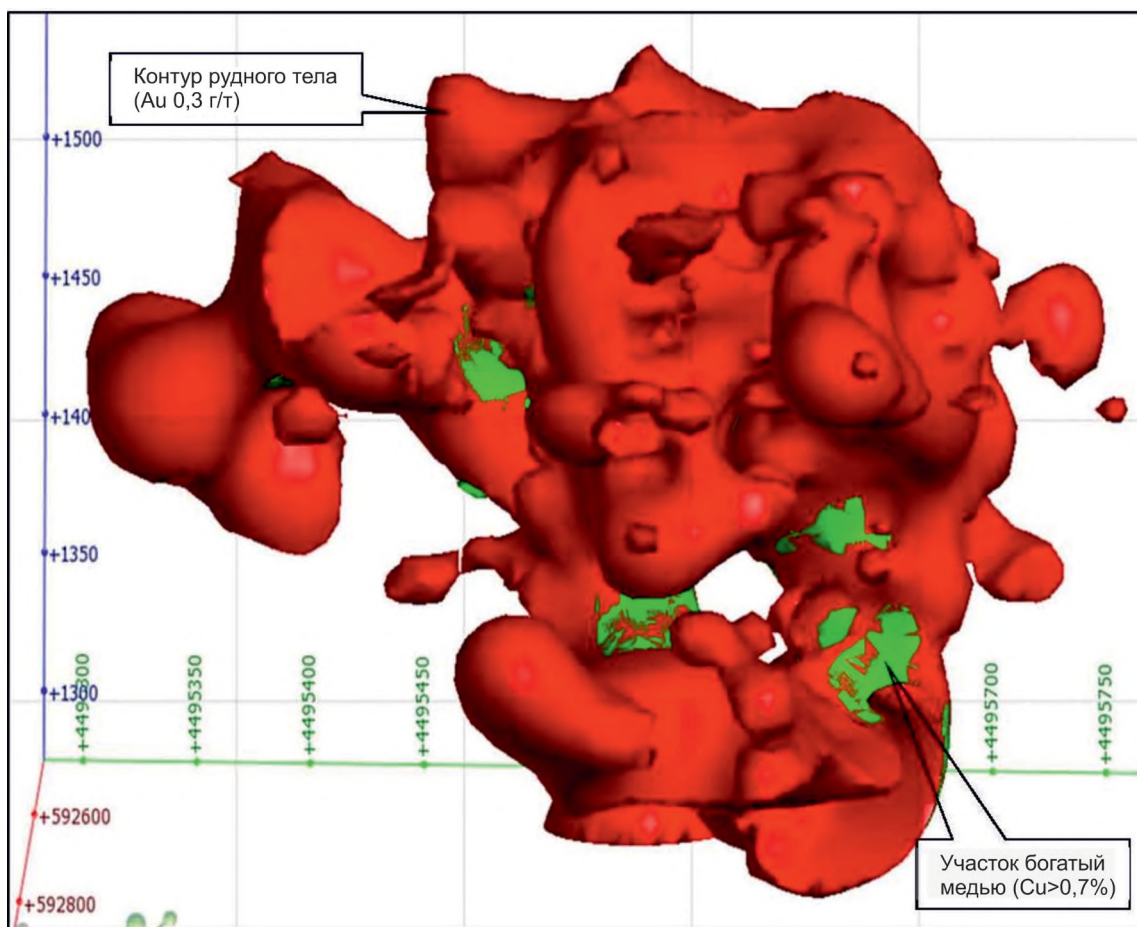


Рис. 6. Трехмерная (3D-Azimuth→268°, Plunge +09°) модель рудного тела

«стержня», который располагается в жерле (канале) вулкана (рис. 7).

На месторождении выделены два генетических типа руд: первичные сульфидные и окисленные. Объемы их в рудном теле составляют соответственно 24,4 и 75,6%. Окисленные руды развиты в верхней части месторождения до горизонта 1450 м, при глубине залегания от 30 до 110 м (от поверхности). Наиболее глубокое окисление руд наблюдается в центральной части рудного тела на глубине 90—110 м, где поверхностные воды, по-видимому, имели большой доступ к брекчированной части жерла вулкана.

Между окисленными и первичными рудами условно выделяется небольшая прослойка смешанных — полуокисленных руд так называемой переходной зоны. Учитывая незначительные запасы руд зоны, а также их технологические свойства, данный тип руды переходной зоны отнесен к окисленным, и отработку их планируется производить совместно с последними.

В первичных сульфидных рудах количество сульфидов, в частности пирита (10—12%) резко преобладает над оксидными соединениями железа (1—2%). Наряду с пиритом сульфиды представлены халькопиритом и в незначительных количествах блёклой рудой, энаргитом, ковеллином, халькозином и борнитом. Нерудные минералы представлены, в основном, кварцем ~60%, глинистыми минералами >20%, незначительно карбонатами и баритом [2, 8].

Количественное определение рудных минералов

и изучение их текстурно-структурных особенностей дает основание предполагать примерно 3 этапа в последовательности выделения из гидротермальных растворов следующих рудообразующих минералов: I — пирит; II — пирит, халькопирит, блёклая руда (тетраэдрит, теннантит) галенит, сфалерит, барит; III — барит, полиметаллы (галенит, сфалерит).

В целом, по результатам специальных минералогическо-петрографических исследований и по определению соответствующих форм выделения благородных металлов (Au, Ag) в окисленных рудах золото характеризуется самородным состоянием, в основном, с относительно мелкой крупностью зерен 2—8 мкр. Редко встречаются сравнительно крупные выделения до 30 мкр с весьма пористой структурой. По форме ассоциаций основное количество золота >80% тесно ассоциирует с нерудными минералами, частично покрыто оксидами железа. По результатам микроспектрального зондирования почти все выявленные зерна самородного золота характеризуются как высокопробные с содержаниями основного металла в пределах 86,6—100%, в среднем 96,7% [9].

Серебро в рассматриваемом генетическом типе руд представлено как самородной формой, так и медьсодержащими минералами сульфида серебра — ялпоитом и штормейеритом. Крупность перечисленных минеральных форм также мелкая, в среднем 5 мкр.

В первичных сульфидных рудах золото характеризуется в основном мелкими самородными

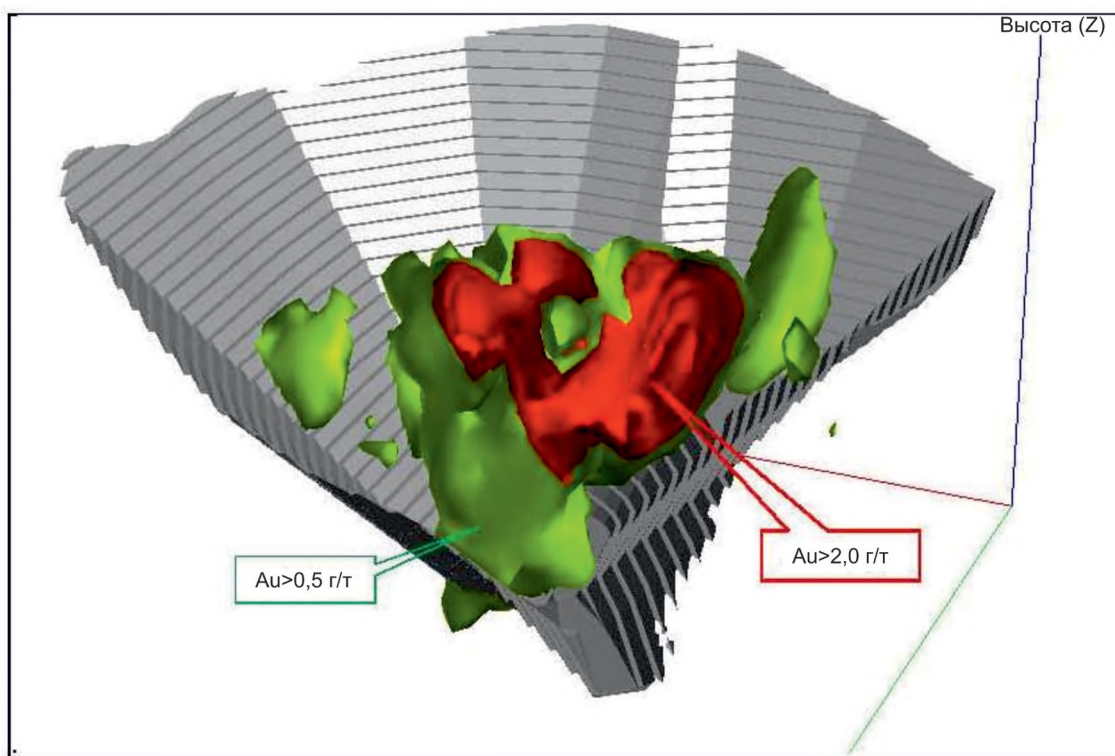


Рис. 7. Зональное распределение золота в рудном теле (трехмерная модель рудного тела в контуре проектируемого карьера)

зернами 1—8 мкр, половина из которых тесно ассоциируют с сульфидами железа и меди (см. рисунки 3 и 4), а остальные с нерудными минералами. Посредством гравитационного обогащения из рассматриваемого типа руд выделены редкие знаки относительно крупных золотин до 60 мкр в свободном состоянии.

По результатам микроспектрального зондирования самородное золото в первичных рудах характеризуется более низким качеством (в среднем Au 91,8%), чем в окисленных рудах [9].

Обобщая результаты геолого-геофизических работ и оценивая аналитические данные по кернам из буровых скважин, в том числе глубоких, предлагается геолого-генетическая модель Човдарского месторождения, относящегося к умеренно золотосульфидному низко-среднетемпературному типу [3, 4, 5]. Формирование и функционирование эндогенной системы здесь происходило посредством глубинных разломов или узлов их пересечения. На поверхности оно выражено купольными, жерловыми, околожерловыми структурами, интенсивными гидротермально-метасоматическими изменениями, рудоподводящими и пострудными разрывами. В первой стадии формирования месторождения происходило зарождение вулканических структур и накопление мощного вулканогенно-осадочного материала. Благоприятной средой для отложения золота оказалась зона кислотного метасоматоза, сопровождаемая брекчированием и кавернозностью, представленная вторичными кварцитами.

В процессе эндогенной активизации рудно-магматической системы магматогенные флюиды, насыщенные SiO_2 , из-за относительно высокой температуры и давления, циркулировали по жерлам вулканов и трещинам на верхние горизонты, а затем отлагали свои грузы, представленные рудными компонентами, непосредственно в жерловых структурах близвертикально в виде колонны или залежи по межпластовым полостям, трещинам и пустотам.

После образования вторичных кварцитов происходило последовательное отложение руд Fe, S, Cu, Zn, Pb, Au, Ba из остаточного раствора, обогащенного перечисленными рудогенными элементами. При этом на начальной стадии из-за обильного потенциала серы образовались сероизбыточные минералы, а содержания Cu, Au, Ag и блёклой руды флюидов имели подавляющее значение на второй стадии формирования рудной системы. Третья эндогенная стадия завершилась преимущественно образованием барита, отчасти полиметаллов и ряда нерудных минералов. В четвертой — пострудной стадии формирования месторождения в целом на верхних горизонтах, по-видимому, происходила инфильтрация поверхностных вод, в результате чего образовалась зона гипергенеза, способствующая разложению пирита и насыщению руд гематитом, лимонитом и гетитом. Мощность этой зоны по вертикали приблизительно 70—90 м.

На основе проведенных исследований можно сделать следующие выводы:

1. В среднеюрское время в пределах Човдарской площади толеитовый нижнебайосский вулканизм сменился верхнебайосским известково-щелочным контрастным, затем батским толеитовым и известково-щелочным последовательно дифференцированным вулканизмом. При этом в основном доминировал известково-щелочной вулканизм, что является индикаторным для палеоостроводужных обстановок. Геохимический состав байосских и батских вулканитов позволяет предположить, что изученные породы петрогенетически не связаны друг с другом и, по-видимому, образовались из расплавов различного состава.

2. В пределах изучаемой территории значительным развитием пользуются метасоматиты, представленные пропилитами и кварцитами. Они образуются за счет метасоматических изменений кислых пород и являются золотосными. При этом минерализованные зоны с промышленным оруденением благородных и цветных металлов наблюдаются в жерловых и прижерловых вулканических структурах.

3. Месторождения относятся к умеренно золотосульфидному низко-среднетемпературному типу. На месторождении выделены два генетических типа руд: первичные сульфидные и окисленные. Объемы их в рудном теле составляют соответственно 24,4 и 75,6%. Окисленные руды развиты в верхней части месторождения до горизонта 1450 м, при глубине залегания от 30 до 110 м от поверхности. Наиболее глубокое окисление руд наблюдается в центральной части рудного тела на глубине 90—110 м, где поверхностные воды, по-видимому, имели больший доступ к брекчированной части жерла вулкана.

4. В пределах месторождения кроме рудного тела «Центральное» обнаружено более 30 пунктов минерализации золота, 20 проявлений золотомедно-полиметаллических руд разных морфогенетических типов, наличие многочисленных механических ареалов золота и его геохимических аномалий, что говорит о потенциальной перспективности рассматриваемого района.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Азадалиев Дж.А., Мусаев Ш.Д., Мамедова Т.А. Характерные особенности Човдарского золоторудного месторождения (Малый Кавказ, Азербайджан) // Вестник Бакинского Университета. Серия естественных наук. 2013. № 2.
2. Ахмедов А.З., Мусаев Ш.Д. и др. Вещественный состав и технологическая характеристика минерального сырья Човдарского золоторудного месторождения // Известия НАН Азербайджана. Науки о Земле. 2004. № 4. С. 64—73.
3. Баба-заде В.М., Абдуллаева Ш.Ф. Благороднометалльные рудно-магматические системы: Човдарское месторождение, Сомхито-Карабахская зона // Вестник БГУ. Серия естественных наук. 2009. № 3. С. 138—158.

4. *Баба-заде В.М., Абдуллаева Ш.Ф.* Благороднометалльные рудно-магматические системы. — Баку: Изд-во Бакинского университета, 2012.
5. *Баба-заде В.М., Мусаев Ш.Д., Насибов Т.Н.* и др. Золото Азербайджана. Азербайджан Милли Энциклопедиясы. — Баку, 2003.
6. *Геология Азербайджана. Магматизм. Т. 3.* — Баку: Изд-во «Нефтя-Пресс», 2001.
7. *Кокс К.Г., Белл Дж.Д., Панкхерст Р.Дж.* Интерпретация изверженных горных пород. — М.: Недра. 1982.
8. *Мусаев Ш.Д., Рамазанов В.Г., Гусейнов Ф.Д.* Геологическое строение и структурные особенности формирования Човдарского рудного поля // Известия НАН Азербайджана. Науки о Земле. 2005. № 4. С. 64—73.
9. *Салманлы Р.М.* Типоморфные особенности благородных металлов руд Човдарского месторождения золота Мало-го Кавказа (Азербайджан) // Вестник Иркутского Государственного Технического Университета. 2013. № 10. С. 104—109.
10. *Шихалибейли Э.Ш.* Некоторые проблемные вопросы геологического строения и тектоники Азербайджана. — Баку, 1996.
11. *Le Bas M.J., Le Maitre R.W.* et al. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica (TAS) diagram // J. Petrol. 27. 1986. Pp.745—750.
12. *Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Magmatism in the ocean basin // Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. Vol. 42. Pp. 313—345.
13. *Pearce J.A., Parkinson U.* Trace element model for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis // Magmatic Processes and Plate Tectonics. Geol. Soc. Special Public. 1993. № 76. Pp. 373—403.

Биякчанский и Улканский раннедокембрийские рифты: строение и особенности структурной позиции

А.А.КОНСТАНТИНОВСКИЙ (Федеральное государственное унитарное предприятие Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ); 117545, г.Москва, Варшавское шоссе д.129, корп.1), Л.Н.ЛИПЧАНСКАЯ

Рассмотрены две сопряженные между собой дорифейские грабенообразные структуры на юго-востоке Северо-Азиатского кратона: Биякчанская в обрамлении Алданского щита (в пределах северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса) и Улканская на склоне этого щита. Особенности строения и субщелочной (до щелочного) магматизм с типичной для него редкометалльно-редкоземельной минерализацией позволяют считать обе структуры рифтами. Подчеркнуто древнее (поздний карелий) заложение структур названного подвижного пояса и их унаследованное развитие. Показано, что существование погребенных рифтов, сходных с Биякчанским, может провоцировать формирование золотого оруденения в наследующих рифты алевросланцевых формациях деформированных осадочных бассейнов.

Ключевые слова: рифт, древний рифт, ранний докембрий, деформированный осадочный бассейн, сброс, надвиг, сдвиг, стратиформная золотая россыпь.

Константиновский Александр Александрович, kafpetr@mail.ru
Липчанская Лариса Ниловна

Bilyakchansky and Ulkan Early Precambrian rifts: the composition and features of their structural position

A.A.KONSTANTINOVSKY, L.N.LIPCHANSKAYA

Two regional pre-Riphean graben structures of the North Asian craton SE margin, Bilyakchanskaya one in the Aldan Shield frame (NW part of the Pacific mobile belt) and Ulkan one within the shield slope, were considered. Structure features and subalkaline (to alkaline) magmatism with its typical rare metal-REE earth mineralization suggest both structures rifts. Ancient (late Karelian) inception of the mobile belt structures and their inherited development is emphasized.

It is shown that the existence of the buried rifts similar to Bilyakchansky, can provoke the formation of gold mineralization in alevroschale formations inheriting rifts of deformed sedimentary basins.

Key words: rift, fossil rift, Early Precambrian, deformed sedimentary basin, fault, thrust, shear, stratiform gold placer.

Рифты раннего докембрия, несмотря на относительно слабую изученность, представляют интересный объект исследования. Они являются свидетелями существовавшей на многих континентах своеобразной эпохи высокого их стояния и распада, появления гранитов-рапакиви, широкого развития щелочных, умереннощелочных магматических пород и связанной с ними редкоземельно-редкометалльной минерализации, а также первых красноцветных обломочных толщ преимущественно континентального генезиса. Представителями таких нечасто встречающихся грабенообразных структур являются линейно-вытянутые, сопряженные между собой Улканская и Биякчанская, сохранившиеся на юго-востоке Алданского щита и в его складчатом обрамлении.

Основными задачами исследования являлись, во-первых, характеристика слабо изученной и фрагментарно

обнаженной Биякчанской структуры с реконструкцией ее первоначального строения и сопоставлением с хорошо сохранившейся и лучше изученной Улканской. Во-вторых, выявление признаков, позволяющих считать обе структуры рифтами (палеорифтами). В-третьих, установление особенностей формирования рифейско-палеозойской линейно-складчатой зоны Юдомо-Майского прогиба, наследующей Биякчанский палеорифт и отличающейся высокой золотоносностью. В-четвертых, анализ структурной позиции и истории развития района исследований с попыткой установить время заложения структур северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.

Тектоническая позиция и особенности строения. Тектоническая позиция Биякчанской и Улканской структур различна. Биякчанская структура находится в восточном складчатом обрамлении Алданского щита

— в пределах северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса, вытянута в север-северо-восточном направлении и отчетливо вписывается в его структурный план. Улканская структура расположена на юго-восточном склоне Алданского щита и ориентирована по отношению к Билякчанской почти перпендикулярно. Структуры различаются между собой и степенью сохранности. Билякчанская, расположенная по нормали к главному вектору давления со стороны Тихого океана, существенно переработана в последующие эпохи тектогенеза, Улканская, благодаря своей ориентировке, сохранила основные черты первоначального строения и потому лучше изучена. По составу заполняющих толщ, субвулканических образований и интрузий обе структуры сходны между собой и считаются в целом одновозрастными [1, 4, 5, 9]. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что Билякчанская структура в своем первоначальном виде была крупнее Улканской, которая «открывалась» в нее, огибая восточное окончание Омнинского поднятия Алданского щита (рис. 1). Первую отличают также особенности строения и более длительный период формирования, в связи с чем ей уделено основное внимание.

Улканская структура — эталонный объект, который представляет собой асимметричный грабен (полуграбен по работе [17]), заложившийся на гетерогенном архейском кристаллическом фундаменте, выступающем с обеих его сторон. С юго-запада и юга это Суннагинское и широкое Идюмо-Уянское поднятия, сложенные нижнеархейскими метаморфическими породами гранулитовой фации (алданский комплекс) с общим юго-восточным простиранием структур. С севера — Омнинское поднятие, сложенное верхнеархейскими породами амфиболитовой фации (становой комплекс), имеющими северо-восточное простирание [24]. От двух первых поднятий Улканский грабен отделен Южно-Учурским долгоживущим сбросом значительной (3—4 км) амплитуды, от Омнинского поднятия — также конседиментационным, но малоамплитудным ступенчатым сбросом. Крайний северо-западный фрагмент Улканского грабена наблюдается у восточного окончания регионального Суннагинского горста Алданского щита [27]. В междуречье Юрехте—Эльгекян и в верховье р. Темтелген там из-под рифейского платформенного чехла обнажены маломощные (десятки метров) красноцветные песчаники, гравелиты, конгломераты, а также кварцевые порфиры, характерные для заполнения обеих сравниваемых структур. В юго-восточном направлении на правобережье р. Учур эти породы погружаются под нижнерифейские отложения Учуро-Маркюэльской мульды платформенного чехла и затем обнажаются у меридионального отрезка долины р. Учур, приуроченного к поперечному разлому. Сразу к востоку от него Улканский грабен (полуграбен) резко расширяется с 35 до 60 км и принимает широтное простирание. Ограничивающий

его с юга Южно-Учурский сброс как и сама Улканская структура заложены вдоль зоны древнего структурного шва в архейском кристаллическом фундаменте. На его существование указывают отмеченные выше резкие различия в простираниях архейских комплексов фундамента по разные стороны Улканского грабена. Перпендикулярность простираний архейских комплексов, при которой структуры относительно более молодого возраста торцово «упираются» в более древние, позволяет сделать вывод о том, что разделяющий их структурный шов представлял собой во время становления фундамента масштабный левый сдвиг. Горизонтальная амплитуда смещения по нему, исходя из протяженности Омнинского поднятия, не менее 250 км.

К востоку от р. Маймакан Улканский грабен скрывается под меловыми вулканитами Преддугдурского прогиба Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса. Под этот же прогиб, но с севера, погружается и южное окончание Билякчанской грабенообразной структуры вместе с перекрывающими ее здесь дислоцированными средне-верхнерифейскими и вендскими толщами южного замыкания Юдомо-Майского прогиба, который является крупным структурным элементом мезозойской Верхоянско-Колымской складчатой области (в палеотектоническом плане — пассивной континентальной окраины) и разделяет Сибирскую платформу и Охотский кристаллический массив (см. рис. 1). К югу от Улканского грабена расположены вытянутые в юго-западном направлении Южно-Учурский массив рапакививидных и гранофировых гранитов возрастом 1727 ± 6 млн. лет [20] и Геранский анортозитовый массив возрастом 1736 ± 6 млн. лет [21]. Согласно работе [13] массивы образуют с обеими рассматриваемыми структурами единый Билякчан-Улканский вулканоплутонический пояс (ВПП).

Широко развитые в Улканском грабене вулканогенно-обломочные толщи с прорывающими их субвулканами и интрузиями, в совокупности образующие синрифтовый комплекс, имеют заведомо дорифейский возраст, поскольку на ряде участков несогласно перекрыты горизонтально залегающими нижнерифейскими платформенными отложениями Учуро-Маркюэльской наложенной мульды. Последние представлены базальной конкулинской свитой мощностью до 150 м (красноцветные конгломераты и песчаники), перекрывающей ее с разрывом, сходной по составу гонамской свитой (до 300 м) и согласно залегающей на ней омахтинской свитой (до 180 м), сложенной светлыми доломитами.

Общая важная особенность вулканогенных и интрузивных пород Улканской структуры — их повышенная щелочность [7, 19]. Среди интрузий, прорывающих вулканогенно-обломочные толщи, наиболее крупным является многофазный Улканский (Северо-Учурский) плутон (см. рис. 1). Он сложен рапакиви-

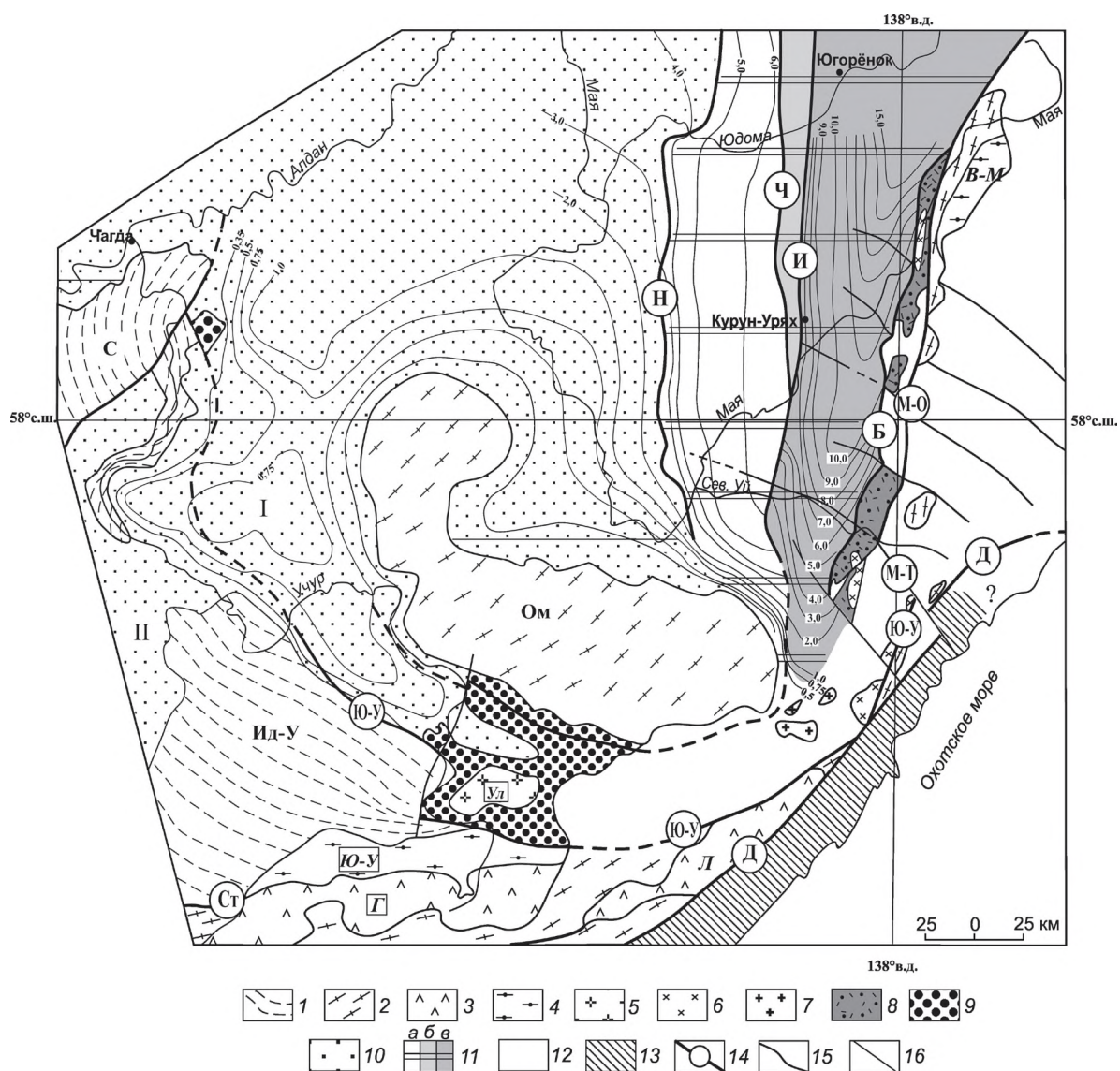


Рис. 1. Геолого-структурная схема юго-восточной части Алданского щита и его складчатого обрамления, по работе [9] с изменениями:

архейский кристаллический фундамент, породы фаций: 1 — нижнеархейские, гранулитовой (алданский комплекс), 2 — верхнеархейские, амфиболитовой (становой комплекс); позднекарельские интрузии и субвулканические образования: 3 — анортозиты, 4 — рапакививидные и гранофировые граниты, субщелочные габброиды, 5 — рибекитовые граниты и субщелочные лейкограниты, 6 — граносиениты, 7 — субвулканические кварцевые порфиры, гранит-порфиры, трахириолиты; 8 — нерасчлененные синрифтовый вулканогенно-обломочный и позднерифтовый терригенно-карбонатный комплексы Билякчанского рифта; 9 — синрифтовый вулканогенно-обломочный комплекс Улканского рифта; 10 — рифейские и нижнепалеозойские отложения платформенного чехла; 11 — рифейско-палеозойские толщи Юдомо-Майского прогиба: а — западной зоны, б — Сетте-Дабанского поднятия, в — восточной (мобильной) зоны; 12 — меловые вулканы и гранитоиды Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса; 13 — Удско-Шантарская складчатая система Монголо-Охотской орогенной области; 14 — долгоживущие, большей частью рифтогенные разломы: М-О — Майско-Охотский, М-Т — Малан-Тогонохский, Б — Билякчанский, И — Иотканский, Ч — Челатский, Н — Нельканский, Ю-У — Южно-Учурский, Ст — Становой, Д — Джугджурский; 15 — кососекущие и поперечные разломы; 16 — изопахиты (в км); платформенные мульты: I — Учуро-Маркюэльская, II — Токинская; буквы в квадратах — крупные плутоны: Ул — Улканский (Северо-Учурский), Ю-У — Южно-Учурский, Г — Геранский; поднятия фундамента: Ид-У — Идомо-Уянское, Ом — Омнинское, С — Суннагинское, В-М — Верхне-Майское

видными и рибекитовыми гранитами, граносиенитами, сиенитами и субщелочными лейкогранитами возрастом от 1721 ± 11 до 1708 ± 18 млн.лет [19, 20], что соответствует позднему карелию. Гранитоидам сопутствуют малые тела и дайки бостонитов, сельвсбергитов и несколько более молодых грорудитов. Приведенные датировки свидетельствуют об относительно коротком периоде формирования Улканской грабенообразной структуры — около 20 млн.лет, что согласуется с современными представлениями о непродолжительной «жизни» рифтов [16, 17]. Согласно же прежним, по всей вероятности устаревшим данным [3, 29], Улканская структура формировалась без малого 200 млн.лет ($1900—1720 \pm 100$ млн.лет). Интересно отметить, что период существования Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса с весьма сходными по составу вулканитами (акитканская серия) и субщелочными гранитоидами (ирельский комплекс), также непродолжителен — с 1,88 по 1,84 млрд.лет. Более древние по сравнению с улканскими датировки объясняются, вероятно, тем, что гранитоиды и сам вулканоплутонический пояс в том районе считаются не анорогенными, а посторогенными [12, 13].

