Министерство минеральных ресурсов и экологии РФ

Федеральное агентство по недропользованию

СИБИРСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

ГЕОЛОГИЯ, ГЕОФИЗИКА И МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ СИБИРИ

Материалы 1-й научно-практической конференции

Том 1

Новосибирск
2014

УДК 553.078+553.3/.6+55(1/9)+551.7
ББК 26.33+26.34
Г 360

Геология, геофизика и минеральное сырье Сибири : матер. 1-й науч.-практ. конф. Т. 1 [Текст] / Отв. ред. С. П. Зайцев. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 2014. – 269 с.

В сборнике представлены материалы 1-й научно-практической конференции «Геология, геофизика и минеральное сырье Сибири». Рассматривается широкий комплекс вопросов, связанных с повышением эффективности геолого-разведочных работ, рассматриваются проблемы геологии нефти и газа, разработки твердых полезных ископаемых, геофизики, стратиграфии, гидрогеологии, вопросы экономики недропользования и охраны окружающей среды.

Сборник состоит из двух томов: в первый вошли материалы секций «Металлогения и методика поиска твердых полезных ископаемых», «Региональная геология и стратиграфия»; во второй – «Геофизические методы поиска полезных ископаемых», «Геология нефти и газа».

Сборник предназначен для широкого круга специалистов, занимающихся проблемами геологии нефти и газа, геофизическими методами исследований, геолого-экономической оценкой ресурсов УВ и разработкой твердых полезных ископаемых.

Ответственный за выпуск
С. П. Зайцев

Редакционная коллегия

А. С. Ефимов (гл. ред.), А. И. Варламов (зам. гл. ред.), А. А. Герт (зам. гл. ред.),
В. С. Старосельцев (зам. гл. ред.), В. С. Сурков (зам. гл. ред.), Г. М. Тригубович (зам. гл. ред.),
А. А. Шевченко (отв. секретарь), И. В. Будников, В. М. Евтушенко, К. А. Жуков, Э. Г. Кассандров,
А. Э. Конторович, В. И. Краснов, В. Л. Кузнецов, Н. В. Мельников, П. Н. Мельников, А. В. Мигурский,
Ф. А. Мигурский, А. С. Сальников, В. В. Сапьяник, Е. В. Смирнов,
М. Ю. Смирнов, О. В. Шиганова, Г. Н. Черкасов, А. И. Черных

Утверждено к печати Ученым советом
Сибирского научно-исследовательского института геологии, геофизики и минерального сырья

© Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), 2014

СОВРЕМЕННЫЕ ТЕХНОЛОГИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В СИБИРИ

В. С. Селезнев, А. С. Ефимов, А. В. Лисейкин, А. А. Брыксин, С. М. Бабушкин, П. А. Сигонин, П. В. Громыко, М. Ю. Смирнов

Геофизическая служба СО РАН, Новосибирск

В Западной и Восточной Сибири расположено большое количество рек и крупных озер. Эти места перспективны для поисков нефти и газа. Проводить сейсмические работы в данных районах крайне сложно и возможно только в зимнее время, когда температура опускается ниже –40 и даже –50 °С. Для их выполнения необходимо прокладывать дороги для техники, и в некоторых случаях требуются взрывные работы, которые наносят вред экологии. В то же время хорошо известно, что на морях и крупных водоемах проводятся сейсмические работы с использованием гидропушек как источников и плавающих или донных кос в качестве приемников. Современные методы электроразведки становятся все более востребованными при изучении верхней части разреза. Особенно интересно осуществлять одновременную обработку и интерпретацию сейсмо- и электроразведочных данных. Для выполнения подобных исследований на реках было необходимо разработать специальную комбинированную технологию речных сейсмо- и электроразведочных работ.

Геофизическая служба СО РАН более 20 лет занимается сейсмо- и электроразведочными работами на реках и водоемах Сибири. Часто работы велись в условиях, когда глубина водоема превышала 10 м или когда на реке встречались отдельные участки с глубиной менее 1 м. Для таких случаев требовалось разработать новые плавсредства или адаптировать уже имеющиеся, создать гидропушки, работающие на малых глубинах («Малыш», «Сибиряк»), новую регистрирующую аппаратуру (сейсмо- и электроразведочные варианты аппаратуры «Байкал»). На реках приходится работать на криволинейных профилях, при этом центры зондирований располагаются не на линии, а в определенной области. Это дает более ценную геологическую информацию о трехмерности изучаемого объекта, но создает определенные трудности при обработке материалов.

Представленные результаты сейсмических исследований выполнены в рамках международной научной программы по изучению самых больших неотектонических впадин древних континентов – озер Байкал и Телецкое. Установлено, что глубина осадочного чехла под Байкалом превышает 14 км.

По заказам Министерства природных ресурсов и экологии и частных компаний проведены речные работы по методу ОГТ на рр. Обь, Волга, Енисей, Вах, Лена, Киренга, Нижняя Тунгуска. Сравнение результатов, которые получены на речных профилях с наземными, пересекающими реку, показало, что в сложных поверхностных условиях (Центральная Лена, Нижняя Тунгуска) сейсмические разрезы на реке лучше наземных. Это связано с тем, что на реке без увеличения затрат можно реализовывать системы наблюдений с кратностью в несколько сотен и не нужно вводить поправки за рельеф. Важно также, что профили по реке протяженностью в 1000 км увязывают данные, полученные на отдельных наземных профилях. В устье р. Енисей получен качественный материал до глубин в 20 км. На р. Лена в районе нефтяного месторождения проведено комплексирование сейсмо- и электроразведочных работ. По данным сейсморазведки устанавливались структурные и скоростные параметры разреза, а на основе этой информации по данным электроразведки определяли распределение проводимости. Полученные результаты могут быть использованы для прямых поисков углеводородов.

КОРРЕЛЯЦИЯ РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕЕ ОБРАМЛЕНИЯ ПО НОВЫМ СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Ю. А. Филипцов

Управление по недропользованию по Центрально-Сибирскому округу (Центрсибнедра), Красноярск

Рифейский комплекс отложений Сибирской платформы в целом и ее западной части в частности имеет более сложное геологическое строение, чем плащеобразно перекрывающая его венд-фанерозойская часть осадочного чехла. Первые скважины, вскрывшие рифейские образования в пределах Байкитской антеклизы и Катангской седловины, показали его сложную блоково-складчатую структуру и большую мощность отложений, что в дальнейшем было подтверждено сейсмическими данными по региональным профилям. Такое строение рифея хорошо сопоставлялось с результатами геологических съемок на западном обрамлении платформы – Чадобецком поднятии и Енисейском кряже, где установлены большая мощность рифейских отложений и несогласное их перекрытие более молодыми осадками венда или послеперерывного рифея – венда (тасеевской серией).

Однако вопросы надежной корреляции рифейских толщ разных районов до сих пор не решены. При этом наблюдается закономерная картина сопоставления рифея разных районов. На Камовском своде и его обрамлении, несмотря на большую тектоническую нарушенность, удалось выработать единую стратиграфическую шкалу рифейских отложений. В настоящее время даже при ограниченном отборе керна во вновь пробуренных скважинах здесь удается успешно коррелировать части вскрываемого рифейского разреза, что стало возможным благодаря нескольким скважинам, вскрывшим рифейские толщи на большую мощность (1–1,8 км), а также хорошей выразительности каротажных кривых (прежде всего ГК, НГК, АК) стандартного комплекса каротажа и хорошей прослеживаемости на временных разрезах внутририфейских отражающих горизонтов R_4, R_3 и R_2.

Аналогичная картина наблюдается в Катангской седловине и на окружающих ее площадях. Но надежно сопоставить разрезы рифейских отложений Байкитской антеклизы и Катангской седловины друг с другом и с разрезами рифея Енисейского кряжа и Чадобецкого поднятия до последнего времени не удавалось. Во всех перечисленных районах используются самостоятельные схемы стратификации рифея. Все имеющиеся схемы сопоставления рифейских разрезов данных районов – авторские варианты, они значительно отличаются друг от друга вследствие неоднозначности обоснований, принятых теми или иными авторами.

Стоит отметить, что сама история изучения рифея разных районов доказывает, что в западной части Сибирской платформы и на ее обрамлении рифейские отложения имеют большую мощность (до 12–14 км) и характеризуются более значительной фациальной изменчивостью, чем перекрывающие отложения венд-фанерозойской части осадочного чехла.

Проведенные в последние 5–7 лет региональные геофизические работы и бурение нефтегазопоисковых скважин позволили получить значительный объем новых данных о строении рифейского комплекса отложений.

Первым важным результатом проведенных исследований стало доказательство существования в западной части Сибирской платформы (под плащеобразно залегающими венд-фанерозойскими отложениями) единой системы рифейских прогибов – Приенисейского и Ангаро-Котуйского, разделенных блоками более древнего архей-раннепротерозойского фундамента преимущественно гранитоидного состава [3, 4]. Их характерная черта – синклинорное строение с погружением отложений в сторону наиболее прогнутых их частей. Мощность отложений наращивается все более молодыми образованиями, но также появляется и более древний комплекс отложений, отсутствующий, судя по сейсмическим данным, на бортах прогибов.

Следующая важная особенность строения прогибов заключается в том, что значительные по масштабам разломо- и складкообразовательные тектонические движения проявились в конце рифейского времени, сформировали блоково-складчатую структуру рифейского комплекса отложений западной части Сибирской платформы и в течение предвендского эрозионного этапа развития ослабели вплоть до прекращения. В дальнейшем произошла консолидация сформированного комплекса рифейских и подстилающих их пород, эрозия больших его объемов с образованием обширных выходов на довендскую дневную поверхность гранитоидов фундамента и пенепленизация этой эрозионной поверхности, перекрытой впоследствии вендскими осадками. Аналогичная картина наблюдается и в восточной части Енисейского кряжа: отложения тасеевской серии и трансгрессивно их перекрывающие более молодые отложения венда и кембрия залегают на пенепленизированной поверхности рифея от удерейской (среднерифейской) свиты до дашкинской (самой молодой верхнерифейской) включительно, что фиксирует степень тектонической нарушенности рифейских отложений в предвендское время, схожую с установленной по сейсмическим и буровым данным на Байкитской антеклизе.

Следующим важным результатом проведенных в западной части Сибирской платформы сейсморазведочных и буровых работ стало значительное уточнение особенностей строения рифейского комплекса отложений.

В пределах Юрубчено-Тохомского месторождения и к юго-востоку от него ранее было установлено наличие под предвендской поверхностью несогласия на рифейском уровне разреза карбонатной платформы в составе юрубченской, долгоктинской и куюмбинской толщ, полого погружающихся в юго-восточном направлении (от скважин Юрубченских, Вэдрэшевских, Верхнетайгинской 1) с появлением в разрезе вышележащих, также преимущественно карбонатных отложений копчерской, юктэнской, рассолкинской и вингольдинской толщ. В последние годы существование этой карбонатной платформы подтверждено данными бурения скважин на Платоновской, Камовской и Салаирской площадях. Практически в основании указанной карбонатной платформы находится один из основных опорных сейсмических внутририфейских отражающих горизонтов R_4, который соответствует кровле вэдрэшевской толщи в районах ее развития.

Сейсмические профили южного склона Байкитской антеклизы подтвердили погружение отражающей границы R_4 с северо-запада на юго-восток – вначале пологое, а затем более резкое. На этих профилях отчетливо заметно, что при наличии глинистых пачек и прослоев в карбонатных (преимущественно доломитовых) толщах формируются явные отражения на литологических границах, соответствующих скачкообразным изменениям плотности пород – R_4, R_3, R_2. При фациальном замещении карбонатов глинистыми отложениями (или наоборот) такие границы исчезают. В том случае когда мощные карбонатные толщи (юрубченская, куюмбинская и т. д.) замещаются переслаивающимися глинисто-карбонатными и глинистыми пачками, на временных разрезах появляются многочисленные резкие отражения, среди которых опорные границы R_4, R_3 и R_2 теряются и перестают прослеживаться.

Наиболее ярко на полученных разрезах выделяется карбонатное тело между отражениями R_4 и R_2, протягивающееся от Юрубченской площади на юго-восток. Оно образовано отложениями перечисленных толщ, характеризуется практически полным отсутствием отражений между R_4 и R_2 и подтверждается результатами бурения соседних скважин.

При прослеживании отражающей границы R_4 на юго-восток в сторону наибольшего погружения рифейских отложений к оси Иркинеево-Ванаварской части Ангаро-Котуйского прогиба на всех параллельных профилях появляются дополнительные отражения выше отражения R_4, которые имеют клиноформный характер, что позволяет говорить о фациальных замещениях рифейских образований (в составе юрубченской и куюмбинской (более высокий стратиграфический уровень) толщ). Возникшие между границами R_4 и R_3 отражения фиксируют довольно резкое клинообразное уменьшение мощности карбонатных толщ, которое во время осадконакопления (в юрубченское время и позже в куюмбинское) должно было сопровождаться формированием некомпенсированных осадками прогибов, расположенных к юго-востоку от карбонатной платформы. В дальнейшем над маломощными отложениями прогибов формировались компенсирующие толщи заполнения, которые на наблюдаемых разрезах характеризуются увеличением мощности в сторону осевой части прогиба.

Еще далее на юго-восток, несмотря на увеличение глубины и, соответственно, закономерное и ожидаемое уменьшение интенсивности сейсмического сигнала, все пространство временных разрезов между отражениями R_4 и R_3 насыщено многочисленными отражениями, среди которых опорный горизонт R_4 теряется и может быть проведен только условно.

Сходный характер фациальных изменений рифейских отложений можно заметить и между отражающими горизонтами R_3 и R_2 (юктэнская, рассолкинская и вингольдинская толщи). При приближении к осевой зоне Ангаро-Котуйского прогиба между этими отражениями также появляются вначале клиноформные границы, а затем многочисленные новые отражения, среди которых R_3 и R_2 теряются.

Выше отражающей границы R_2 на перечисленных разрезах прослеживаются отражения, сформированные в более молодых отложениях, чем вскрытые скважинами в Байкитской антеклизе (моложе ирэмэкенской толщи), причем мощность их сопоставима с мощностью комплекса между границами R_4 и R_2 (достигает 3–4 км). В пределах этой сохранившейся от предвендского размыва верхней части рифейского разреза наблюдается отчетливое увеличение мощности отложений от края прогиба к его центру, кроме того, присутствуют наклонные отражения внутри некоторых интервалов, формирующиеся, вероятно, в пачках клиноформного строения. Резюмируя сказанное, можно сделать следующие выводы, важные для понимания особенностей строения рифейского комплекса отложений.

1. Южная часть Ангаро-Котуйского прогиба развивалась в рифейское время (со времени образования юрубченской толщи) унаследованно. Юрубчено-Тохомская зона (территория современного Камовского свода) находилась в краевой его части и характеризовалась в целом очень постепенными погружениями, при которых скорость погружения не превышала скорости нарастания строматолитовых построек. В результате в северной краевой части прогиба на разных стратиграфических уровнях (юруб-

ченском, куюмбинском, юктэнском, вингольдинском, ирэмекенском) формировались обширные карбонатные платформы. Верхняя часть отложений в краевой части прогиба впоследствии была уничтожена предвендской эрозией, но карбонатные образования сохранились здесь почти повсеместно.