Биякчанская структура как и Улканская первоначально также представляла собой, по-видимому, крупный грабен. В современном строении региона наблюдается лишь частично сохранившаяся ее узкая до 10—15 км и прерывистая, субмеридионально вытянутая более чем на 270 км восточная окраина, ограниченная с обеих сторон региональными разломами. С запада — молодым Биякчанским, сформировавшимся в мезозое, но с не установленным временем заложения, с востока — древним (позднекарельским) долгоживущим Майско-Охотским (рис. 2). Биякчанский надвиг отделяет рассматриваемую структуру от линейно-складчатых рифейско-палеозойских толщ Юдомо-Майского прогиба, Майско-Охотский взброс-сдвиг (первоначально конседиментационный сброс) — от юго-западного фланга Охотского массива, в основном погребенного под меловыми вулканитами Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса [10, 11, 26, 28]. В районе наблюдаемого южного окончания Биякчанской структуры, на ее повороте в сторону Улканской, она ограничена с юго-востока узким (не более 3—5 км) выступом кристаллического фундамента (становой комплекс) — северо-восточной оконечностью позднеархейской Джугджурской зоны Алданского щита.

Рассматриваемая структура представляет собой цепь различной величины асимметричных горстов, разделенных фрагментарно развитыми верхнерифейскими, вендскими и более молодыми отложениями, а также вулканитами и гранитоидами мелового возраста. В горстах обнажены дислоцированные зеленокаменно-измененные вулканогенно-обломочные толщи дорифейского возраста, прорванные древними

интрузиями, и несогласно перекрывающие их, также затронутые региональным метаморфизмом мощные существенно терригенные отложения раннерифейского (?) возраста.

Майско-Охотский региональный разлом является вероятным северным продолжением Южно-Учурского (см. рис. 1). Вдоль расположенной за ним приподнятой окраины Охотского массива прослеживается цепь выступов кристаллического фундамента. Начиная с расположенного на севере Верхне-Майского поднятия и кончая южным выступом в междуречье Северный Уй и Налбондья, в них обнажаются полосчатые амфиболиты, амфиболовые кристаллические сланцы и мигматиты, сходные с породами Омнинского поднятия (становой комплекс). На метаморфических породах амфиболитовой фации и прорывающих древних гранитоидах местами сохранились фрагменты чехла. На Юровском поднятии в междуречье Урака и Американа это маломощные отложения верхнего рифея и нижнего ордовика; на левобережье р.Мая в ее верховье — вулканогенно-терригенные породы девона, аналогичные развитым на центральном Кухтуйском блоке Охотского массива; в приустьевой части р.Нуды — песчаники экачанской свиты среднего карбона, а на ее левобережье — континентальные отложения верхепалеозойской гадекчанской свиты. Породы фундамента распространены и восточнее — под субгоризонтально залегающими меловыми вулканитами, о чем свидетельствуют обломки амфиболитов и мигматитов, встречающиеся в литокластических туфах и туфобрекчиях в верховьях рек Нельбачан, Северный Уй и Улья [11]. Приведенные данные не позволяют согласиться с представлениями о том, что к востоку от Майско-Охотского разлома обнажен не древний кристаллический фундамент Охотского массива, а образования, которые «могут представлять собой комплекс метаморфического ядра, формирование которого связано с процессами позднедевонского рифтогенеза в Южном Верхоянье, проявленными в тылу позднепалеозойской окраинно-континентальной магматической дуги» [23, с.47].

Южнее субширотной долины р.Северный Уй в пределах хр.Джугджур тектоническая граница между Биякчанской структурой и юго-западным флангом Охотского массива почти теряется среди мезозойских гранитоидов огромного (40×210 км), вытянутого на северо-восток Джугджурского плутона. Тем не менее по расположению среди гранитоидов отдельных выступов пород, присущих рассматриваемым палеорифтам — кислых и субщелочных эффузивов, субвулканов и граносиенитов, удастся установить, что сразу к югу от субширотной долины р.Северный Уй тектоническая граница Биякчанской структуры резко поворачивает на юго-восток и протягивается вдоль прямолинейных долин рек Малтан и Тогонох, где ее представляет Малтан-Тогонохский левосторонний

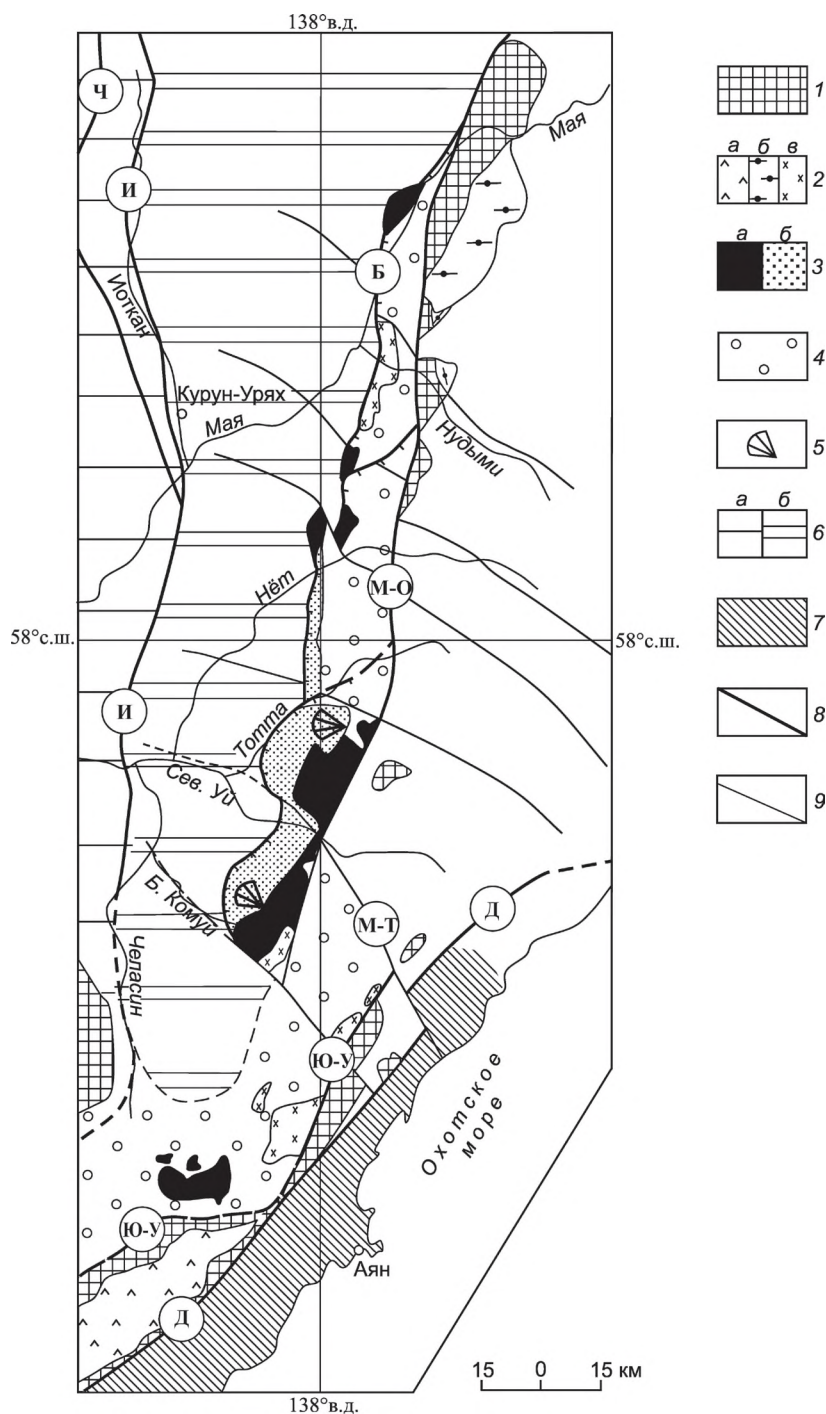


Рис. 2. Геолого-структурная схема восточной окраины Билякчанского рифта:

1 — выступы архейского кристаллического фундамента; 2 — позднекарьельские интрузии: а — анортозиты Лантарского (Джугджурского) массива, б — рапакививидные гранитоиды, в — граносиениты; 3 — билякчанский рифтогенный комплекс: а — синрифтовый вулканогенно-обломочный и связанные с ним субвулканические образования, б — позднерифтовый терригенно-карбонатный; 4 — площади предполагаемого развития рифтогенного комплекса Билякчанской структуры под образованиями Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса и фрагментами R-PZ осадочного чехла; 5 — предгорные конусы выноса (фаны) базальных конгломератов позднерифтового терригенно-карбонатного комплекса; б — рифейско-палеозойские толщи Юдомо-Майского прогиба: а — западной зоны и Сетте-Дабанского поднятия, б — восточной (мобильной) зоны; 7 — палеозойско-раннемезозойские комплексы Удско-Шантарской складчатой системы; 8 — долгоживущие разломы: М-О — Майско-Охотский, М-Т — Малтан-Тогонохский, Б — Билякчанский, И — Иютканский, Ч — Челатский, Ю-У — Южно-Учурский, Д — Джугджурский; 9 — кососекущие и поперечные разрывные нарушения; см. услов. обозн. к рис. 1

сбросо-сдвиг весьма большой (35—38 км) горизонтальной амплитуды. Такое значительное смещение произошло, по-видимому, еще при заложении до-рифейского Билякчанского грабена, поскольку позднее, при его заполнении вулканитами и обломочными породами, Малтан-Тогонохский разлом развивался в основном как конседиментационный сброс. Об этом свидетельствует тот факт, что в последующие коллизионные эпохи, включая мезозойскую, амплитуда повторных сдвиговых смещений по нему не превышала 4—6 км. Этот долгоживущий разлом резко ограничивает юг-юго-западное торцовое окончание Охотского массива. Попутно отметим, что кроме данного сбросо-сдвига выделяется еще ряд разломов того же северо-западного простирания, которые наискось, с небольшими смещениями пересекают восточную окраину Билякчанской структуры и смежный край Охотского массива. Своим расположением они напоминают трансформные разломы океанских рифтов (см. рис. 2). На участке слияния рек Тогонох и Улкан Малтан-Тогонохский сбросо-сдвиг отделяет юго-западное окончание Охотского массива от «упирающегося» в него с запада упомянутого узкого выступа кристаллического фундамента — окончания Джугджурской зоны Алданского щита. Этот выступ, ограниченный долгоживущими разломами, отделяет расширенную здесь Билякчанскую структуру от Удско-Шантарской складчатой системы Монголо-Охотской орогенной области (см. рисунки 1 и 2).

Здесь следует сделать отступление от рассмотрения восточной окраины Билякчанской структуры, которая по одноименному разлому надвинута на смятые в складки рифейско-палеозойские толщи Юдомо-Майского прогиба. Небольшая наблюдаемая ее ширина позволяет допустить, что основная (не менее 40 км) часть Билякчанской структуры погребена под глубоко прогнутой восточной зоной названного прогиба. Эту зону целесообразно охарактеризовать в связи с высокой золотоносностью, возможно обусловленной ее унаследованным развитием.

Восточная (внутренняя) зона Юдомо-Майского прогиба резко отличается от его западной (внешней) зоны тектонической мобильностью. Для нее характерны: 1) линейная складчатость (особенно четко проявленная в Южно-Верхоянском синклинии); 2) сдвиго-надвиговые нарушения; 3) значительно более полный разрез не только рифейско-вендских и кембрийских (как в западной зоне), но и мощнейших палеозойских осадочных толщ, местами нарастаемых раннемезозойскими. Кроме того, для восточной зоны характерен гранитоидный магматизм, почти не проявленный в западной зоне. Зоны разделены двумя сближенными между собой региональными субмеридиональными разломами: Челатским (на севере Западно-Сеттедабанским) и Иотканским (на севере Восточно-Сеттедабанским), между которыми находится

неширокое линейно-вытянутое Сетте-Дабанское поднятие (см. рис.1). Основную граничную роль играл долгоживущий Иотканский разлом. В рифее и палеозое он представлял собой конседиментационный сброс с глубоко погруженным восточным крылом, что подтверждается громадным скачком мощностей осадочных толщ и появлением среди них глубоководных турбидитных [9, 10]. Особенно четко это видно на примерах нижнекембрийских и верхнепалеозойских отложений. Мощность глинисто-карбонатных пестроцветных отложений алданского яруса на западном крыле 30—50 м, на восточном до 900—1000 м. При этом в разрезе возрастает роль алевросланцев, в том числе наряду с пестроокрашенными появляются пачки черных. Еще большая латеральная изменчивость наблюдается у толщ верхнего палеозоя. На западном крыле, в пределах Сетте-Дабанского поднятия, их представляют лишь маломощные до 150 м субконтинентальные отложения перми. На восточном, сразу за разломом — мощнейшие (4000 м и более) черносланцевые турбидитные с горизонтами диамиктитов толщи карбона и перми [25].

Важно отметить, что к протяженной полосе аномально мощных нижнекембрийских и, главным образом, верхнепалеозойских алевросланцевых толщ вдоль восточного крыла Иотканского разлома приурочены богатые золотом Аллах-Юньский рудно-россыпной район, вытянутый на 300 км при ширине не более 30 км, Курун-Уряхский рудно-россыпной узел, расположенный на его продолжении в 100 км к югу, и золоторудное месторождение Тас-Юрах. Все это позволяет считать Иотканский разлом рудоконтролирующим (по крайней мере в палеозое). Глубинный его характер подчеркивается цепью среднепалеозойских щелочно-ультраосновных интрузий с карбонатитами («Горное озеро» и др.), вытянутой параллельно этому нарушению вдоль Сетте-Дабанского поднятия. На севере поднятия эту цепь продолжает серия щелевидных грабенов с базальтами — Сетте-Дабанский девонский рифт [14, 15, 25]. Среднепалеозойский рифт Сетте-Дабана сходен и практически đồngовозрастен с Вилуйской рифтовой системой [17, 22], а присутствие щелочно-ультраосновных интрузий с карбонатитами роднит его с Кенийским рифтом. Судя по общему структурному плану региона (см. рис. 1), Иотканский разлом является северным продолжением ступенчатого сброса, ограничивавшего в позднем карелии с севера Улканский палеорифт, и потому можно допустить, что он наследует древний сброс — западную тектоническую границу Билякчанской структуры. С учетом приведенных данных можно сделать вывод о том, что данный рудоконтролирующий разлом с позднего карелия до палеозоя включительно сохранял рифтогенную природу.

Возвращаясь к анализу размещения Билякчанской структуры, необходимо отметить, что существование приподнятого края Охотского кристаллического масси-

ва вдоль ее восточной границы закономерно. Сходная картина наблюдается и на противоположной — западной ее стороне, где расположено Омнинское поднятие — крайний восточный выступ фундамента Алданского щита (см. рис. 1). Симметричное расположение древних поднятий фундамента по обеим сторонам южной части Билякчанской структуры позволяет считать эти поднятия «плечами», аналогичными таковым вдоль краев многих молодых рифтов. То же касается и Улканского грабена. Его северным плечом служит Омнинское поднятие, южным — Идюмо-Уянское поднятие Алданского щита. Существование плечей у региональных Билякчанской и Улканской грабенообразных структур в сочетании с характерным для обеих умереннощелочным и щелочным магматизмом позволяет считать их древними рифтами.

Строение разреза и распределение мощностей.

В разрезе мощных толщ, слагающих поднятия-горсты в пределах восточной окраины Билякчанского рифта, по данным В.Р.Алексеева, М.С.Барановой, С.М.Калимулина, В.М.Моралёва, В.С.Когена (объединение «Аэрогеология»), а также авторов данной публикации выделяются два мощных комплекса: нижний вулканогенно-обломочный (синрифтовый) и верхний, сложенный в основном кварцитопесчаниками и лишь в верхах карбонатный (позднерифтовый). Верхний комплекс отделен от нижнего поверхностью резкого углового несогласия (рис. 3) и отличается отсутствием вулканических пород, что ставит под сомнение возможность его рассмотрения в структуре Билякчанского рифта. Однако тот факт, что мощные толщи данного комплекса за пределами рифта неизвестны, позволяет все же считать этот комплекс завершающим рифтогенный разрез. Занимающую аналогичную позицию толщу обломочных пород в разрезе докембрийского рифта Кьюиноу на Северо-Американской платформе также выделяют как позднерифтовую [16]. Породы нижнего комплекса испытали метаморфизм в условиях зеленосланцевой, местами эпидот-зеленосланцевой фаций, верхнего комплекса — только зеленосланцевой. Те и другие дислоцированы с образованием крутых коробчатых, часто асимметричных складок, осложненных разрывными нарушениями и зонами дробления и рассланцевания.

Нижний (синрифтовый) комплекс объединяет дислоцированные, в основном красноцветные вулканогенно-обломочные толщ, прорванные граносиенитами, сиенитами, щелочными сиенитами и габброидами, а также субвулканическими образованиями, с которыми связана редкометаллная и редкоземельная минерализация. По составу и положению в разрезе данный комплекс

уверенно коррелируется с развитым в Улканском рифте, в котором радиологический возраст аналогичных вулканогенно-обломочных и интрузивных пород, как уже отмечалось, укладывается в интервал 1,74—1,70 млрд. лет (точнее 1721 ± 11 — 1708 ± 18 млн. лет) [18, 20] и потому считается позднекарельским. Рассматриваемый комплекс объединяет 4 толщ, сопоставляемые со свитами хорошо изученного Улканского рифта (снизу вверх): топориканской, улкачанской, элгэтэйской и бириндинской* (рис. 4).

Первая (базальная) толща локально обнажена у слияния рек Налбондья и Нельбачан в тектоническом блоке субмеридионального простирания. Основание разреза не вскрыто. Пласты или «стоят на головах», или круто падают в запад-северо-западном направлении. Снизу вверх наблюдается грубое переслаивание массивных и косослоистых псаммитовых кварцитов с гравелистыми разностями (500 м). Выше залегает маркирующая пачка (100 м) зеленых сланцев. Ее согласно перекрывает пачка переслаивания грубозернистых кварцитов с мощными до 10 м линзами валунных конгломератов неполной мощностью 220 м. В составе валунов диаметром до 0,5 м наблюдаются кварц, слюдистые кварциты, порфиритоиды и породы фундамента — амфиболиты, кристаллические сланцы, мигматиты, иногда гнейсы. Высокозрелый кварцевый состав отложений описываемой толщи — аналога базальной топориканской свиты (200 м) Улканского рифта, указывает на то, что обе накапливались за счет размыва древней коры выветривания. Ее реликты на архейском фундаменте сохранились в Улканском рифте [7]. Следует заметить, что начавшаяся с образованием палеорифтов тектоническая деструкция пенепленизированного фундамента еще не сопровождалась вулканизмом.

Вторая толща сложена в основном вулканитами. У слияния рек Налбондья и Нельбачан, она залегает на нижней толще. Пласты имеют крутое 70—80° падение на северо-запад. Здесь развиты грубозернистые кварциты, зеленые сланцы, пузыристые порфиритоиды по базальтам и трахибазальтам, нередко с крупными 1,5—2,0 см миндалинами. Встречаются единичные пласты вишнево-красных порфиридов. Мощность не менее 700 м. В 70 км южнее, по руч.Архай в верховьях р.Большой Комуи, описываемую толщу, обнажающуюся в ядре антиклинали, представляют «стоящие на головах» также зеленокаменно-измененные породы основного, реже среднего состава, метаграувакки и зеленые сланцы видимой мощностью 600—700 м, прорванные метагабброидами (см. рис. 3). Описанная толща коррелируется [9] с *улкачанской свитой* (350 м) Улканского рифта, где среди господствующих в ее

*Улкачанскую и элгэтэйскую свиты Улканского грабена В.А.Гурьянов [7] дополняет выделением соответственно улкачанской и элгэтэйской вулканоплутонических ассоциаций. Улкачанская ассоциация объединяет одноименный трахибазальтовый и гекунданский лейкогаббродиабазовый комплексы. Элгэтэйская ассоциация объединяет одноименный базальт-трахириолитовый и улканский щелочно-лейкогранитовый комплексы.

составе порфироидов выделяются покровные и субвулканические базальты и трахибазальты улканского, а также умеренно-щелочные габброиды гекунданского комплексов [7].

Третья толща — чередование грубозернистых метапесчаников и метавулкаников (см. рис. 4). Среди последних преобладают вишнево-красные и лиловые порфироиды по дацитам, риолитам, трахидацитам, трахириолитам (с характерными для основной массы псевдоморфозами кварца по тридимиту), а также их туфы. Часть порфироидов в зонах рассланцевания превращена в слюдяные сланцы. Метапесчаники большей частью красноцветные, кварцевые и полевошпат-кварцевые, на контакте с лавовыми потоками — вулканомиктовые. Порфироиды встречаются редко. Общая мощность третьей толщи не менее 2300 м. В Улканском рифте, где аналогичные образования слагают элгэтэйскую свиту, их мощность 1350 м [18].

Наряду с лавами в южной, расширенной до 80 км части описываемого палеорифта в бассейне р.Алдома встречаются крупные до 10×20 км массивы древних

субвулканических кварцевых порфиров и гранит-порфиров, выступающих среди мезозойских гранитоидов вышеупомянутого Джугджурского плутона. Их сопровождают мелкие, также субвулканические тела щелочного состава, в том числе разности, сходные с комендитами и пантеллеритами Улканского рифта [7]. Из интрузивных пород особенно характерны граносиениты, слагающие на севере (левобережье р.Мая близ устья р.Нудыми) и на юге (р.Танчи на хр.Джугджур) крупные массивы. Их также сопровождают мелкие 40×110 м тела щелочных гранитов с редкометалльной и редкоземельной минерализацией. Рибекитовые лейкократовые граниты, характерные для Улканского рифта, в Билякчанском не выявлены [3, 18]. Однако на левобережье р.Мая в ее верховьях известен крупный массив субщелочных мясокрасных гранитов, прорывающих породы кристаллического фундамента вблизи восточной окраины Билякчанского рифта (см. рис. 2). Эти граниты с крупными (со спичечный коробок) порфиروбластами микроклина чрезвычайно сходны с породами рапаквивгранитной формации Улкан-

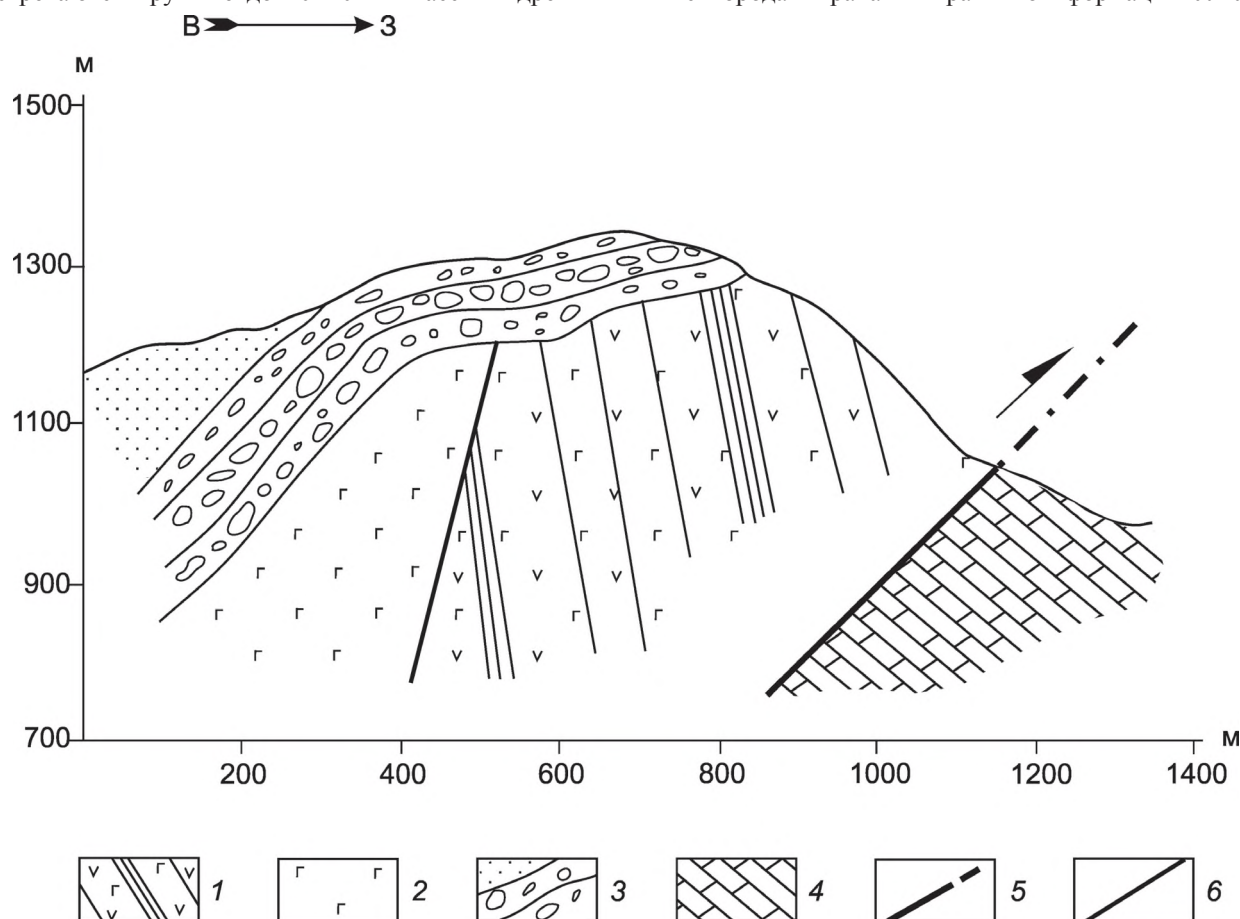


Рис. 3. Угловое несогласие в основании позднерифтового нижнерифтового (?) комплекса Билякчанского рифта, южный участок — верховье р.Большой Комуй (ручьи Архай и Ягданыя), вид на юг:

нижний (синрифтовый) комплекс: 1 — метабазиты и метасадочные породы второй толщи (улканской свиты), 2 — метагаббро; 3 — базальные пролювиальные конгломераты и песчаники верхнего (позднерифтового) комплекса; 4 — доломиты средне-верхнерифтовой лахандинской свиты; 5 — Билякчанский надвиг; 6 — дорифейский взброс

Биякчанский палеорифт

Улканский палеорифт

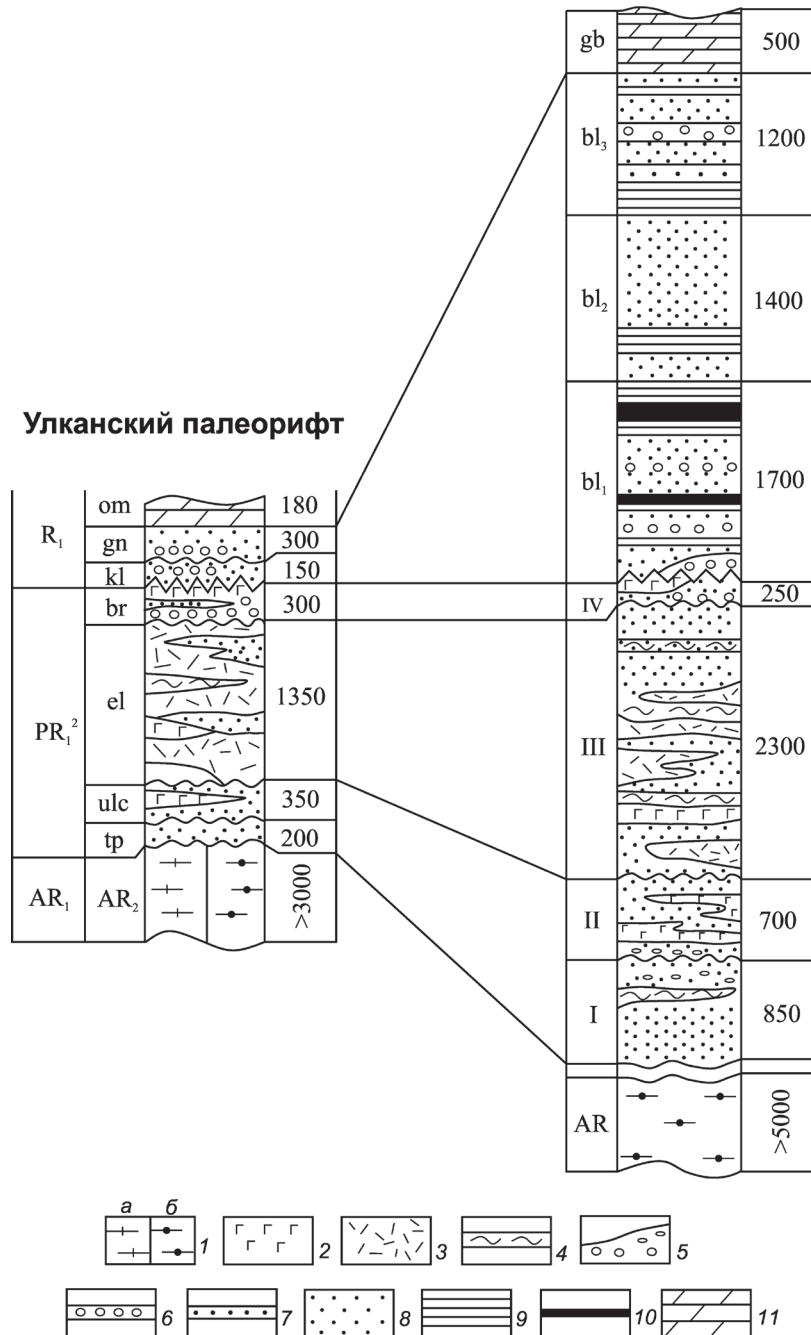


Рис. 4. Схема сопоставления разрезов Биякчанского и Улканского рифтов:

1 — кристаллический фундамент: а — раннеархейский, б — позднеархейский; дорифейские породы нижнего (синрифтового) комплекса: 2 — базальты, трахибазальты, 3 — риолиты, дациты, трахириолиты, трахидациты, 4 — зеленые сланцы; породы верхнего (позднерифтового) комплекса биякчанской серии: 5 — базальные пролювиальные конгломераты, 6 — внутриформационные прибрежно-морские конгломераты, 7 — гравелиты, 8 — песчаники, кварцитопесчаники, псаммитовые кварциты, 9 — глинистые сланцы, филлиты, слюдястые сланцы, 10 — графитсодержащие филлиты, 11 — мраморизованные доломиты горбуканской свиты, gb; индексы толщ биякчанской серии: bl₁ — первая, bl₂ — вторая, bl₃ — третья, bl₄ — четвертая (горбуканская свита); I—IV — номера толщ синрифтового комплекса, коррелируемых соответственно со свитами Улканского палеорифта: tp — топориканская, ulc — улканская, el — элгэтэйская, br — бириндинская и свит платформенного чехла: kl — конкулинская, gn — гонамская, om — омактинская

ского рифта и его южного обрамления, описанными в работе [18].