2. В более глубоких приосевых частях прогиба карбонатные отложения юрубченской, куюмбинской, юктенской, вингольдинской и ирэмэкенской толщ фациально замещались карбонатно-глинистыми и глинистыми осадками уменьшенной мощности. В отдельные периоды трансгрессий формировались некомпенсированные осадками бассейны в удаленных от краевых частей зонах, в которых могли накапливаться углеродистые и высокоуглеродистые отложения небольшой мощности, одновозрастные с мощными карбонатными толщами краевых частей бассейна. В более позднее время некомпенсированные бассейны заполнялись глинисто-карбонатными отложениями толщ заполнения, с компенсацией осадками ранее сформировавшихся прогибов и впадин.

3. В целом рифейский комплекс отложений имеет мощность, конседиментационно увеличивающуюся от бортовой северной части к оси прогиба. На временных разрезах с достаточно надежным прослеживанием отражающих границ мощность между R_4 и R_1 увеличивается приблизительно в 1,5 раза.

4. Установленное фациальное замещение рифейских отложений проявляется в широком стратиграфическом диапазоне. Это основная причина, по которой до сих пор не удавалось сопоставить рифей Енисейского кряжа, Чадобецкого поднятия и Камовского свода. В соответствии с полученными новыми сейсмическими данными разрез рифея Чадобецкого поднятия в целом надстраивает сверху рифейские отложения Камовского свода.

Следующий район, в котором удалось в последнее время получить значительный прирост информации о геологическом строении рифея – зона сочленения Сибирской платформы с Енисейским кряжем. Отработанные сейсмические профили протягиваются в зону обнажающихся на дневной поверхности рифейских толщ на Иркинеевском выступе и пересекают Ангаро-Питский синклинорий Енисейского кряжа.

Факт погружение рифейских отложений на Иркинеевском выступе в восточном направлении под плащеобразно перекрывающий их чехол венд-фанерозойских пород не оставляет сомнений в том, что отложения, хорошо изученные и стратифицированные на дневной поверхности Енисейского кряжа, распространены и в западной части Сибирской платформы. К сожалению, из-за сложного характера сочленения (многочисленные разломы) Сибирской платформы и Енисейского кряжа не удалось проследить внутририфейские отражающие границы без обширных зон с потерей отражений от территории Сибирской платформы в пределы Ангаро-Питского синклинория и Иркинеевского выступа. Но по всей сумме нового геолого-геофизического материала сделано несколько важных выводов о сопоставлении рифейских разрезов этих районов и об особенностях их геологического строения.

Прежде всего следует отметить, что западные профили южного склона Байкитской антеклизы хорошо увязываются с профилями зоны сочленения с Енисейским кряжем. На временных разрезах наблюдается замеченная ранее закономерность: при продвижении от карбонатной платформы северного борта на юг, к осевой части Ангаро-Котуйского рифейского прогиба, отражающие границы R_4, R_3 и R_2 на временных разрезах теряются на фоне многочисленных возникающих отражающих границ [2, 3]. В то же время в более молодых рифейских образованиях, появляющихся в разрезе под вендской поверхностью несогласия, также прослеживаются отчетливые отражения.

Обращает на себя внимание резкое угловое несогласие между рифейскими и вендскими отложениями на всех разрезах, а также погружение внутририфейских отражающих границ при одновременном воздымании подошвы вендских отложений при выходе профилей на Иркинеевский выступ. Выход древних среднерифейских отложений удерейской и погорюйской свит на дневную поверхность в ядре Иркинеевского выступа свидетельствует о надвиге южного крыла на северное. Пологое в целом облекание эрозионной поверхности рифея венд-кембрийскими пластами на Иркинеевском выступе указывает на позднерифейское – предвендское время формирования указанного надвига. Более поздние венд-фанерозойские дислокации усложнили структуру данного района, но по интенсивности значительно уступают позднерифейским.

Необходимо отметить, что, несмотря на сложную складчато-блоковую структуру рифейских отложений Ангаро-Питского синклинория Енисейского кряжа и далеко не самые благоприятные условия обнаженности их на дневной поверхности, данные сейсморазведки однозначно подтверждают модель геологического строения территории, разработанную при геолого-съемочных исследованиях. Мощная сейсмически почти «прозрачная» толща верхней части рифейских образований в ядре синклинория соответствует самым молодым верхнерифейским свитам – чинеульской и дашкинской. Ниже, под резкой отражающей границей, приблизительно соответствующей подошве нижнеангарской свиты, расположена толща киргитейской и свиты Серого ключа (в верхней части также без резких отражений) с суммарной временной мощностью 300–400 мс. Вниз по разрезу после серии резких границ, локализованных

примерно в нижней части киргитейской свиты или свиты Серого ключа, следует в значительной мере «прозрачная» толща шунтарской свиты (приблизительно 200–250 мс). Ниже выделяется толща со существенными изменениями временной мощности (от 700–800 мс на востоке до 400 мс на западе), отвечающая джурской и красногорской свитам или их стратиграфическому аналогу – потоскуйской свите в районах, где ее разделение проблематично. Еще ниже залегает комплекс среднерифейских отложений аладьинской свиты и свиты Карточки, который, как и вышележащий, характеризуется многочисленными интенсивными отражающими границами (суммарная временная мощность 300–400 мс). Далее вниз по разрезу следует сейсмически почти «прозрачный» комплекс, соответствующий погорюйской свите (300–450 мс). Завершает разрез рифея (ниже резкой отражающей границы) мощный, также почти лишенный отражений комплекс (временная мощность до 1100–1200 мс), отвечающий удерейской, горбилокской и кординской свитам среднего и нижнего рифея.

Хорошее соответствие приведенного сопоставления сейсмокомплексов со стратиграфическими подразделениями можно отметить и на секущем профиле, где породы удерейской свиты выходят на дневную поверхность.

На субширотных профилях, которые восточной своей частью доходят почти до шовной зоны сочленения Енисейского кряжа с Сибирской платформой, отчетливо проявился надвиговый характер этой зоны. Истинный угол падения плоскости сместителя, погружающейся на юго-запад, около 35°. Горизонтальная амплитуда смещения по этому надвигу достигает 12 км, причем какая-то часть надвинутого крыла в настоящее время уничтожена эрозией (предвендской) и первоначально его граница располагалась несколько восточнее.

На временных разрезах, полученных по профилям зоны сочленения с Енисейским кряжем, на рифейском уровне под субгоризонтально залегающими венд-палеозойскими отложениями в приграничных с Енисейским кряжем районах Сибирской платформы хорошо видна синклинальная структура, по размерам и степени складчатости сопоставимая с Дашкинской синклиналью, обнажающейся на дневной поверхности в южной части Ангаро-Питского синклинория. Следует еще раз подчеркнуть, что наибольшая степень дислоцированности рифейских образований наблюдается в шовных зонах сочленения Енисейского кряжа с Сибирской платформой, но при удалении от них в сторону как Сибирской платформы, так и Енисейского кряжа степень дислоцированности рифейских отложений снижается. На Сибирской платформе это хорошо коррелируется со степенью дислоцированности венд-кембрийских отложений (выше границы R_0), на Енисейском кряже это можно заметить в районах, где сохранились от размыва останцы венд-кембрийских образований. Так, на северном крыле Дашкинской синклинали установлены породы тасеевской свиты и перекрывающей ее островной, несогласно залегающие на рифейских отложениях от дашкинской до потоскуйской свит. Еще далее к северо-западу тасеевская свита выклинивается, а островная несогласно залегает на породах киргитейской – погорюйской свит рифея. Углы падения венд-кембрийских образований в отдельных обнажениях в указанных останцах достигают 15–20°, иногда до 40–50°. Но в региональном плане полоса сохранившихся от размыва на западном крыле Ангаро-Питского синклинория венд-кембрийских отложений протягивается в северо-западном направлении на 50–60 км, и можно говорить об их в целом субгоризонтальном залегании (несмотря на мелкие складки и разломы высоких порядков).

Поскольку на крыльях синклиналей и прогибов Ангаро-Питского синклинория не происходит существенного конседиментационного уменьшения мощности рифейских отложений, можно сделать вывод, что структура последнего имеет преимущественно постседиментационный характер по отношению к образованиям удерейской – чинеульской свит. Следовательно, на предвендском этапе пенепленизации на валах и более изометричных антиклинальных структурах в Ангаро-Питском синклинории было размыто не менее 6–8 км рифейских отложений.

Другая особенность временных разрезов зоны сочленения Сибирской платформы и Енисейского кряжа – две яркие отражающие границы, прослеживающиеся внутри рифейского комплекса отложений (R_2 и резкая граница, лежащая непосредственно над ней), которые то расходятся на 300–500 мс, то сближаются друг с другом, причем наиболее прихотливо ведет себя верхняя. Подобное поведение отражающих границ наиболее характерно для рифогенного карбонатного тела в зоне его краевого уступа на границе с некомпенсированным осадками прогибом, когда оно замещается по простиранию глинисто-карбонатными, маломощными бассейновыми отложениями.

Учитывая меняющуюся мощность указанного карбонатного тела, его положение в разрезе терригенно-карбонатных отложений с разрезами рифея Ангаро-Питского синклинория и Иркинеевского выступа, наиболее обоснованным выглядит его сопоставление с джурской свитой. При сравнении с разрезами, пересекающими Ангарро-Питский синклинорий по субширотным профилям, именно на уровне развития джурской свиты можно заметить сопоставимые изменения мощностей, что соответствует геолого-съемочным данным.

На Енисейском кряже фациальные изменения в пределах потоскуйской (красногорской – джурской) свиты установлены еще при геолого-съемочных работах в 1960–1980-х гг. (К. Ш. Яркаев, Ю. Н. Елхов, Б. В. Шибистов, Р. Я. Скляров, А. Е. Березий). По данным геологической съемки мощность джурской свиты значительно меняется и в Приангарской части Енисейского кряжа достигает 1150 м. Свита сложена преимущественно рифогенными карбонатными отложениями, довольно быстро выклинивающимися по простиранию в сторону развития более глубоководных одновозрастных им терригенных образований (на северо-западном замыкании Ангаро-Питского синклинория выделяется нерасчлененная потоскуйская свита, нацело сложенная толщей глинистых сланцев, аргиллитов, филлитовидных сланцев с маломощными прослоями и линзами песчаников).

Позднее отложения среднего – верхнего рифея Ангаро-Питского синклинория подробнее изучались при детализационных работах В. Ю. Шенфилем, Г. И. Таныгиным, Е. М. Хабаровым и др. В одной из последних сводок с детальным рассмотрением литолого-фациальных взаимоотношений указанных отложений красногорская свита рассматривается как толща заполнения, которая на Енисейском кряже снивелировала рельеф, возникший после образования «аладьинского карбонатного шельфа и сосновского флиша» [1].

Таким образом, для восточных районов Енисейского кряжа можно считать доказанным, что начиная с конца среднерифейского этапа развития, когда накапливались отложения свиты Карточки и аладьинской (или соответствующей им сосновской), установился фациально изменчивый режим осадконакопления, сопровождавшийся значительным изменением фациально-литологического облика накапливавшихся осадков и существенными вариациями их мощностей. При этом формировавшиеся в отдельные периоды времени некомпенсированные осадками прогибы с маломощными тонкозернистыми бассейновыми отложениями в последующем нивелировались толщами заполнения. Наиболее ярко подобные явления выражены в восточных районах Енисейского кряжа в сосновское, потоскуйское, шунтарское – джурское, киргитейское время. Подробные описания вариантов интерпретации указанных фациальных изменений на примерах конкретных обнажений приведены в обобщающей работе [1]. Все перечисленное хорошо согласуется с новыми сейсмическими данными, полученными в пределах Ангаро-Питского синклинория и зоны сочленения Сибирской платформы с Енисейским кряжем, а также в примыкающей части Ангаро-Котуйского прогиба.

Можно с достаточной степенью обоснованности утверждать, что существенные фациальные замещения средне-верхнерифейских отложений не исчезают резко на современной границе Енисейского кряжа, а наблюдаются и в Ангаро-Котуйском прогибе: они менее заметны вдоль его приосевой части, но более значительны при продвижении к его бортам, в частности в Юрубчено-Куюмбинскую зону на северном борту прогиба.

Как было показано выше, разрез рифея Чадобецкого поднятия в целом надстраивает сверху рифейские отложения, вскрытые в Камовском своде. Сопоставление разрезов Енисейского кряжа и Чадобецкого поднятия позволило скоррелировать семеновскую свиту нижней части чадобецкого разреза с шунтарской Енисейского кряжа. Подобное сопоставление наиболее обоснованно, с ним хорошо увязывается положение шунтарской свиты над отражающими границами – R_2 и второй вышележащей (над джурской свитой). В этом случае нижняя часть вскрытого на Камовском своде рифейского разреза в объеме вэдрэшевской, мадринской, юрубченской толщ сопоставляется с верхнеудерейской, возможно, и с частью среднеудерейской подсвиты Енисейского кряжа, а самая молодая ирэмэкенская толща Камовского свода – с джурской – шунтарской свитами.

Предложенная схема сопоставления наиболее близка к варианту Е. М. Хабарова с соавторами, по которому к верхнему рифею (лахандинию) могут быть причислены только самые верхние толщи разреза Камовского свода: токурская и ирэмэкенская [1].

Выводы

1. Отмеченные на профилях южного склона Байкитской антеклизы особенности фациальных изменений рифейских отложений с замещением образований карбонатных краевых платформ юрубченского, куюмбинского и другого времени бассейновыми проявились и на профилях зоны сочленения Сибирской платформы и Енисейского кряжа.

2. Основной вклад в формирование современной разломно-складчатой структуры восточной части Енисейского кряжа внесли позднерифейские тектонические движения и значительный размыв накопившихся отложений. Последовавшая в позднем рифее стабилизация тектонического режима способствовала значительной пенепленизации территории внутренних районов Сибирской платформы и ее краевых частей, а также восточной части обрамляющих складчатых областей Енисейского кряжа. Возобновившееся в венде осадконакопление зафиксировало масштабы позднерифейских тектонических движений с образованием самого значительного в чехле Сибирской платформы несогласия.

3. Шовная зона сочленения Сибирской платформы и Енисейского кряжа формировалась на протяжении всей истории геологического развития региона. В вендское время восточная часть Енисейского кряжа представляла собой окраину Сибирской платформы, в кембрийское периодически усиливалась тектоническая активность, что отражалось на развитии структурного плана в зоне сочленения и на распространении соляных отложений (образующихся в масштабе геологического времени мгновенно и фиксирующих особенности рельефа бассейна седиментации). В дальнейшем при усилении тектонической активности (поздний девон, средний – поздний триас, мел) продолжались смещения и по ранее заложенным разломам, и по вновь образованным; возрастала амплитуда складчатых дислокаций.

4. Установленное на Енисейском кряже широкое развитие фациальных замещений рифейских отложений в широком стратиграфическом диапазоне прослеживается и на Сибирской платформе в Ангаро-Котуйском прогибе.

На территории Катангской седловины с конца 1970-х гг. также проводилось бурение параметрических и поисковых нефтегазовых скважин. Были открыты Собинское и Пайгинское нефтегазоконденсатные месторождения, получены притоки и проявления нефти и газа на многих сопредельных площадях бурения. Значительный отбор керна и каротажные материалы, полученные в пробуренных скважинах, позволили геологам «Енисейнефтегазгеологии» расчленить разрез вскрытой части рифейских образований на тринадцать толщ. Наиболее подробная и обоснованная схема такого расчленения, отраженная в производственных отчетах, была предложена Б. Б. Кренцлером. Общая мощность вскрытых на Катангской седловине рифейских отложений чуть более 3000 м (они в основном полого моноклинально погружаются в западном направлении). Угол падения рифейских пород, расположенных под субгоризонтально залегающими вендскими пластами, в среднем около 2°, что соответствует данным изучения керна скважин.