Четвертая толща, сопоставляемая с бириндинской свитой (300 м) Улканского рифта, в Билякчанском сохранилась в ядрах синклиналей. В ее основании залегают мелкогалечные конгломераты, сменяющиеся вверх по разрезу красноцветными метапесчаниками, чередующимися с порфиритоидами, главным образом, трахибазальтами. Вулканиды кислого состава отсутствуют. Неполная мощность 250 м.

Общая мощность нижнего комплекса Билякчанского рифта 4000—4300 м, а сопоставляемых с ним вулканогенно-обломочных толщ Улканского — 2100 м. Линзовидное строение, фациальная изменчивость, слабая сортировка и грубообломочный состав большей части терригенных отложений, образующих сложные взаимопереходы с вулканитами и, наконец, присутствие игнимбритов в элгэтэйской свите Улканского рифта — все это указывает на преимущественно континентальный генезис пород, заполняющих оба древних рифта [7].

Верхний (позднерифтовый) комплекс — билякчанская серия залегает на нижнем с угловым несогласием и имеет полициклическое, в целом трансгрессивное строение. В разрезе выделяются четыре толщи: нижние три — терригенные, верхняя четвертая — карбонатная. Общая мощность комплекса 4500—4800 м (см. рис. 4).

Первая (нижняя) толща характеризуется ритмичным строением: в разрезе чередуются пачки красноцветных и светлых (до белых) метапесчаников полевошпат-кварцевого и кварцевого (иногда с глауконитом) состава, частью превращенных в кварциты, и менее мощные пласты и пачки метаалевролитов, зеленых сланцев, а также пестрых, стально-серых и черных (с графитом) филлитов. Встречаются маломощные до 1—2 м, но выдержанные прослои мелкогалечных конгломератов. Состав отложений и характер напластования указывают на мелководную шельфовую обстановку. Господствующие среди метапесчаников красноцветные разности имеют гематитовый цемент [1, 5]. Обилие гематита приводит к появлению среди песчаников линзовидных залежей гематитовых и магнетит-гематитовых руд. Общая мощность 1700 м.

В основании охарактеризованной первой толщи местами залегают мощные (до 100 м) линзовидные тела крупногалечных и валунных конгломератов, представляющие собой фрагменты проксимальных (головных) частей древних предгорных конусов выноса — фанов. Они встречены на левобережье р.Налбондья недалеко от ее слияния с р.Нельбачан вблизи Майско-Охотского взброса и южнее — в верховье р.Большой Комуи (ручьи Архай и Ягданья) (см. рис. 2). На первом участке они слагают линзовидное тело длиной около 1,5 км и мощностью до 100 м. Конгломераты несогласно залегают на вишнево-красных порфиритоидах третьей толщи нижнего комплекса, коррелируемой с элгэтэйской свитой Улканского палеорифта. Четвертая толща здесь

выпадает из разреза. Средний диаметр валунов в конгломератах 0,2—0,3 м, максимальный — 0,45 (!) м. Конгломераты второго участка неполной мощностью 80 м обнажаются в своде коробчатой антиклинали, где с резким угловым несогласием перекрывают ядро структуры, в котором обнажены крутопадающие порфиритоиды второй толщи нижнего комплекса с прорывающими их метагаббро (см. рис. 3). Описываемые пролювиальные конгломераты обоих участков накопились за счет приноса грубообломочного материала из восточной питающей области и открывались внутрь описываемого рифта.

Следует заметить, что наличие в составе валунно-галечного материала конгломератов синрифтового и позднерифтового комплексов пород кристаллического фундамента является дополнительным доказательством существования в восточном обрамлении Билякчанского рифта древнего Охотского массива.

Вторая толща (1400 м) описываемой серии отличается от первой отсутствием ритмичности в строении разреза (рис. 5). Господствуют массивные разноразмерные кварциты и пудинги — кварцитопесчаники с «плавающей» галькой и крупной косою слоистостью потокового типа: особенности, указывающие на континентально-сублиторальную обстановку осадконакопления.

Третья толща (1200 м) по набору пород и ритмичности разреза напоминает первую, однако красноцветных песчаников в ней становится мало. Господствуют светло-серые и белые кварцитовидные разности. Как и в первой толще присутствуют пласты и пачки метаалевролитов, зеленых сланцев и филлитов (см. рисунки 4 и 5).

Четвертая (верхняя) локально сохранившаяся толща — *горбуканская свита* завершает разрез трансгрессивно построенной билякчанской серии и резко отличается от нижележащих толщ составом. Она сохранилась в разобщенных тектонических блоках в бассейне р.Горбукан (левого притока р.Мая) и сложена однообразными крупно- и среднеразмерными мраморами и мраморизованными доломитами светлой желтовато-розовой, местами зеленоватой окраски. Породы без видимого перерыва залегают на метапесчаниках третьей толщи. В доломитах В.Е.Забродиным обнаружены онколиты и катаграфии плохой сохранности [9]. Неполная мощность толщи (перекрывающие отложения отсутствуют) 600 м (см. рис. 4).

Позднерифтовый комплекс (билякчанская серия), имея в целом трансгрессивное строение, по составу и характеру разреза сопоставляется с также трансгрессивной нижнерифейской серией Учуро-Маркюэльской мульды, охарактеризованной выше. Три нижние толщи коррелируются с терригенными конкулинской и гонамской свитами, горбуканская свита — с карбонатной омахтинской (см. рис. 4). Резкие (почти десятикратные!) различия с мощностями объясняются

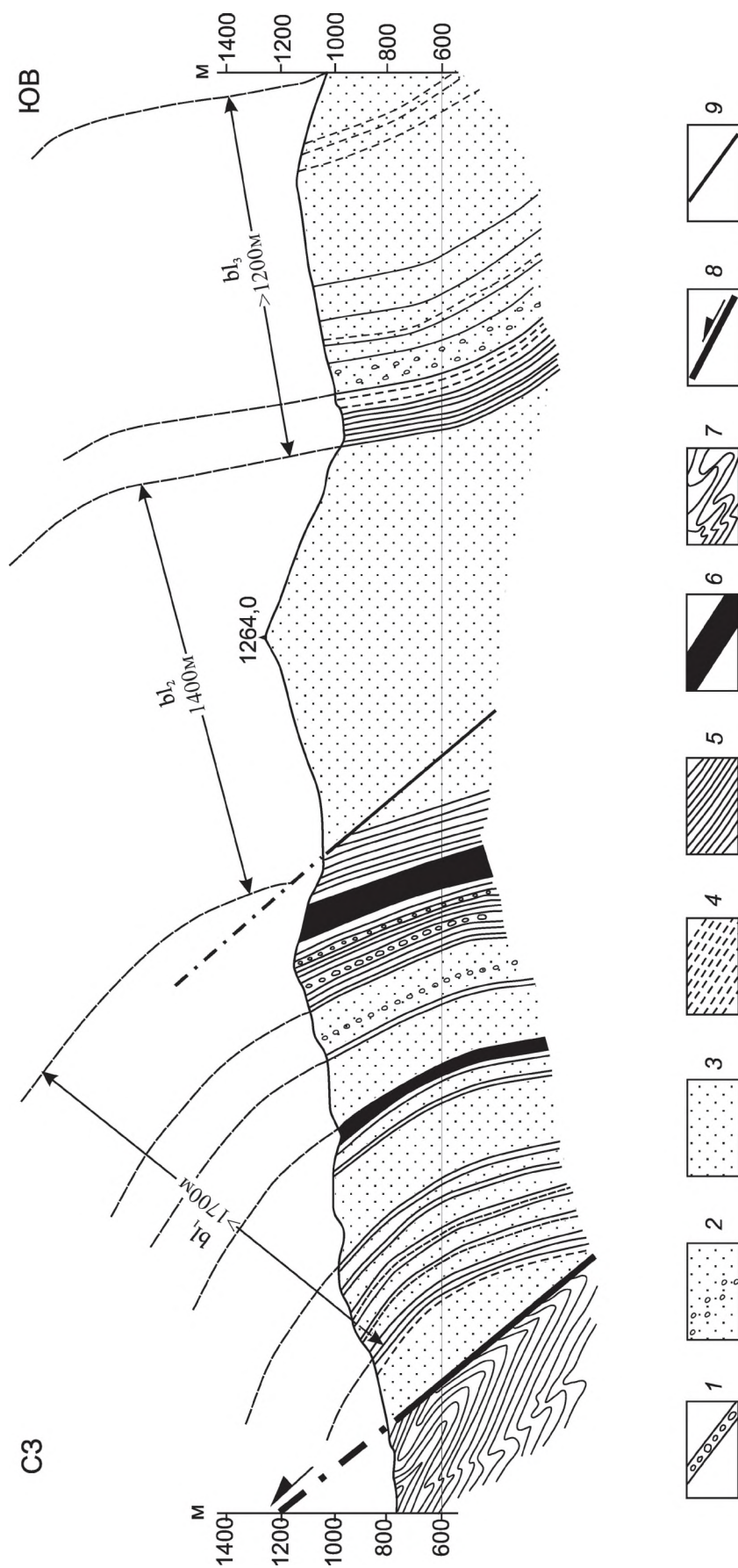


Рис. 5. Фрагмент разреза позднерифтового комплекса (биякчанской серии) на водораздельном хребте рек Нерури и Биранджа:

1 — мелкогалечные конгломераты; 2 — гравелистые метаседи́менты с «плавающей» галькой (пудинги); 3 — метаседи́менты, кварцито́песчаники и псаммитовые кварциты; 4 — метагаббро́литы; 5 — филлитовидные сланцы; 6 — черные углеродистые филлиты; 7 — глинистые сланцы тоттинской свиты (средний рифей) Юдомо-Майского прогиба; 8 — Биякчанский надвиг; 9 — прочие разрывные нарушения; горизонтальный и вертикальный масштабы равны (в 1 см 200 м)

большей тектонической мобильностью палеорифта по сравнению с Учуро-Маркюэльской мульдой. Большой мобильностью объясняются, по-видимому, и некоторые отличия состава и внутреннего строения билякчанской серии: присутствие сланцевых пачек, развитие конгломератов, полицикличность разреза. Поскольку принадлежность конкулинской, гонамской и омахтинской свит к нижнему рифею доказана стратиграфически и радиологически, билякчанскую серию с долей условности можно также считать нижне-рифейской.

Древняя минерализация. Рассмотренным рифтам, как видно на примере лучше изученного Улканского, присуща дорифейская редкометалльная (Ta, Nb, Mo, Zr, Be) и редкоземельная (Y, Ce, La и др.) минерализация, связанная с умереннощелочным и щелочным магматизмом обеих рассмотренных структур. В Улканском рифте она пространственно связана главным образом с Улканским (Северо-Учурским) плутоном [7], в Билякчанском — с небольшими субвулканическими телами. По обилию рудопоявлений и первым открытым месторождениям редких металлов и редкоземельных элементов Улканский рифт считается на Дальнем Востоке уникальным [19]. Кроме перечисленных полезных ископаемых Улканский рифт перспективен также для поисков урана и золота в конгломератах бириндинской свиты и вышележащих нижнерифейских отложений платформенного чехла [7]. Коренными источниками золота для прогнозируемых палеороссыпей могли служить содержащие этот металл графитизированные архейские гнейсы в южном обрамлении рифта. Содержания золота в конгломератах нередко достигают 1—2 г/т при максимальном 5,6 г/т [2, 6, 7]. В Билякчанском рифте рудное золото обнаружено в сульфидизированных метавулканитах и кварцевых жилах [8]. Кроме того, авторами настоящей статьи золото в этом рифте обнаружено в конгломератах син- и позднерифтового комплексов. По данным штучного и выборочного бороздового опробования золото выявлено в конгломератах трех стратоуровней: в крупногалечных разностях базальной терригенной толщи, сопоставляемой с топориканской свитой Улканского рифта, в базальных пролювиальных грубообломочных конгломератах билякчанской серии и в мелкогалечных прибрежно-морских конгломератах верхов разреза нижней толщи билякчанской серии. Средняя размерность золотинок в грубообломочных конгломератах 0,2—0,3 мм, в мелкогалечных — 0,1 мм и менее (тонкое золото). Пробность золота 900—950‰. На первично россыпной генезис минерализации указывают приуроченность золота к заполнителю конгломератов и ассоциация золота с тяжелыми кластогенными минералами — цирконом, ильменорутилом, лейкоксеном, альмандином, образующими в породе тонкие слои и линзочки естественного шлиха. Содержание золота достигает 2—3 г/т, что ин-

тересно в плане возможного обнаружения в конгломератах стратиформных палеороссыпей.

Признаков же стратиформного медного оруденения в метапесчаниках, предполагаемого в работе [8], не установлено.

Особенности тектонического развития. Архейский кристаллический фундамент района исследований, как отмечалось выше, разнороден и представлен двумя комплексами пород: нижнеархейским алданским и верхнеархейским становым — каждый со своим структурным планом. Породы алданского комплекса с преимущественно юго-восточной ориентировкой разрывно-складчатых структур особенно характерны для центральных районов Алданского щита. В отличие от них породы станового комплекса, имеющие субширотную ориентировку на южной окраине щита, в пределах района исследований круто поворачивают на северо-восток. На Омнинском поднятии они сохраняют эту ориентировку, а окраине Охотского массива вдоль Билякчанской структуры принимают север-северо-восточное простирание, вплоть до субмеридионального (см. рисунки 1 и 2). Примечательно, что границу между комплексами осложняет упомянутый выше крупномасштабный сдвиг позднеархейского или раннекарельского возраста, предопределивший юго-восточную ориентировку Улканского рифта.

Северо-западная часть Тихоокеанского подвижного пояса, в которой расположен Билякчанский рифт, сформирована на площади развития верхнеархейского станового комплекса и в целом наследует его структурный план с господствующими северо-восточным и север-северо-восточным простираниями. Западной границей Тихоокеанского пояса в юго-восточном обрамлении Алданского щита следует считать Иотканский рифейско-палеозойский разлом, наследующий древний сброс, ограничивавший с запада Билякчанский рифт. Южнее эта граница пересекает сочленение Билякчанского и Улканского рифтов и, уже за пределами района исследований, под острым в плане углом сближается с крупнейшим Джугджурским разломом, ограничивающим с внешней (юго-восточной) стороны одноименную краевую позднеархейскую зону Алданского щита и, соответственно, сам щит. Далее эта граница протягивается вдоль южного продолжения Джугджурского разлома до субширотных герцинид Монголо-Охотской орогенной области.

Главными структурами северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса в районе исследований, четко оформившимися в позднем карелии, можно считать (с запада на восток): а) Билякчанский рифт, структуру которого в рифее унаследовала восточная мобильная зона Юдомо-Майского прогиба; б) вытянутый к юго-западу фланг Охотского массива, в позднем карелии уже существовавший как положительная структура, поскольку ограничивал с востока Билякчанский рифт и являлся областью сноса; в) ак-

тивизированная в позднем карелии позднеархейская Джугджурская зона Алданского щита с ее линейно-вытянутыми массивами анорогенных гранитов и анортозитов. Эти структуры определили главные черты северо-западной части Тихоокеанского пояса: ее гетерогенность, тектоническую мобильность и линейность структурного плана, наследующего позднеархейский.

Особенность района — преимущественно унаследованное развитие его региональных структур. Для архейского фундамента, как уже отмечалось, характерны взаимоперпендикулярные простирания алданского и станового комплексов. В позднем карелии этот древнейший структурный план в целом повторяют своим расположением Улканский и Билякчанский рифты, а в рифее — палеозое структуру последнего наследует восточная мобильная зона Юдомо-Майского прогиба. В позднем палеозое — раннем мезозое Джагдино-Тукурингская и продолжающая ее на северо-восток несколько более молодая Удско-Шантарская складчатые системы, крутой дугой огибающие позднеархейские Становую и Джугджурскую краевые зоны Алданского щита, повторяют его древнейший структурный план.

В истории формирования Билякчанского рифта выделяются три коллизионных этапа: первый на рубеже позднего карелия и раннего рифея, второй (менее четкий) на рубеже раннего — среднего рифея, третий — мезозойский. О существовании первого свидетельствует резкое угловое несогласие в основании нижнерифейской (?) билякчанской серии (см. рис. 3), подчеркиваемое прекращением магматизма к началу ее накопления. Существование второго этапа в пределах восточной окраины Билякчанского рифта косвенно подтверждают резкие различия в степени дислокаций интенсивно смятой (см. рис. 5) и в целом зеленокаменно-измененной билякчанской серии и перекрывающих ее в междуречье Нёта и Тотты неметаморфизованных и смятых в пологие складки верхнерифейско-нижнепалеозойских отложений (средний рифей не обнажен). Третий (мезозойский) этап проявлен наиболее мощно. На данном этапе оформился наблюдаемый в настоящее время рисунок Билякчанского надвига с его серией несколько разновременных кулисообразных в плане дуг (см. рис. 2), а также отчетливо обозначилась фронтальные поднятия ограниченной им восточной окраины одноименного рифта. Этот полого погружающийся к востоку региональный надвиг несомненно продолжается на глубине под восточной окраиной рифта (полностью аллохтонной), пересекает Майско-Охотский разлом и продолжается в кристаллическом фундаменте западной окраины Охотского массива. Об этом косвенно свидетельствуют резкие различия в горизонтальных амплитудах смещений по этим двум региональным разломам. У Билякчанского надвига ам-

литуда колеблется от 8—10 км на южном — левом его фланге (левобережье р. Северный Уй) до 45—50 км на северном — правом фланге (в районе поворота р. Юдома на запад), где он наискось перекрывает часть линейных складок восточного крыла Южно-Верхоянского синклинория. В то же время амплитуда горизонтальных смещений по находящемуся в тылу Билякчанского надвига Майско-Охотскому взбросо-сдвигу не превышает первых километров. С учетом сказанного можно считать, что перемещавшаяся по Билякчанскому надвигу на запад-северо-запад широкая тектоническая пластина гетерогенна: ее фронтальная часть представлена структурно-формационными комплексами окраины Билякчанского рифта, тыловая — породами кристаллического фундамента Охотского массива.

По материалам статьи можно сделать следующие выводы:

1. Билякчанская и Улканская грабенообразные структуры могут быть отнесены к категории рифтов (палеорифтов). На это указывают их структурные особенности (крупные линейно-вытянутые грабены, обрамленные «плечами» и осложненные системой кососекущих, реже поперечных сдвигов), а также субщелочной (до щелочного) магматизм. Билякчанский рифт отличается от Улканского большей амплитудой погружений, мобильностью, длительностью формирования (включая ранний рифей) и сильной переработкой в последующие эпохи тектогенеза.

2. Важнейшие особенности тектоники района исследований следующие: во-первых, стабильность позиции его региональных структур в обрамлении Алданского щита, связанная с их унаследованным развитием. Во-вторых, постепенная утрата этой их особенности с удалением от щита к северо-востоку из-за быстро возрастающих амплитуд смещений по сдвигам и надвигам. В-третьих, раннедокембрийское (поздний карелий) заложение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса, в общих чертах унаследовавшей структурный план позднеархейского фундамента.

3. Существование погребенных рифтов, сходных с Билякчанским, может в принципе провоцировать процессы рудогенеза, в том числе золотого в наследующих рифты деформированных осадочных бассейнах, подобных тектонически мобильной восточной высокзолотоносной зоне Юдомо-Майского прогиба. Сходную позицию занимают золоторудные месторождения в черносланцевых толщах рифея Башкирского мегантиклинория, перекрывающих раннерифейский Айский рифт, а также месторождения золота в черных сланцах карбона над погребенным девонским Днепровско-Донецким рифтом.

4. Богатая редкометалльно-редкоземельная минерализация Улканского рифта и наличие многочисленных проявлений аналогичной минерализации в сходном,

но слабо изученном Билякчанском, свидетельствуют о том, что и этот древний рифт перспективен на обнаружение соответствующих месторождений. Кроме них в части его древних конгломератов можно прогнозировать стратиформные россыпи золота.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев В.Р., Баранова М.С., Гамалея Ю.Н. и др. Новые данные о стратиграфии синийских отложений юго-восточной окраины Алданского щита // Совещание по стратиграфии позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока / Тез. докладов. — Новосибирск, 1962. С. 59—61.
2. Гаген-Торн Г.Ю., Шенкман Я.Д. Перспективы золотоносности докембрийских образований на юго-востоке Алданского щита // Разведка и охрана недр. 1969. № 6. С. 8—11.
3. Гамалея Ю.Н. Об абсолютном возрасте гранитоидов Улканского плутона // Изв. АН СССР. Сер. геология. 1968. № 2. С. 35—40.
4. Гамалея Ю.Н. Формационный анализ и история развития юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии // Геотектоника. 1968. № 6. С. 34—45.
5. Гамалея Ю.Н., Лосев А.Г., Попов М.Я. О древнейших отложениях чехла юго-востока Сибирской платформы // Советская геология. 1969. № 4. С. 137—144.
6. Гурьянов В.А., Корсаков Л.П., Горошко М.В., Осипов А.Л. Золотоносность докембрийских комплексов Учуро-Уянского района (юго-восток Сибирской платформы) // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 5. С. 98—105.
7. Гурьянов В.А. Геология и металлогения Улканского района (Алдано-Становой щит). — Владивосток: Дальнаука, 2007.
8. Коген В.С., Рунов Б.Е., Ставцев А.Л. Новые данные по геологии и рудоносности Билякчанской зоны разломов (Южное Верхоянье) // Изв. АН СССР. Сер. геология. 1976. № 8. С. 113—123.
9. Константиновский А.А. Улканский и Билякчанский среднепротерозойские грабены юго-востока Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геология. № 4. 1974. С. 72—84.
10. Константиновский А.А. Структура и геодинамика Верхоянского складчато-надвигового пояса // Геотектоника. 2007. № 5. С. 3—22.
11. Константиновский А.А., Громов В.В., Рейтлингер А.С. Объяснительная записка к государственной геологической карте СССР. Лист О-54-ХІХ. Масштаб 1:200 000. — М., 1978.
12. Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс: возраст, длительность формирования и тектоническое положение // Докл. АН СССР. 2003. Т. 392. № 4. С. 506—511.
13. Ларин А.М., Котов А.Б., Великославинский С.Д. и др. Раннедокембрийские гранитоиды А-типа Алданского щита и его складчатого обрамления: источники и геодинамические обстановки формирования // Петрология. Май—июнь 2012. Т. 20. № 3. С. 242—266.
14. Левашов К.К. Новые данные по стратиграфии и вулканизму девона Восточного Верхоянья // Изв. СО АН СССР. Геология и геофизика. Вып. 1. 1958. С. 64—71.
15. Левашов К.К. Среднепалеозойская рифтовая система востока Сибирской платформы // Советская геология. 1975. № 10. С. 49—58.
16. Леонов Ю.Г. Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения // Геотектоника. 2001. № 2. С. 3—16.
17. Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. — М.: Научный Мир, 2004.
18. Недашковский П.Г., Ленников А.М. Петрология и геохимия Алданских рапакиви. — М.: Наука, 1991.
19. Недашковский П.Г., Кириллов В.Е., Гурьянов В.А., Пахомова В.А. Геологическое строение и металлогения Улканского вулканогенного прогиба (юго-восток Алданского щита). — Владивосток: Дальнаука, 2000.
20. Неймарк Л.А., Ларин А.М., Яковлева С.З., Гороховский Б.М. U-Pb возраст магматических пород Улканского грабена (юго-восточная часть Алданского щита) // Докл. АН. 1992а. Т. 323. № 6. С. 1152—1156.
21. Неймарк Л.А., Ларин А.М., Овчинникова Г.В., Яковлева С.З. Уран-свинцовый возраст анортозитов Джугджура // Докл. АН. 1992б. Т. 323. № 3. С. 514—518.
22. Полянский О.П., Прокопьев А.В., Бабичев А.В. и др. Рифтогенная природа формирования Вилюйского бассейна (Восточная Сибирь) на основе реконструкций осадконакопления и механико-математических моделей // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. С. 163—183.
23. Прокопьев А.В., Торо Х., Миллер Э.Л. и др. Стиль деформаций Верхоянского складчато-надвигового пояса // Отечественная геология. 2001. № 5. С. 47—51.
24. Смелов А.П., Зедненизов А.П., Парфёнов Л.М., Тимофеев В.Ф. Докембрийские террейны Алдано-Станового щита // Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления / Мат-лы II Всероссийского металлогенического совещания. — Иркутск, 1998. С. 119—120.
25. Худолей А.К., Гурьев Г.А. Южное Верхоянье — пример среднепалеозойско-мезозойской пассивной окраины // Докл. АН. 1998. Т. 362. № 5. С. 666—669.
26. Чиков Б.М. Срединные массивы и вопросы тектонического районирования складчатых сооружений. — Новосибирск: Наука, 1978.
27. Чилин О.Х., Леонова Ф.Р. Протерозойские отложения в низовьях р. Учур // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. 18. — Якутск, 1968. С. 55—59.
28. Шапошников К.К. Рельеф кристаллического фундамента в Южно-Верхоянском синклинии // Ученые записки Якутского государств. ун-та. 1961. Вып. 9. С. 23—29.
29. Sibbald I.I. Geology and genesis of the Athabaska basin uranium deposits // Recognition of uranium provinces. IAEA. Vienna. 1988. Pp. 61—105.

Геоструктурные и гравитационные элементы астроблем как указатели направления движения космического тела

А.В.МИХЕЕВА (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт вычислительной математики и математической геофизики Сибирского отделения Российской академии наук (ИВМиМГ СО РАН); 630090, г.Новосибирск, проспект Академика Лаврентьева, д.6), К.К.ХАЗАНОВИЧ-ВУЛЬФ (Отделение планетологии Российского Географического Общества; 190000, г.Санкт-Петербург, переулок Гривцова, д.10, литера А)

Пересмотрены критерии определения положения траектории Попигайского космического тела и сделаны выводы о том, что эта траектория была направлена не с северо-востока на юго-запад, как полагалось ранее, а с юго-востока на северо-запад. Для сравнения приведены данные о геоморфологических индикаторах траектории болидов по другим доказанным астроблемам (Жаманшин, Карская, Ильинецкая). Для астроблем Попигайская, Карская и Чиксулуб рассмотрены надкратерные гравитационные аномалии и установлено, что ориентировка их подковообразных отрицательных аномалий также соответствует направлению прилета космического тела.

Ключевые слова: клиппены, траектории болидов, диатремовые поля, морфоструктурные элементы астроблем, гравитационные аномалии, каталог.

Михеева Анна Владленовна, Anna@omzg.sscg.ru

Хазанович-Вульф Константин Константинович, ojb37@mail.ru

Geostructural and gravity elements of some astroblemes as indicators of a space bodies' arrival direction

A.V.MIKHEEVA, K.K.KHAZANOVITCH-WULFF

The article reviewed the criteria for determining the position of the trajectory of the cosmic body Popigai (CBP), and it is concluded that this path was not directed to the NE-SW, as believed earlier, and from SE to NW. For comparison shows morphological indicators the trajectory bolides for others proven astroblemes (Zhamanshin, Kara, Il'inec). For astroblemes Popigai, Kara and Chicxulub considered gravity field inside these structures and established that the orientation of their horseshoe negative anomalies also corresponds to the direction of arrival of the cosmic body.

Key words: klippens, bolide's trajectory, diatreme fields, typical morphological elements, gravity anomalies, catalog.

Ряд деталей в строении хорошо сохранившихся от эрозии астроблем указывает на положение баллистической траектории образовавшего их космического тела (КТ). К таким деталям относятся районы развития клиппенов, дальних выбросов из кратера, распределения аллогенных брекчий и др. Рассмотрим эти детали строения кратера на примере Попигайской структуры и других астроблем.

Попигайская астроблема (диаметр 100 км). Во внешнем контуре Попигайской астроблемы развиты так называемые *клиппеновые блоки*, неоднократно описанные в литературе [6—9]. В цитируемых работах отмечается, что в радиусе до 50 км от центра астроблемы широко развиты центробежные надвиги, взбросо-надвиги, клиппены, различные складки и разрывные нарушения, постепенно затухающие в радиальном направлении. По наиболее детальному описанию [1] зоны клиппеновых блоков присутствуют в краевых частях астроблемы и имеют ширину до 14 км. В пределах этих зон породы чехла расчленены (разбиты) на блоки, площадь которых может достигать несколько квадратных километров, а их видимая мощ-

ность составляет десятки и сотни метров. Клиппены сложены или карбонатными толщами кембрия, или кварцито-песчаниками протерозоя, или теми и другими породами. Внешняя краевая часть зоны клиппенов в первую очередь там, где эта зона оканчивается системой выпуклых центробежных взбросо-надвигов, имеет *фестончатые (серповидные)* очертания. За пределами зоны клиппенов в обрамлении кратера распространены слабодислоцированные или горизонтально залегающие породы осадочного чехла. С.А.Вишневский в цитируемой работе предлагает сценарий формирования клиппенов, в соответствии с которым они образованы ударной волной через 10—15 с после падения Попигайского космического тела. В результате породы чехла были вспучены и взломаны (деформированы) на крупные блоки, которые со скоростями предположительно до нескольких десятков метров в секунду начали субвертикальные и центробежные латеральные перемещения.

Расположение клиппенов на периферии Попигайской астроблемы изображается разными авторами с небольшим расхождением, особенно в восточной

и юго-восточной частях астроблемы, что видно из сравнения схем А.Л.Гроздилова [2] и В.Л. Масайтиса [9] (рис. 1). Однако в их расположении видна четкая двусторонняя (билатеральная) симметрия: *клиппены в виде подковообразного полукольца присутствуют преимущественно только в северной половине внешнего контура астроблемы, где располагаются на расстоянии до 65 км от центра структуры*. Несмотря на то, что эта закономерность ранее была зафиксирована исследователями [7, с. 119], ее интерпретация как следствие положения траектории Попигайского болида, никем не проводилась, вероятно, потому, что противоречила существовавшей версии В.Л.Масайтиса и его коллег о направлении полета Попигайского тела с северо-востока на юго-запад по азимуту $220 \pm 10^\circ$ [7, с. 121]. Такому направлению, по мнению этих авторов, соответствует билатеральная симметрия кратера в расположении аллогенных брекчий и импактитов. Однако симметрия по импактитам, судя по рис. 1, выражена менее отчетливо, чем симметрия по клиппенам, а для аллогенных брекчий связана не с направлением 220° , а с направлением на северо-запад. В варианте В.Л.Масайтиса и его коллег (см. рис. 1) юго-западное направление траектории Попигайского космического тела является линией *асимметрии* в распределении клиппеновых зон, а зона *аллогенных брекчий* занимает не авангардную, а тыловую часть структуры. Последняя особенность, с точки зрения авторов данной публикации, дает еще одно основание для заключения о направлении прилета Попигайского астероида — с юго-востока на северо-запад по азимуту $330\text{—}350^\circ$ (см. рис. 1).