Проведенные в последние годы региональные сейсморазведочные работы осветили строение западной части Катангской седловины от скважин Охотничья 122 и Деликтуконская 1 до Чадобецкого поднятия.

Материалы, полученные по рассечке к профилю «Алтай – Северная Земля» на участке от Юрубченской скв. 110 до пос. Кежма совместно с региональными профилями на южном склоне Байкитской антеклизы, позволили сопоставить разрезы рифея Чадобецкого поднятия и Юрубчено-Куюмбинской краевой зоны Иркинеево-Ванаварской секции Ангаро-Котуйского прогиба [2, 3]. На композитных разрезах отражающая граница R_4 уверенно прослеживается в юго-восточном (от Юрубчено-Куюмбинской зоны до Чадобецкого поднятия), а затем в восточном (в Кежемскую впадину) направлениях. Выше границы R_4 на северном и на восточном склонах Чадобецкого поднятия также хорошо сопоставляются несколько резких отражающих границ. Особенно хорошо коррелируется группа из двух близко расположенных границ (по данным бурения и сейсморазведки на Камовском своде Байкитской антеклизы нижняя надежно сопоставлена с R_2) [5].

Композитные профили, составленные из наиболее информативных отрезков временных разрезов показывают, что граница R_4 выходит на предвендский эрозионный срез или приближается к нему при продвижении от Чадобецкого поднятия в сторону Катангской седловины. Несмотря на наличие зон потери отражений или их существенного ослабления, пологое моноклинальное воздымание рифейских пластов в восточном направлении на всех профилях не вызывает сомнений.

С учетом всех полученных ранее данных бурения представленные сейсмические материалы позволили однозначно скоррелировать границу R_4 с кровлей аянской толщи, которая выходит на предвендскую эрозионную поверхность в пределах Собинского вала. Данные геологической карты предвендской эрозионной поверхности, построенной по результатам бурения, хорошо увязываются с материалами сейсморазведочных работ.

Таким образом, в отличие от большинства вариантов сопоставления Байкитского и Катангского комплексов рифейских отложений, предлагавшихся ранее [1], новые сейсморазведочные данные показывают, что разрез рифея Катангской седловины более древний, чем вскрытый на Байкитской антеклизе разрез камовской серии. Самая верхняя часть разреза, вскрытого в пределах Катангской седловины, – ушиктинская толща соответствует низам камовской серии – юрубченской – мадринской толщам; аянская толща катангского разреза сопоставляется с вэдрэшевской байкитского, а весь разрез рифея, вскрытый скважинами в Катангской седловине, соответствует нижней части сухопитской серии Енисейского кряжа – нижней части удерейской свиты, горбилокской и, вероятно, части кординской.

Список литературы

1. **Стратиграфия** нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления [Текст] / Н. В. Мельников, М. С. Якшин, Б. Б. Шишкин [и др.]. – Новосибирск : Акад. изд-во «Гео», 2005. – 428 с.

2. **Филипцов, Ю. А.** Геологическое строение рифейских отложений зоны сочленения Сибирской платформы и Енисейского кряжа [Текст] / Ю. А. Филипцов // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2012. – № 1(9). – С. 49–66.

3. **Филипцов, Ю. А.** Геологическое строение рифейских прогибов западной части Сибирской платформы [Текст] / Ю. А. Филипцов // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2011. – № 4(8). – С. 30–47.

4. **Филипцов, Ю. А.** Рифейские прогибы – основные источники нефти и газа в западной части Сибирской платформы [Текст] / Ю. А. Филипцов, В. С. Старосельцев // Геология нефти и газа. – 2009. – № 6. – С. 40–56.

5. **Филипцов, Ю. А.** Сопоставление разрезов рифея Байкитской антеклизы и Катангской седловины по новым сейсмическим данным [Текст] / Ю. А. Филипцов // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2013. – № 2(14). – С. 26–34.

СОВРЕМЕННЫЕ ПОДХОДЫ К СБОРУ, ХРАНЕНИЮ И ПРЕДОСТАВЛЕНИЮ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ В ЭЛЕКТРОННОМ ВИДЕ

Л. Е. Чесалов

ФГУП ГНЦ РФ «ВНИИгеосистем», Москва

Геологическая информация о недрах – основной результат деятельности геологической службы, в ней содержатся сведения о геологическом строении недр и результатах поисков и разведки полезных ископаемых, что является наиболее полной характеристикой минерально-сырьевой базы страны.

До 1991 г. практически вся информация накапливалась и хранилась в системе геологических фондов в бумажном виде, в настоящее время геологическая информация формируется преимущественно в электронном виде. Поступление цифровых отчетов в фонды достигает 95 % (всего их сдано в Росгеолфонд около 80 тыс.). Часть материалов сосредоточена в научных и производственных организациях, часть сдается недропользователями в фонды, но остается недоступной из-за режима конфиденциальности. Кроме того, существуют постоянно действующие информационные системы, ведение которых предусмотрено действующими контрактами. Отчеты об их создании и эксплуатации могут сдаваться в фонды, но актуальная и достоверная информация содержится в самих системах.

Создание единой системы федерального и территориальных фондов геологической информации предусмотрено действующим законодательством (ст. 3 Закона РФ «О недрах») [2], однако это принципиальное положение о единстве фондов долгое время не получало развития. В феврале 2013 г. на заседании комиссии ТЭК при Президенте РФ была отмечена необходимость формирования более современной системы – единого фонда геологической информации. Для реализации данного положения подготовлена новая редакция ст. 27 Закона «О недрах», в которую включены принципиально новые положения:

1. Формирование единого фонда геологической информации, полученной за счет всех источников финансирования.

2. Создание единого государственного реестра геологической информации.

3. Определение предельного срока конфиденциальности геологической информации, полученной за счет средств недропользователей.

4. Определение ответственности держателей геологической информации за ее сохранность и предоставление.

В соответствии с новой редакцией указанной статьи геологическая информация о недрах включает в себя сведения (*независимо от формы их представления*) о геологическом строении недр, о находящихся в них полезных ископаемых, об условиях их разработки, а также иных качествах и особенностях недр, поэтому состав информации единого фонда геологической информации должен быть существенно шире, чем состав материалов единой системы федерального и территориальных фондов.

Таким образом, становится очевидной необходимость предоставления геологической информации не только из геологических фондов, но и из информационных ресурсов и систем других предприятий и организаций.

С точки зрения государственного управления, предоставление геологической информации о недрах – государственная услуга, оказываемая Федеральным агентством по недропользованию (Роснедра). Федеральный закон от 27.07.2010 г. № 210-ФЗ «Об организации предоставления государственных и муниципальных услуг» предусматривает переход к предоставлению государственных услуг (в том числе и геологической информации) в электронном виде и предполагает прием заявок на едином портале государственных услуг [1]. В системе Роснедра создан и введен в эксплуатацию портал госуслуг

и функций Роснедра, обеспечивающий прием и обработку заявок на выполнение государственных услуг, включая осуществление обратной связи с заявителем [3].

При этом основанием для начала самой процедуры предоставления геологической информации согласно действующему законодательству является личное посещение федерального либо территориальных геологических фондов, работа с каталогами и копирование информации на бумажные либо цифровые носители. Очевидно, что подобный подход морально и технически устарел, особенно в условиях современного развития информационно-коммуникационных технологий, функционирования портала госуслуг и функций Роснедра, системы межведомственного электронного взаимодействия и единого портала государственных услуг (ЕПГУ).

Необходимость изменения существующего подхода вкупе с изменениями в Законе РФ «О недрах» (и, как следствие, подзаконных актов) требует новых технологических решений и делает актуальным создание системы оперативного предоставления геологической информации из распределенных источников. Реализация подобной системы должна опираться на принцип «одного окна». Единое окно доступа предусматривает:

1. Поиск геологической информации в различных распределенных источниках, в том числе из ГИС-оболочки.

2. Автоматизированное формирование заявки на получение геологической информации.

3. Доступ к различным информационным системам по единому ключу и установление единых правил доступа к геологической информации.

4. Централизованный учет пользователей.

Преимущества использования единого окна:

– нет необходимости делать запросы в различные каталоги и системы, ускоряется в разы подготовка заявок и получение материалов;

– централизованный учет пользователей, заявок и выданных материалов позволяет планировать и оценивать работу геологической службы с точки зрения востребованности той или иной геологической информации, в том числе об определенных видах сырья и перспективных территориях.

Во ВНИИгеосистем разработана информационная система обеспечения работ по геологическому обеспечению недр и воспроизводству минерально-сырьевой базы (СОБР Роснедра), которая введена в опытную эксплуатацию в Федеральном агентстве по недропользованию. Это распределенный информационно-коммуникационный комплекс, обеспечивающий единый централизованный доступ к геологической информации о недрах на основе интеграции отраслевых информационных систем посредством сети Интернет. Внешними информационными ресурсами СОБР Роснедра являются базы данных и информационные системы организаций, подведомственных Роснедра, и организаций, выполняющих работы по геологическому изучению недр и воспроизводству минерально-сырьевой базы за счет государственных средств.

Системой обеспечивается:

– взаимодействие с информационными ресурсами крупных отраслевых предприятий (Росгеолфонд, ВСЕГЕИ, ВНИИгеосистем, Аэрогеология и др.);

– возможность предоставления геологической информации и доступа к отраслевым информационным системам через единое окно;

– взаимодействие с порталом государственных услуг и системой межведомственного электронного взаимодействия.

В настоящее время система проходит этап опытно-промышленной апробации, ведется инвентаризация и анализ информационных систем, разработанных и функционирующих в отрасли, подготовлен план мероприятий по их поэтапному подключению к СОБР Роснедра (единому окну).

Взаимоотношения с предприятиями и организациями, ведущими указанные информационные системы и ресурсы, предполагается строить на основе соглашений по предоставлению геологической информации. Проект такого типового соглашения подготовлен, на его основе формируется проект соглашения о предоставлении геологической информации на межведомственном уровне. Доступ к информации из подобных систем будет организован в удаленном режиме по сети Интернет.

Разработка системы и перевод ее в опытно-промышленную эксплуатацию в 2013 г. позволили замкнуть в единую функциональную цепочку весь процесс выполнения государственной услуги по предоставлению геологической информации в электронном виде. Взаимодействие с порталом госуслуг Роснедра на уровне сервисов и служб обеспечивает формирование единого реестра заявок на предоставление геологической информации, приходящих и с портала СОБР Роснедра (а также с веб-сайта Роснедра), и с ЕПГУ, и через систему межведомственного электронного взаимодействия.

Откуда бы пользователь не отправил заявку на доступ к геологической информации (через Интернет), процесс ее обработки будет унифицирован и будет осуществляться полностью в электронном

виде. Результат пользователь увидит также в электронном виде в своем персональном личном кабинете, предоставляемом СОБР Роснедра.

Таким образом, принятые меры в среднесрочной перспективе позволят достичь следующих результатов:

1. Будет сформирована единая территориально-распределенная система сбора, хранения, обработки и предоставления геологической информации из источников разного вида.

2. Будет создан центральный банк цифровой геологической информации и организовано его непрерывное наполнение.

3. Будет подготовлен единый электронный каталог информационных геологических ресурсов.

4. Будет создано единое окно доступа к распределенным геологическим информационным ресурсам, контролируемое Роснедрами.

Ближайшие перспективы развития СОБР Роснедра лежат в организации взаимодействия как с новыми источниками информации о недрах, так и с системами, обслуживающими различные категории пользователей. К первым относятся отраслевые системы и ресурсы других предприятий и организаций, территориальных фондов, предприятий и организаций, находящихся в ведении других федеральных и региональных органов исполнительной власти, недропользователей и др., аккумулирующие, обрабатывающие и предоставляющие геологическую информацию о недрах. Ко вторым, в частности, относится разрабатываемый в настоящее время «Личный кабинет недропользователя» – интернет-портал, обеспечивающий недропользователям возможность оперативного доступа к услугам и актуальной информации Роснедра в рамках планирования, освоения и воспроизводства МСБ, обязательствам по исполнению условий использования недр, сбора статистической и информационной отчетности и т. д. [3]. Личный кабинет недропользователя позволяет отправлять заявки и предложения в Роснедра и территориальные органы, отслеживать ход рассмотрения заявок, в том числе на получение государственных услуг Роснедр, с его помощью осуществляется поддержка процесса недропользования и выполнения ГРР. Возможности личного кабинета в интеграции с СОБР Роснедра дадут недропользователям эффективный инструмент доступа к геологической информации.

Список литературы

1. **Об организации** предоставления государственных и муниципальных услуг : Федеральный закон Российской Федерации от 27.07.2010 г. № 210-ФЗ ; ред. от 23.07.2013 с изменениями, вступившими в силу 01.09.2013 [Электронный ресурс] // http://www.referent.ru/1/192191.

2. **О недрах** : Федеральный закон Российской Федерации от 21.02.1992 г. № 2395-1 ; ред. от 07.05.2013 с изменениями, вступившими в силу 01.07.2013 [Электронный ресурс] // http://www.referent.ru/1/220773.

3. **Чесалов, Л. Е.** Электронное правительство в сфере геологического изучения недр и недропользования [Текст] / Л. Е. Чесалов, О. С. Монастырных, Д. Б. Аракчеев // Разведка и охрана недр. – 2012. – № 9. – С. 122–125.

Секция 1

Металлогения и методика поиска твердых полезных ископаемых

ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ РУДОНОСНОСТЬ ПОЗДНЕНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Н. А. Бакшеев

ФГУП «СНИИГГиМС», Новосибирск

Сравнительный анализ опубликованных данных о составе поздненеоплейстоценовых отложений Западной Сибири и полученных ФГУП «СНИИГГиМС» по результатам работ в 2010–2012 гг. на Салаирском кряже позволяет выделить некоторые особенности их потенциальной рудоносности. В вертикальном разрезе рыхлых отложений северо-западной части Салаирского кряжа этого возраста наблюдаются два литологически различающихся горизонта. Нижний в палеодолинах – грубообломочный, во впадинах или на равнинных участках – песчанистый. Верхний, глинисто-илистый, наблюдается повсеместно, а в палеодолинах в нем отмечаются горизонты песка и щебня. В обоих нередко отмечается наличие карбонатных конкреций, в подошве верхнего – трубчатых гетит-гидрогетитовых, а в кровле нижнего – массивных, кальцитовых.

Нижняя пачка сине-серого цвета грубообломочная, мощностью от 2–3 до 6 м и более, сложена глинисто-щебнистыми отложениями. В ней наблюдается переслаивание карбонатсодержащих глин и щебнистых отложений, иногда с глыбами пород фундамента. Местами в синих илах этой пачки отмечаются обломки раздробленных стволов деревьев, целые скелеты и фрагменты (кости, черепа) вымерших млекопитающих. По данным радиоуглеродного анализа возраст обугленной ветки дерева из нижней пачки составляет 10630±95 лет. В подошве пачки на сланцеватом плотике обычно расположены гравийно-галечниковые отложения с песчано-глинистым матриксом, максимально продуктивные для минералов тяжелой фракции, в которой золото является основным источником старательской добычи.

Над описанной залегает пачка мощностью 3–10 м, с буровато-коричневато-серыми, тонкослоистыми, карбонатсодержащими суглинистыми глинами. В ней местами наблюдается до 5–7 шт. на 1 дм^2 гетит-гидрогетитовых конкреций, расположенных вертикально в виде полых трубочек диаметром 1,5–2 см (в верхней половине пачки уменьшается до нескольких миллиметров), длиной до 2 м. В подошве этой пачки, лежащей на горизонте торфов мощностью около 30–40 см, наблюдаются конкреции округлой формы и обломки диаметром 2–3 см трубчатых конкреций, лежащих горизонтально.

На границе указанных двух горизонтов нередко встречаются реликты погребенного почвенно-растительного слоя с фауной и флорой, который в разрезах иногда отсутствует. В почвенно-растительном слое обнаружены раковины гастропод, обломки костей птиц и животных, шишки хвойного дерева, насекомые, споры, пыльца и стебли различных растений. Кроме того, найдены пористые каркасные известковые образования, облекающие стебли растений (?). Состав установленного ископаемого комплекса данного периода свидетельствует о теплом и влажном климате [5]. Этот слой не имеет четких границ с нижележащей пачкой. В данном слое и в глинах кровли нижней пачки обнаружены белесые округло-овальной до комковатой формы конкреции с мелкими выступающими (типа горлышка) полыми отверстиями. На других участках, например, у с. Медведского, они разнообразной формы – от шарообразной до рогулистой. Нередко на поверхности конкреций видны округлые поры размером в десятые

доли миллиметров, а в продольном срезе – овально-вытянутые размером до 1 мм (во внутренней части они заполнены кальцитом).

В изученных разрезах трубчатые разности сложены карбонат-гетит-гидрогетитовыми минералами, а массивные – в основном кальцитом. В сечении трубчатые конкреции имеют внешний и внутренний ободок с поперечными перегородками типа перепонок. Внутренние стенки такой трубки неровные, с почковидными натеками, иногда гетит-марганцевого состава. Внешняя часть у сохранившихся разностей шероховатая, часто с полыми мелкими отверстиями типа горлышка. Часто как в трубчатых, так и в массивных формах отмечаются реликты диатомей. В трубчатых разностях псевдоморфозы зооидов сложены кремнисто-фосфорно-железистым серосодержащим минералом радиально-лучистой формы в поперечном срезе и шестоватой – в продольном. Кроме того, здесь обнаружена микрочастица размером до 4 мкм с наличием Au-Cu-Ag в центре, что соответствует металлоорганическому соединению. Эти данные, полученные с помощью электронного сканирующего микроскопа, также указывают на органическую природу этих конкреций. Кроме основных железофосфорных минералов, в цементе конкреций в подчиненном количестве найдены кварц, кальцит, хлорит, глауконит, эпидот, плагиоклаз, апатит, монацит, ксенотим. Предварительно установлено, что это скелеты колониальных животных – мшанок (зооидов размером до 1 мм, ведших прикрепленный образ жизни). Таким образом, гетит-гидрогетитовые трубчатые конкреции можно отнести к колонии ветвистых мшанок, а кальцитовые – к колониям мшанок с массивным скелетом [11].

Приуроченность кальцитовых конкреций к кровле нижней пачки, а трубочных гетит-гидрогетитовых к подошве верхней и наличие в горизонте торфов, раковин моллюсков, насекомых, растительных остатков, а также редко встречающихся в подстилающей пачке костей мамонтов, носорогов и других животных позволяют выделить стратиграфический горизонт с маркирующими признаками. Изучение этих горизонтов по полевым материалам и по публикациям [6, 8] позволило провести предварительную палеогеографическую реконструкцию условий формирования потенциальной рудоносности позднеплейстоценовых отложений в Западной Сибири.

В допоздненеоплейстоценовое время здесь существовала выровненная холмистая (участками с возвышенностями) палеоповерхность с развитыми корами выветривания (КВ). Предположительно в начале этого этапа (около 12–11 тыс. лет назад) в результате глобальных тектонических процессов, сопровождающихся катастрофическими извержениями вулканов, интенсивными ливневыми дождями с мощными грязекаменными потоками, которые вели к размыву КВ палеоподнятий, и частичным погружением отдельных участков суши, в Сибири появилось мелководное море-озеро. На ранней стадии в долинах рек палеоподнятий (Алтае-Саянской складчатой области, Урала, Енисейского кряжа) на *плотике* сформировался горизонт с россыпеобразующими минералами (*пестроцветный аллювий «пески»*), а на участках долин с крутыми бортами – селевые и элювиально-делювиальные отложения с разной крупностью металла. Впоследствии при погружении отдельных блоков территории на небольшую глубину с подтоплением (при трансгрессии моря) по палеодолинам сформировались озерно-аллювиальные отложения с контрастными по составу горизонтами – грубообломочными, с прослоями *алевро-песчанистых фракций, содержащих россыпеобразующие минералы* (элементов Ti, Zr, P, Au, РЗЭ, МПГ и др). В этот период при сносе со склонов продуктов КВ, обогащенных самородными металлами, в долинах образовались *металлоносные «речники»* с неокатанным или слабоокатанным золотом (или МПГ). Россыпи этого этапа, приуроченные к нижней части разреза, связаны с металлоносными коренными породами. Они характерны и для поднятий, и для предгорных и локальных грабен-впадин поднятий, и для равнинной части платформ. В прибрежной части моря, на границе с палеоподнятиями, кроме россыпей самородных металлов тонкой и мелкой фракции, можно предположить наличие крупнообъемных месторождений, связанных с песчанистой фракцией типа *фосфатно-титан-циркониевых россыпей* Воронежской антеклизы [7].

В последующем (около 9,5 тыс. лет назад) при относительно непродолжительной регрессии сформировался почвенно-растительный горизонт с многочисленными месторождениями торфовивианита (Согра в Салаире, Боровое в Тюмени и др.) [8, 9]. Состав установленного ископаемого комплекса данного периода свидетельствует о теплом и влажном климате. Наличие погребенного почвенно-растительного слоя с преобладанием (вверх по разрезу) отложений с тонкообломочной илистой фракцией указывает на завершение трансгрессии. В процессе этого подтопления образовалась пачка алевроглинистых отложений (в прогреваемой мелководной прибрежной части моря – с железофосфорными колониями мшанок), по составу аналогичных *гетит-гидрогетитовыми рудам* Бакчарского месторождения, которые сложены оолитами, конкрециями и их фрагментами уплощенной эллипсовидной формы с размером до нескольких сантиметров по длинной оси, образуя пласты мощностью 2–40 м. Руды Бакчарского месторождения содержат до 57 % железа, а также примеси фосфора, ванадия, палладия, золота и платины. В них обнаружены биоморфозы шамозита «по трубкам водорослей», фосфатизированный растительный детрит и скелеты морских раковин [10], а кроме того, фосфоритовые минералы

вивианит, керченит, коллинсит [1], что также указывает на то, что образование части руды происходило при наличии организмов, а возможно, при их участии. Большинство исследователей считает, что горизонты с гетит-гидрогетитовыми оолитами и конкрециями сформировались в чрезвычайно мелководных и прибрежных частях моря в области заливов, бухт, лиманов в условиях тропического климата [2, 10]. Прогнозные ресурсы Бакчарского месторождения, расположенного в Томской области, в 2 раза превышают известные запасы в стране. Здесь предполагается скважинная гидродобыча.

В голоценовое время при преобладании восходящих блоковых движениях в краевых частях Западно-Сибирской платформы с максимальными амплитудами в осевых частях горных хребтов до 1000 м и более сформировались основные современные поднятия Сибири и Азии. В этот период в горной части верховьев долин и на участках горстовых поднятий отложения данных пачек размывались, образуя переотложенные голоценовые россыпи при преобладании самородных металлов золота, платины, отработанные ручным способом в XIX в. В среднегорье золотоносный пласт преимущественно сохранился, он залегает на небольшой глубине – от нескольких метров до 15–20 м, редко более. К этой части поднятий приурочены россыпные месторождения золота, алмазов и цветных металлов, отработанные в основном в XX в. механическим способом. Россыпи низкогорья, как и приуроченные к грабен-впадинам, а также расположенные в равнине части платформы, преимущественно глубокозалегающие. Они представляют практический интерес даже при низких содержаниях золота за счет увеличения мощности продуктивного пласта. Например, в Бийско-Барнаульской впадине выделенные россыпи в участках разрушения гранитоидов кроме мелкого и тонкого золота будут содержать горизонты титан-циркониевых песков с монацитом [3]. Такой тип россыпей рентабелен для скважинной добычи выщелачиванием или для гидродобычи.

Основные выводы:

– позденеоплейстоценовые отложения Западной Сибири в основном озерно-морского происхождения;

– один из маркирующих признаков генезиса указанных отложений – конкреции, являющиеся скелетами водных животных (мшанок – организмов, ведущих колониальный, прикрепленный образ жизни);

– предварительно можно выделить два основных типа конкреций – нерудоносные кальцитовые и рудоносные гетит-гидрогетитовые с фосфором или фосфоритовые;

– скопления рудоносных конкреций в определенных условиях могут образовывать крупные месторождения *железа с гетит-гидрогетитовыми* рудами (как Бакчарское) или *фосфоритов (*как Вятско-Камское) [4];

– в прибрежной части палеоподнятий в условиях активного перемыва рудоносных подстилающих пород можно ожидать горизонты *титан-циркониевых песков*, нередко *с фосфатами и РЗЭ*, подобные титан-циркониевым месторождениям Воронежской антеклизы;

– на современных поднятиях перспективы обнаружения россыпных месторождений в основном связаны с участками погребенного палеорельефа, приуроченными к впадинам, грабенам, прогибам (предгорным, межгорным и др.);

– восстановление палеогеографической обстановки по маркирующим признакам этого времени позволит выделить новые потенциально рудоносные участки как в пределах Западно-Сибирской платформы, так в ее краевой предгорной и горной части.

Список литературы

1. **Асочокова, Е. М.** Геохимические особенности железных руд Бакчарского месторождения (Западная Сибирь) [Текст] / Е. М. Асочокова, С. И. Коноваленко // Вестн. ТГУ. – 2007. – № 305. – С. 219–222.

2. **Асочокова, Е. М.** К геохимии оолитовых и болотных железных руд Томской области [Текст] / Е. М. Асочокова, С. И. Коноваленко // Вестн. ТГУ. – 2010. – № 341. – С. 222–225.

3. **Бутвиловский, В. В.** Россыпная золотоносность юга Западной Сибири. Историко-геологический обзор и оценка возможностей [Текст] / В. В. Бутвиловский, А. Е. Аввакумов, О. Я. Гутак. – Новокузнецк : КГПА, 2011.

4. **Ветошкина, О. С.** Конкреционные фосфориты нижнемеловых отложений Северо-Востока Русской плиты [Текст] / О. С. Ветошкина, В. Н. Филлипов // Минералы и минералообразование. – Сыктывкар : Изд-во ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2008. – С. 426–436.

5. **Особенности** формирования поздненеоплейстоценновых отложений Еловского участка (Салаирский кряж) [Текст] / Н. А. Бакшеев, И. В. Будников, М. В. Михаревич [и др.] // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2013. – № 3(15). – С. 68–75.

6. **Русанов, Г. Г.** Радиоуглеродные датировки (СОАН) Горного Алтая и Предалтайской равнины. Каталог [Текст] / Г. Г. Русанов, Л. А. Орлова. – Бийск : ФГБОУ ВПО «АГАО», 2013.

7. **Савко, А. Д.** Генетические типы россыпей осадочного чехла Воронежской антеклизы [Текст] / А. Д. Савко // Рудообразующие процессы: от генетических концепций к прогнозу и открытию новых рудных провинций и месторождений : матер. Всерос. конф. – М. : ИГЕМ РАН, 2013. – 261 с.

8. **Стратиграфия** нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кайнозой Западной Сибири [Текст] / В. С. Волков, С. А. Архапов, А. Е. Бабушкин [и др.]. – Новосибирск : Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2002.

9. **Торфовивианиты** Западной Сибири [Текст] / В. М. Алтухов, Л. П. Антипина, В. С. Баженова [и др.]. – Новосибирск : Наука, 1986.

10. **Уран** и торий в рудах Бакчарского железорудного месторождения [Текст] / В. В. Ершов, Л. П. Рихванов, А. Я. Пшеничкин, С. И. Арбузов // Изв. ТПУ. – 2012. – Т. 321, № 1. – С. 97–104.

11. **Фаворская, Т. А.** Мшанки мезокайнозоя : практическое руководство по макрофауне России и сопредельных территорий [Текст] / Т. А. Фаворская. – СПб. : ВСЕГЕИ, 1996.

ИНФОРМАТИВНОСТЬ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛИМЕТАЛЛОВ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ РУДНОГО АЛТАЯ

Е. С. Белевская

ФГУНПП «Геологоразведка», Санкт-Петербург

На территории Рудного Алтая проводятся работы по переоценке перспектив сульфидно-полиметаллического оруденения. В его северо-западной части (довольно хорошо изученной) перспективы выявления новых месторождений полиметаллов связывают с глубоко залегающим оруденением. Основные направления поисков – оценка глубоких горизонтов известных рудных объектов, а также перспективных геохимических и геофизических аномалий и зон гидротермально измененных пород, находящихся в благоприятной геолого-структурной позиции.

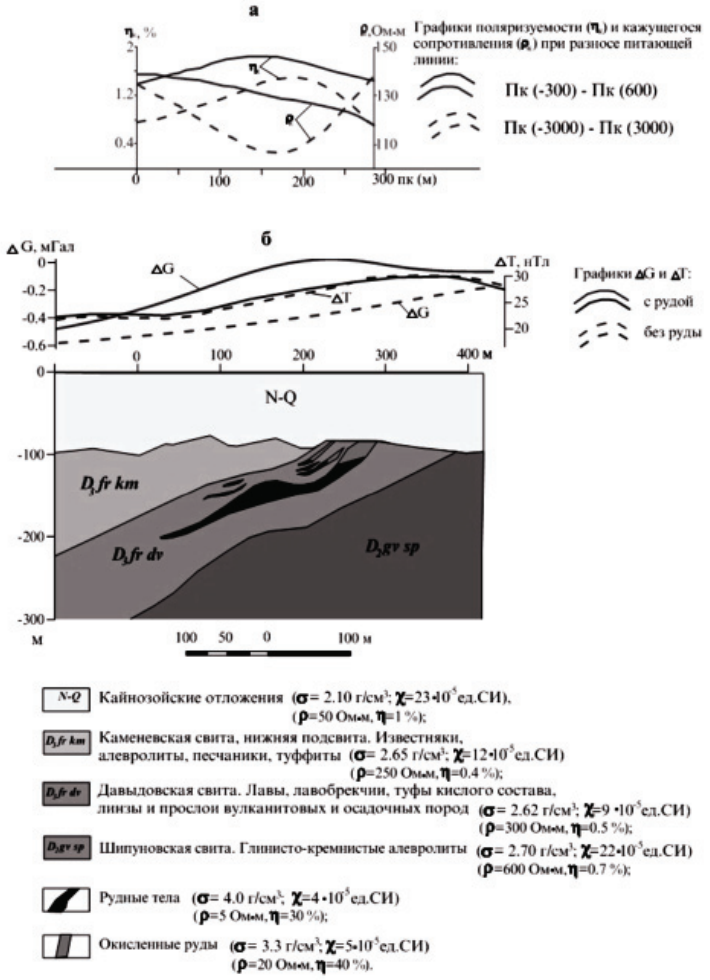


Рис. 1. Обобщенная физико-геологическая модель месторождений Рубцовского рудного района

Успешное решение поставленных геологических задач обеспечивается определенным процессом разработки поискового комплекс:

- Разработка физико-геологической модели (ФГМ) месторождений заданного типа.
- Расчет ожидаемых геофизических полей для построения физико-геологической модели.
- Выбор геофизических методов, каждый из которых наиболее ярко отражает существенные особенности физико-геологической модели.
- Постановка опытных работ на эталонных объектах – известных месторождениях данного типа.