В пользу нового варианта свидетельствуют и другие данные:

1. Наиболее далекие выбросы материала из кратера наблюдаются в его северной краевой части, где они присутствуют в виде блоков аллогенных брекчий на расстоянии до 65 км от центра структуры (см. рис. 1).
2. В юго-восточном направлении от астроблемы расположены следы падения вероятного малого спутника Попигайского астероида — космического тела Мохчо (см. рис. 1).
3. На одной линии северо-западного направления вместе с Попигайской астроблемой, представляющей собой четко выраженную отрицательную гравитационную аномалию, находится линейная шлейфовидная аномалия, соответствующая, по предположению чешских исследователей [21], трем крупным спутникам Попигайского космического тела. Шлейфовидная аномалия, по мнению авторов публикации, может быть связана с энергетическим воздействием со стороны приближающегося к Земле тела, вызвавшим разуплотнение пород и образование диатремовых полостей, заполненных низкоплотностными породами (туффиитами). Однако трубки взрыва на территории южной части аномалии пока не известны, и с чем

связаны здесь гравитационные минимумы пока можно только предполагать [12].

В сочетании с расположением зоны клиппенов, дальних выбросов и аллогенных брекчий *указанные закономерности хорошо согласуются друг с другом, что не позволяет объяснять их наличие случайным совпадением*, и подтверждают версию авторов статьи о направлении прилета Попигайского космического тела.

На рис. 1 следует обратить внимание на зону клиппенов в юго-восточной части структуры, где эта зона находится «как бы не на месте», в тыловой части структуры. Это, по-видимому, связано с тем, что под одним условным обозначением 9 авторы данного рисунка неоправданно объединили два различных структурных элемента: сбросы и надвиги (клиппены). На карте А.Л.Гроздилова [2] (см. рис. 1, врезка) в этой части структуры и на прилегающей площади тектонические контакты с указанием направления падения сместителя (то есть клиппены) отсутствуют, а тектонические контакты (сбросы) развиты широко. Таким образом, есть все основания полагать, что на рис. 1 в юго-восточной части структуры изображены не клиппены, а разломы (сбросы), естественно окружающие астроблему со всех сторон и не связанные с направлением прилета космического тела.

Кратер Жаманшин (диаметр 14 км). На примере хорошо исследованной астроблемы Жаманшин рассмотрим, как согласуется рассматриваемый индикатор траектории полета космического тела — билатеральная симметрия зоны клиппенов, с симметрией распределения других достоверных индикаторов, в том числе, импактитов. По данным работы [6] астроблема Жаманшин обладает билатеральной симметрией двух групп признаков: строения (по данным гравиметрических наблюдений и геологического картирования) и распределения выбросов (по геологическим данным) (рис. 2, А). В первой группе индикатором является «сплюснутость» кольцевых элементов структуры поперек предполагаемой траектории ударившего космического тела. Такая особенность элементов внутренней структуры кратера отмечена и для ряда других астроблем — Болтышской, Карской, Госес Блаф [11]. Кроме этого, в кратере Жаманшин обнаруживается *осевое распределение деформаций (выбросов, складок, надвигов) в авангардной части астроблемы, совпадающее с осью билатеральной симметрии аллогенных брекчий и импактитов*.

Согласно работе [6], «наиболее удалены от центрального поднятия деформационные структуры в пределах северо-западного сектора внешней воронки. Обращает на себя внимание расположение отдельных скоплений крупных глыб плотных пород в виде цепочек, вытянутых радиально по отношению к центру структуры... в северо-западном направлении» [6, с. 121]. В том же северо-западном секторе размещены «явно преобладающие по объему выброшенного материала



Рис. 1. Схематическая геологическая карта Попигайской астроблемы (без покрова плиоцен-четвертичных отложений) [9], с дополнениями авторов:

цокольный комплекс, породы: 1 — кристаллические, архей, 2 — осадочные, верхний протерозой и нижний палеозой, 3 — осадочные, вулканогенно-осадочные и изверженные, верхний палеозой и мезозой; коптогенный комплекс: 4 — тагамиты, 5 — зювиты, 6 — коптокластиты, 7 — зона аллогенных брекчий; 8 — ось кольцевого поднятия; 9 — надвиги и сбросы; 10 — разломы неустановленной морфологии; 11 — геометрический центр астроблемы; 12 — зона развития клиппенов; 13 — траектории Попигайского тела: I — по работе [9], II — по данным авторов статьи; 14 — тектонические контакты с указанием направления падения поверхности сместителя (клиппены); на врезке — расположение дизъюнктивных нарушений вокруг «Попигайской котловины» [2]

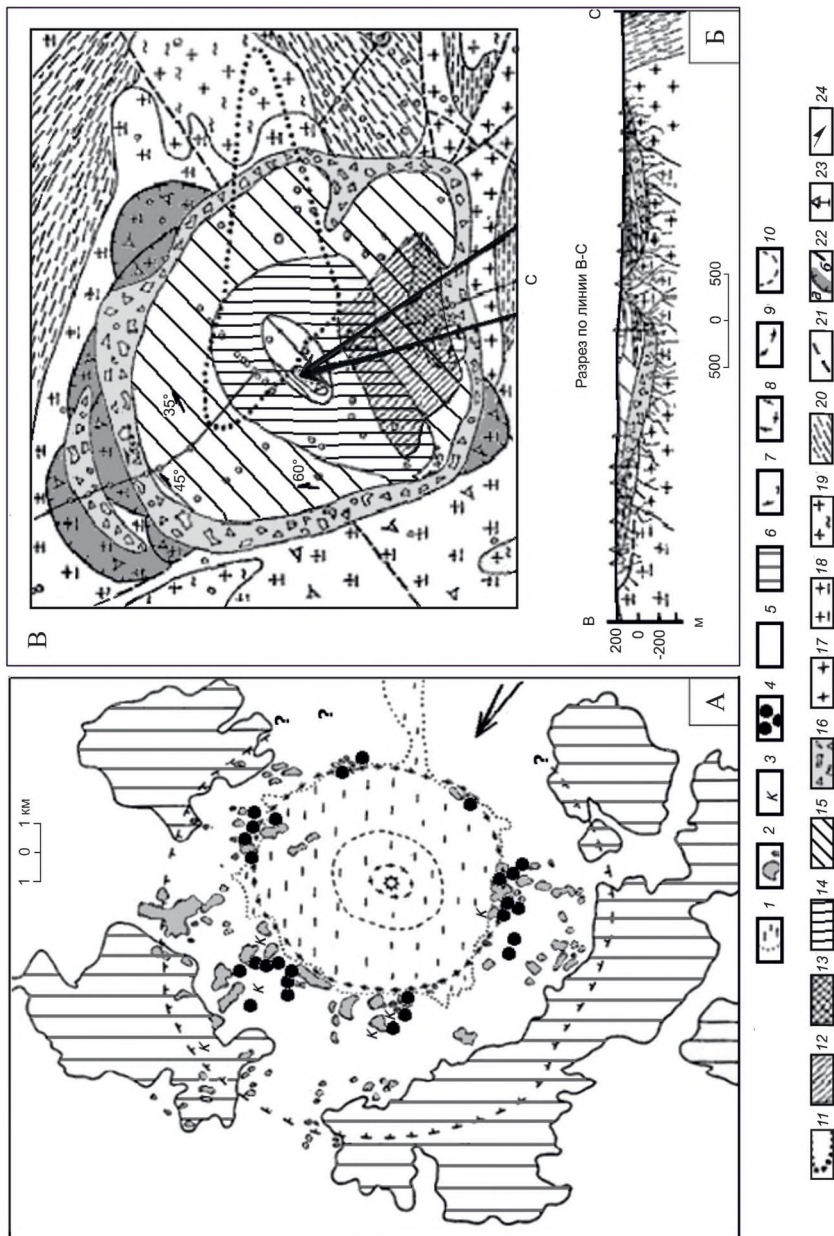


Рис. 2. Схема геологического строения астероидов:

А — Жаманин [6]: 1 — заполняющий комплекс (внешний контур распространения озерно-аллювиальных четвертичных отложений); образования коптогенного комплекса: 2 — аллогенные брекчи, 3 — глыбы маастрихтских пород в аллогенной брекчи, 4 — импактные стекла и импактиты; образования цокольного комплекса: 5 — глины, пески чеганской, саксаульской и тесаранской свит позднего-среднего палеогена, частично деформированные внутри кратерной воронки, 6 — алевролиты, пески чиликтинской свиты позднего палеогена; 7 — реконструируемая ось насынного вала; оси гравитационных аномалий: 8 — положительной (центральной поднятия), 9 — положительной (кольцевое поднятие палеозойского и позднекембрийского фундамента), 10 — отрицательной (кольцевой желоб); Б — Ильинской (без кайнозойских отложений) [3]: 11 — граница распространения девонских глин, аргиллитов и алевролитов; площадь распространения тагмитов: 12 — под зювитами и кайнозойем и 13 — под кайнозойем; зювиты: 14 — кристалло-витро-класические и 15 — витро-кристаллокласические; 16 — аллогенная брекчия; 17 — граниты аплит-пегматоидные; 18 — граниты биотитовые; 19 — мигматиты амфиболовые, кварцевые диориты, габбро-амфиболиты; 20 — гнейсы; 21 — разрывные нарушения неустоявшейся морфологии; 22 — предполагаемые надвиги: а — на карте, б — на разрезе; 23 — скважины; 24 — ориентировка фледей* в зювитах; стрелкой показана предполагаемая траектория полета космического тела по данным авторов статьи

*фледы — уплощенные стекловатые бомбы в зювитах размером 10—20 см.

массы пород фундамента, а также наиболее удаленные от центра отдельные редкие глыбы верхнемеловых пород» [6, с. 121]. По-видимому, подтверждение билатеральной симметрии по столь различным элементам этого кратера можно считать его характерной особенностью, связанной с косым ударом космического тела. Оси симметрии по всем элементам здесь совпадают, что позволяет уверенно диагностировать направление удара с юго-востока на северо-запад. Этот пример можно считать классическим. Но самое главное для нас заключается в сходстве критериев для определения положения траектории космического тела для Попигайской структуры (использованное авторами публикации) и для астроблемы Жаманшин (использованное В.Л.Масайтисом). И в том, и в другом случаях одним из главных критериев является преобладание объема выброшенного материала в авангардной части структуры и ее билатеральная симметрия по этому признаку. В.Л.Масайтис и его коллеги успешно использовали этот признак для целого ряда астроблем, но не рассмотрели его для Попигайского кратера.

Карская и Усть-Карская астроблемы (диаметр 65 и ~25 км). Закономерное расположение клипеновых зон и аллогенных брекчий относительно траектории полета болида достаточно четко просматриваются и в двойной (бинарной) Карской и Усть-Карской астроблемах. Преимущество этой пары структур по сравнению с другими заключается в том, что направление прилета космического тела здесь можно определить по их взаимному расположению. Как правило, парные и групповые кратерные поля образуются после взрыва в атмосфере первоначально единого КТ и его фрагментации на два или более объекта. Эти объекты подвергаются атмосферной сортировке, выстраивающей фрагменты в порядке убывания масс [16]. Разумеется, возможен и другой вариант образования цепочек, когда парные (бинарные) астероиды выстраиваются в цепочку еще до вхождения в атмосферу планеты, во время своего полета в космическом пространстве. Но при этом наблюдается более существенное отставание одного тела от другого, а их выпадение на поверхность Земли будет более дистанцировано*. В рассматриваемой паре кратеры расположены близко, и можно достаточно точно оценить направление движения астероидов до своего падения на землю в соответствии с размерами этих кратеров: больший должен располагаться впереди меньшего. Из этого следует, что прилет Карских тел происходил с северо-востока на юго-запад, как это изображено на рис. 3, а не с юго-запада на северо-восток, как утверждалось ранее [10]. Линия,

соединяющая центры Карских астроблем направлена по азимуту 210—220°.

С этим же направлением связана и билатеральная симметрия в расположении клипеновых брекчий Карской астроблемы, и, частично, Усть-Карской. Как отмечает М.С.Мащак [10, с. 100], в северной и северо-восточной частях Карской астроблемы непосредственно на бортах кратера залегают зювиты, а клипеновые брекчий здесь отсутствуют, чем подчеркивается подковообразная форма их залегания. В зоне своего выхода на поверхность брекчий в виде пластин шириной до 5—6 км залегают непосредственно на деформированных породах цокольного комплекса и образуют *незамкнутое полукольцо* в южной, восточной и западной частях кратера (то есть в авангардной его части), что четко согласуется с предлагаемым авторами направлением траектории полета болида. Кроме того, в южной, западной и юго-восточной частях астроблемы в известняках силура и ордовика зафиксированы разломы — надвиги и сбросы (неизменные детали клипенов). Местами здесь просматривается такая же *фестончатая структура*, как и у клипенов Попигайской астроблемы (см. рисунки 1 и 3).

Ильинецкая астроблема (диаметр 4,5 км). С точки зрения авторов, в этой астроблеме (40 км к юго-востоку от г.Винница, Украина) наблюдается та же асимметрия в расположении аллогенных брекчий и клипеновых блоков. Действительно, изучение схематической геологической карты, составленной для этой структуры [3], позволяет выявить следующие закономерности (см. рис. 2, Б): а) астроблема имеет вытянутую овальную конфигурацию и ориентирована длинной осью с юго-востока на северо-запад; б) на северо-западном окончании структуры присутствуют особо резко выраженные здесь клипеновые блоки и изолированные выходы аллогенных брекчий; некоторые блоки имеют *фестончатые очертания*. Эти данные в сочетании с вышеприведенными закономерностями для астроблем *Попигайской, Карской и Жаманшин* убедительно свидетельствуют о направлении полета Ильинецкого тела с юго-востока на северо-запад, что отражено на рис. 2, Б.

Определение траектории вхождения космического тела по характерным признакам надкратерного гравитационного поля. Посмотрим, как согласуются предлагаемые авторами выводы о направлении полета космического тела по геоструктурным данным с формой распределения гравитационных полей (аномалий силы тяжести Δg) над астроблемами.

Для *Попигайской* структуры направление полета космического тела с юго-востока на северо-запад хорошо согласуется с билатеральной симметрией

*Так, например, в зоне 38-ой параллели (США) самый крупный астероид Уобло-Осцеола опережал летевший за ним астероид Декатурвилл на 50 км, который в свою очередь был впереди тела Крукед Крик на 100 км [14, 19].

отрицательных значений Δg в виде подковы, открытой в направлении движения космического тела (рис. 4, А). Это направление соответствует и ориентировке гравитационного шлейфа астроблемы [12].

Вопросы глубинного строения структуры *Попугай* по гравиметрическим данным рассмотрены в работе [13], авторы которой связывают зону отрицательных аномалий с повышенной мощностью попугайского структурно-вещественного комплекса, достигающей здесь 1,5 км (см. рис. 4, Б—В). На смоделированном ими разрезе можно увидеть и слабо выраженное центральное поднятие, и подковообразный вал во фронтальной части кратера (см. рис. 4, В), что совершенно не отражено на профиле А-Б из-за смещения последнего относительно центрального поднятия к северу, а относительно вала — к югу.

Отметим, что в работах [20, 23] такие морфологические особенности (подковообразный вал и наличие зоны тени за центральным поднятием в виде хребта) отмечались у некоторых предположительных структур Рудного Алтая: *Чаша*, *Ерофеевская*, *Назар* [11]. Истинные причины появления этих особенностей

остаются пока непонятными.

Вполне вероятно, что подковообразная форма гравитационной аномалии Δg подтверждает «приливную» гипотезу ее образования [12], которая также хорошо объясняет причину появления гравитационного шлейфа астроблем. Но можно предположить, что эта асимметрия связана с ассиметричным воздействием ударной волны при косом ударе.

Чтобы приблизиться к пониманию этого вопроса, рассмотрим, подтверждается ли данная закономерность гравиметрическими данными других астроблем.

Похожее строение гравитационного поля имеет *Карская* астроблема (см. рис. 3). Здесь отрицательное поле Δg также имеет подковообразную форму с той же ориентацией относительно направления прилета (здесь север-северо-восток). Как уже было отмечено, направление баллистической траектории Карского тела надежно устанавливается по расположению его меньшего спутника — *Усть-Карской* астроблемы, которая, к сожалению, не получила отражения на гравиметрической карте. То, что направление прилета Карского тела, определенное по целому ряду признаков,

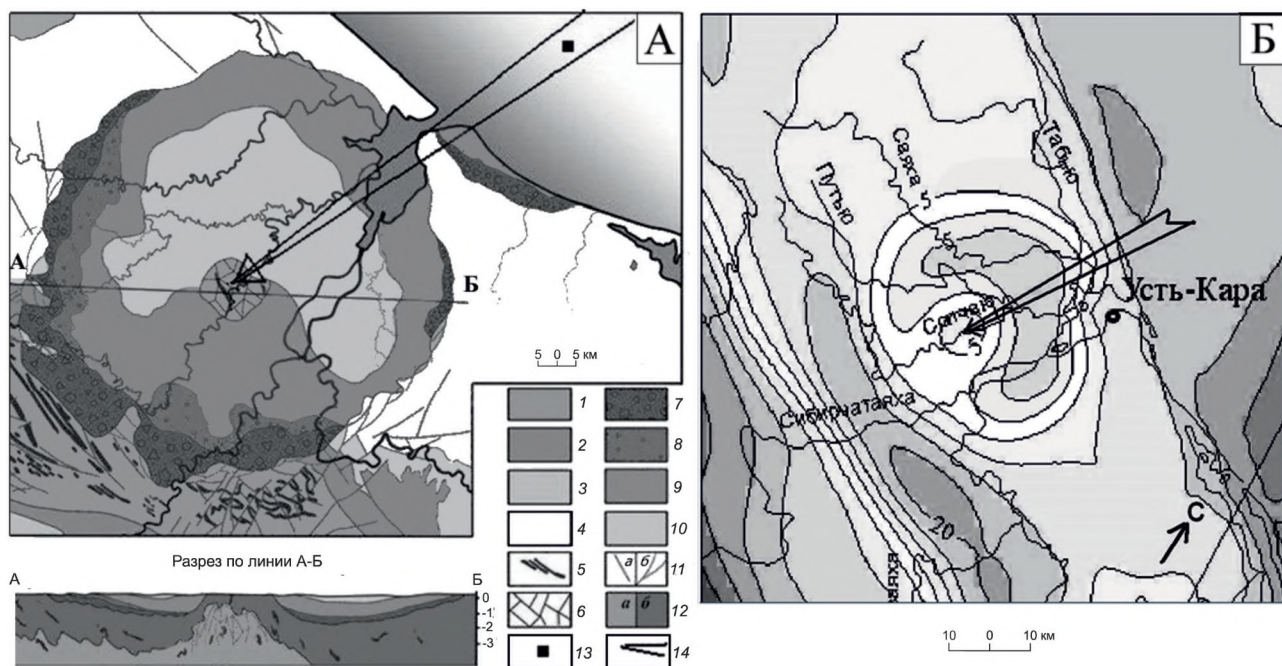


Рис. 3. Схематическая геологическая карта Карской и южной части Усть-Карской астроблем [10], с дополнениями авторов (А) и фрагмент гравиметрической карты России масштаба 1:2 500 000 [5] (Б):

А: 1 — осадочные породы силура и ордовика; 2 — сланцы, известняки и песчаники девона; 3 — каменноугольные глинистые и кремнистые сланцы; 4 — песчаники, аргиллиты и алевролиты нижней перми; 5 — дайки и пластовые тела диабазов и габбро-диабазов палеозоя; 6 — силурийские породы центрального поднятия (аутигенная брекчия); 7 — глыбовые, мега- и клиппеновые брекчии; зювиты; 8 — глыбовые и 9 — лапиллиево-агломератовые; 10 — псаммито-алевритовая брекчия; 11 — разрывные нарушения: а — неустановленной природы, б — надвиги и сбросы; 12 — (только для разреза): а — протерозойские сланцы, б — осадочные породы палеозоя; 13 — предполагаемый центр Усть-Карской астроблемы и 14 — траектория полета Карского астероида (по данным авторов статьи); Б — Карская астроблема (белые цвета соответствуют отрицательным значениям Δg в мГал)

описанных выше, и по ориентировке гравитационной подковы, имеет один и тот же результат — траекторию, ориентированную с северо-востока на юго-запад, по мнению авторов публикации, является надежным доказательством достоверности рассмотренных признаков.

Не менее надежными представляются данные по астробле *Чиксулуб* диаметром 180 км, рассмотренной авторами ранее на предмет отчетливо выраженного щлейфа отрицательных значений Δg [12]. Обратим внимание на то, что надкратерная гравитационная аномалия структуры *Чиксулуб* также

имеет *подковообразную форму* и столь же закономерно ориентирована относительно траектории вхождения космического тела: открытой стороной «подковы» в сторону авангардной части астроблемы [11].

Таким образом, на примере трех крупных, достоверно установленных астроблем — *Попигайской*, *Карской* и *Чиксулуб* — подтверждается одна и та же закономерность: в тыловой части структур, с «прилетной» стороны, развита отрицательная гравитационная аномалия подковообразной формы, открытая в сторону движения космического тела. Как объяснить ее наличие и большую

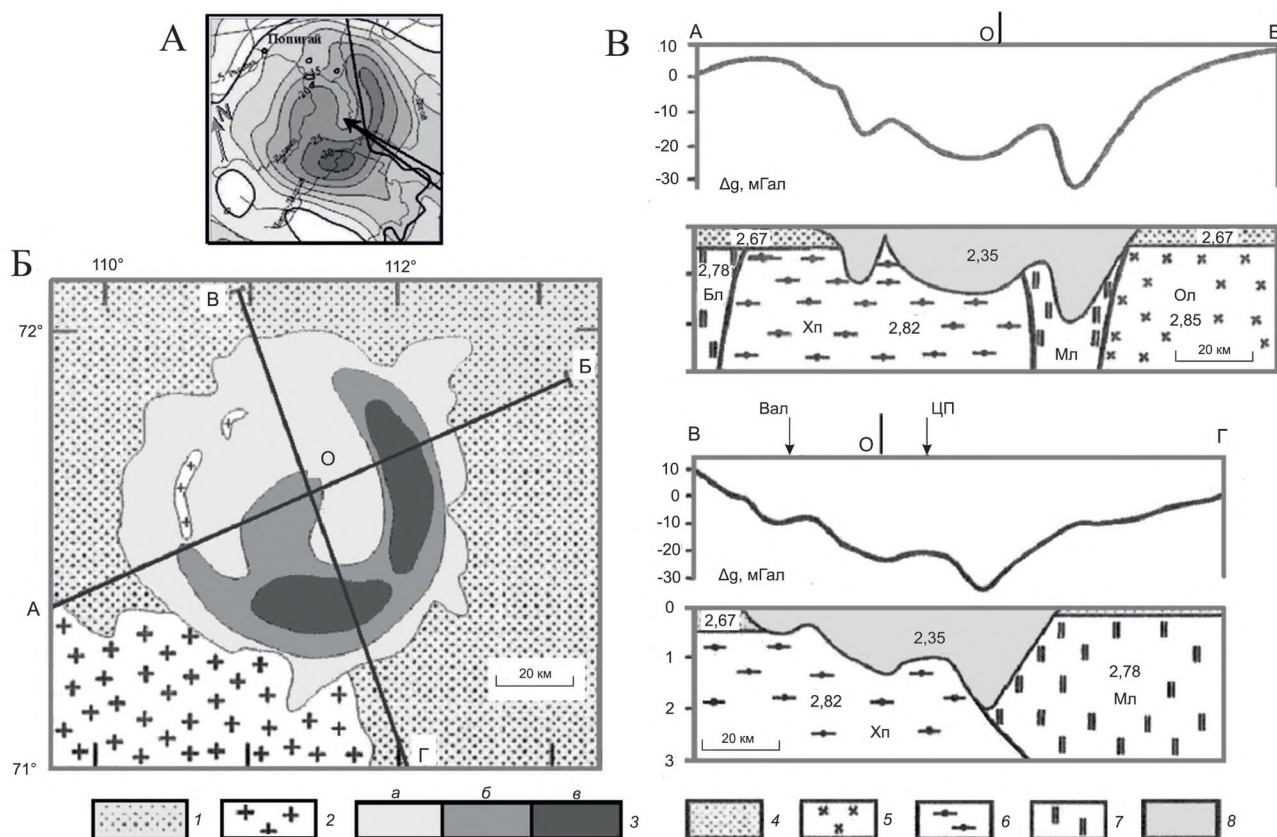


Рис. 4. Схема строения Попигайского кратера:

А — фрагмент Гравиметрической карты [5] (темные цвета соответствуют отрицательным значениям Δg); Б — схема [13]: 1 — платформенный чехол; 2 — раннедокембрийские метаморфические образования Анабарского щита; 3 — попигайский структурно-вещественный комплекс мощностью (в км): а — до 1, б — до 1,5, в — >1,5; В — геолого-геофизические разрезы Попигайской структуры [13] по линиям А-Б и В-Г (О — точка их пересечения): 4 — осадочные отложения платформенного чехла; докембрийские метаморфические комплексы: 5 — Оленёкского кратона (Ол), 6 — Хапчанского сегмента (Хп), 7 — Биляхской (Бл) и Малокуонамской (Мл) тектонических зон; 8 — Попигайский структурно-вещественный комплекс; цифры на разрезах — плотности структурно-вещественных комплексов, г/см³; стрелки указывают на положение вала и центрального поднятия (ЦП)

интенсивность в тыловой части кратера по сравнению с авангардной? Вероятно, эти астроблемы образовались в результате падения космического тела *с пологим углом вхождения в атмосферу и косым ударом по мишени*, что привело к различной интенсивности движения вещества. При этом в тыловых частях структур имеет место образование зон повышенных мощностей пород коптогенного комплекса, а в авангардных превалирует экскавация и выброс материала за пределы кратера в направлении движения объекта. В дальнейшем эрозия должна была полностью уничтожить эти дальние выбросы, но у самых молодых астроблем они могут еще частично сохраниться, как это и имеет место с дальними выбросами Попигайской структуры (см. рис. 1).

Выводы и рекомендации. В результате исследования установлено, что реконструкция направления прилета Космического Тела имеет не только научный, но и большой практический интерес. Согласно одному из авторов работ [14, 15] определение положения траектории Космического Тела может представлять собой важный поисковый признак для выявления одновозрастных диатремовых полей в зоне энергетического (электрического) воздействия на земную поверхность и земные недра со стороны астероидов. Рассмотренный вариант траектории Попигайского болида может быть связан с расположением диатремовых полей к юго-востоку от астроблемы (на проекции траектории вхождения болида), где известны молодые по возрасту, слабоэродированные туффизитовые трубки. В настоящее время здесь проводятся исследования по уточнению абсолютного возраста диатрем, и уже есть первые указания на их «попигайский» возраст.

Распределение клиппеновых зон вокруг астроблем представляет собой важный индикатор для определения направления траектории прилета космических тел и может использоваться для целей реконструкции этого процесса. Выявленная закономерность в расположении зон клиппенов, скорее всего, связана с вектором движения ударной волны [17], согласующимся с направлением движения Космического Тела, местом его падения и взрыва.

С этими же причинами связаны зоны удаленных закратерных выбросов и положение зоны аллогенных брекчий, которые тяготеют к авангардной части бывших метеоритных кратеров (астроблем).

Дополнительный критерий для определения траектории вхождения космического тела — поведение изоаномал внутри импактных структур, в частности, подковообразный рисунок наиболее крупных отрицательных гравитационных аномалий Δg . Выявленные гравитационные «подковы» и их одинаковая ориентировка («просветом наружу») относительно направления прилета космического тела над кратерами трех крупных достоверных астроблем (Попигайской, Карской и Чиксулуб) являются еще одним индикатором

для определения траектории вхождения КТ.

Все рассмотренные признаки, скорее всего, связаны с пологими углами вхождения космического тела и его косым ударом по мишени.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вишневский С.А. Краевая часть Попигайской астроблемы: импактные диатремы и горсты, новая интерпретация глубинного строения // Космическое вещество и Земля. —Новосибирск: Наука, 1986. С. 131—158.
2. Гроздилов А.Л. Геологическая карта масштаба 1:1 000 000, лист R-48 (50). 1981.
3. Данилин А.Н. Ильинская астроблема // Геология астроблем. —Л.: Недра, 1980. С. 37—44.
4. Кузнецов В.Ф. Импактные структуры Риддерского рудного поля (РРП) // Геология и охрана недр Казахстана. 2004. 2(35). С. 40—46.
5. Литвинова Т.В. Гравиметрическая карта России масштаба 1:2 500 000. С-Пб: ВСЕГЕИ, 2010.
6. Масайтис В.Л. Элементы билатеральной симметрии импактного кратера Жаманшин // Метеоритика. 1987. Вып. 46. С. 119—123.
7. Масайтис В.Л., Данилин А.Н., Мащак М.С. Геология астроблем. Л.: Недра, 1980.
8. Масайтис В.Л., Мащак М.С. Билатеральная симметрия круговых импактных структур // Метеоритика. 1982. Вып. 41. С. 150—156.
9. Масайтис В.Л., Мащак М.С., Райхлин А.И. и др. Алмазоносные импактиты Попигайской астроблемы. —С-Пб: ВСЕГЕИ, 1998.
10. Мащак М.С. Карская астроблема // Геология астроблем. —Л.: Недра, 1980. С. 96—110.
11. Михеева А.В. Импактные структуры Земли, 2410 объект. 2015. URL: labmpg.sscc.ru/impact/.
12. Михеева А.В., Хазанович-Вульф К.К. Следы гравитационного воздействия крупных болидов // Геоинформатика. 2014. № 1. С. 30—41.
13. Стогний В.В., Стогний Г.А. Глубинное строение Попигайской кольцевой структуры по результатам анализа геофизических полей // Отечественная геология. 2007. № 5. С. 111—113.
14. Хазанович-Вульф К.К. Астероиды, кимберлиты, астроблемы. —С-Пб, 2011. URL: http://smerdyachee.ucoz.ru/load/k_k_khazanovich_vulf/3.
15. Хазанович-Вульф К.К. Диатремовые шлейфы астроблем или «болидная модель» образования кимберлитовых трубок. —Петрозаводск: Геомастер, 2007. URL: http://smerdyachee.ucoz.ru/load/k_k_khazanovich_vulf/3.
16. Цветков В. Правильно ли правило Фроста? // Метеоритика. 1984. Вып. 43. С. 16—18. URL: http://smerdyachee.ucoz.ru/load/k_k_khazanovich_vulf/3.
17. Kenkmann T., Poelchau M.H., Wulf G. Structural geology of impact craters // Journal of Structural Geology. May 2014. Vol. 62. Pp. 156—182.
18. Khazanovitch-Wulff K.K. Geological consequences of large meteoric bodies approaching the Earth — the electrical factor // New Concepts in Global Tectonics Newsletter. 2007. No. 43. P. 18—22.
19. Khazanovitch-Wulff K.K. Some problems and questions of kimberlite geology and electric discharge hypotheses //

- New Concepts in Global Tectonics newsletter. 2011. No. 61. Pp. 88—95.
20. *Khazanovitch-Wulff K.K., Mikheeva A.V., Kuznetsov V.F.* Structural elements of some astroblemes indicating directions of cosmic body trajectories // New Concepts in Global Tectonics Journal. 2013. Vol. 1. No. 3. Pp. 11—21.
 21. *Klokocnik J., Kostecky J., Pesek I. et al* Candidates for multiple impact craters: Popigai and Chicxulub as seen by EGM08, a global 5'×5' gravitational model // Solid Earth Discussions. 2010, 2. Pp. 69—103.
 22. *Mikheeva A.V.* General laws of spatial-temporal distribution of the Earth's impact structures // Bull. Nov. Comp. Center, Ser. Math. Model. in Geoph. —Novosibirsk, 2010. Vol. 13. Pp. 127—140.
 23. *Mikheeva A.V., Kuznetsov V.F.* On studying morphological features of impact craters using the Earth's remote sensing materials // Bull. Nov. Comp. Center, Ser. Num. Model. Atmosph. Ocean and Env. Studies. —Novosibirsk, 2012. Iss. 13. Pp. 57—69.