В рамках доклада рассматривается разработка и применение комплекса геофизических методов, ориентированного на поиски колчеданно-полиметал-

лического оруденения в пределах Титовко-Сургутановского (Золотушинский рудный район) и Таловско-Степного (Рубцовский рудный район) участков.

Территория исследований расположена в российской части Рудного Алтая и представляет собой блок, ограниченный с юго-запада и северо-востока Иртышской и Северо-Восточной зонами смятия. Южная граница определяется территориальными владениями Казахстана [1].

Формирование месторождений Рудного Алтая связывается с обстановкой общего или локального рифтогенного растяжения в структурах разного происхождения, тяготеющих к участкам пересечения глубинных разломов [3].

Геологические особенности
колчеданно-полиметаллических месторождений рудноалтайского типа

Типовые обстановки, благоприятные для выявления медно-свинцово-цинковых колчеданных месторождений в вулканогенно-осадочных толщах, характеризуются следующими геологическими признаками:

• Состав рудовмещающих формаций изменяется от известково-терригенного до терригенно-базальт-риолитового.

• Пластовые рудные тела приурочены, как правило, к тонкообломочным породам (кремнистым и углистым алевролитам), а прожилково-вкрапленные руды – к более грубообломочным (туфам, лавобрекчиям), мощность рудовмещающих образований от 30 до 500 м.

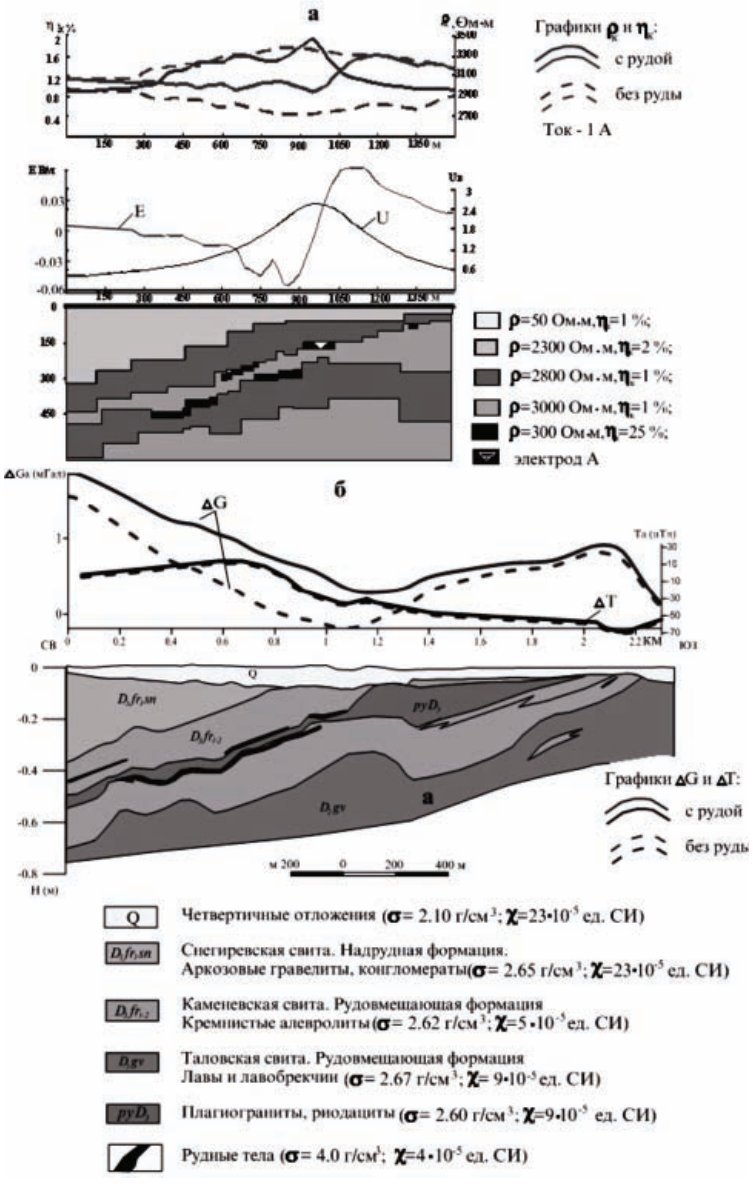


Рис. 2. Обобщенная физико-геологическая модель месторождений Золотушинского района

• Рудовмещающие палеоструктуры, с которыми связаны месторождения, – стратовулканы, межвулканические и кальдерообразные депрессии.

• Вертикальные размеры рудоносных структур – от сотен метров до первых километров, что определяет вертикальный размах рудовмещающих горизонтов в стратиграфическом разрезе.

• Рудные тела изометричные линзовидные, пластовые, пластообразные и лентовидные.

• Надрудные породы – лавы, лавобрекчии базальтов, андезито-базальтов и их туфы, переслаивающиеся с алевролитами, реже туфы и лавы кислого состава или осадочные породы; подрудная пачка представлена вулканогенными отложениями кислого состава околожерловой фации, реже осадочными породами. Мощность надрудных и подрудных горизонтов от 100–150 до 500 м.

• Все месторождения полиметаллов по условиям выявления подразделяются на слабоэродированные, выходящие на поверхность, перекрытые чехлом рыхлых отложений (5–100 м) и скрыто-погребенные (100–1000 м) [4].

По результатам предшествующих работ, комплексному анализу геологических и геофизических данных была разработана предварительная физико-геологическая модель колчеданно-полиметаллических месторождений рудноалтайского типа. При обосновании параметров ФГМ месторождений использованы материалы ФГУП «ЦНИГРИ», ФГУП «СНИИГГиМС» и данные по изучению физических свойств.

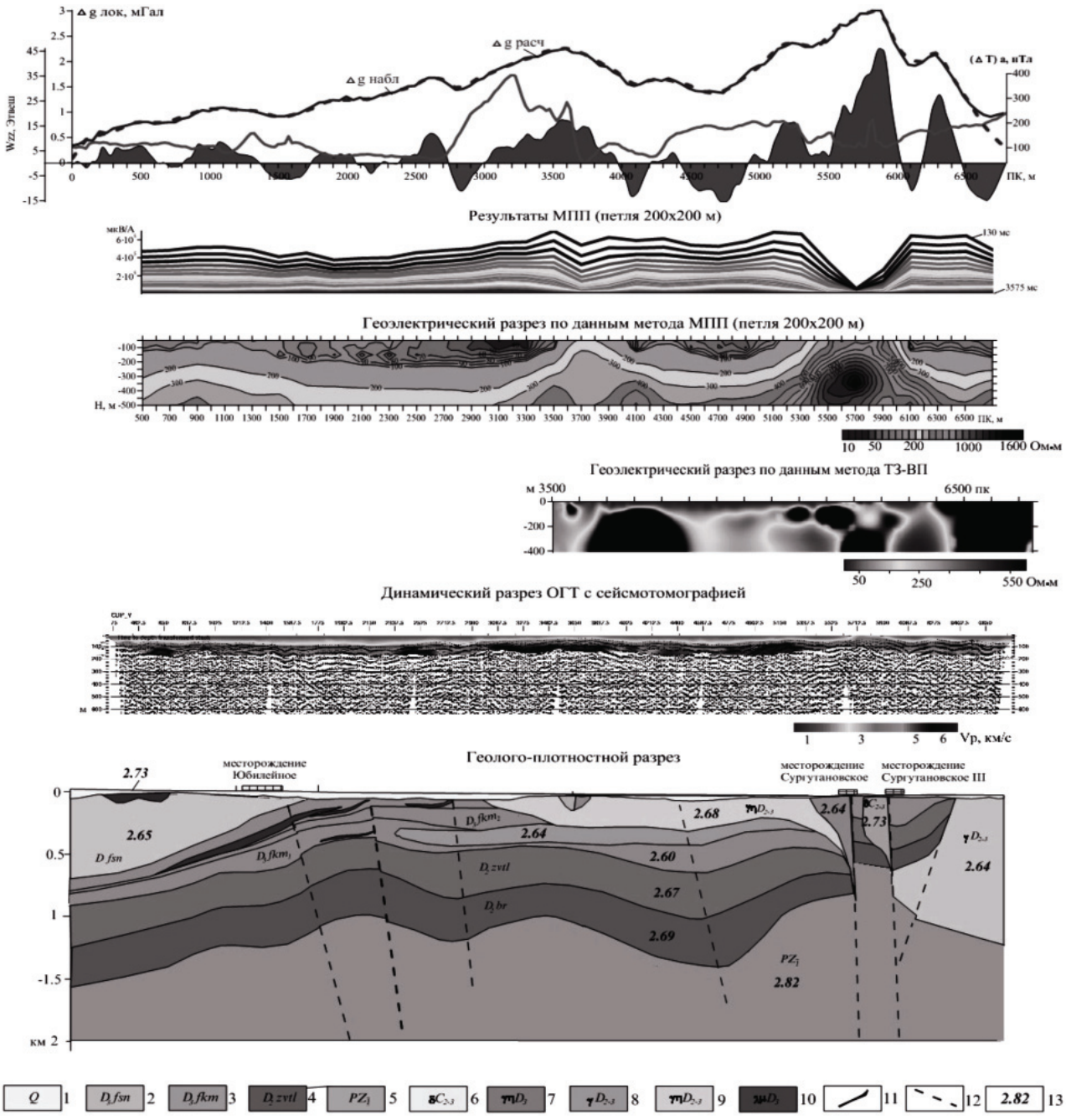


Рис. 3. Результаты геофизических работ по профилю 2. Титовско-Сургутановский участок

1 – четвертичные отложения; 2–4 – свиты: 2 – снегиревская (туфопесчаники, гравелиты, алевролиты, туфы кислого состава, прослои песчаников, известняков), 3 – каменевская (туфы кислого состава, лавы и лавобрекчии кислого состава, туффиты, алевролиты), 4 – таловская (лавы, лавобрекчии, туфы кислого состава, туффиты, прослои кремнистых аргиллитов), 4 – березовская (алевролиты, алевропелиты, глинисто-кремнистые сланцы, песчаники, мергели, известняки); 5 – нижний палеозой; 6 – диориты, диориты порфировидные; 7 – липаритовые порфиры субвулканические; 8 – граниты; 9 – плагиогранито-порфиры; 10 – андезитовые порфириты; 11 – рудная залежь; 12 – тектонические нарушения; 13 – значения плотности пород, взятые при моделировании, г/см^3

Обобщенные физико-геологические модели (рис. 1, 2) были сформированы на основе анализа различных геолого-геофизических параметров известных месторождений и рудопроявлений. Произведен расчет ожидаемых геофизических полей и сделаны выводы по геофизическим критериям прогнозирования.

Гравитационные и магнитные поля рассчитывались для различных вариантов положения эрозионного среза. Наиболее ярко в потенциальных полях отражаются вулканиты основного состава, перекрывающие рудные тела. Для вертикально залегающих рудных тел эти толщи характеризуются повышенными значениями магнитного поля (характер поля изрезанный, с резкими градиентными зонами).

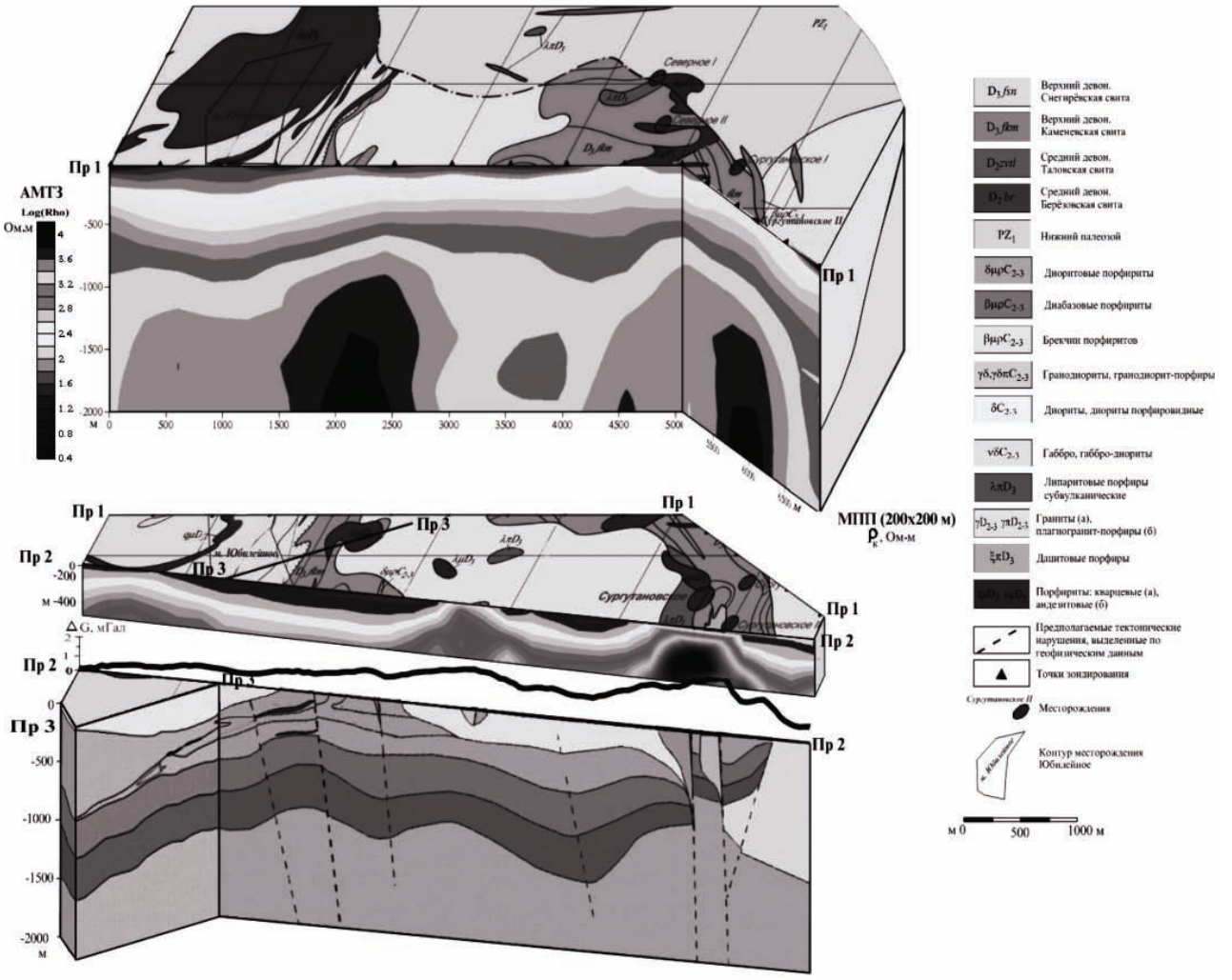


Рис. 4. Результаты геофизических работ АМТЗ (пр. 1) и МПП (пр. 2). Титовско-Сургутановская площадь

В гравитационном поле вулканиты также отмечаются повышенными значениями поля, но характер его более спокойный, без резких градиентных зон.

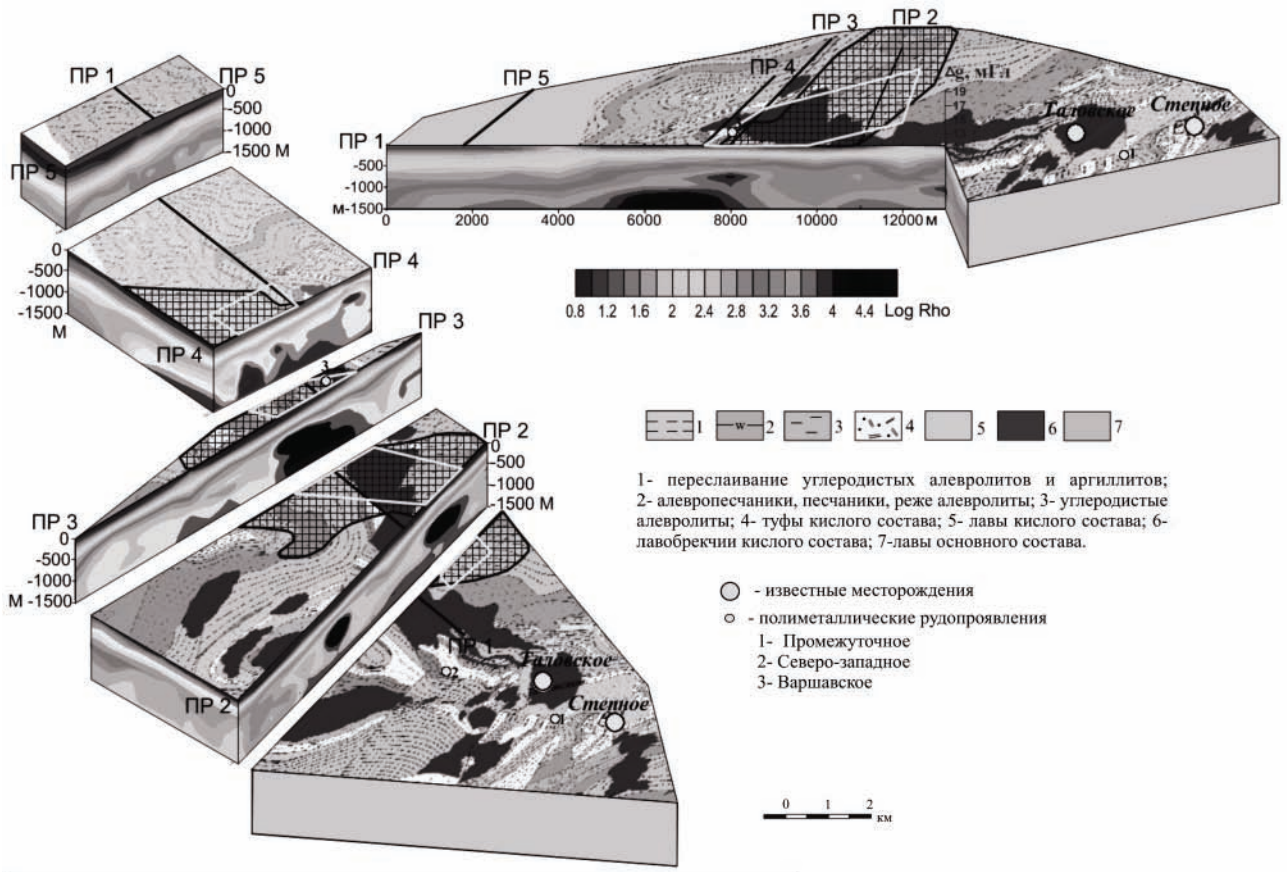
Наиболее сложен с точки зрения известных рудных залежей вариант разреза, когда поисковый объект расположен на большой глубине. В этом случае перспективным рудным участкам соответствуют области протяженных слабых градиентов магнитного и гравитационного полей.

Результаты расчетов полей кажущегося удельного сопротивления и поляризуемости (метод точечного зондирования) показывают, что рудное тело выделяется значениями пониженного сопротивления и повышенной поляризуемости.

Для установления вулканитов основного состава (как поискового критерия) необходимо выделить области совпадения повышенных значений магнитного и гравитационного полей, а также зоны характерного поведения электрических полей: а) для вертикально залегающих тел зоны пониженного сопротивления и повышенной поляризуемости располагаются в градиентных зонах гравитационного и магнитного полей или в областях пониженного значения силы тяжести; б) для полого залегающих тел характерные зоны, выделенные по электроразведочным исследованиям, соответствуют области протяженных слабых градиентов гравитационного и магнитного полей.

В Золотушинском (рис. 3, 4) и Рубцовском (рис. 5) рудных районах выполнен комплекс поисковых геофизических работ методами аудиомагнитотеллурического (АМТЗ) и точечного (ТЗ-ВП) зондирования, методом переходных процессов (МПП), сейсморазведкой МОВ, магниторазведкой, гравиразведкой [2].

В Золотушинском районе комплексные геофизические исследования проведены вдоль двух профилей. На профиле 1, находящемся в непосредственной близости от месторождений Юбилейное и Сургутановское III, методом АМТЗ осуществлено 24 зондирования с шагом 500 м. На профиле 2, проходящем через указанные месторождения, проведены работы МПП (петли 200×200 м), гравиметрическая (шаг 50 м) и магнитометрическая (шаг 25 м) съемки.



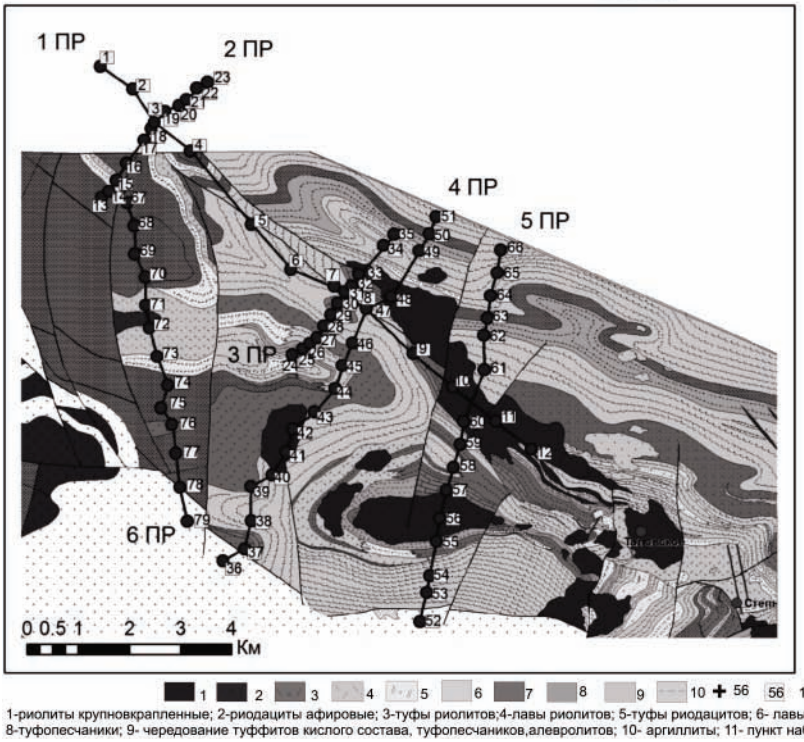


Рис. 5. Результаты работ методом АМТЗ на Таловско-Степном участке

Характерная особенность геоэлектрических разрезов АМТЗ и МПП по профилям 1 и 2 соответственно – выявленные на глубине 700–1000 м в районе месторождений локальные высокоомные области, перекрытые проводящим слоем. Эти аномальные области соответствуют положению рудогенерирующего очага (штока гранит-порфиров или жерла палеовулкана).

Полученные геоэлектрические разрезы МПП, уточняющие их данные точечного зондирования (ТЗ) и сейсмотомографический разрез уверенно определяют границы четвертичных отложений и подстилающие их породы палеозойского консолидированного фундамента. Пологие характеристики за-

легания осадочных (MZ) и подстилающих их вулканических (PZ_2) комплексов проявляются на разрезе МОГТ, выполненном в динамических характеристиках.

Установленная закономерность локализации рудных объектов Золтушинского рудного района использовалась в качестве критерия при выделении перспективных участков Рубцовского района, где в результате поисковых работ по сети профилей были выявлены аномалии повышенных значений на глубинах 700–1000 м с характеристиками локализации близкими к Золотушинскому району.

По результатам проведенных исследований можно сделать следующие выводы:

• Для решения задач поиска глубоко залегающих месторождений полиметаллических руд необходим комплексный геолого-геофизический подход.

• Методы, входящие в состав геофизического комплекса, должны выбираться на основе физико-геологической модели.

• На основании теоретических исследований требуется разработать геофизические критерии прогнозирования.

Полученные данные доказывают информативность используемого комплекса геофизических методов и необходимость их дальнейшей постановки при поисках полиметаллических месторождений. Последующие работы планируются в направлении более детального исследования природы указанных аномальных объектов.

Список литературы

1. **Геология** и условия формирования Корбалихинского колчеданно-полиметаллического месторождения (Рудный Алтай) [Текст] / И. В. Крейтер, В. В. Кузнецов, И. П. Пугачева [и др.] // Геология рудных месторождений. – 1982. – № 5. – С. 37–462.

2. **Забели, В. Г.** Отчет о результатах работ по объекту «Методическое сопровождение геофизических работ на твердые полезные ископаемые» [Текст] / В. Г. Забели. – СПб., 2012.

3. **Кужельный, Н. М.** О комплексе малых интрузий и возрасте полиметаллического оруденения в северо-западной части Рудного Алтая [Текст] / Н. М. Кужельный // Геология и геофизика. – 1962. – № 5. – С. 125–129.

4. **Труды** научно-практической конференции «Создание новых горнорудных районов в Сибири и на Дальнем Востоке: проблемы и пути решения» [Текст]. – М. : ФГУП «ВИМС», 2011. – С. 90–99.

ЛАБОРАТОРНО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РУД КЕДРОВСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО ПРОЯВЛЕНИЯ ФЕДОРОВСКО-КЕДРОВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ В ОРТОН-БАЛЫКСИНСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ (РЕСПУБЛИКА ХАКАСИЯ)

Е. А. Белоножко

ООО «СибГео», Сорск

Важными и актуальными задачами в настоящее время является изучение вещественного состава и разработка рациональных технологических схем обогащения природных типов руд на ранних стадиях геолого-разведочных работ, что в первую очередь положительно влияет на решение вопроса повышения привлекательности объектов для недропользователей.

Для решения этих задач в рамках поисковых работ по федеральному заказу на Кедровском участке (Кедровское рудопроявление), расположенном в Ортон-Балыксинском рудном районе (Аскизский район, Республика Хакасия) было отобрано 8 лабораторно-технологических проб (ЛТП).

Руды Кедровского участка представлены метасоматитами хлорит-серицит-анкерит-альбитового и хлорит-серицит-анкеритового составов. Визуально это породы светло-серого, серого цвета, сланцеватые, нечеткополосчатые, графитизированные, содержащие мелкую вкрапленность, небольшие скопления и маломощные жилки сульфидов.

Гидротермальные образования в хлорит-серицит-анкерит-альбитовых и хлорит-серицит-анкеритовых метасоматитах аналогичны как по минеральному составу, так и по формам проявления. Обычно они представлены бессистемно ориентированными микрожилками кварцевого, кварц-кальцитового, кварц-альбитового, реже анкеритового, кварц-альбит-анкеритового состава мощностью 0,1–1,0 мм.

В составе гидротермальных жилок, секущих метасоматиты, кварц представлен как минимум двумя генерациями. Кварц ранней генерации слагает кварц-анкеритовые прожилки, которые рассекаются прожилками кварца второй генерации с гребенчатой структурой и крустификационной текстурой. В составе гидротермальных жилок иногда (далеко не всегда) содержится примесь сульфидов, в основном пирита.

Гораздо реже среди золотоносных метасоматитов наблюдаются жилы гидротермалитов мощностью от первых до нескольких десятков сантиметров. К ним следует отнести, прежде всего, жилы кварца (некоторые из них золотоносные). По данным пробирного анализа содержание золота в кварцевых жилах, вскрытых канавами К-1 (инт. 57,0–58,0 м) и К-77 (инт. 61,0–62,0 м), 17,15 г/т и 9,9 г/т соответственно.

Прослеженная длина рудных тел колеблется от 100 до 980 м по простиранию и от 30 до 270 м по падению. При различных вариантах бортовых содержаний золота истинная мощность выявленных рудных тел изменяется в следующих пределах: при 0,2 г/т – от 6,3 до 29,6 м; при 0,4 г/т – от 5,1 до 27,0 м; при 0,8 г/т – от 3,4 до 21,9 м; при 1,6 г/т – от 2,0 до 12,4 м (рис. 1).

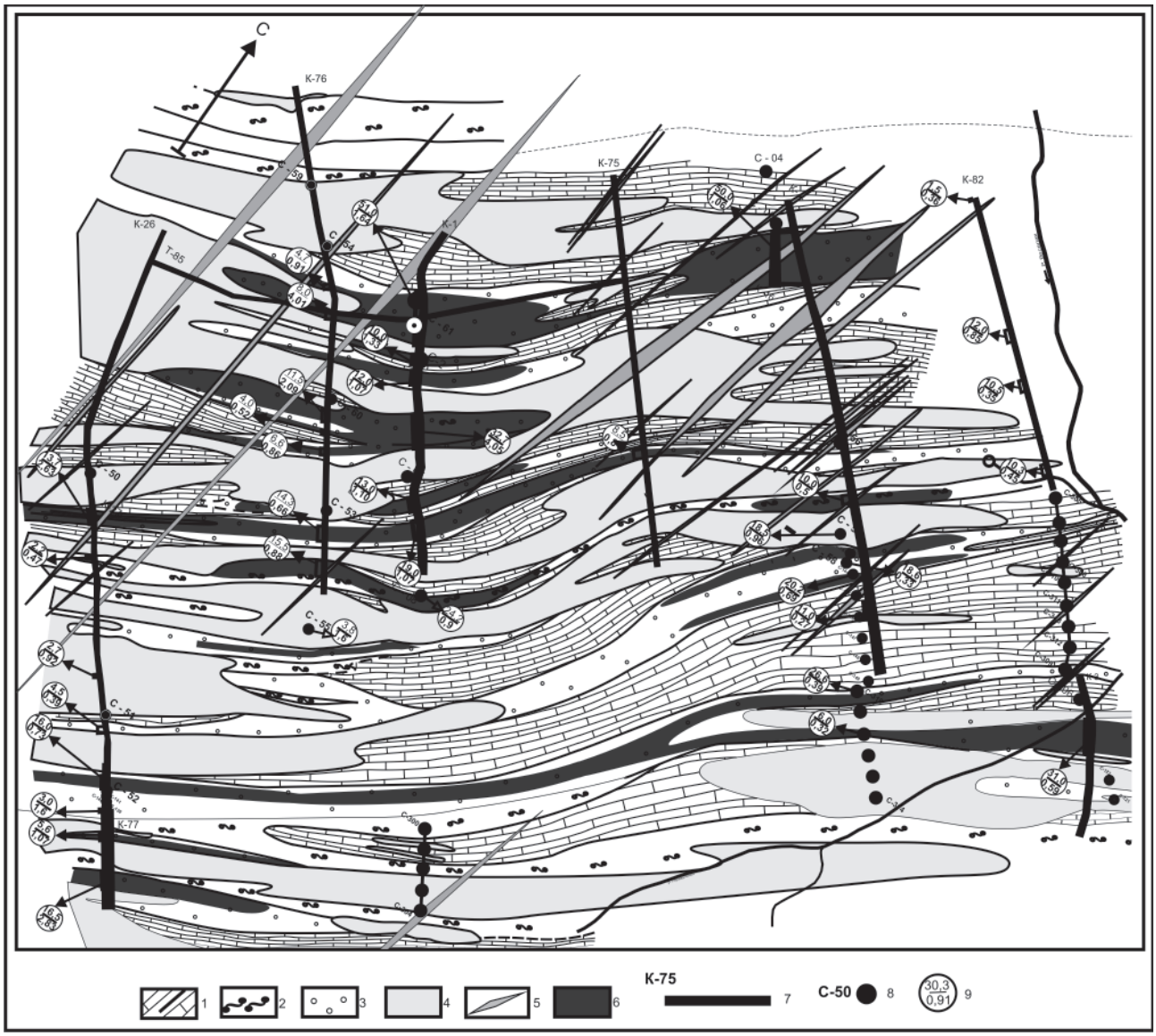


Рис. 1. Схематический геологический план Кедровского участка

1 – графитизированные известняки; 2 – сланцы серицит-графит-кварцевые; серицит-хлорит-полевошпат-кварцевые графитсодержащие; 3 – метасоматиты хлорит-серицит-анкерит-альбитовые и хлорит-серицит-анкеритовые; 4 – метагаббро; 5 – дайки мелкозернистых габбро; 6 – рудные тела; 7 – канавы и их номера; 8 – скважины и их номера; 9 – результаты опробования (в числителе – видимая мощность, м; в знаменателе – содержание золота, г/т)

Предварительно оцененные прогнозные ресурсы золота (P_1) указанных рудных залежей при аналогичных уровнях бортовых содержаний составили (в скобках приведены средние содержания, г/т): при 0,2 г/т – **22,2 т** (1,37); при 0,4 г/т – **21,2 т** (1,7); при 0,8 г/т – **20,4 т** (2,26); при 1,6 г/т – **18,0 т** (3,56).