Состав и генезис оливинов магматических образований Норильского района

А.П.ЛИХАЧЕВ (ФГУП Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ); 117545, г.Москва, Варшавское шоссе, д.129, корп.1)

Приводятся и обсуждаются новые и ранее известные данные микрозондового анализа оливинов Талнахского, Хараелахского и Норильского рудоносных интрузивов, Нижнеталнахской и Нижненорильской сульфидоносных интрузий и бессульфидных пикритовых базальтов Талнахского рудного поля и оз.Аян. Основное внимание уделяется содержаниям магния и никеля в зернах оливинов, как главным компонентам, отражающим состав и рудоносность магм. Установлено, что в безрудных дифференциатах (Гос и Го) и слабооруденелом Гоб слое доминирует прямая связь между содержаниями магния и никеля, а в рудоносных горизонтах (Гп, Гт и Гк) преобладают зерна с обратной связью между этими элементами. Рассматриваются возможные причины проявления наблюдаемых закономерностей. Делается вывод о том, что по составу оливинов магматических образований Норильского района можно выявлять перспективно рудоносные объекты, для которых характерны протооливины, обогащенные никелем и обедненные магнием.

Ключевые слова: состав, оливин, магний, никель, рудоносные и безрудные магматические образования, перспективные объекты.

Лихачев Александр Петрович, alexanderlikhachev@rambler.ru

Composition and genesis olivines of magmatic formation of the Noril'sk region

A.P.LIKHACHEV

We present and discuss new and previously known data of microprobe analysis of olivine Talnakh, Kharayelakh and Noril'sk ore-bearing intrusions, Nizhnetalnakhskoy and Nizhnenoril'skoy sulfide-bearing intrusions and sulfide-free picritic basalts Talnakh ore fields and lakes Ayan. Emphasis is placed on the content of magnesium and nickel in olivine grains as the main components, reflecting the composition of magmas and ore. It is established that ore-free differentiates (Gos and Go) and lightly-mineralized Gob layer is dominated by a direct relationship between concentrations of magnesium and nickel, and ore-bearing horizons (Gp, Gt, Gk) are dominated by grains with a feedback between these elements. The possible reasons for the observed patterns of manifestation. It is concluded that the composition of olivines of igneous formations of the Noril'sk region can be defined prospectively ore-bearing objects, which are characterized protoolivine enriched in nickel and depleted in magnesium.

Key words: composition, olivine, magnesium, nickel, ore-bearing and barren igneous rocks, perspective objects.

Оливины — главные породообразующие минералы магматических образований Норильского района, преимущественно интрателлурического происхождения. Они содержат важную генетическую информацию о зарождении, внедрении и становлении безрудных и рудоносных магм, об условиях накопления рудных веществ и формировании платино-медно-никелевых месторождений. Поэтому изучению состава, структуры и размещения оливинов уделялось большое внимание на протяжении всего времени исследования норильского магматизма. Полученные при этом результаты изложены в многочисленных публикациях [2, 3, 11, 12, 15, 17—19, 21, 23 и др.].

В настоящей статье приводятся и обсуждаются новые и ранее известные данные микрозондового анализа оливинов Талнахского, Хараелахского и Норильского рудоносных интрузивов, Нижнеталнахской и Нижнено-

рильской сульфидоносных интрузий и бессульфидных пикритовых базальтов Талнахского рудного поля и озера Аян.

Рудоносные интрузивы Норильского района представляют собой вытянутые в одном направлении (до 20 км и более) межформационные пологие тела габбро-долеритов, состоящие из центральной рудоносной и периферической сульфидоносной частей (рис. 1, А) [13].

Центральная часть является основным телом интрузивов. Ее мощность изменяется от 50 до 300 м (преобладающая ~100 м), а ширина от 500 м до 2000 м. В вертикальном разрезе основного тела выделяются снизу вверх (см. рис. 1, Б): контактовый (Гк, мощность от нескольких сантиметров до 30 м, средняя 1—3 м), такситовый (Гт, 0—48 м, ср. 5—8 м), пикритовый (Гп, 0—120 м, ср. 7—18 м) габбро-долериты,

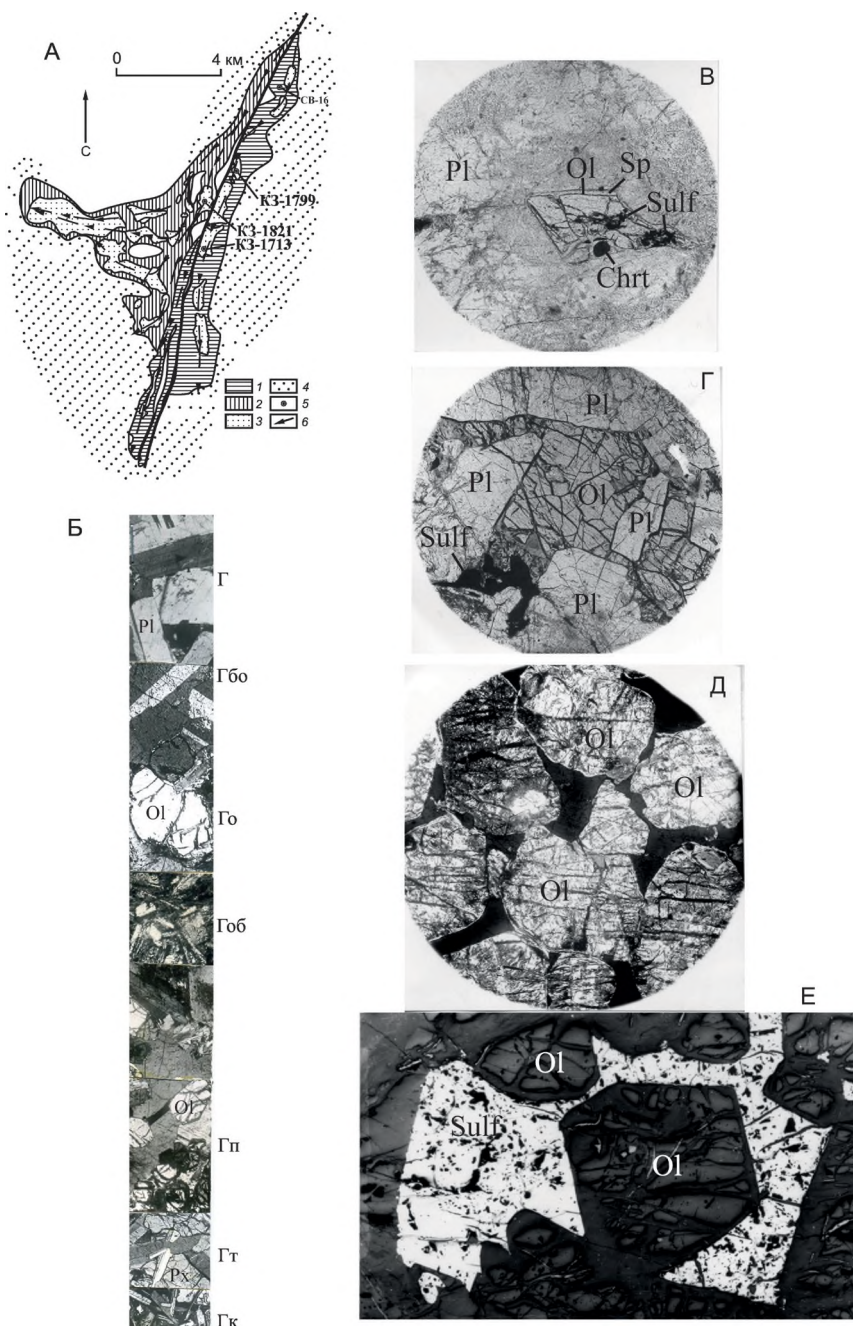


Рис. 1. Схема строения Талнахского рудного поля и состав рудоносных интрузий:

А — строение рудного поля: интрузии: 1 — Талнахская, 2 — Хараелахская; 3 — массивные залежи сульфидных руд; 4 — периферическая часть рудоносных интрузий — силл лейкократового габбро; 5 — скважины, в которых изучался состав оливина; 6 — направления течения магмы; белые участки — места, где нет интрузивных тел; Б — петрографический разрез норильских рудоносных интрузий: лейкократовое габбро (Г), габбро-долериты: безоливиновый (Гбо), оливиновый (Го), оливин-биотитовый (Гоб), пикритовый (Гп), такситовый (Гт), контактовый (Гк); формы выделения оливинов и других минералов: В — частично серпентинизированный (Sp) ромбовидный фенокристалл магнезиального оливина (Ol) с зерном хромита (Chrt) и сульфидными выделениями (Sulf), включенные в крупный протокристалл плагиоклаза анортитового состава, силл лейкократового габбро, ув.80, Г — железистый интерстиционный оливин среди кристаллов плагиоклаза, лейкократовое габбро, ув.20, Д — зерна магнезиального протооливина (Ol) в сульфидной среде (черное), пикритовый габбро-долерит, ув.15, Е — кристаллы оливина (Ol) с сульфидами в интерстициях (белое), богатый сульфидами пикритовый габбро-долерит, ув.30

составляющие рудоносные горизонты интрузивов, сульфидоносный оливин-биотитовый (Гоб, 1—10 м), слабосульфидоносные оливиновый (Го, 0—100 м, ср. 20—30 м), оливинсодержащий (Гос) и безоливиновый (Гбо) габбро-долериты (0—90 м, ср. 12—30 м) и габбро-диорит (Гд, 0—100 м, ср. 6—20 м). Вверху разреза находятся фрагментарные сульфидоносные тела контактового (Гкв), такситового (Гтв) и пикритового (Гпв) габбро-долеритов и лейкократового габбро (Гв).

Периферическая часть интрузивов представлена силлообразными телами мощностью от 1 до 50 м и протяженностью до 1 км и более (см. рис. 1, А). Они состоят из лейкократового и меланократового горизонтов: крупнозернистого лейкократового габбро вверху и таксито-пойкилоофитового габбро-долерита внизу. Последний изменяется от такситовых и контактовых до пикритоподобных и пикритовых (ближе к основному телу) разновидностей. Лейкократовое габбро силлов аналогично по составу и структуре лейкогаббро основного тела интрузивов, а породы меланократового горизонта – его нижним дифференциатам (Гк, Гт, Гп).

Лейкократовое габбро и пикритовый габбро долерит обеих частей интрузий проявляют четко выраженные черты кумулятивных образований, имеющих линейную ориентировку зерен плагиоклаза и оливина, свидетельствующую о формировании пород в магматическом потоке.

Оливины лейкократового габбро силлов представлены двумя разновидностями: магнезиальными зернами (Fo_{83}), включенными в центральные части крупных кристаллов основного (An_{92}) плагиоклаза (см. рис. 1, В) и интерстиционными выделениями железистого (Fe_{70}) состава (см. рис. 1, Г), кристаллизовавшимися при неподвижном состоянии (на месте становления) магматической массы. Магнезиальный оливин аналогичен по составу оливину Гп, а железистый — Гт и Гк основного тела рудоносных интрузивов.

Оливин пикритового горизонта основного тела рудоносных интрузивов представлен преимущественно магнезиальной разновидностью (Fe_{79-82}) в основном в виде округлых зерен размером ≤ 2 мм, в промежутках которых находятся выделения плагиоклаза и пироксена, либо сульфидного вещества (см. рис. 1, Д—Е).

Платино-медно-никелевые сульфидные руды пентландит-халькопирит-пирротитового состава проявлены в форме вкрапленной минерализации в породах интрузивов (Гп, Гт, Гк); вкрапленного, брекчиевидного и прожилково-вкрапленного оруденения во вмещающих (в основном в подстилающих) породах; жильных и массивных залежей, размещающихся преимущественно в породах нижних эндо- и экзоконтактов интрузивов. Имеются случаи нахождения жильных и брекчиевидных руд в Гт, Гп и вышележащих горизонтах. Фрагментарные тела лейкократового габбро и ассоциирующих с ним «верхних» пикритового (Гпв), такситового (Гтв) и контактового (Гкв) габбро-долеритов содержат бедную

вкрапленную минерализацию.

Во вкрапленных рудах интрузивов среднее массовое содержание Ni 0,4—0,6 и Cu 0,6—0,8%, ЭПГ 2—5 г/т, а в массивных — Ni 2—4, Cu 3—25%, ЭПГ 2—200 г/т. На долю массивных руд приходится от 10 до 40% от общей массы сульфидного вещества, составляющего ~3,5% в Талнахском интрузиве и ~8,3% в Хараелахском.

Изотопный состав серы сульфидов норильских рудоносных интрузий отличается необычно высокими значениями $\delta^{34}S$, изменяющимися в пределах от 4 до 14‰ [6, 9 и др.]. Наиболее низкие значения $\delta^{34}S$ свойственны безрудным магматическим разностям — безоливиновым и оливиновым габбро-долеритам, сульфиды которых представлены мелкими редкими выделениями существенно пирротитового состава. Последние выделялись из силикатного расплава (были растворены в нем) и имеют ликвационную природу, тогда как сульфиды рудных горизонтов в основном представляют собой самостоятельную (нерастворяющуюся в силикатном расплаве) фракцию сегрегационных сульфидов, привносимых магмой из глубинных источников.

Обогащенность сульфидных руд норильских месторождений тяжелым изотопом серы многие исследователи связывают с ассимиляцией магмами материала земной коры [4—6, 14, 23, 25 и др.], которая для ряда магматических пород подтверждается изотопными данными Pb, Sr и Nd и соотношениями редкоземельных элементов [17, 21, 24, 29 и др.]. С другой стороны, определения изотопного состава Re, Pt, Os сульфидных руд указывают на их «чистое» происхождение и возможную принадлежность к материалу мантии и верхнего ядра [13, 18, 28]. На основании этого высказывается предположение, что сульфиды норильских месторождений выделялись из неконтаминированных магм и что они были доставлены в интрузии другими магмами, отличающимися от тех, которые произвели сульфид. В качестве другой важной особенности отмечается факт отсутствия истощения Ni в оливине пород рудоносных интрузий, особенно богатых рудой пикритовых габбро-долеритов [18].

Сульфидоносные интрузии нижнеталнахско-нижненорильского типа проявлены в виде плитообразных тел мощностью от первых метров до 300 м (в основном <100 м), располагающихся преимущественно ниже рудоносных интрузивов, в отложениях девона. Разрез интрузий подобен рудоносным интрузивам. Отличие состоит в меньшей степени его дифференцированности, повышенной общей магнезиальности, низком содержании хрома и небольшом количестве сульфидов (≤ 2 —3%). Сульфиды обычного халькопирит-пентландит-пирротитового состава находятся в виде интерстиционных выделений во всех дифференциатах разреза с заметным повышением их концентрации в нижних частях массивов. Отношение никеля к меди в сульфидах близко к единице, а изотопный состав серы

($\delta^{34}\text{S}$) изменяется от 3,1 до 7,9‰ [1].

Практически бессульфидные пикритовые базальты гудчихинской свиты образуют покровы мощностью от первых метров до 120 м, которые состоят из 1—14 потоков, изменяющихся в мощности от 2 до 25 м [7, 10, 12, 15]. Потоки неоднородны. Кроме собственно пикритовых разностей, содержат миндалекаменные, оливинофиновые и анкармитовые базальты. Миндалекаменные зоны пикритовых потоков представлены стекловатыми породами с фенокристами оливина и пузырчатыми обособлениями, выполненными вторичными минералами (халцедон, кварц, кальцит, палагонит, пренит).

Талнахский рудоносный интрузив. По Талнахскому рудоносному интрузиву наиболее детально изучены керны двух разведочных скважин — КЗ-1713 и КЗ-1799, первая из которых пересекла центральную часть интрузива, а вторая более северную (см. рис. 1, А). Исследования выполнялись в лабораториях Геологической службы США Дж.Шемански [19], анализировались в 2—3 точках центральные и краевые части зерен оливина [13]. В качестве дополнения к ним и сравнения привлекаются данные по ряду других скважин, взятые из работ [15, 23].

Скважина КЗ-1713. Как видно из рис. 2, А, анализу подверглись зерна оливина основных дифференциатов разреза интрузива: оливинсодержащего, оливинового, оливин-биотитового, пикритового и такситового габбро-долеритов.

Оливинсодержащий габбро-долерит — верхняя часть разреза (см. рис. 2, А, *участки 1 и 2*), отличающаяся низкими содержаниями магния и никеля в оливине.

Участок 1 (833 м). Массовое содержание MgO изменяется в интервале 30,0—31,5, а NiO 0,03—0,075%. Преобладает прямая зависимость между содержанием магния и никеля.

Участок 2 (840,5 м). От предыдущего участка отличается большим количеством, как MgO (32,8—34,5%), так и NiO (0,068—0,105%) с проявлением преимущественно прямой связи между ними. В отдельных точках анализа имеются признаки обратной связи.

Оливиновый габбро-долерит (см. рис. 2, А, *участки 3—6*, 864—876 м). В большей части интервала Go содержание магния и никеля превышает таковые вышележащего Gos . Проявляется общее уменьшение содержания магния вниз по разрезу при резком его спаде (до содержаний в Gos) в самой нижней части данного горизонта. Содержания никеля не имеют такой тенденции, но характеризуется сравнительно большими колебаниями.

Участок 3 (864 м). MgO 37,7—40,3 и NiO 0,125—0,18%. Наблюдаются прямая и обратная зависимости в содержании магния и никеля.

Участок 4 (866 м). MgO 36,5—37,5 и NiO 0,12—0,182%. Колебание содержания никеля практически не

зависит от изменения содержания магния.

Участок 5 (870,5 м). MgO 36,0—37,2 и NiO 0,1—0,16%. Проявляется как прямая, так и обратная зависимости содержаний магния и никеля.

Участок 6 (876 м). MgO 33,5—35,1 и NiO 0,1—0,15%. Количество никеля нередко находится в противоположных соотношениях с содержанием магния. При сравнительно резком на этом участке снижении содержания магния, количество никеля соответствует предыдущему участку.

Оливин-биотитовый габбро-долерит (см. рис. 2, А, *участок 7*, 979 м). По сравнению с предшествующим участком, проявляет резкое повышение содержания магния (MgO 37,8—39,8%) и умеренное никеля (NiO 0,14—0,17%). Соотношения содержаний никеля и магния как прямые, так и обратные.

Пикритовый габбро-долерит (см. рис. 2, А, *участки 8—14*, 880—910,5 м). Проявляет ступенчатое изменение содержания магния с тенденцией сначала повышения, а затем снижения книзу горизонта. Содержание никеля характеризуется резкими изменениями, увеличивающимися вниз по разрезу при сохранении относительно высоких значений, независимо от содержания магния.

Участок 8 (880 м). MgO 41,0—42,8 и NiO 0,22—0,27%. В ряду точек магния видны небольшие колебания и общее ровное снижение его содержаний (от 42,8 до 41,0%) при сравнительно резких изменениях содержания никеля, остающегося в едином пределе разброса точек по всему участку. Максимальное содержание никеля не сопровождается повышением содержания магния.

Участок 9 (883,8 м). MgO 40,4—41,1 и NiO 0,22—0,29%. По сравнению с предыдущим участком, здесь более низкие и относительно ровные содержания магния и имеются более высокие содержания никеля. Пики содержаний никеля не контролируются содержанием магния.

Участок 10 (888,3 м). MgO 41,5—43,9 и NiO 0,18—0,28%. Это самый магнезиальный участок из всего разреза скважины, проявляющий тенденцию однонаправленного повышения MgO . В то же время, он характеризуется более низким содержанием и большими величинами колебаний никеля по сравнению с вышележащим и нижележащим участками. Максимальные содержания никеля не зависят от содержания магния и часто противоположны ему.

Участок 11 (896,9 м). MgO 38,5—40,3 и NiO 0,22—0,285%. По сравнению с предыдущим участком имеет низкое содержание магния и более высокое никеля, проявляя массовую отрицательную корреляцию между этими элементами.

Участок 12 (902,8 м). MgO 38,9—40,9 и NiO 0,175—0,29%. По отношению к предшествующему участку характеризуется немного более высоким содержанием магния и более широкими колебаниями содержания

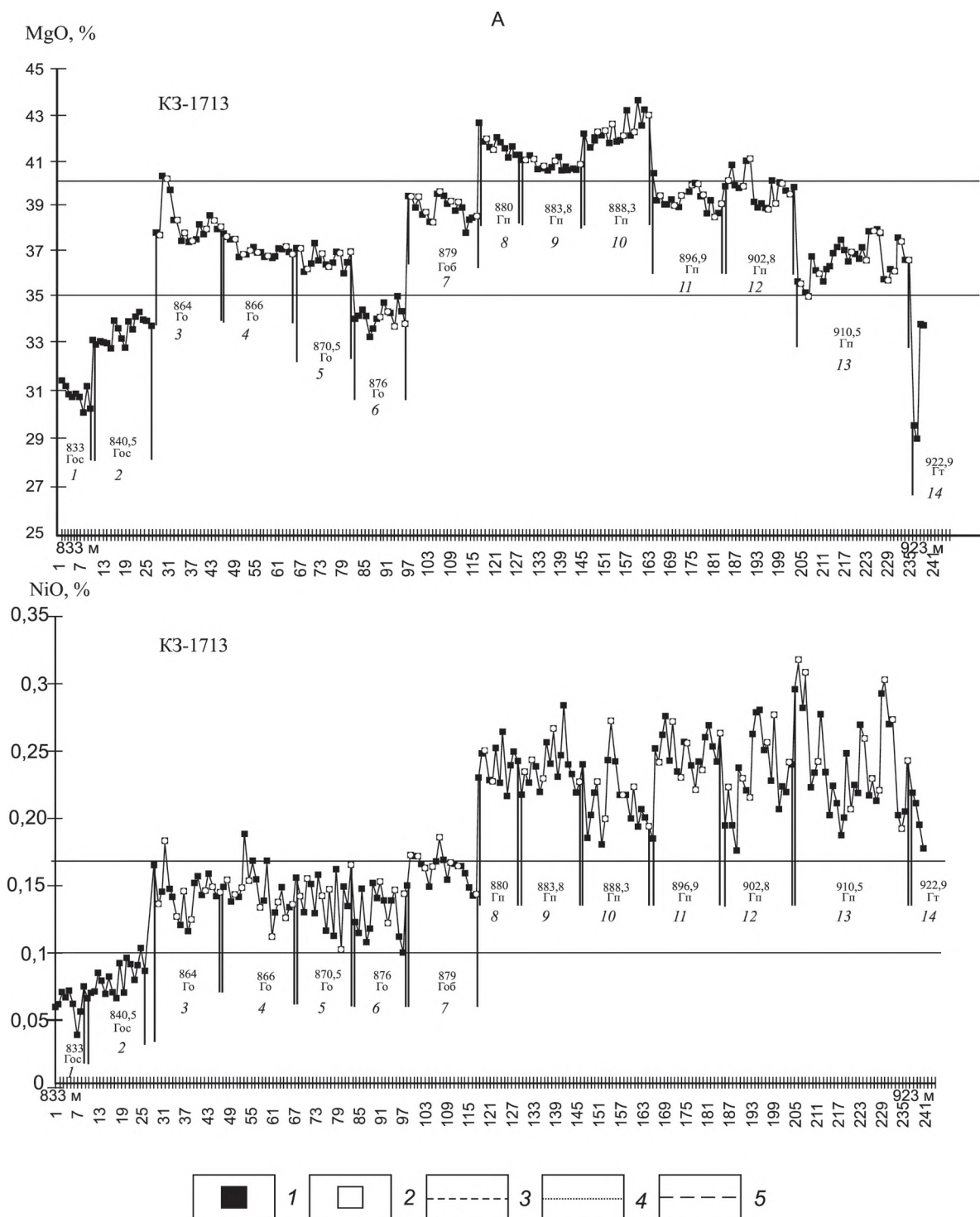


Рис. 2. Изменение содержания MgO и NiO в зернах оливина Талнахского (А, Б) и Хараеллахского (В) интрузивов:

1 — центр и 2 — край анализируемого зерна (в А и Б значение края находится справа от значения для центра, а в В — на одной с ним вертикальной линии); 3 — прямая и 4, 5 — обратные связи между содержаниями магния и никеля; цифры по горизонтальной шкале — номера точек анализа, в начале и конце шкалы — расстояния от земной поверхности; на графиках обозначены дифференциаты, глубина отбора образца и номера участков анализа

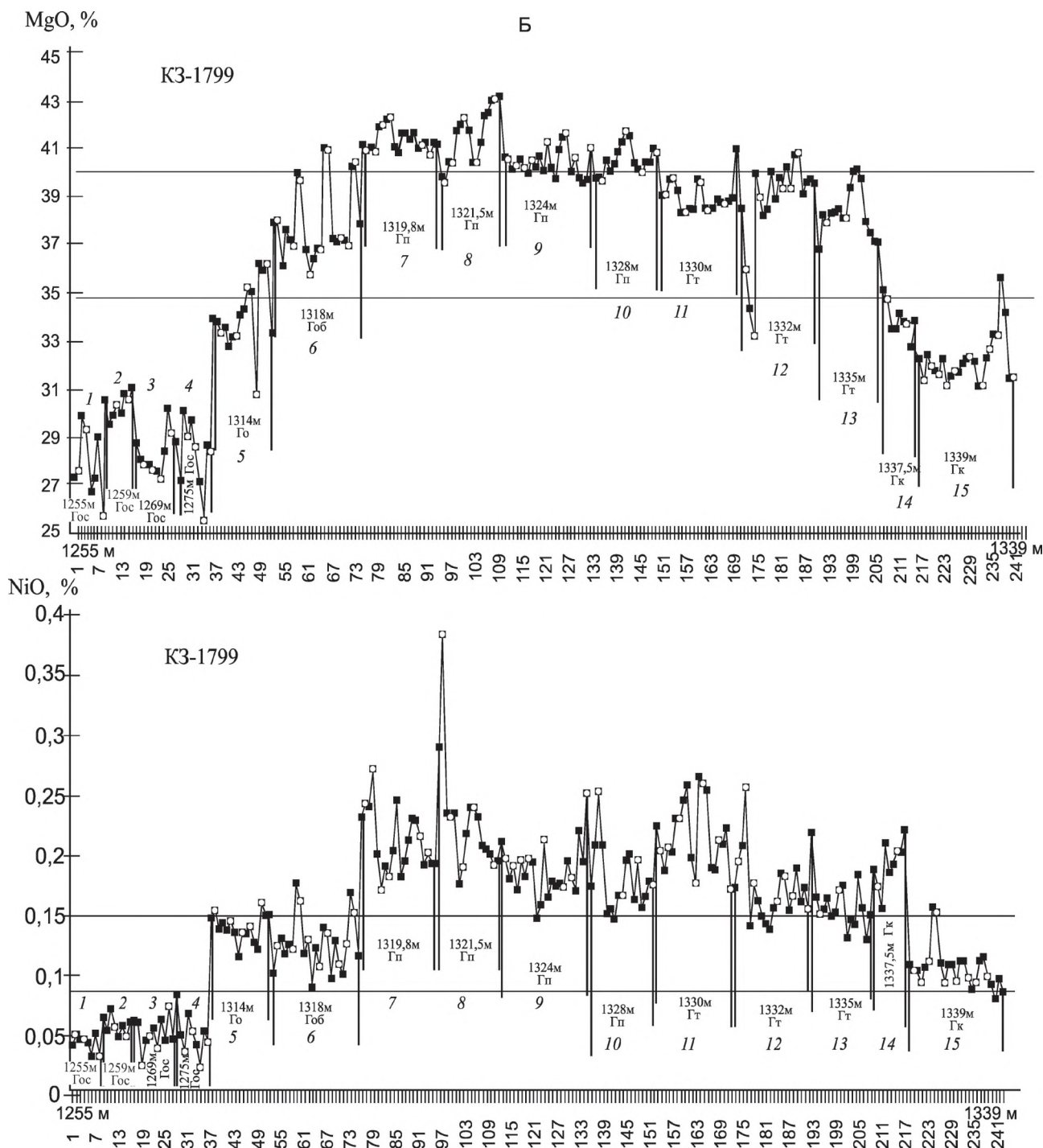
никеля при преимущественно отрицательной корреляции между данными элементами.

Участок 13 (910,5 м). MgO 34,9—38,0 и NiO 0,185—0,33%. Отличается самыми низкими содержаниями магния в горизонте Гп, соответствующими содержанию в вышерасположенных участках оливинового габбро-долерита, и наиболее резкими колебаниями содержания никеля с отдельными его пиками, максимальными

для всего разреза скважины. Проявляется массовая отрицательная корреляция между количеством магния и никеля.

Такситовый габбро-долерит (см. рис. 2, А).

Участок 14 (922,9 м). MgO 29,0—33,8 и NiO 0,18—0,22%. Оливин характеризуется низким содержанием магния, соответствующим Гос, и сравнительно высоким никеля, отвечающим значениям пикритового



габбро-долерита. При этом проявляется отрицательная корреляция между данными элементами.

Скважина КЗ-1799. Оливинсодержащий габбро-долерит (см. рис. 2, Б, участки 1—4) характеризуется наиболее низкими содержаниями магния и никеля в оливине по сравнению с другими частями разреза интрузива, пересеченного скважиной.

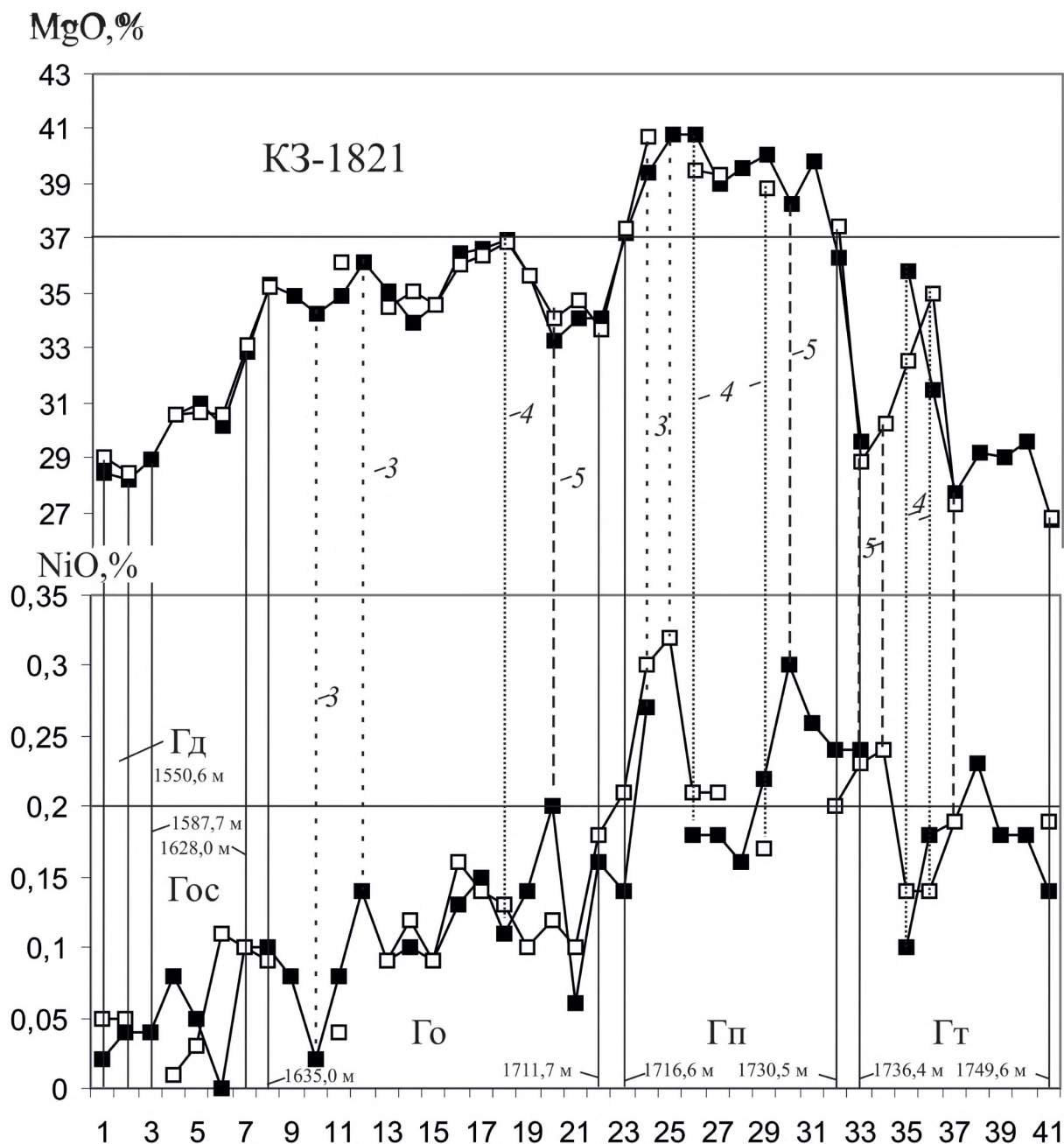
Участок 1 (1255 м). Проявляются относительно

большие колебания в содержании магния (MgO 25,9—30,0%) и незначительные никеля (NiO 0,03—0,05%).

Участок 2 (1259 м). Отличается наиболее высокими содержаниями магния во всем интервале Гос (MgO 29,5—31,2%) и повышенными никеля (NiO 0,05—0,07%) по сравнению с предыдущим участком.

Участок 3 (1269 м). Содержание MgO 27,1—30,1 и NiO 0,025—0,075%. Характеризуется более низкими

В



содержаниями магния по отношению к предыдущему участку.

Участок 4 (1275 м). Характерны значительные колебания содержаний магния (MgO 25,2—30,0%) и никеля (NiO 0,024—0,085%). По содержанию магния подобен участку 1.

В соотношениях содержаний магния и никеля преобладает прямая связь: с увеличением и уменьшением содержания магния увеличивается и уменьшается количество никеля.

Оливиновый габбро-долерит (см. рис. 2, Б, *участок 5*, 1314 м). По отношению к вышележащему горизонту Гос резко смещается вверх как в содержании магния (MgO 30,9—36,1%), так и никеля (NiO 0,12—0,16%). Изменение содержания магния более существенны, чем никеля при проявлении как прямых, так и обратных отношений между ними.

Оливин-биотитовый габбро-долерит (см. рис. 2, Б, *участок 6*, 1318 м) по сравнению с предыдущим горизонтом Го поднимается еще на одну ступень по содержанию магния (MgO 35,7—40,9%) при сохранении в большей части значений содержания никеля (NiO 0,08—0,175%). Проявляются резкие колебания, как в содержании магния, так и никеля. Наибольшим пикам содержаний свойственны прямые соотношения между данными элементами.

Пикритовый габбро-долерит (рис. 2, Б, *участки 7—10*, 1319,8—1328 м) в большей своей части характеризуется высокими содержаниями, как магния, так и никеля.

Участок 7 (1319,8 м). От предыдущего участка и типа пород (Гоб) отличается более высокими содержаниями и магния (MgO 40,85—42,3%), и никеля (NiO 0,17—0,275%). Большинство зерен оливина проявляет обратную связь между содержаниями магния и никеля.

Участок 8 (1321,5 м). В этом участке достигается максимум, как в количестве магния (MgO 39,8—43,1%), так и никеля (NiO 0,18—0,386%) при постоянном проявлении отрицательных соотношений между ними.

Участок 9 (1324 м). При общем более низком содержании магния (MgO 39,8—41,6%), чем в предыдущем участке, содержит несколько меньше и никеля (NiO 0,149—0,225%) с проявлением преимущественно прямой связи между ними.

Участок 10 (1328 м). Содержание MgO 39,82—41,6%, NiO 0,149—0,26%. В целом аналогичен предшествующему участку. Проявляются несколько большие колебания в содержании никеля и наличие обратной связи между магнием и никелем.

Такситовый габбро-долерит (см. рис. 2, Б, *участки 11—13*, 1330—1335 м). В целом, по сравнению с вышележащим горизонтом пикритового габбро-долерита, характеризуется более низкими содержаниями магния и теми же, и даже превышающими, содержаниями никеля.

Участок 11 (1330 м). Относительно предыдущего

участка, занимает более низкую ступень по содержанию магния (MgO от 38,4 до 40,9%) и более высокую по количеству никеля (NiO от 0,169 до 0,268%) при проявлении четкой отрицательной корреляции между ними.

Участок 12 (1332 м). Содержание MgO 33,2—40,8%, NiO 0,14—0,257%. При общей сравнительно высокой магнезиальности, фиксируются отдельные зерна с низким содержанием магния, соответствующим оливину нижележащего контактового габбро-долерита и оливиновому габбро-долериту верхней части разреза скважины. Видна четкая обратная корреляция в содержании магния и никеля.

Участок 13 (1335 м). В основной массе проанализированных зерен оливина содержание магния имеет более низкие значения (MgO 37,0—38,8%) по отношению к преобладающей массе предыдущего участка при наличии зерен с повышенным содержанием MgO до 40%). Содержание NiO изменяется в от 0,13 до 0,19% и во многом близко к предшествующему участку. Здесь также проявляется обратная зависимость между магнием и никелем.

Контактный габбро-долерит (см. рис. 2, Б, *участки 14 и 15*, 1337,5—1339 м). В обоих участках проявлено резкое снижение содержания магния в оливине по сравнению с вышележащим участком Гт при разных количествах в них никеля.

Участок 14 (1337,5 м) при относительно низком содержании MgO в оливине (32,1—35,0%), количество NiO в нем составляет от 0,16 до 0,23%, то есть значительно превышает таковое в вышележащем и более магнезиальном участке Гт. По отдельным зернам оливина проявляется как обратная, так и прямая зависимость между никелем и магнием.

Участок 15 (1339 м) по сравнению с предыдущим участком, в преобладающей части зерен имеет более низкие содержания, как магния (MgO 31,1—35,7%), так и никеля NiO 0,16—0,08%). Из рис. 2, Б видно, что количество никеля в этом участке близко к его содержанию в оливиновом (*участок 5*) и оливин-биотитовом (*участок 6*) габбро-долеритах, но резко превышает величины NiO в оливинсодержащем габбро-долерите (*участки 1—4*).

Сходство и различие в содержаниях и соотношениях магния и никеля в оливине скважин КЗ-1713 и КЗ-1799 состоит в следующем.

В обеих скважинах в большинстве анализируемых зерен состав центральных частей отличается от краевых на сравнительно небольшую величину, как в положительную, так и в отрицательную сторону. При этом сохраняется общая однотипная картина изменения состава оливина по разрезу интрузива.

Содержание магния изменяется от низких значений в горизонте Гос с дальнейшим повышением в Го и Гоб, максимальным подъемом в Гп и последующим снижением в Гт и Гк см. рис. 2, А—Б). Различие

состоит в более сложном распределении состава оливина в скв.КЗ-1713. Для нее характерно ступенчатое изменение (спады и повышения) содержаний магния во всех дифференциатах разреза. В горизонтах Го и Гп проявляется общее снижение содержаний магния от верхних уровней к нижним. Внизу горизонта Гос и в большей части Го содержания магния превышают его количество в аналогичных породах скв.КЗ-1799. С другой стороны, скв.КЗ-1799 свойственны более высокие содержания магния в Гт.

Изменение содержаний никеля в скв.КЗ-1799 повторяет дугообразную форму изменения содержаний магния, хотя и проявляет значительную ступенчатость. В скв.КЗ-1713 при ступенчатом распределении наблюдается общее повышение содержаний никеля от кровли к подошве интрузива, включая такситовый горизонт, проявляющий резкое снижение количества магния при относительно высоком содержании никеля. В целом в разрезе скв.КЗ-1713 проявлены три уровня содержаний никеля в оливине (рис. 2, А): высокий, средний и низкий. Высокий уровень характерен для рудоносной части разреза — пикритового, такситового и контактового габбро-долеритов. Концентрации никеля в пределах этого уровня неодинаковы — имеются слои относительно более высоких и более низких содержаний при общем разбросе NiO от 0,17 до 0,32%. Средний уровень содержаний NiO 0,1—0,17% свойственен вышележащим породам — оливин-биотитовому и оливиновому габбро-долеритам. Низкий уровень NiO 0,035—0,1%) имеют верхние части разреза — оливинсодержащие габбро-долериты.

По скв.КЗ-1799 также проявлено три уровня содержаний никеля (см. рис. 3, Б). Но распределение этих уровней несколько иное. Наиболее высокий уровень присущ пикритовому горизонту (NiO 0,15—0,39%). Средний уровень содержаний имеет не только оливиновый, но и такситовый и контактовый габбро-долериты, а низкий уровень свойственен, как и в скв. КЗ-1713, верхнему оливинсодержащему габбро-долериту.

В соотношениях содержаний магния и никеля устанавливаются следующие закономерности (см. рис. 2, А—Б). В верхних практически бессульфидных горизонтах Гос и Го доминирует прямая связь. Подобное наблюдается и в сульфидсодержащем промежуточном слое Гоб.

В нижележащем пикритовом горизонте, богатом вкрапленными сульфидами (количество сульфидов от ~3 до 20%, иногда и более), преобладают обратные соотношения между содержаниями MgO и NiO: в одних случаях с увеличением содержания Mg уменьшается количество Ni, тогда как в других, наоборот, с уменьшением Mg увеличивается Ni. Причем в скв.КЗ-1799 эти противоположности больше всего выражены по отдельным зернам оливина, а в скв.КЗ-1713 — еще и по участкам: участки с пониженным содержанием магния

имеют более высокие содержания никеля. В редких случаях и в той и другой скважинах проявляются признаки прямой зависимости содержаний Mg и Ni в зернах оливина пикритового горизонта.

Аналогичная картина наблюдается и в анализах оливина Гп по другим скважинам Талнахского интрузива (см. рис. 3, А, *участок 6*). Но среди них в значительных количествах присутствуют зерна оливина с прямой связью между Mg и Ni, а также с исключительно низким содержанием NiO <0,1%).

К малоникелистым относятся и оливин верхнего пикритового габбро-долерита скв.1553 и СВ-28, характеризующийся высоким содержанием магния и низким никеля (см. рис. 3, А, *участок 5*).

Хараелахский интрузив характеризуется данными, полученными при изучении керна скв.КЗ-1821, расположенной в северной части массива (см. рис. 1,А). Микронзондовые анализы оливина выполнены на приборе Камебакс в лаборатории института «Гинцетмет».

Результаты анализов отображены на рис. 2, В. В целом они подобны аналитическим данным, полученным по талнахским скважинам КЗ-1713 и КЗ-1799: наблюдается повышение содержания магния и никеля от верхних горизонтов интрузива до пикритового габбро-долерита включительно с последующим их снижением. В основном фиксируются как прямые, так и обратные соотношения в содержаниях MgO и NiO, за исключением такситового габбро-долерита, где преобладают обратные соотношения.

Норильский интрузив (интрузия Норильск I). Данные по Норильскому интрузиву приведены на рис. 3, Б, *участок 1*, из которого видно, что они в целом соответствуют данным по другим рудоносным интрузивам.

Сульфидоносные интрузии. В состав сульфидоносных интрузий входят Нижнеталнахская и Нижненорильская интрузии. Они характеризуются результатами анализов, приведенных на рис. 3, А, *участки 3 и 4* [15]. Из этого рисунка видно, что практически все проанализированные зерна при сравнительно высоких содержаниях магния (соответствующих содержаниям MgO в Гп рудоносных интрузивов) имеют чрезвычайно низкие содержания NiO ~0,05% и менее.

Бессульфидные магматические образования представлены потоками пикритовых базальтов гудчихинской свиты районов Талнахского рудного поля и озера Аян (см. рис. 3, А, *участки 1 и 2*). Как видно из рисунка, оливины этих пород характеризуются высокими содержаниями магния и никеля. По магнию они равны или превышают его количество в оливинах Гп рудоносных интрузий, по никелю — резко превышают. Причем талнахскому потоку свойственны более высокие содержания никеля, чем аянскому, отличающемуся исключительно высокими содержаниями магния.

Известно, что для оливинов, проявленных в мире бессульфидных магматических образований мафит-ультрамафитового ряда характерна прямая связь

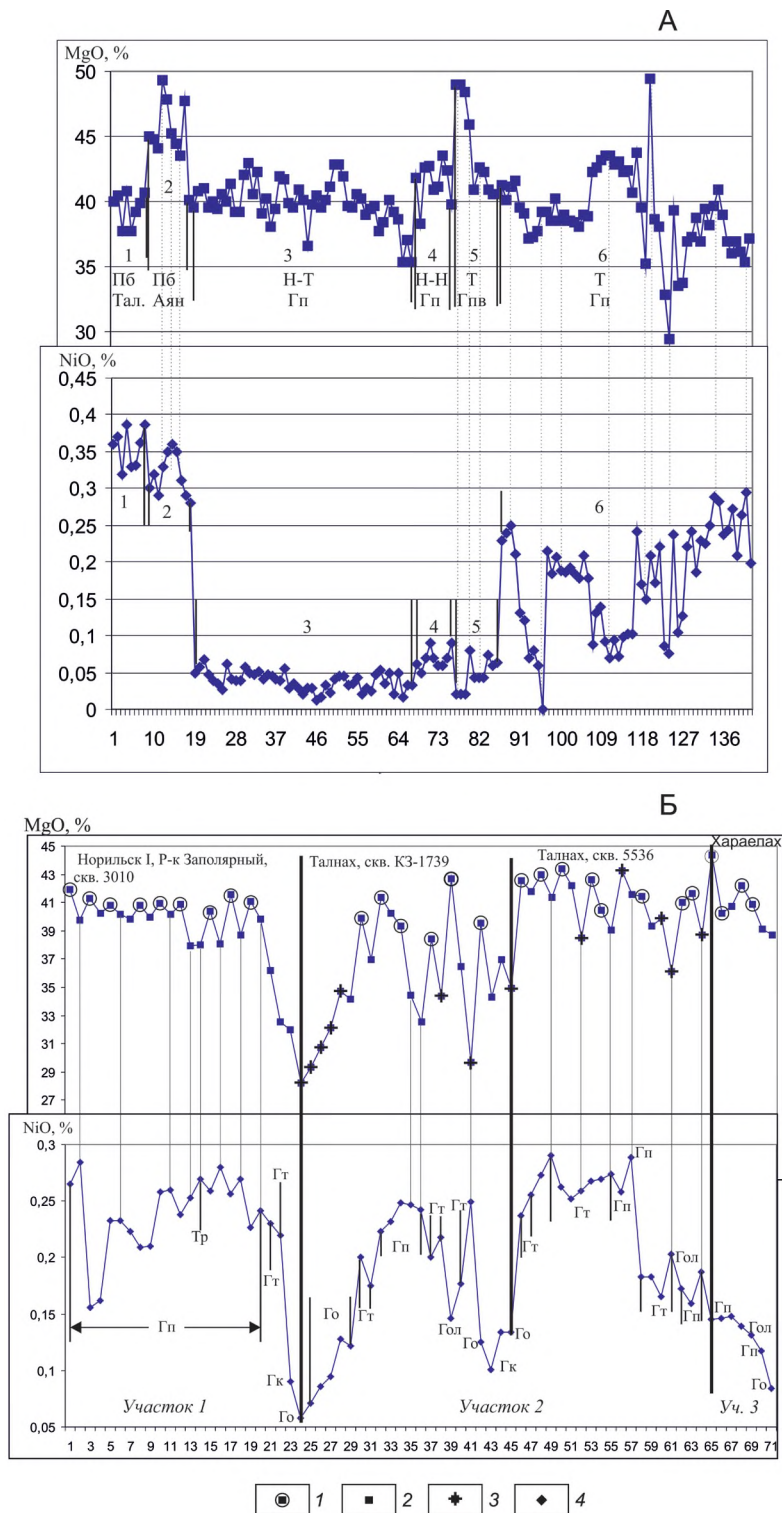


Рис. 3. Содержания MgO и NiO в оливинах пород, исследованных в работах [15] (А) и [23] (Б):

А: пикритовый базальт: 1 — талнахского рудного поля и 2 — района оз. Аян; 3 — пикритовый и троктолитовый габбро-долерит Нижнеталнахской интрузии (см. рис. 1, А, скв. СВ-16); 4 — пикритовый габбро-долерит Нижненорильской интрузии; 5 — верхний пикритовый габбро-долерит (магматическая брекчия) Талнахского интрузива; 6 — нижний пикритовый габбро-долерит Талнахского интрузива; Б: 1 — оливин включений; 2 — отдельные зерна оливина; 3 — пойкилитовый оливин; 4 — содержания NiO; участки: 1 — интрузия Норильск 1, скв. 3010, 2 — Талнахский интрузив, скважины 1739 и 5336, 3 — Хараелахский интрузив, скважины КЗ-589 и КЗ-806

между содержаниями магния и никеля [20, 26]. В случае же присутствия никельсодержащих сульфидов при кристаллизации оливина она меняется на противоположную — содержание никеля в оливине повышается с уменьшением в нем количества магния и увеличением железа. То же происходит и с увеличением в системе количества сульфидов, то есть содержание никеля в оливине зависит от количественных соотношений между оливином и сульфидами. Экспериментальные данные по разделению никеля между силикатными и сульфидными расплавами, а также между последними и кристаллами оливина, свидетельствуют о предпочтительном вхождении никеля в сульфидные соединения. Например, установлено, что для силикатных расплавов с содержанием $MgO \sim 10\%$ величина $D_{Ni}^{Sul.melt/Sil.magma}$ изменяется в пределах 250—800 [14].

Таким образом, существуют разные ситуации: в одних из них при наличии сульфидов оливин и силикатный расплав обедняются никелем, а в других — обогащаются. Обоеднение происходит в случае присутствия в системе безникелевых расплавных и твердых сульфидов, а обогащение — при наличии никельсодержащих сульфидных соединений и количественном их преобладании.

По Талнахскому и Хараелахскому рудоносным интрузивам устанавливается, что в безрудных (практически бессульфидных) дифференциатах (Гос и Го) и слабооруденелом (сульфидсодержащем) Гоб слое доминирует прямая связь между содержаниями магния и никеля. Напротив, в рудоносных горизонтах, при наличии отдельных зерен оливина с прямыми отношениями между магнием и никелем, преобладают зерна с обратной связью между этими элементами. В них проявляется общая закономерность: чем больше никеля в оливине, тем меньше в нем содержания магния и выше железа. В Гп одни зерна оливина имеют пониженное содержание никеля и повышенное магния, а другие — повышенное никеля и пониженное магния. Первые соотношения (мало никеля и много магния) могут свидетельствовать о потере оливином (или магматическим расплавом) никеля за счет перехода его в сульфидную форму. Вторые же связаны с обогащением оливина, как никелем, так и железом (понижающим содержание магния) за счет присутствующих никельсодержащих сульфидов.

Наличие в одном горизонте Гп зерен оливина трех видов (с обычной прямой зависимостью между содержаниями магния и железа, обогащенных магнием и обедненных никелем и обедненных магнием и обогащенных никелем) свидетельствует о том, что в нем не было достигнуто единого состояния. В одних участках сульфиды полностью отсутствовали, в других их было немного, но достаточно для экстракции (поглощения) существенной части никеля силикатов (оливина), а в-третьих — сульфидов было так много и

в них было столько Ni, что они обогащали оливин и железом и никелем.

Обедненное магнием и обогащенное никелем и железом состояние отвечает, вероятнее всего, постоянному (длительному) контакту между зернами оливина и никеленосными сульфидами. Зерна с прямой зависимостью содержаний магния и никеля вообще не контактировали с сульфидами, а обедненные никелем и обогащенные магнием временно соприкасались, например, с «проходящим» сульфидным расплавом. Отдав сульфидам никель, они остались в окружении бессульфидных силикатов и оксидов.

Общая для рудоносных интрузий картина изменения состава оливина и соотношений в нем магния и никеля отражена на рис. 4. Видно, что в разрезе скв.КЗ-1713 (см. рис. 4, А) поле пикритового габбро-долерита в основном располагается в области низких значений (<15%) содержания оливина и во многом проявляет отрицательную связь между магнием и никелем. Это означает, что большинство зерен оливин Гп длительное время находилось в окружении никельсодержащего сульфидного материала при количестве оливина $\leq 15\%$.

Оливин такситового габбро-долерита, располагающийся между линиями его содержания 15 и 30% и занимающий два удаленных друг от друга участка, также проявляет снижение количества никеля с повышением содержания магния, что может свидетельствовать о его соприкосновении с сульфидами.

Оливины безрудных дифференциатов (Гос, Го, Гоб) в своем расположении более тяготеют к общей линии изменения состава оливинов бессульфидных магматических образований. Следовательно, они сформировались и существовали в отсутствии сульфидов.

В разрезе скв.КЗ-1799 (см. рис. 4, Б) распределение состава оливина подобно скв.КЗ-1713. Оливины рудоносных горизонтов в большинстве своем проявляют обратную связь между магнием и никелем, указывающую на присутствие в системе и влияние на состав оливина никельсодержащего сульфидного вещества, при наличии некоторой части с положительной связью, соответствующей бессульфидным образованиям и обусловленной отсутствием влияния присутствующих в породе сульфидов. Оливины безрудных дифференциатов и бессульфидной части Гк находятся в области расположения и влияния общей кривой состава оливинов бессульфидных магматических образований. Важные данные о составе и генезисе оливинов рудоносных интрузивов содержатся в статье [23] (см. рис. 3, Б). Из них видно, что практически все мелкие зерна оливина включений, находящиеся в крупных кристаллах плагиоклаза и пироксена, содержат больше магния, чем ассоциирующие с ними другие разновидности оливина — отдельные более крупные зерна и пойкилитовые выделения. Причем большинство

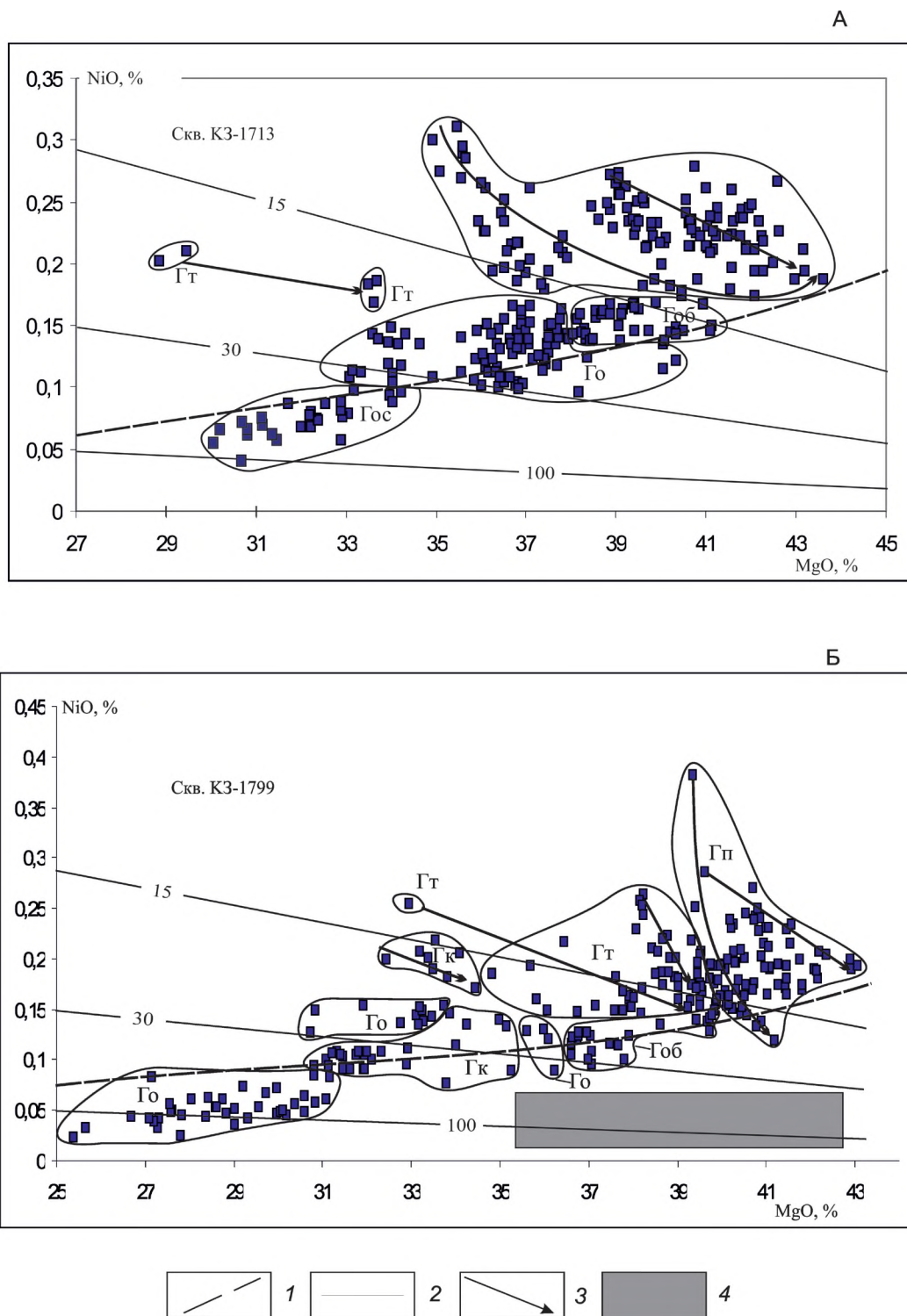


Рис. 4. Положение точек состава оливинов пород Талнахского интрузива на диаграмме NiO-MgO по скважинам КЗ-1713 (А) и КЗ-1719 (Б):

изменения: 1 — состава природных оливинов бессульфидных основных и ультраосновных пород и 2 — содержания никеля в синтетическом оливине, кристаллизующимся в ассоциации с несмешивающейся сульфидной жидкостью с 10% NiS для соотношений оливин/сульфид (K_D) равных 15, 30 и 100 [20]; 3 — направления изменения состава оливина в породах; 4 — область нахождения точек состава оливина Нижнеталнахской интрузии, скв.СВ-16

из них имеет отрицательные отношения между содержанием магния и никеля, свидетельствующие о потере никеля этими зернами оливина, вероятнее всего, до того, как они были включены и изолированы от магматического расплава. Следовательно, можно полагать, что такие зерна оливина изначально (до своей изоляции) контактировали с сульфидным веществом, количество которого было сравнительно небольшим, но достаточным для обеднения оливина никелем. Напротив, отдельные крупные зерна оливина, все время находившиеся в окружении магматического расплава, в большинстве своем обеднены магнием и обогащены никелем, что указывает на их соприкосновение с никельсодержащим сульфидным веществом.

Таким образом, наблюдаемые изменения и расположение на диаграммах состава оливинов рудоносных интрузивов позволяет допускать, что оливины безрудных дифференциатов (Гос, Го, Гоб и частично Гк) кристаллизовались и в последующем находились практически в бессульфидной среде. Оливины же рудоносных горизонтов (Гп, Гт и частично Гк) в большинстве случаев находились в контакте с сульфидами. При этом возникает вопрос, когда осуществлялось их соприкосновение — во время кристаллизации оливина из магмы, содержащей сульфидную фракцию, или после его выделения из бессульфидного расплава и формирования им пикритового горизонта, на который происходило более позднее наложение сульфидов?

Наличие в рудоносных горизонтах оливиновых зерен с прямой связью между содержаниями магния и никеля дает основание полагать, что оливины рудных дифференциатов (Гп, Гт и Гк) изначально кристаллизовались без существенного участия сульфидного вещества, которое наложилось на них в более позднее время. Причем никель основной части оливина не переходил в сульфиды, а, наоборот, сульфиды обогащали оливин никелем и железом. Последнее возможно только при количественном преобладании никеленосных сульфидов над силикатами — оливином. В рассматриваемых природных условиях эта ситуация могла создаваться лишь в случае гравитационной концентрации сульфидного расплава и его наложения на ранее сформированное окисно-силикатное вещество.

На рис. 4 поле оливина пикритового габбро-долерита в основном находится в области содержаний сульфида >85%. В реальности в горизонте Гп количество сульфидного вещества может достигать подобных величин, но в большей его части содержание сульфидов составляет от 10 до 20%. Однако, учитывая, что содержание оливина в породе Гп в среднем составляет около 50—60%, количество сульфидов по отношению к нему почти удваивается. Кроме того, горизонт Гп, как и Гт и Гк, но в меньшей мере, во многом является «проходящим» для сульфидного расплава, опускающегося в Гт и Гк, а также в экзоконтактовые

породы. Следовательно, можно допускать, что большая часть зерен оливина Гп находилась в состоянии постоянного окружения никельсодержащих сульфидов, что объясняет положение их точек в области высоких содержаний ($\geq 85\%$) сульфидов (см. рис. 4). В меньшей мере это касается оливинов Гт и Гк, а также некоторой части Го, лежащих в области 70—85% сульфидов.