Технологические исследования лабораторно-технологических проб (ЛТП) выполнены в ОАО «Тульское НИГП». В состав ЛТП входил материал бороздовых или керновых проб по совокупности разведочных пересечений. Пробы были раздроблены до крупности минус 2 мм, сокращены до 4 кг, измельчены до минус 0,3 мм, сокращены до 1 кг, измельчены до минус 0,074 мм и направлены на пробирные

Таблица 1

Масса и среднее содержание золота ЛТП Кедровского участка

Номер пробы	Масса, кг	Содержание Au, г/т	Тип руд
ЛТП № 1-Кедр	343,4	4,06	Окисленные
ЛТП № 2-Кедр	948,9	1,5	«
ЛТП № 3-1-Кедр	603,0	1,35	«
ЛТП № 3-2-Кедр	327,5	0,08	«
ЛТП № 4-Кедр	194,4	2,29	«
ЛТП № 5-1-Кедр	142,76	2,78	Первичные
ЛТП № 5-2-Кедр	182,57	0,26	«
ЛТП № 6-1-Кедр	214,4	1,33	«

Таблица 2

Гранулометрический состав золота, извлеченного из продуктов обогащения ЛТП №3-1-Кедр и ЛТП №3-2-Кедр

Классы, мм	Масса золота, мг	Распределение, %	Число знаков	Средняя масса знака, мг
–4,0...+1,0	65,09	21,18	14	4,65
–1,0...+0,5	76,35	24,84	226	0,34
–0,5...+0,25	98,92	32,19	550	0,18
–0,25..+0,071	66,95	21,79	3358	0,02
Итого	307,31	100,00	4148	0,07

анализы. Весь материал проб, за исключением килограммовых навесок для анализов, входил в состав ЛТП. Масса проб и среднее содержание золота в них представлены в табл. 1.

В процессе исследования ЛТП были изучены гранулометрический состав золота, пробность, определены формы нахождения золота в окисленных и первичных рудах. Гранулометрический состав золота приведен в табл. 2 на примере минералогического анализа тяжелой фракции 10 шлихов, отмытых из продуктов обогащения ЛТП № 3-1-Кедр и ЛТП № 3-2-Кедр. Аналогичная картина распределения золота по классам (с небольшими вариациями) характерна для всех типов руд по всем лабораторно-технологическим пробам. Установленная пробность золота составляет 961–571 ‰ (в среднем 795 ‰). В золоте в переменных количествах содержатся (%) сурьма (до 0,13), медь (до 0,09), теллур (до 0,14), висмут (до 0,33), сера (до 0,04), железо (до 0,07), ртуть (до 1,09).

Для определения форм нахождения золота и степени его ассоциации с рудными и породообразующими минералами выполнен фазовый анализ окисленных и первичных руд. Он проводился по общепринятой методике для золотосодержащих руд, включающей цианирование (золото в сростках), солянокислотную обработку с последующим цианированием (покрытое пленками гидроокислов железа и заключенное в карбонатах), разложение сульфидов в царской водке из частных проб ЛТП № 3-3-Кедр и ЛТП № 5-3-Кедр. Масса пробы, поступающей на фазовый анализ, 1 кг. Перед анализом руды измельчали до крупности 90–95 % класса минус 0,074 мм.

Результаты фазового анализа для окисленных и первичных руд представлены в табл. 3, 4.

Таблица 3

Результаты фазового анализа руды ЛТП № 3-3-Кедр на золото (окисленные руды)

Форма нахождения золота	Содержание, г/т	Распределение, %
1. В свободной форме и в срастании с другими минералами (извлекаемое при цианировании)	0,70	90,91
2. Нерастворимое в цианиде, в том числе:	0,07	9,09
– покрытое пленками оксидов и гидроксидов железа и заключенное в карбонатах;	0,03	3,90
– ассоциированное с сульфидами;	Не обн.	Не обн.
– тонковкрапленное в кварце	0,04	5,19
Руда	0,77	100,00

Таблица 4

Результаты фазового анализа руды ЛТП №5-3 «Кедр» на золото (первичные руды)

Форма нахождения золота	Содержание		Распределение, %
	мг/л	г/т	
1. В свободной форме и в срастании с другими минералами (извлекаемое при цианировании)	0,17	0,34	69,39
2. Нерастворимое в цианиде, в том числе:	–	0,15	30,61
– покрытое пленками оксидов и гидроксидов железа и заключенное в карбонатах;	<0,01	–	–
– ассоциированное с сульфидами;	–	0,05	10,20
– тонковкрапленное в кварце	–	0,10	20,41
Руда	–	0,49	100,00

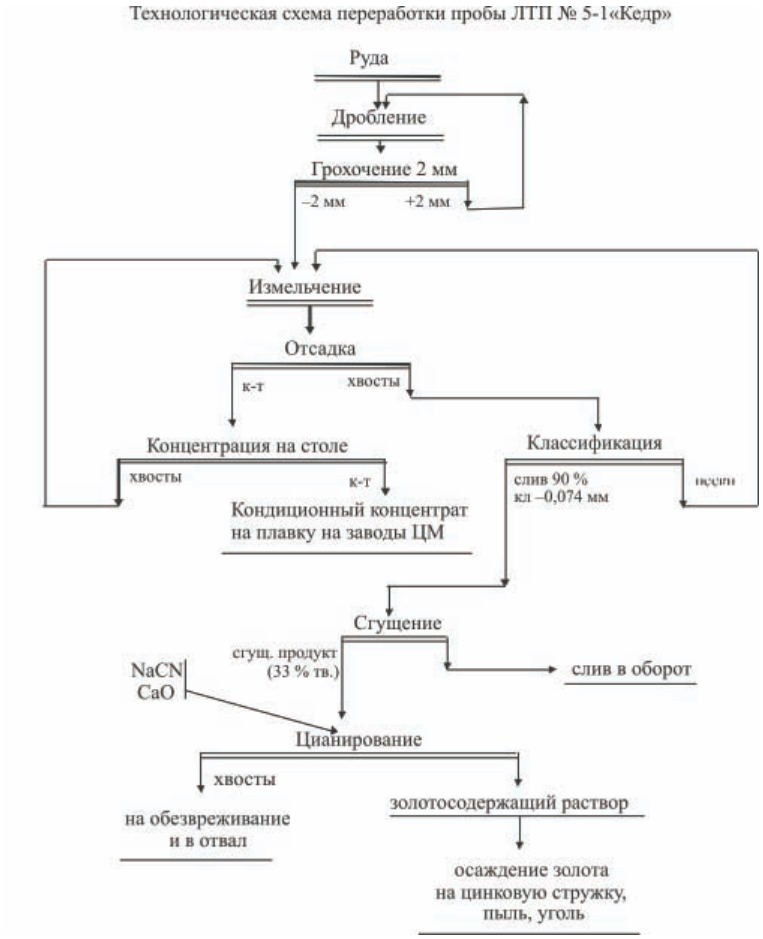


Рис. 2. Технологическая схема обогащения руд Кедровского участка

Поскольку 70–90 % золота в рудах Кедровского проявления находится в свободной форме, полупромышленные испытания проводили в первую очередь по гравитационной схеме обогащения, которая обеспечивает извлечение от 35 до 90 % золота в концентрат.

При «низких» показателях гравитационного обогащения производилось цианирование хвостов гравитации, что позволяло доизвлечь золото на 75–80 % от операции и на 50–60 % от руды. Суммарное его извлечение в гравиоконцентрат и в растворы составило 88–92 %.

Для извлечения золота из руд Кедровского проявления наиболее рациональной может быть признана гравитационно-цианистая технология, включающая гравитационное обогащение в отсадочных машинах (крупное и мелкое золото) с перечистными операциями концентрата отсадки на концентрационных столах.

Хвосты отсадки крупностью 90 % класса минус 0,074 мм после сгущения целесообразно направлять на выщелачивание золота в цианистых растворах.

На рис. 2 представлена рациональная технологическая схема обогащения руд Кедровского участка.

Таким образом, проведенные исследования лабораторно-технологических проб показывают целесообразность и актуальность данных работ на ранних стадиях поисков.

Для золоторудного проявления Кедровского разработана рациональная (гравитационно-цианистая) схема обогащения природных типов окисленных и первичных руд, позволяющая извлечь в гравиоконцентрат и цианистый раствор 88–92 % золота. Изучены вещественный состав руд, пробность и гранулометрический состав самородного золота. Определены формы нахождения золота в окисленных и первичных рудах (преобладает свободное самородное золото).

ВОЗМОЖНЫЕ ПЕРСПЕКТИВЫ ОБНАРУЖЕНИЯ ЭПГ-Cu-Ni ОРУДЕНЕНИЯ В МАЛЫХ ГАББРОИДНЫХ МАССИВАХ ЗАПАДНОЙ ТУВЫ

А. В. Вишневский

ИГМ СО РАН, Новосибирск

На территории западной Тувы в районе хребтов Цаган-Шибету и Западный Танну-Ола располагается множество ультрабазит-базитовых массивов, которые исследователи традиционно относили к торгалыкскому девонско-карбоновому комплексу. Однако на картах третьего поколения м-ба 1:1 000 000, большинство из них объединено в пермско-триасовый чазадырский комплекс малоглубинных базитовых интрузий, связанный, по мнению автора, с этапом P-T активизации. Большое количество интрузий подобного типа известно и в Северо-Западной Монголии, где они объединены в урегнурский девонско-карбоновый комплекс. В последние годы исследованиями установлено, что часть этих массивов, располагающаяся к югу от крупного субширотного разлома со сдвиговой кинематикой (разлом 1905 г.), имеют кембрийский возраст [4] и с ними связана россыпная изоферроплатиновая минерализация [2]. Данные массивы были объединены в урегнурскую вулкано-плутоническую ассоциацию, характеризующуюся интрузивными и эффузивными пикритоидами (в том числе и гиалокластитами), которые сочетают в себе как типичные «островодужные», так и «плюмовые» геохимические метки и характеризуются в целом калиевой спецификой.

Совершенно другая картина свойственна массивам, расположенным севернее разлома, в монгольской части хр. Цаган-Шибету и на его тувинском продолжении. Здесь силло- и штокообразные тела прорывают девонские и силурийские осадочные и вулканогенно-осадочные толщи, причем пространственное расположение подавляющего большинства закартированных тел находится в очевидной тесной связи с периферийными частями Тувинского прогиба, формирование которого началось в раннедевонское время и продолжилось в карбоне. При этом интрузивных контактов габброидов с карбоновыми осадками не описывается, а геохимические особенности пород указывают на близость исходных расплавов к промежуточным между N- и E-MORB – типичным для развитых рифтогенных структур [1]. Поэтому отнесение их к пермо-триасовому этапу выглядит несколько странным.

Изотопно-геохронологические исследования показали, что выделяются по крайней мере два этапа базитового магматизма – раннедевонский (407–392 млн лет) и раннекарбоновый (348–334 млн лет), причем ультраосновные породы присутствуют в интрузивах обоих этапов. Еще в 1960-х гг. А. П. Кривенко [3] доказал, что среди малых ультрабазит-базитовых тел Западной Тувы выделяется два комплекса – баянкольский (раннедевонский) и собственно торгалыкский (позднедевонско-раннекарбоновый). Первый представлен субвулканическими интрузиями от габбро-долеритов до гранит-порфиров, второй – перидотитами, габброидами, граносиенитами, щелочными и биотитовыми гранитами. Важно отметить, что, по А. П. Кривенко [3], ультраосновные породы характерны лишь для второго этапа. Данные, полученные в последние годы по ультрабазит-базитовым массивам монгольской части хр. Цаган-Шибету, позволили частично подтвердить результаты А. П. Кривенко.

В одном из массивов (Рудном) раннекарбонового этапа (348±3,2 млн лет, Ar-Ar по биотиту) обнаружена узкая вытянутая зона (около 0,2×30 м), обогащенная сульфидами. Он имеет двухфазное строение, площадь выхода на поверхность около 200×70 м. Обогащенная сульфидами зона приурочена к наиболее магнезиальной части второй фазы внедрения (до 27 мас. % MgO). Скопления сульфидов лепешковидной, округлой или слабо вытянутой формы, кроме того, присутствует рассеянная вкрапленность в интерстициях между зернами ранних силикатов. В верхней по разрезу части зоны, обогащенной сульфидами, капли более крупные и лепешкообразные (до 1×3 см), в нижней – более мелкие и изометричные. Таким образом, условно выделяются нижний и верхний горизонты сульфидных капель, отличающиеся по их размерам и форме. При этом верхний горизонт распространен на всем протяжении рудной зоны, а нижний – фрагментарно, только в центральной ее части. Подобные каплевидные образования (сульфидные капли) – результат ликвации ультрамафит-мафитовых расплавов на силикатную и сульфидную составляющие – известны во многих крупнейших месторождениях мира (Норильское, Садбери и др.). Большинство сульфидных капель отчетливо дифференцированы: преобладающей фазой является пирротин, который располагается в нижней части капель, центральная часть сложена пентландитом, а верхняя – халькопиритом и кубанитом (рис. 1).