Наличие в пикритовом горизонте (Гп) рудоносных интрузий зерен оливина трех видов: 1) не подвергшихся влиянию сульфидов — с относительно высоким содержанием и магния, и никеля; 2) обедненных никелем, по-видимому, за счет перехода его в сульфиды, но богатых магнием; 3) обогащенных за счет сульфидов никелем и железом и обедненных магнием, указывает на то, что его формирование происходило в сложных условиях. На месте залегания в горизонте Гп оливин практически не кристаллизовался (проявляет явные кумулятивные черты). Не выделялся он и из вышележащей массы Го, Гос, имеющей сравнительно маломagneзиальный состав и соответствующие ему собственные железистые оливины.

Вероятнее всего, основная масса оливина Гп имеет интрателлурическое происхождение (кристаллизовалась до внедрения в камеру залегания интрузива). Ее поступление в эту камеру могло осуществляться в двух вариантах: как отдельные протокристаллы, привносившиеся магмой состава оливинового габбро-долерита и оседавшие из нее, и в виде кашеобразной смеси пикритового состава, подобной таковой, сформировавшей потоки пикритовых базальтов.

Свойственное рудоносным интрузиям Норильского района отсутствие связи между мощностью горизонта Гп и вышележащих безрудных дифференциатов [13] свидетельствует о нереальности первого варианта в случае одноактного внедрения магмы. Но он возможен при многократной смене (конвекционное обновление) объема привносящего оливин магматического расплава. Допущению второго варианта — самостоятельного одноразового внедрения пикритовой массы — препятствует отсутствие значительных пересечений нижним пикритовым габбро-долеритом других (более ранних Гк и Гт) дифференциатов интрузий и подстилающих пород. Частично это проявлено в так называемых верхних пикритах (Гпв), находящихся в ассоциации с лейкократовым габбро в верхнем эндоконтакте рудоносных интрузий и иногда пересекающих лейкогаббро [8]. Но оно могло происходить путем отжима кумулятивных накоплений. **В сульфидоносных горизонтах троктолитовых и пикритовых габбро-долеритов Нижнеталнахской и Нижненорильской интрузий** проявляется массовое и исключительно глубокое обеднение зерен оливина никелем при сравнительно высоком содержании в них магния, соответствующем содержаниям в оливине Гп Талнахского и Хараелахского рудоносных интрузивов (см. рис. 3, А).

Можно полагать, что Нижнеталнахская и Нижненорильская интрузии отражают собой случай преобладающего поглощения «силикатного» никеля сульфидами. При этом важно понять, когда произошло такое поглощение? До кристаллизации оливина, или после нее. В первом варианте речь должна идти о разделении никеля между окисно-силикатным расплавом и сульфидной жидкостью, а во втором — между зернами оливина и сульфидами, находящимися в жидком или твердом состоянии.

Преимущественно низкое и сравнительно выдержанное содержание никеля в зернах оливина этих интрузий указывают на предпочтительную вероятность первого варианта. Обоedнение никелем окисно-силикатного расплава является наиболее легко реализуемым и емким процессом с высоким (250—800) коэффициентом разделения. Всеобщему и равномерному охвату сульфидной жидкостью объема окисно-силикатного расплава мог способствовать также эффект диспергирования первой во второй, осуществляемый при высоких температурах $\geq 1300^\circ\text{C}$ и приводящий к равномерному распределению тонких сульфидных частичек в силикатном расплаве [13]. Соприкосновение же сульфидного расплава с зернами оливина происходит при более низких температурах, в условиях неравномерной обособленности сульфидной жидкости, неспособной обеспечить контактирование каждого зерна оливина с сульфидным выделением.

Преобладающая часть сульфидов, наблюдаемых в интрузиях нижнеталнахско-нижненорильского типа и составляющих в горизонтах Гтр и Гп $\leq 1\%$, относится к так называемой ликвационной разности, которая практически полностью растворяется в окисно-силикатном расплаве при высоких температурах, а с охлаждением магмы выделяется (ликвируется) в тонкорассеянном и равномерно распределенном виде.

Количество «силикатного» никеля в магме нижнеталнахско-нижненорильских интрузий составляло порядка 0,02% (судя по содержанию Ni в оливинах их кумулятивных горизонтов — ~0,05% в Гтр и Гп), а общее количество серы ~0,3% (исходя из определений общей S в этих интрузивах).

Основная часть этой серы ~0,28% могла раствориться в окисно-силикатном расплаве, и за счет нее (при снижении температуры) формировались ликвационные сульфиды в количестве ~1% (Fe ~58,2%, Ni ~2,8%, S ~39,0%) — реально наблюдаемые величины. Реагируя с окисно-силикатным расплавом, содержащим Ni 0,02% и составляющим 99% от общей магматической массы, сульфидная фракция могла забрать в себя в 1,4 раза больше Ni, чем окисно-силикатная.

Таким образом, можно заключить, что ликвационные сульфиды способны экстрагировать преобладающую часть никеля вмещающего их окисно-силикатного расплава и обуславливать низкое его содержание в кристаллизующихся оливинах. Следовательно,

интрузии нижнеталнахско-нижненорильского типа не теряли имеющийся в них «силикатный» никель: он только перераспределялся в них, концентрируясь в сульфидной фракции ликвационного типа. Поэтому есть основания полагать, что ликвационные сульфиды данных интрузий, полностью удерживаясь в них, не могли служить источником сульфидного вещества для рудоносных интрузивов.

Низкое содержание никеля свойственно и **оливинам верхних пикритовых габбро-долеритов** (Гвп) рудоносных интрузий при наличии в них вкрапленных сульфидов (см. рис. 3, А, *участок 5*). Они также могут представлять определенную часть общей магматической колонны, потерявшую значительное количество сегрегационных сульфидов.

Оливины пикритовых базальтов гудчихинской свиты (Пб) отличаются высоким содержанием и магния и никеля при прямых соотношениях между ними (см. рис. 3, А, *участки 1, 2*). Они не могли быть производными толеитовых магм ($\text{MgO} \leq 8\%$), так как последние в Норильском районе и на прилегающих территориях формируют интрузии и лавовые покровы с более железистыми оливинами ($\text{Fo}_{<70}$), соответствующими оливинам оливинового габбро-долерита рудоносных интрузий. Оливины Пб или кристаллизовались из более магнезиальной (пикритовой) магмы, или представляют собой части рестита, оставшегося после выплавления толеитового расплава из исходного вещества мантии, которые были вынесены этим расплавом в верхние горизонты земной коры и на ее поверхность.

В практическом отношении интерес представляет количество противоположных связей между магнием и никелем в оливинах пикритовых горизонтов. Можно предположить, что чем больше в породе оливина с повышенным содержанием никеля и пониженным магния, тем вероятнее нахождение в магматической системе существенных скоплений рудного вещества, то есть тем перспективнее она на обнаружение богатых залежей платино-медно-никелевых руд.

Причины наблюдаемых закономерностей в составе и распределении оливинов связываются с условиями и процессами зарождения, внедрения и становления магматических образований Норильского района [13]. Можно полагать, что оливины пикритового, такситового и контактового горизонтов рудоносных интрузий изначально кристаллизовались из практически неистощенных силикатным никелем магматических расплавов, без длительного соприкосновения их с сульфидными частицами. И только после накопления в них насыщенной никелем сульфидной жидкости (сегрегационных сульфидов), они обогатились никелем и железом, показывая обратную связь между содержаниями Ni и Mg.

Из изложенного выше материала можно сделать следующие основные выводы:

1. Оливины магматических образований Норильского

района представлены двумя разновидностями: интрателлурическими глубинными и близповерхностными. Интрателлурические разности («протооливины») кристаллизовались до и на пути внедрения магмы в интрузивную камеру и излияния ее на земную поверхность, а близповерхностные — на месте внедрения, излияния и становления. Интрателлурические оливины могли являться как продуктами кристаллизации из расплава, так и реститовыми зернами мантийного материала, подвергшегося плавлению.

2. Ассоциирующие с зернами хромита и обогащенные хромом оливины пикритовых габбро-долеритов рудоносных интрузий и пикритовых базальтов, вероятно, в значительной мере представляют собой реститовый материал плавления вещества мантии под действием расплава термического плюма, «закаленными» реликтами которого могут являться небольшие мелкозернистые фрагменты пикритового состава, находящиеся в пикритовом и такситовом горизонтах [13].

3. Перенос зерен глубинных оливинов производился совместно с частицами сульфидной жидкости плюма пикрит-толеитовым расплавом, сформировавшимся при плавлении вещества мантии.

4. Во время переноса зерен протооливина одни из них частично контактировали с сульфидными выделениями магмы и обеднялись никелем, а другие оставались изолированными от них, сохраняя первичные содержания «силикатного» никеля и прямые его соотношения с магнием.

5. Осаждение зерен оливина и частиц сульфидного расплава на поверхность фронта кристаллизации осуществлялось постепенно, в потоке продольной циркуляции обновляющейся магмы. При этом одна часть сульфидных выделений оставалась (задерживалась) в кумулятивном горизонте — пикритовом габбро-долерите, производя обогащение зерен оливина никелем и железом, а другая опускалась вниз, накладываясь на уже сформированные такситовый и контактовый габбро-долериты и проникая в подстилающие породы.

6. Протооливины верхних фрагментарных тел рудоносных интрузий, являющихся реликтами передового силла лейкократового габбро и таксит-пикритового габбро-долерита [13], в значительной мере обеднялись «силикатным» никелем за счет его перемещения в ассоциирующие вкрапленные сульфиды.

7. Оливины интрузий нижнеталнахско-нижненорильского типа обеднены никелем вследствие его перехода из окисно-силикатного расплава в ликвидационные (растворяющиеся) сульфиды, выделения которых не принимали участия в образовании рудных скоплений, а оставались в магматическом массиве в рассеянном (вкрапленном) виде.

8. Оливины пикритовых базальтов могли являться как скоплениями протокристаллов выплавляющихся в мантии бессульфидных магм, так и реликтами, оставшегося от плавления мантийного материала.

9. По составу оливинов магматических образований Норильского района можно судить об их принадлежности к рудоносным объектам, для которых характерны протооливины, обогащенные никелем и обедненные магнием.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Августинчик И.А.* О составе сульфидной минерализации Нижнеталнахского интрузива // Тр. ЦНИГРИ. 1981. Вып. 162. С. 34—41.
2. *Ворцenneв В.В.* Условия образования Талнахского рудоносного интрузива по данным изучения включений // Геология рудных месторождений. 1978а. № 2. С. 64—70.
3. *Ворцenneв В.В.* Термобарохимические условия образования Талнахского медно-никелевого месторождения // Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. —М., 1978б.
4. *Годлевский М.Н., Гриненко Л.Н.* Некоторые данные об изотопном составе серы сульфидов Норильских месторождений // Геохимия. 1963. № 1. С. 35—40.
5. *Горбачев Н.С., Гриненко Л.Н.* Изотопный состав серы сульфидов и сульфатов Октябрьского месторождения сульфидных руд (Норильский район) в связи с вопросами его генезиса // Геохимия. 1973. № 8. С. 1127—1136.
6. *Гриненко Л.Н.* Изотопный состав серы сульфидов некоторых медно-никелевых месторождений и рудопоявлений Сибирской платформы // Петрология траппов Сибирской платформы. —Л.: Недра, 1967. С. 221—229.
7. *Дюжиков О.А.* О пикритовых базальтах Норильского района // Докл. АН СССР. 1971. Т. 197. № 6. С. 1406—1409.
8. *Иванов М.К., Иванова Т.К., Тарасов А.В., Шатков В.А.* Особенности петрологии и оруденения дифференцированных интрузий Норильского рудного узла (месторождения Норильск-I, Норильск-II, горы Черной) // Петрология и рудоносность талнахских и норильских дифференцированных интрузий. —Л.: Недра, 1971. С. 197—304.
9. *Коваленкер В.А., Гладышев Г.Д., Носик Л.П.* Изотопный состав серы сульфидов из месторождений Талнахского рудного узла в связи с их селеноносностью // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 2. С. 80—90.
10. *Коровяков И.А.* О пикритовых эффузивных траппах северо-западной части Сибирской платформы // Докл. АН СССР. 1948. Т. 62. № 1. С. 129—133.
11. *Кривошуккая Н.А., Соболев А.В.* Магматические включения в оливинах норильских интрузивов (северо-запад Сибирской платформы) как источник информации об исходных расплавах // Докл. РАН. 2001. Т. 381. № 3. С. 393—398.
12. *Кривошуккая Н.А., Соболев А.В., Михайлов В.Н., Рощина И.А.* Новые данные о формационной принадлежности пикритовых базальтов Норильского района // Докл. АН. 2005. Т. 402. № 1. С. 1—6.
13. *Лихачев А.П.* Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. —М.: Эслан, 2006.
14. *Налдретт А.Дж.* Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометаллических руд. —С-Пб, 2003.
15. *Рябов В.В.* Оливины сибирских траппов как показатели петрогенеза и рудообразования. —Новосибирск: Наука, 1992.
16. *Служеникин С.Ф., Дистлер В.В., Дюжиков О.А. и др.*

- Малосульфидное платиновое оруденение в Норильских дифференцированных интрузиях // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36. № 3. С. 195—217.
17. *Соболев А.В., Криволицкая Н.А., Кузьмин Д.В.* Петрология родоначальных расплавов и мантийных источников магм Сибирской трапповой провинции // Петрология. 2009. Т. 17. № 3. С. 276—310.
 18. *Arndt N.T., Czamanske G.K., Walker R.J.* et al. Geochemistry and origin of the intrusive hostes of the Noril'sk-Talnakh Cu-Ni-PGE sulfide deposits // *Economic Geology*. 2003. Vol. 98. Pp. 495—515.
 19. *Czamanske G.K., Zen'ko T.E., Fedorenko V.A.* et al. Petrographic and geochemical characterization of ore-bearing intrusions of the Noril'sk-type, Siberia; with discussion of their origin: Resource Geology Special Issue 18. 1995. Pp. 1—48.
 20. *Fleet M.E., MacRae N.D.* Partition of Ni between olivine and sulfide and its application to Ni-Cu sulfide deposits // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1983. Vol. 83. Pp. 75—81.
 21. *Krivolutskaya N.A., Sobolev A.V., Snisar S.G.* et al. Mineralogy, geochemistry and stratigraphy of the Maslovsky Pt-Cu-Ni sulfide deposit, Noril'sk Region, Russia Implications for relationship of ore-bearing intrusions and lavas // *Miner Deposita* DOI 10.1007/s00126-011-0372-5. Springer. 2011.
 22. *Lambert D.D., Frick L.R., Ripley E.M., Zientek M.L.* Geodynamics of magmatic Cu-Ni-PGE sulfide deposits: new insights from the Re-Os isotope system // *Econ. Geol.* 1998. Vol. 93. No. 2. Pp. 121—136.
 23. *Li C., Ripley E.M., Naldrett A.J.* Compositional variations of olivine and sulfur isotopes in the Noril'sk and Talnakh intrusions, Siberia: Implications for ore-forming processes in dynamic magma conduits // *Economic Geology*. 2003. Vol. 98. Pp. 69—87.
 24. *Lightfoot P.C., Hawkesworth C.J., Hergt J.* et al. Remobilisation of the continental lithosphere by mantle plumes: major-, trace-element, and Sr-, Nd-, and Pb-isotope evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Noril'sk District, Siberian Trap, Russia // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1993. Vol. 114. Pp. 171—188.
 25. *Naldrett A.J., Fedorenko V.A., Lightfoot P.C.* et al. Ni-Cu-PGE deposits of the Noril'sk region, Siberia: their formation in conduits for flood basalt volcanism // *Institute of Mining and Metallurgy Transaction*. 1995. Vol. 104. Pp. B18—B36.
 26. *Sobolev A.V., Hofman A.W., Kuzmin D.V.* et al. The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts // *Science Reprint*. 20 April 2007. Vol. 316. Pp. 412—417.
 27. *Walker R.J., Morgan J.W., Horan M.F.* et al. Re-Os isotopic evidence for an enriched-mantle source for the Noril'sk-type, ore-bearing intrusions, Siberia // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1994. Vol. 58. No. 19. Pp. 4179—4197.
 28. *Walker R.J., Morgan J.W., Beary E.S.* et al. Applications of the ^{190}Pt — ^{186}Os isotope system to geochemistry and cosmochemistry // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1997. Vol. 61. No. 22. Pp. 4799—4807.
 29. *Wooden J.L., Czamanske G.K., Fedorenko V.A.* et al. Isotopic and trace element characterization of the Siberian continental flood basalts of the Noril'sk area // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1993. Vol. 57. Pp. 3677—3704.

Пути повышения эффективности изучения магнетизма при геологических исследованиях

Ю.И.БАКУЛИН (Представительство НП «Горнопромышленники России» в Дальневосточном Федеральном округе; 680021, г.Хабаровск, а/я 1096)

Бакулин Юрий Ильич, y-1936@yandex.ru

Магнитометрические методы давно и достаточно эффективно применяются при геологических исследованиях как на стадиях регионального изучения, так и при разведке месторождений. В научных работах нашли применение методы палеореконокструкций на основе изучения остаточной намагниченности. Идея хорошая, но для ее реализации необходима твердая научная база основополагающих зависимостей между изучаемыми параметрами (или, как ее называют, парадигма). Здесь, как оказывается, не все обстоит благополучно. Некоторые базовые положения не являются однозначно определенными и признанными. Автор поставил своей целью обнажить их и призвать научную общественность привести аргументы в пользу той или иной концепции. Признано целесообразным обсуждаемые положения приводить без ссылок на авторов, чтобы избежать двухсторонние дискуссии, а сконцентрироваться на обосновании наиболее приемлемого варианта. Методически эту работу можно было бы выполнить путем организации широкой дискуссии по всем принципиальным вопросам, а организационно попросить ее выполнить редколлегия нашего журнала с последующей информацией читателей. По некоторым вопросам можно было бы поставить специальные научные исследования.

Рассмотрим основные базовые положения магнетизма Земли от общих к частным.

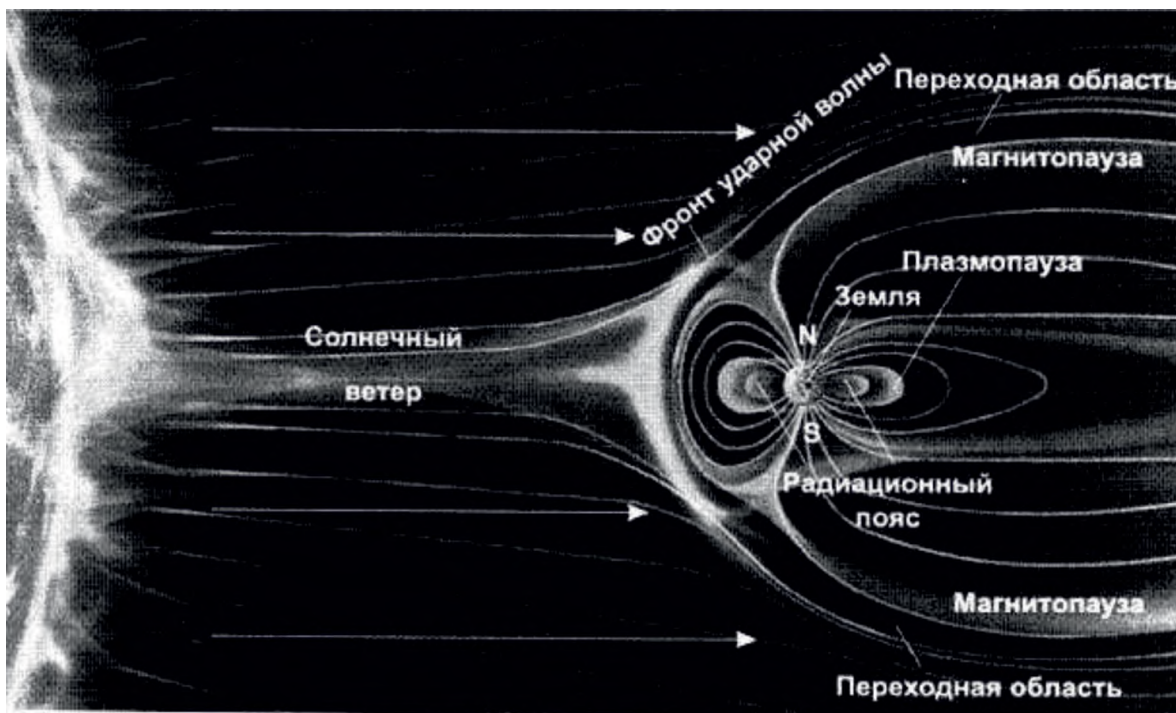
Природа магнитного поля — наиважнейший вопрос. Исторически по максимальной отраженности в публикациях и распространенности в научных построениях первенство принадлежит *представлениям о железоникелевом жидком ядре Земли*. Железо и никель нужны как ферромагнетики, способные генерировать сильное магнитное поле, а жидкое состояние свободнее допускает движения вещества, токов и объясняет изменения магнитного поля. Магнетизм ядра связывается с жидким состоянием внешней части (внешнего ядра), в которой происходит *токовая конвекция*, и возникает магнитное поле дипольного характера (гипотеза магнитного гидродинамо). Основоположники гипотезы считают необходимыми условиями гидродинамо большой объем жидкой массы ядра, экстремальные термодинамические параметры

и вращение Земли. Но и при всем этом важная роль в формировании магнитного поля Земли отводится внешним факторам — потоку солнечных частиц, называемых солнечным ветром. При взаимодействии тока ионосферы и расплавленного ядра образуется магнитное поле Земли. Между областями действия этих полей выделяется магнитопауза (см. рисунок). В рассматриваемых представлениях не совсем ясны взаимоотношения ионосферного электромагнитного поля с электромагнитным полем ядра (если оно порождено ферромагнетиками) и остаточным магнитным полем ферромагнетиков литосферы (они не имеют электрического компонента и взаимодействовать в принципе не могут). Под воздействием ионосферного электромагнитного поля может сформироваться в недрах Земли наведенное поле за счет парамагнетиков. В этом случае не совсем понятна причина образования магнитопаузы.

Устранить все отмеченные проблемы и нестыковки можно в том случае, если принять представления об образовании магнетизма на основе взаимно согласованных фактов и научных положений.

Приведем факты, которые можно считать общепринятыми (бесспорными):

1. Магнитное поле Земли нельзя считать сильным. Средняя напряженность поля на поверхности Земли составляет около 0,5 Э (40 А/м) и сильно зависит от географического положения. Напряженность магнитного поля на магнитном экваторе около 0,34 Э, у магнитных полюсов около 0,66 Э. На широте 50° магнитная индукция в среднем составляет $5 \cdot 10^{-5}$ Тл, а на экваторе (широта 0°) $3,1 \cdot 10^{-5}$ Тл. В так называемых районах магнитных аномалий напряженность резко возрастает. На Курской магнитной аномалии она достигает 2 Э.
2. Железо и никель при температурах выше точки Кюри, составляющих 1043° и 627° на глубинах соответственно 50 и 70 км, переходят в парамагнетики, теряют способность создавать собственное магнитное поле и могут воспроизводить действующее (чужое) магнитное поле.
3. Температуры плавления железа и никеля с повышением давления растут быстрее, чем



Взаимодействие магнитного поля Земли и ионосферы

температура недр. На глубине 2900 км (граница ядра) давление составляет $135 \cdot 10^9$ Па. При темпах прироста температуры плавления железа $dT_{пл}/dP \cdot 10^{-2} \text{C/МПа} = 3^\circ$, на границе ядра $T_{пл}$ будет составлять $1538^\circ + 3,0 \cdot 135 \cdot 10 = 5588^\circ$, а принятая температура на этой глубине составляет 3600° .

4. В условиях резкой анизотропии недр Земли конвективное движение не возможно.

Таким образом, бытующие представления не обеспечиваются теоретическими положениями магнетизма.

Идея **образования электромагнитного поля в ионосфере Земли** под воздействием солнечного ветра не так популярна, хотя и хорошо аргументирована. Образование электромагнитного поля в ионосфере Земли признают и сторонники собственного магнитного поля Земли за счет железоникелевого ядра. Они считают, что помимо собственного магнитного поля Земли существует образованная в ионосфере магнитосфера. Не найдя способа «помирить» их (найти взаимовлияние и иные взаимодействия), между ними пришлось выделять магнитопаузу — зону, где нет ни того, ни другого.

Солнечный ветер — это поток заряженных частиц, обладающих массой и зарядом (энергия частиц солнечного ветра $\approx 10^{27}—10^{29}$ эрг/с). Они взаимодействуют с ионосферой Земли, вовлекаются ею во вращение вокруг Земли, образуется поток электронов, движущихся в сторону вращения

Земли, который представляет собой в основном заряженные атомы кислорода, заряженные молекулы окиси азота и свободные электроны. В ионосфере электропроводность воздуха в 10^{12} раз больше, чем у земной поверхности. Она обеспечивается заряженными частицами, количество которых порядка $10^5—10^9$ на кубический сантиметр (на высотах от 100 до 750 км). Изображенное на рисунке не симметричное строение магнитосферы (с шлейфом со стороны противоположной той, на которую действует поток солнечного ветра, нельзя считать реалистическим, так как магнитосфера симметрична относительно вращающейся Земли, а не относительно потока солнечного ветра. Такие потоки могут самостоятельно (без участия гипотетического магнитного поля ядра Земли) генерировать электромагнитное поле Земли и сформировать вторичное магнитное поле парамагнетиков. При этом ферромагнетики создают собственные локальные магнитные аномалии.

Систематические инверсии магнитного поля воспринимаются как доказанные явления в прошлом и вероятные в будущем. Серьезных аргументов в обоснование этого явления не приводится, оно воспринимается на основе интерпретации векторов остаточной намагниченности. Эти векторы — реальные свойства горных пород, но реликтовые, после множества воздействий, и на что они направлены, однозначно не известно. Считается, что они указывают направление на магнитный полюс

Земли во время образования горной породы. А почему не на рядом расположенную магнитную аномалию, интенсивность которой выше магнитного поля Земли?

Остаточная намагниченность минералов является самостоятельным свойством горных пород, не связанным с электромагнитным полем Земли.

С другой стороны, электромагнитные силы относятся к организующим силам геологического пространства на атомно-молекулярном и минеральном уровнях и обеспечивают целостность вещественных комплексов. Инверсия поля должна вызвать преобразования вещественного состава растворов и расплавов, а при приводящейся в публикациях длительности периода инверсий (до 600 тыс. лет) изменения должны затронуть и минеральное вещество (как минимум в части примесей и минералов переменного состава). При инверсии поля парамагнетики должны перемагничиваться и с каждым циклом перемагничивания терять часть магнитных свойств в соответствии с петлей гистерезиса (на величину коэрцитивной силы). За те 12 циклов перемагничивания в течение последних 5 млн. лет, которые насчитывают сторонники этого явления, горные породы должны потерять свои магнитные свойства.

Еще одна проблема, не получившая научного обоснования, возникает при перемещении блока пород в область температур ниже точки Кюри (или при остывании магматической массы), когда часть минералов возвращают свойства ферромагнетиков,

а другие продолжают оставаться парамагнетиками. При этом возможны разные варианты: а) суммарное поле меньшей интенсивности за счет исключения векторов иной направленности; б) возникновение намагниченности ферромагнетиков, соответствующей полю парамагнетиков; в) ферромагнетики формируют свое поле, а парамагнетики его копируют. Может произойти и что-то иное, но эти варианты не рассматривались.

Магнитное поле ферромагнетиков не связано с электромагнитным полем Земли, а представляет собой самостоятельную субстанцию, связанную со свойством вмещающих пород. Указывает ли она на ориентировку магнитного поля Земли в период образования горной породы? Это вопрос сложный и однозначно не определенный. В каких-то частных случаях может и указывать, но в качестве общего правила такое утверждение не уместно. Считается, что ферромагнетики самопроизвольно намагничиваются в отсутствии внешнего магнитного поля, что связано с упорядоченностью носителей магнетизма (электронные спины, магнитные моменты атомов), которые могут обуславливаться течением магм, анизотропией поля напряжений и др.

Магнитные методы исследования, широко применяющиеся на всех стадиях изучения геологического строения и полезных ископаемых, заслуживают того, чтобы приведенные выше проблемы были однозначно разрешены.

Инженерная геология России. Инженерная геодинамика территории России*

В.С.КРУПОДЕРОВ (Всероссийский научно-исследовательский институт гидрогеологии и инженерной геологии (ВСЕГИНГЕО); 142452, Московская обл., Ногинский район, пос.Зеленый)

Круподеров Владимир Степанович, vsegingeo@bk.ru

В монографии рассматриваются структура, задачи и современное состояние инженерной геодинамики как раздела инженерной геологии, охарактеризованы морфология, механизм, инженерно-геологические причины и пространственно-временные закономерности формирования и дальнейшего развития в верхних горизонтах земной коры современных и прогнозируемых природных и антропогенных геологических процессов в пределах территории России. В целом работа представляет фундаментальное исследование и отражает последние достижения инженерной геологии в области инженерной геодинамики.

Монография состоит из введения и четырех частей, содержащих 38 глав, и хорошо проиллюстрирована.

В первой части (главы 1—5) рассмотрены общие вопросы инженерной геодинамики, проанализированы главные факторы формирования современных геологических процессов, приведены примеры существующих общих классификаций современных геологических процессов. В этой части работы хотелось бы видеть новую, современную генетико-морфологическую инженерно-геологическую классификацию геологических процессов, разработанную авторами.

Вторая часть монографии (главы 6—31) посвящена характеристике современных геологических процессов и состоит из двух разделов. В первом разделе (главы 6—23) рассматриваются современные природные и антропогенно измененные геологические процессы как эндогенной, так и экзогенной природы. Этот раздел содержит инженерно-геологическую характеристику традиционно характеризующихся в инженерной геологии процессов (эрозионные, гравитационные склоновые, карстовые и др.) и таких, как цунами, снежные лавины, ледники, нагоны в устьях рек. Второй раздел (главы 24—31) посвящен современным антропогенно обусловленным геологическим процессам.

В нем рассматриваются разнонаправленные геологические процессы, возникающие под влиянием антропогенных факторов. Особо хотелось бы отметить всестороннюю характеристику процессов на территориях строительства водохранилищ, просадочных процессов тех-

ногенно освоенных массивах лёссовых пород и геологических процессов в подземных горных выработках.

В третьей части (главы 32—35) монографии анализируются региональные и зональные геологические закономерности распространения природных и антропогенно обусловленных геологических процессов на территории России, дается ее инженерно-геодинамическое районирование, приводится оценка риска развития современных геологических процессов.

Четвертая часть (главы 36—38) затрагивает методологию и методы инженерно-геологического обоснования управления динамикой развития современных геологических процессов. И в этой связи особое внимание авторы уделяют мониторингу и обоснованию мер защиты зданий, сооружений и территорий от опасных геологических процессов.

Монография подготовлена сотрудниками кафедры инженерной и экологической геологии геологического факультета Московского государственного университета имени М.В.Ломоносова в рамках выполнения госбюджетной тематики профессорами Ю.К.Васильчуком, Е.А.Вознесенским, Э.В.Калининым, В.А.Королёвым, В.Т.Трофимовым, доцентами и старшими научными сотрудниками Н.Б.Артамоновой, С.Д.Балыковой, О.С.Барыкиной, О.В.Зеркалем, М.Б.Куриновым, Л.Л.Панасьян, В.Н.Широковым, а также А.В.Бершовым, И.П.Гвоздевой и Е.С.Кушнаревой. Общее редактирование тома осуществляли профессор В.Т.Трофимов и Э.В.Калинин.

Книга будет интересна и полезна всем, кто занимается инженерной геодинамикой и изучением инженерно-геологических условий территории России — геологам, а также географам, почвоведом, студентам и аспирантам различных образовательных направлений.

Фундаментальная работа такого содержания составлена впервые. Она сыграет важную роль в дальнейшем изучении геологических процессов, современных или прогнозируемых, приуроченных к приповерхностной части земной коры как в природной обстановке, так и в освоенных человеком массивах.

*Инженерная геология России. Том 2. Инженерная геодинамика территории России: [монография] / Под ред. В.Т.Трофимова, Э.В.Калинина. —М.: КДУ, 2013. 719 с. (94, 86 печ. листов), табл., ил. ISBN 978-5-98227-753-4.

Минералогическая коллекция Л.П.Прохоровой*

Т.В.ЧЕМОДАНОВА (Государственный геологический музей имени В.И.Вернадского РАН; 125009, г.Москва, ул.Моховая, д.11, стр.11)

Чемоданова Татьяна Васильевна, t.chemodanova@sgm.ru

1 октября 2014 г. в Государственном геологическом музее имени В.И.Вернадского РАН состоялась презентация книги Елены Леонидовны Мининой «Минералогическая коллекция Л.П.Прохоровой».

В издании впервые в истории представлено описание минералогической коллекции Лидии Петровны Прохоровой — дочери фабриканта, пионера русской химической промышленности Петра Капитоновича Ушкова, супруги текстильного магната Николая Константиновича Прохорова, известной в XIX—XX вв. путешественницы и минералога.

Вышедшая в свет в издательстве «Олеабук» книга — это и история о трудной человеческой судьбе, достойной большого романа, и серьезное научное исследование, посвященное одной из жемчужин в собрании минералов Государственного геологического музея имени В.И.Вернадского РАН. Уникальность коллекции состоит еще и в том, что на рубеже XIX—XX вв. ее собирала женщина. В то время немногие женщины, получив образование, занимались геологией. Монография о незаурядной личности и пытливом исследователе замечательна тем, что содержит уникальный, ранее не публиковавшийся биографический материал, в книге дано подробное описание многогранной минералогической коллекции Л.П.Прохоровой, которую она собирала с самых ранних лет.

Коллекционер пополняла свое собрание минералов с огромным энтузиазмом и изобретательностью, ее интересовали все новинки минералогии. Часть образцов была приобретена Л.П.Прохоровой в минералогических конторах, другая собрана лично во время геологических экскурсий. Лидия Петровна совершала несколько путешествий в год по России и зарубежным странам. Л.П.Прохорова серьезно интересовалась минералогией как наукой. Она посещала лекции и практические занятия на естественнонаучном факультете в Народном университете имени А.Л.Шанявского в Москве.

Это систематическое собрание около 3000 образцов минералов со всех концов света было одной из лучших частных коллекций того времени, о чем

свидетельствует внимание к ней как к коллекционеру со стороны ученых В.И.Вернадского и А.Е.Ферсмана. Несмотря на то, что современники Л.П.Прохоровой не выполнили ее просьбу о передаче коллекции в музей Академии наук, ее воля оказалась исполненной через десятилетия. Среди частных коллекций XIX в. Государственного геологического музея имени В.И.Вернадского РАН собрание минералов Л.П.Прохоровой также занимает особое место. Многие образцы из коллекции Лидии Петровны Прохоровой являются гордостью минералогического собрания музея и имеют историческое, культурологическое и научное значение.

В книге впервые публикуются письма Л.П.Прохоровой к А.Е.Ферсману и В.И.Вернадскому, а также прекрасно сохранившиеся исторические фотографии из собраний потомков купеческих династий. Очень интересно представлена история коллекции, подвижническая жизнь ее собирательницы и ее драматическая судьба.

Издание примечательно еще и тем, что профессиональный опыт автора как минералога сочетается с использованием редкого для историков науки метода — реконструкции биографии по письмам. Глубокое погружение автора в исторический материал позволило восстановить многие подробности жизни неординарной женщины. Архивные документы и воспоминания современников помогли вернуть из забвения имя талантливого минералога, коллекционера Л.П.Прохоровой и поставить ее в ряд учениц А.Е.Ферсмана.

Воссоздание истории коллекции выполнено по документам Центрального исторического архива г.Москва, Архива РАН, Российской государственной библиотеки, а также материалам из семейных архивов, предоставленных потомками Ушковых и Прохоровых. Издание предназначено для минералогов, коллекционеров, любителей камня, краеведов, историков. В книге представлен подробный каталог коллекций и указатель иллюстраций.

*Минина Е.Л. Минералогическая коллекция Л.П.Прохоровой (XIX—начало XX века). — Москва, 2013. Ил. 120. Табл. 1. 144 стр.

Судьба Лидии Петровны Прохоровой неожиданным образом соединилась с жизнью современной России. В усадьбе — особняке, в котором жили Прохоровы—Хлудовы в Москве, сейчас располагается офис «Росэнергобанка», руководство которого бережно относится к сохранению исторического здания и его интерьера, а также продолжает традицию русского меценатства. Книга «Минералогическая коллекция Л.П.Прохоровой» издана при финансовой поддержке банка.

В презентации приняли участие:

Юрий Николаевич Малышев — директор Государственного геологического музея имени В.И.Вернадского РАН, академик РАН, президент Академии горных наук.

Елена Леонидовна Минина — автор монографии, помощник директора Государственного геологического музея имени В.И.Вернадского РАН по минералогическим коллекциям, кандидат геолого-минералогических наук.

Мария Прохорова — пра-правнучка Лидии Петровны Прохоровой.

Марк Шрайбер — Первый заместитель председателя правления Росэнергобанка.

Потомки известных купеческих династий **Ушковых** и **Хлудовых**.

Историческая справка.

Прохоровы — русские фабриканты, владельцы Трёхгорной мануфактуры (в настоящее время Московский хлопчатобумажный комбинат «Трёхгорная мануфактура»), одного из старейших текстильных предприятий страны. Основатель мануфактуры Василий Иванович Прохоров — выходец из крестьян, приписанный к мещанскому сословию. В 1820 г. капитал Прохорова составлял свыше 200 тыс.руб.; в начале 40-х годов XIX в. — 500 тыс.руб. В 1843 г. основан Торговый дом «Братья И., К. и Я. Прохоровы». В 1857 г. владельцами остались Константин и Яков Прохоровы, а Иван Яковлевич Прохоров стал управляющим, с 1858 г. — хозяином. В 1873 г. он с братом Алексеем, женой и двумя служащими Торгового дома (Н.В.Васильев, В.Р.Келлер)

создали «Товарищество прохоровской трёхгорной мануфактуры» с основным капиталом в 1,5 млн.руб. В конце 1890-х годов основной капитал был увеличен до 3 млн.руб., в 1915 г. — до 8,1 млн.руб. В 1918 г. предприятия Прохоровых были национализированы.

Ушков (Петр Капитонович) — известный химический заводчик и промышленный деятель, выдающийся пионер русской химической промышленности (1840—1898). В 1868 г. унаследовав от отца К.Я.Ушкова небольшой хромпиковый завод (Кокшанский) в Елабужском уезде, он основательно изучил практику химического заводского дела во время многочисленных своих поездок по России и, особенно за границу, в Англию и Германию, где познакомился с постановкой данного дела на крупнейших химических заводах. Этому в значительной мере помогло также и общение его с выдающимися русскими и иностранными химиками и учеными техниками (Менделеев, Зайцев, Канонников, Cl.Winkler, Hasenklewer и др.). Упрочив и расширив деятельность Кокшанского завода, Ушков вскоре основал второй завод, Бондюжский, в 30 верстах от Елабуги, на р.Кама, который как по разнообразию и размерам своего производства, так и по образцовой постановке дела занял в 1890-х годах едва ли не первое место среди всех русских химических заводов.

Хлудовы — московский купеческий род, крупные фабриканты в хлопчатобумажной промышленности. Основатель рода — Иван Иванович Хлудов, бывший крестьянин. В начале XIX в. занимался вместе с семьей кустарным производством кушаков и поясов. В 1820-х годах Хлудовы записались в московские купцы. Сыновья Хлудова Герасим и Алексей открыли в 1845 г. в г.Егорьевск одну из первых в России бумагопрядильных фабрик с паровыми машинами и учредили фирму «Ивана Хлудова сыновья». В 1874 г. она была преобразована в Товарищество на паях с капиталом 3 млн.руб. (пайщиками были только Хлудовы и их родственники). В 1872—1877 гг. Хлудовы построили вторую крупную фабрику в селе Ярцево (Смоленская область).

Памяти Гинаята Рахметуллича Бекжанова

24 марта на 88 году жизни скончался Гинаят Рахметуллич Бекжанов — известный ученый в области геологии рудных месторождений, геофизических и геохимических методов поисков и разведки, доктор геолого-минералогических наук, профессор, Президент Академии минеральных ресурсов Республики Казахстан.

С именем Гинаята Рахметуллича связаны многие достижения в изучении недр Казахстана, в том числе укрепление и расширение минерально-сырьевой базы Текелийского СЦК, Карагайлинского и Иртышского ГОКов, Жезказганского ГМК.

В начале трудовой деятельности он был непосредственным исполнителем, а затем руководителем геологоразведочных работ в Центральном Казахстане, внес значительный вклад в создание свинцово-цинковой минерально-сырьевой базы этого региона. В 1961—1972 гг. работал главным геологом, потом главным геофизиком «Казгеофизтреста», с деятельностью которого связаны открытия месторождений твердых полезных ископаемых и углеводородов. Был одним из авторов концепции о взаимосвязи эндогенного оруденения с геофизическими полями и строением литосферы.

В 1972—1997 гг. в должности директора Казахского института минерального сырья (КазИМС) — одного из ведущих центров геологической науки СССР (с 1991 г. — Республики Казахстан) — Гинаят Рахметуллич обеспечивал комплексное изучение и освоение минерально-сырьевых богатств территории Казахстана. Институт был тесно связан с поисками и разведкой месторождений полезных ископаемых, проводил геолого-экономическую оценку объектов черных, цветных, благородных металлов, полиметаллов, а также асбеста и алмазов. На основе геолого-геофизического и геохимического изучения рудных полей и месторождений совершенствовались методы анализа и переработки минерального сырья, а также технические средства для геологоразведочных работ.

В 1997 г. Г.Р.Бекжанов возглавил созданную по его инициативе Академию минеральных ресурсов Республики Казахстан, стал первым вице-президентом Международной академии минеральных ресурсов, президентом Казахского геологического общества



«Казгео» и национального комитета геологов Казахстана.

Научные труды Г.Р.Бекжанова широко известны мировой геологической общественности. Он был членом редколлегий крупных научных изданий, в том числе журнала «Отечественная геология», принимал активное участие в работе десяти мировых научных геологических конгрессов.

На протяжении всей научной и практической деятельности Г.Р.Бекжанов проводил последовательную работу по укреплению содружества геологов Казахстана с крупнейшими учеными и специалистами СНГ, уделяя большое внимание развитию интеграционных процессов с геологами России, Узбекистана, Кыргызстана.

Заслуги Гинаята Рахметуллича отмечены многими государственными наградами и премиями СССР, Республики Казахстан.

Память о Гинаяте Рахметулличе навсегда сохранится в наших сердцах.

*Ученый совет ФГУП ЦНИГРИ
Редколлегия и редакция журнала*

Памяти Владимира Тихоновича Фролова

Ю.Г.ВОЛОХИН, Г.М.ВОВНА (Дальневосточный геологический институт (ДВГИ) ДВО РАН; 690022, Владивосток-22, пр-кт 100-летия Владивостоку, 159)

Волохин Юрий Германович, yvolokhin@mail.ru

Вовна Галина Михайловна, gala1367@mail.ru

10 февраля 2015 г. ушел из жизни Владимир Тихонович Фролов — выдающийся геолог, профессор Московского государственного университета им.М.В.Ломоносова. Его биография и жизненный путь примечательны для той эпохи, которую пережило родившееся после революции и воспитанное при советской власти поколение русских людей. Он родился в 1923 г. в крестьянской семье и получил образование в сельской школе, где в 1930-е годы среди других общеобразовательных дисциплин была и геология, которая предопределила выбор будущей профессии, ставшей главным смыслом всей его жизни. Начавшуюся учебу на геолого-почвенном факультете Московского государственного университета прервала война. В 1941 г. как и многие студенты университета В.Т.Фролов ушел добровольцем на фронт, где участвовал в боевых рейдах в тылу врага в отрядах особого назначения. В 1943 г. он был отозван с фронта и направлен на работу по специальности, сначала в Туркмению, а потом в Азербайджан. После войны В.Т.Фролов завершил учебу в университете, и всю оставшуюся жизнь посвятил преподавательской и научной работе на геологическом факультете МГУ.

Основные интересы В.Т.Фролова связаны с петрографией и литологией осадочных пород и руд, фациальным и формационным анализом континентальных угленосных и морских, в том числе флишевых формаций, цикличностью седиментации, вопросами диагенеза и стадийности осадочного породо-и рудообразования. Он всегда уделял огромное внимание конкретным методам изучения осадков и пород, методологии изучения осадочных и вулканогенно-осадочных образований, их классификациям и терминологии. В.Т.Фроловым написано «Руководство к лабораторным занятиям по петрографии осадочных пород» (1964) — непревзойденное методическое учебное пособие для студентов, не потерявшее своего значения до настоящего времени.

Комплексный подход к изучению геологических объектов был характерной чертой стиля научной работы В.Т.Фролова. Он проявился еще в его первой крупной научной работе «Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических и палеогеографических исследований» (1965), посвященной нижне-среднеюрским угленосным отложениям Дагестана и востока Чечено-Ингушской АССР. В этой книге изложены результаты не только добротного геологического исследования, но и критическое осмысление существ-

вавшей методологии (Ю.А.Жемчужников, В.С.Яблоков, В.С.Яблоков, 1956; В.С.Яблоков, 1959) генетического анализа угленосных толщ. В ней автор выступил против существовавшего дуализма геологических понятий и метода «навешивания генетических ярлыков», разработал методику генетического анализа угленосных толщ, предложил разделять понятия «фация», «обстановки осадконакопления», «литотипы», «генетические типы», дал их четкое определение.

Дальнейшее развитие методология литогенетического анализа получила в его статьях, посвященных морским формациям, и в монографии «Генетическая типизация морских отложений» (1984). Согласно В.Т.Фролову, генетический анализ осадочных пород базируется на принципах: 1) разделения понятий о способе и условиях отложения морских осадков; 2) ведущего значения способа образования, отражающего генезис в прямом значении термина; 3) моногенетичности или однородности по генезису; 4) предпочтительности историко-геологических критериев перед чисто динамическими или литогенетическими; 5) историко-геологической конкретности и целостности. На этих принципах основано выделение генотипов и парагенотипов, представляющих, чаще всего, циклотемы и элементарные циклиты и составляющих элементарные ячейки геологических формаций.

Наиболее фундаментальным творением В.Т.Фролова является учебное пособие «Литология», вышедшее в трех книгах соответственно в 1992, 1993 и 1995 годах. Работа представляет всестороннее и целостное изложение науки об осадочных породах и формациях и методах их изучения. По своему построению эта книга напоминает фундаментальный труд Л.Б.Рухина «Основы литологии», выдержавший три издания, но является новой по содержанию. Она включила новейшие революционные достижения в литологии, накопившиеся за 23 года после последнего издания книги Л.Б.Рухина. «Литология» В.Т.Фролова является не только современным обобщением, но и оригинальным научным исследованием. Она начинается с определения предмета, целей и задач литологической науки. Анализируются связи литологии с другими геологическими науками и ее место среди них, подробно характеризуются используемые методы, показано значение литологии для историко-геологических реконструкций. В книге дается представление о процессах, стадиях и условиях

образования осадочных пород и руд, охарактеризованы все основные группы осадочных пород, рассмотрены и усовершенствованы их классификации, показано теоретическое и практическое значение всех классов седиментитов. Третий том «Литологии» — учение о геологических формациях, развивавшееся в СССР и России многими крупными учеными (Н.С.Шатским, В.В.Белоусовым, В.И.Поповым, Н.П.Херасковым, В.И.Драгуновым, Н.М.Страховым, В.Е.Хаином и др.), и получившее продолжение в работах В.Т.Фролова. В понимании В.Т. Фролова геологические формации — это типы региональных парагенезов (ассоциаций) генетических типов отложений. Формационные единицы (или конкретные формации) выделяются на стадии регионально-стратиграфического изучения и, фактически, представляют корректно выделенные региосвиты, региоюруса или региогоризонты. Историко-геологическая целостность (неделимость) конкретных формаций выражена законченной фациальной структурой. Отнесение их тому или иному формационному типу, то есть выделение собственно геологических формаций, это результат обобщения и абстрагирования, которому предшествует генетическая расшифровка отложений, парагенезов генотипов и обстановок накопления фаций. В книге дается характеристика и показывается значение геологических формаций для реконструкции геологической истории регионов и бассейнов. Применение принципов системного анализа и историко-геологического подхода при изучении геологических объектов и процессов прослеживаются красной нитью через все изложение книги.

В коллективном труде ученых из СПбГУ, МГУ, ВСЕГЕИ, ВНИИОкеанология, ВНИГРИ, ГАНИГ, МГТА и ИО РАН — книге «Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов» (1998) В.Т.Фроловым введено представление о «малых осадочных породах», мини- и микропородах (полиоксидолитах, полифосфатолитах, полигалолитах и др.), присутствующих в слоях других пород в виде незначительных выделений, линз, желваков или конкреций. Подробно освещены типы осадочных пород не являющиеся формациеобразующими, но представляющие, однако, ценные полезные ископаемые (ферролиты, манганолиты, аллиты, фосфатолиты и фосфориты, сульфолиты, графитолиты, цеолититы и др.). Характеристики данных типов пород расширяют и дополняют петрографическое содержание ранее изданной 3-х томной «Литологии», практически не оставляя в нем пробелов.

Одна из последних книг В.Т.Фролова «Наука геология: философский анализ» (2004) посвящена методологическим и философским аспектам геологии. Назревшая необходимость такой книги вызвана нарастающим в геологии кризисом, теми обвинениями, которые высказывались в ее адрес: недостаточной теоретичности, отсутствии строгих законов и



Владимир Тихонович Фролов (слева) с доктором Х.Херихом (Грейсвальдский университет, ГДР) и студентами геологического факультета МГУ им.М.В.Ломоносова Юрием и Людмилой Шестерами, 1973 г.

разработанных теорий, отсталости геологии от точных фундаментальных наук. В этой сравнительно небольшой монографии автор анализирует структуру геологии, ее законы и теории, рассматривает онтологическую базу науки и теорию познания. В книге критически проанализированы законы и теории основных геологических дисциплин, начиная с кристаллографии и заканчивая тектоникой и геосторией, дана оценка теоретичности и историчности (спекулятивности) каждой из этих наук в относительных баллах и процентах. В.Т.Фролов показал, что невысокая номологическая и прагматическая ценность геологических законов и теорий объясняется отнюдь не «эмпирически-детским» уровнем геологии, не слабой гносеологией, а историческим характером науки, необычайной сложностью и многофакторностью объекта геологии, неполнотой геологической летописи и нелинейностью геологических процессов. Резкая неоднородность геологических наук, по автору, исключает возможность единых законов и теорий и любую обобщающую теорию в собственно геологии. Согласно В.Т.Фролову, **геология** — это в основном эмпирическая, историческая наука с максимально разработанной теорией познания, в которой важное место занимают интуиция, гипотезы и эмпирические обобщения. Земля развивается сложно, «эклотично», а познание ее истории всегда будет лишь вероятностным заключает автор.

Распространяемое в 1990-е годы мнение об отсталости российской геологической науки, по сравнению с западной геологией, вызвало протест В.Т.Фролова, который он высказал в статье «О месте и роли российской геологии в мировой науке», опубликованной в № 3 журнала «Отечественная геология» в 1999 г. Поводом послужила статья из журнала «Science» (1994), утверждавшая мысль об отсталости советской и российской геологии в силу былой изолированности российской геологии и неприятия большинством отечественных геологов «тектоники литосферных плит». Не отрицая определенную оторванность российской геологической науки от мировой, ее отставание в техническом отношении, связанное с недостаточным финансированием, В.Т.Фролов пришел к парадоксальному выводу о большей изолированности западных, особенно американских геологов от достижений советских и российских геологов. Изолированность российской геологии, даже в Советском Союзе, никогда не была полной. Советские геологи не только изучали огромную территорию своей страны и некоторых зарубежных стран, но проводили изучение морей и океанов в собственных морских экспедициях, участвовали в крупных международных проектах, в том числе в проектах глубоководного бурения, что фактически прекратилось в горбачевско-ельцинский период. Российские геологи имели уникальную возможность мыслить глобально в силу огромности территории и геологического многообразия нашей страны, покрытой геологическими съемками различного масштаба. В.Т.Фролов показал, что причины изоляции западных ученых от российской геологической науки были во многом этическими, связанными с языковым барьером и высокомерием многих западных геологов, не умевших и не считавших нужным читать работы на чужом языке. В отличие от западных ученых, российские геологи имели возможность узнавать о достижениях западных геологов, читая их работы в подлинниках в доступных журналах, а также получая информацию через рефераты статей в информационном журнале «РЖ Геология». Фундаментальные труды западных ученых переводились на русский язык и выпускались достаточно большими тиражами научными издательствами «Иностранная литература», «Мир», «Недра», «Наука», «Мысль» и др. Позже этот информационный канал оказался утраченным. Сравнив положение в стратиграфии, литологии, формациологии, петрологии, тектонике, и металлогении, В.Т.Фролов заключил, что по многим направлениям геологии (в стратиграфии, геологическом картировании, формациологии, учении о генетических типах отложений, теории литогенеза) российская геология до сих пор остается на передовых позициях. А в сдержанности российских геологов к односторонним новомодным «теориям», включая и «тектонику плит» сказался не архаизм и отсталость

русской геологии, а здоровый консерватизм — признак зрелости науки и ее высокого уровня. Согласно В.Т.Фролову, практическая результативность российской геологии свидетельствует о том, что никакой отсталости российской геологии нет, так как при доле населения 3,5% от мирового Россия обладает 30% мирового минерально-сырьевого потенциала разведанных ресурсов.

Владимир Тихонович всегда отличался широтой научных интересов, выходявших за пределы литологии и геологических наук. Он располагал обширными личными наблюдениями разнообразных геологических объектов, полученными им при проведении полевых работ в различных регионах России и мира (Поволжье, Кавказ, Крым, Урал, Курилы, Австралия, Венгрия, Германия, Новая Гвинея, Средиземное море и др.), в зарубежных командировках и геологических экскурсиях. Руководство работами многочисленных соискателей и аспирантов (в том числе иностранных) и хорошее знание научной литературы также расширило его научный кругозор до глобального. Это позволило В.Т.Фролову делать крупные научные обобщения, критически преломляя многочисленные и противоречивые литературные данные через призму обширных собственных наблюдений. Из зарубежных поездок он привозил большое количество цветных слайдов с изображениями обнажений, слоев, макротекстур и структур пород, которые широко использовал в лекциях и курсах, читаемых студентам. Многие из фотографий представляли уникальные геологические объекты и могли бы быть замечательными иллюстрациями к учебному пособию «Литология». Остается только пожалеть, что издание этой книги В.Т.Фролова пришлось на особенно неблагоприятные для науки и научных издательств 1990-е годы.

В.Т.Фролов был научным редактором русских переводов фундаментальных трудов зарубежных ученых в области геологии и седиментологии, среди которых можно отметить книги Дж.Уилсона «Карбонатные фации в геологической истории» (1980); «Катастрофы и история Земли» (под ред. У.Берггрена и Дж.Ван Кауверинга, 1986); «Циклическая и событийная седиментация» (под ред. Г.Эйнзеле и А.Зейлахера, 1985), свидетельствующие о международном признании и широте его интересов.

В.Т.Фролов воплотил в себе лучшие качества русского интеллигента. Он был прост и доступен в общении, отзывчив и доброжелателен; не терпел формального, бюрократического отношения к науке. Несмотря на свои энциклопедические знания, высокое положение профессора ведущего университета страны, международное научное признание, ему никогда не было свойственно высокомерие в отношениях с людьми, будь то лаборанты, студенты, аспиранты, геологи-производственники или коллеги по работе. Являясь

рецензентом и оппонентом многих научных работ и высказывая глубокие критические замечания, он всегда стремился оценивать их авторов, в первую очередь, по тому позитивному и ценному, что находил в их работах. Всех своих учеников и аспирантов он, прежде всего, учил думать, развивал самостоятельность мышления. В последние годы жизни, несмотря на ухудшающееся здоровье, Владимир Тихонович проявлял живой интерес к процессам, происходящим в стране. Его ум занимали возникшие в обществе морально-этические

проблемы, перемены, происходящие в культуре, образовании и науке.

Владимир Тихонович Фролов прожил напряженную творческую жизнь, воспитал многих геологов и литологов, кандидатов и докторов наук, оставил замечательные фундаментальные труды, которые еще на долгое время останутся фактологическим, идейным и методическим багажом не только литологической науки, но и геологии в целом. Память о нем навсегда останется в наших сердцах.

Порядок оформления статей, представляемых в журнал «Отечественная геология»

Настоящий порядок вводится в соответствии с рекомендациями ВАК Министерства образования и науки Российской Федерации и унификацией для Научной Электронной Библиотеки (НЭБ)

Образец оформления статьи:

УДК.....	© К.П.Комаров, П.С.Егоров, 2014
Геологическое строение Кольского полуострова	
К.П.КОМАРОВ, П.С.ЕГОРОВ (Кольский научный центр РАН)	
<i>Аннотация</i> (на русском языке, не более 5-7 строк).....	
<i>Ключевые слова</i> (на русском языке, не более 5-7 слов).....	
<i>Перевод названия статьи на английский язык (полужирным шрифтом)</i>	
K.P.KOMAROV, P.S.EGOROV	
<i>Аннотация</i> (на английском языке, не более 5-7 строк).....	
<i>Key words</i> (не более 5-7).....	
<i>Адрес для переписки - почтовый, телефон, e-mail:</i>	
Далее	
ТЕКСТ СТАТЬИ (см. требования к авторам статей).....	
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	

Требования к авторам статей

1. Рукопись статьи подготавливается в соответствии с образцом оформления и представляется с установленными сопровождающими документами: письмом (разрешением на опубликование) руководителя учреждения и экспертным заключением о возможности публикации в открытой печати. В конце статьи ставятся подписи всех авторов. В том случае, если автор не один, то указать фамилию автора, с которым будет вестись переписка.

2. К материалам, направляемым в редакцию, должна быть приложена справка об авторе (авторах) с указанием: фамилии, имя, отчества, ученой степени, звания, должности, места работы, адреса для переписки (почтового), телефона, e-mail каждого автора.

3. В журнале не публикуются статьи, излагающие обобщения и предположения, не вытекающие из публикуемого оригинального фактического материала; серийные и излагающие отдельные этапы исследований, не представляющих общего интереса.

4. Статьи, отклоненные редколлегией, повторно не рассматриваются.

5. Объем статьи не должен превышать 15 страниц, включая таблицы и список литературы. Следует оставить поля: сверху (2 см), снизу (2 см), справа (1 см) и слева (3 см). Все страницы рукописи нумеруются. В редакцию представляются два экземпляра статьи — распечатка с принтера, а также текст на дискете в Text format (*.rtf), (*.doc) с использованием шрифта Times New Roman Cyr. (размер 12, полуторный межстрочный интервал). В отдельные файлы помещаются статья, таблицы. Возможна передача статей по электронной почте: ogeo@yandex.ru, tsnigri@tsnigri.ru.

6. Для набора математических формул и химических символов рекомендуется использовать Microsoft Equation 2.0.

7. Список литературы дается сквозной нумерацией в алфавитном порядке. Иностранная литература помещается после отечественной. Ссылки в тексте на источник из списка литературы приводятся соответствующим порядковым номером в квадратных скобках. В список не включаются неопубликованные работы.

8. Рисунки и другие графические материалы (не более 4) в черно-белом варианте прилагаются к статье в двух экземплярах в отдельном конверте. На обратной стороне каждого рисунка карандашом указываются его порядковый номер, фамилия автора и название статьи. Размер оригиналов рисунков не должен превышать формата страницы журнала. Рисунки принимаются в виде фотокопии (на глянцевого бумаге), на дискетах с распечаткой на бумаге. Цифры и буквы в условных обозначениях, вынесенных за пределы рисунка, даются курсивным шрифтом. Текстовые и цифровые надписи на рисунках набираются на компьютере. Размер букв и цифр должен быть не менее 2 мм, толщина линий рисунка — не менее 0,2 мм. Каждый рисунок помещается в отдельный файл в одном из следующих форматов: графический редактор Corel Draw (*.cdr), Encapsulated Post Script (*.eps), TIFF — только для фото (*.tif), Диаграмма Microsoft Excel (*.xls). Графика должна быть прямо связана с текстом и способствовать его сокращению. Оформление и содержание иллюстративного материала должны обеспечивать его читаемость после возможного уменьшения. Ксерокопии и сканированные ксерокопии не принимаются.

9. Подрисуночные подписи печатаются на отдельной странице (текстовый файл, после списка литературы). Рисунки, не удовлетворяющие требованиям редакции, возвращаются автору.

10. Редакция оставляет за собой право сокращать и редактировать название статьи, текст, рисунки.

11. С целью облегчения редактирования статей следует использовать термины и понятия в значениях, отраженных в следующих изданиях:

Толковый словарь английских геологических терминов. Перевод с английского / Под ред. Н.В.Межеловского. —М.: Геокарт, 2002.

Российский металлогенический словарь / Под ред. А.И.Кривцова. —С-Пб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2003.

Термины и понятия, используемые при прогнозно-металлогенических исследованиях. —С-Пб, 1991.

12. Статьи, превышающие установленный объем или не отвечающие данным требованиям, возвращаются автору.