Исследования, проведенные с помощью электронной микроскопии, позволили обнаружить и изучить состав минералов ЭПГ в обоих горизонтах сульфидных капель. Установлено, что ЭПГ-минерализация этих горизонтов имеет как общие, так и различные черты. Большинство зерен в обоих горизонтах локализовано в пентландите, меньше – в халькопирите и еще меньше – в пирротине. Положение зерен тяготеет к краевым частям фаз, хотя они повсеместно встречаются и в центральной их части. Общие для двух горизонтов две фазы: минералы группы мончеита (мончеит, меренскиит и мелонит – висмутовые теллуриды платины, палладия и никеля ((Pd, Pt)(Te, Bi)$_2$ – (Pt, Pd)(Te, Bi)$_2$ – (Ni, Pd, Pt)(Te, Bi)$_2$)) и сперрилит (диарсенид платины ($PtAs_2$)). Минералы группы мончеита – наиболее распространенная фаза (около 70 % всех проанализированных зерен в обоих горизонтах). Кроме того, в верхнем горизонте обнаружены гессит Ag_2Te, более редкие сопчеит $Ag_4Pd_3Te_4$, паоловит Pd_2Sn, таймырит

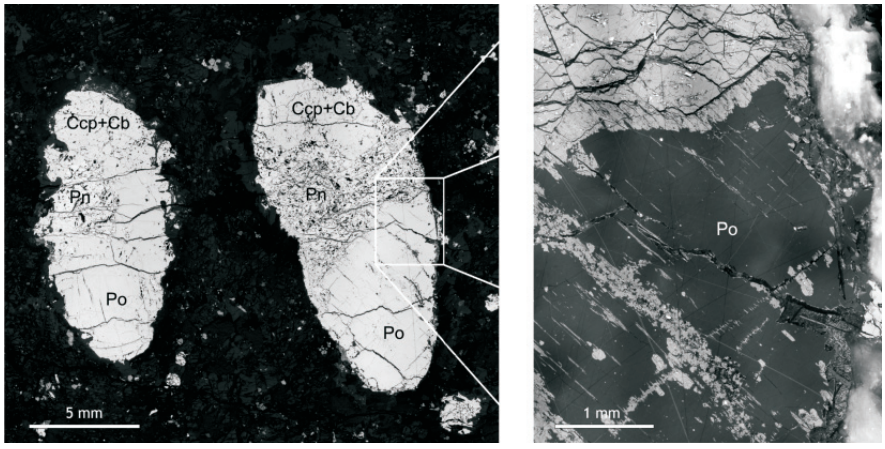


Рис. 1. Типичный вид раскристаллизованных дифференцированных сульфидных капель из массива Рудный. Отраженный свет

Ccp – халькопирит, Cb – кубанит, Pn – пентландит, Po – пирротин

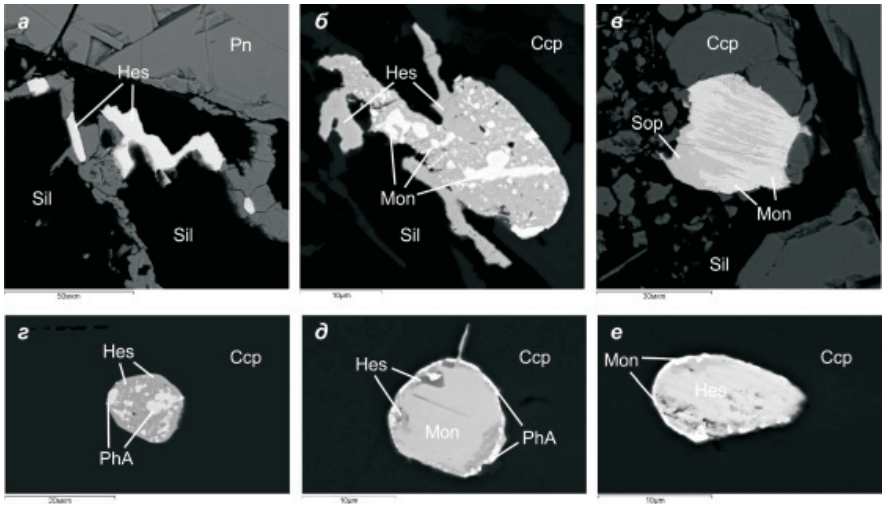


Рис. 2. Зерна минералов ЭПГ (изображение SEM BSE)

а – скопление ксеноморфных зерен гессита, б – зерно сложного строения – гессит с вростками мончеита, в – замещение мончеита сопчеитом – трещиноватая зона в сульфидах, г – выделения Pt станнотеллурида в гессите, д – сложное строение каймы зерна мончеита, е – мончеит в кайме вокруг гессита. Ccp – халькопирит, Pn – пентландит, Sil – силикаты, Hes – гессит, PhA – Pt станотеллурид, Mon – мончеит, Sop – сопчеит

$(Pd, Ag)_3Te$, теларгпалит $(Pd,Cu,Pt)_3Sn$, а также не описанный ранее в литературе станнотеллурид платины, тесно ассоциирующий с гесситом.

Анализ содержаний микроэлементов выполнен с помощью методов ICP-MS, ICP-OES и ICP-MS с концентрированием на корольке NiS в компании Intertek (Genalysis), Австралия. Были исследованы пробы усредненного состава по верхнему и нижнему горизонтам сульфидных капель, однако результаты оказались чрезвычайно близки. Сумма концентраций ЭПГ составила 720–750 мг/т (540–570 и 120–130 мг/т Pd и Pt соответственно), Au – 200–300 мг/т, Ag – 850–930 мг/т, Cu – 0,34 мас. %, Ni – 0,5–0,55 мас. %. Тенор ЭПГ содержание металла в 100 % сульфиде) достигает 20 г/т, что сопоставимо с месторождениями Норильской группы.

Эти данные позволяют предполагать возможность обнаружения проявлений ЭПГ-Cu-Ni руд, связанных с малыми ультрабазит-базитовыми массивами торгалыкского комплекса в Западной Туве и Северо-Западной Монголии, относящимися к раннекарбоновому этапу магматизма. Для выделения петрологических, геохимических и минералогических критериев с целью отнесения массивов к раннедевонскому либо раннекарбоновому этапу и оценки их потенциальной рудоносности требуются дополнительные исследования.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 13-05-00951, 13-05-01132 и 12-05-00435-а.

Список литературы

1. **Возрастные** рубежи пикритового и пикродолеритового магматизма Западной Монголии [Текст] / А. Э. Изох, А. В. Вишневский, Г. В. Поляков, Р. А. Шелепаев // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52, № 1. – С. 10–31.

2. **Изоферроплатиновая** ассоциация минералов из россыпи реки Бургастайн-Гол (Западная Монголия) [Текст] / Т. Оюунчимэг, А. Э. Изох, А. В. Вишневский, В. М. Калугин // Геология и геофизика. – 2009. – № 10. – С. 1119–1131.

3. **Кривенко, А. П.** Вопросы происхождения пород Торгалыкского интрузивного комплекса Тувы [Текст] / А. П. Кривенко // Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области. – М. : Наука, 1965. – С. 65–83.

4. **Раннекембрийская** Урэгнурская платиноносная вулкано-плутоническая пикрит-базальтовая ассоциация Монгольского Алтая – индикатор кембро-ордовикской крупной изверженной провинции [Текст] / А. Э. Изох, А. В. Вишневский, Г. В. Поляков [и др.] // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51, № 5. – С. 665–681.

АРЫСКАНСКОЕ РЕДКОМЕТАЛЛЬНО-РЕДКОЗЕМЕЛЬНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ В ТУВЕ

О. К. Гречищев

ИГМ СО РАН, Новосибирск

Тыва – одна из крупных редкометалльно-редкоземельных провинций России [2]. Она располагает разведанными месторождениями тантала, ниобия, циркония, лития, редкоземельных элементов цериевой и иттриевой групп, гафния, урана, олова, бериллия и др. Среди месторождений выделяются Улуг-Танзек, Арыскан, Тастыг и Кара-Суг, причем их запасы, за исключением Арысканского, поставлены на Государственный баланс.

Горнорудные предприятия «Тувакобальт» и Терлигхайское РЭП прекратили свою деятельность 1990-х гг., а комбинат «Туваасбест» и Каа-Хемский угольный разрез еще как-то выживают. Уже в XXI в. начато освоение Тарданского золоторудного и Кызыл-Таштыгского полиметаллического месторождений, ведется доразведка Ак-Сугского медно-молибденового месторождения,

Развитие горнорудной промышленности в Республике Тыва до последнего времени сдерживалось отсутствием железной дороги, которая в настоящее время проектируется. По расчетам экономистов, основная ценность минерального сырья в Туве заключается в каменноугольных месторождениях, главным образом по железной дороге будут перевозить коксующийся уголь.

В «Концепции развития Сибири», разработанной Минэкономразвития и РАН, не предусмотрено освоение в Тыве месторождений важнейших для промышленности стратегических видов сырья – редких металлов и редкоземельных элементов.

Тем не менее строительство железнодорожной ветки Курагино – Кызыл приблизит указанные месторождения к транспортным артериям России и к объектам переработки товарной продукции редкометалльно-редкоземельных руд.

Однако уже сегодня необходимо решать вопросы подготовки руд указанных месторождений к освоению: завершить технологические исследования переработки Арысканских редкоземельно-редкометалльных руд и представить подсчитанные запасы для рассмотрения в ГКЗ, усовершенствовать технологическую схему переработки редкометалльных пегматитов Тастыгского месторождения, изучить гидрогеологические условия отработки глубоких горизонтов, перевести запасы из категории C_2 в C_1 и представить их на рассмотрение в ГКЗ; на железофлюорит-барит-редкоземельном Карасугском месторождении провести изучение обогатимости окисленных руд.

Улуг-Танзекское месторождение практически готово к промышленной отработке и не требует какого-либо дополнительных исследований [3].

Приведем краткую характеристику Арысканского редкометалльно-редкоземельного месторождения.

Располагается на крайнем северо-востоке Тывы, на западном склоне Восточного Саяна в пределах хр. Ергак-Торгак-Тайга на абсолютных отметках 2000–2200 м, в 250 км от Кызыла и в 8 км от Аксугского медно-молибденового месторождения, с которым оно связано грунтовой дорогой. Месторождение входит в состав Восточно-Саянской структурно-металлогенической зоны, локализовано в зоне влияния субширотного глубинного Кандатского разлома, находится на территории Соругского рудного узла, расположенного на юго-восточном замыкании Кизир-Казырского блока на сочленении Кандатского и Восточно-Саянского глубинных разломов. Помимо Арысканского месторождения в пределах узла размещены известные с 1950-х гг. Соругское и Аксугское проявления редкоземельных элементов – тантала и ниобия. Они связаны с жилами сиенит-пегматитов, альбититов, кварц-полевошпат-рибекитового, кварц-полевошпат-эгиринового состава, в которых рудная минерализация представлена эвксенитом, пирохлором, малаконом, приоритом, торитом с содержанием суммы редких земель 0,36–0,52 %, пятиокиси тантала 0,014–0,039 %, пятиокиси ниобия 0,08–0,14 %.

Арысканское месторождение находится в левом борту руч. Арыскан-Астыг-Ой, правого притока р. Ак-Суг, в 4,5 км от устья. Контролируется субширотным тектоническим нарушением, оперяющим Кандатский разлом, в 4 км севернее его шовной зоны. Месторождение открыто в 1952 г. геологами Ферганской экспедиции ВИМСа Н. Е. Костиным и Н. И. Костиной, изучалось Д. И. Прохоровым, Н. Е. Костиным, В. С. Кудриным, Н. В. Скоробогатовой, Т. Н. Шурига, А. В. Григорьевым, Д. Н. Шаповаловым, разведывалось в 1953–1959 гг. Горной экспедицией. В 1961 г. его запасы представлялись на рассмотрение в ГКЗ СССР.

Месторождение с поверхности разведано канавами, на глубине – подземными горными выработками на трех штольневых горизонтах и буровыми скважинами глубиной 250 м. Представлено вытянутым в субширотном направлении куполом щелочных кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов (квальмитов), образовавшимся по сиенитам позднепалеозойского Окуневского комплекса и по вмещающим тоналитовым гнейсам. Источником метасоматических растворов и редкометалльно-редкоземельного оруденения стали рибекитовые граниты мезозойского улуг-танзекского комплекса, внедрившиеся по тому же разлому, что и окуневский шток сиенитов. Массив рибекитовых гранитов обнажается в 500 м западнее месторождения.

Весь купол метасоматитов, протягивающийся на 375 м представляет собой рудное тело. Ширина его на поверхности 70 м, с глубиной оно расширяется и на третьем штольневом горизонте достигает 110 м. Массив имеет асимметричное строение. Восточный контакт тела крутой, близкий к вертикальному, к западу купол выполаживается под углом 60° при общем северном падении штока. На поверхности единое тело метасоматитов выглядит как два неравнозначных блока, контактирующих между собой по тектоническому нарушению. Восточный блок имеет округлые очертания, а западный вытянут в широт-

ном направлении. На продольном разрезе отчетливо видно, что восточный блок смещен относительно нижней части массива по пологому надвигу с амплитудой около 35 м. Подошва блока опирается на плоскость надвига, залегающую на уровне верхнего штольневого горизонта (2156 м). Надвиг под углом около 10° погружается на восток. Мощность сдвинутого блока не более 25 м, а сам блок не что иное, как апикальная макушка метасоматически переработанных кварцевых сиенитов под непроницаемой покрышкой гнейсов.

Редкометалльно-редкоземельное оруденение прослежено на глубину 250 м. В строении метасоматического тела и в размещении оруденения проявлена вертикальная зональность, отражающая стадийный характер развития метасоматического процесса. Продукты поздней стадии тяготеют к верхней прикровельной части материнского интрузива. Редкоземельная, тантал-ниобиевая и циркониевая минерализация связана с процессами альбитизации, которые протекали неоднократно и привели к превращению сиенитов и гнейсов в квальмиты. Если первая стадия альбитизации, представленная крупнозернистыми метасоматитами, в основном безрудная, то со второй стадией связаны образование мелкозернистых квальмитов и вся минерализация, представленная мелкой вкрапленностью фергюсонита, приорита, пирохлора, малакона, торита, гадолинита, таленита, ксенотима, бастнезита, гагаринита. Из темноцветных минералов в рудных квальмитах встречаются эгирин и астрофилит. С глубиной альбитизация затухает, содержание рудных минералов снижается. Так, если на поверхности оруденелые метасоматиты составляют 80 % всей массы пород, то на первом штольневом горизонте (2156 м) – 70 %, на среднем (2126 м) – 50 %, на нижнем (2096 м) – всего 30 %.

Завершается рудный процесс образованием кварцевых прожилков с ильменитом, сульфидами, самородным мышьяком и урановой смолкой. Среди тела квальмитов с вкрапленной минерализацией вдоль трещин, повторяющих контур массива, прослеживаются обогащенные редкометалльно-редкоземельными минералами жилы и прожилки. Одна из них уникальна: мощность от 0,2 до 1,5 м (в среднем 0,45 м), протяженность 170 м, сложена альбитом, малаконом, рибекитом и приоритом, отдельные участки – малаконом, в котором располагаются крупные кристаллы рибекита, ориентированные перпендикулярно контактам жилы. По составу и условиям залегания рассматриваемое жильное тело очень похоже на фазибитикиты Ампасибитики о. Мадагаскар [1]. В висячем контакте жилы мощностью 3–10 см прослеживаются оторочки, сложенные мономинеральным приоритом.

С глубиной меняется состав рудной минерализации: на поверхности основной рудный минерал представлен фергюсонитом, который в глубоких горизонтах, вскрываемых буровыми скважинами, сменяется пирохлором, незначительно распространенным на поверхности.

Арысканское месторождение характеризуется высокими содержаниями редких элементов, особенно редких земель иттриевой группы (тантала, ниобия и циркония). Среднее содержание (%) во вкрапленных рудах: сумма окислов редких земель 0,48, пятиокись тантала 0,022, пятиокись ниобия 0,39, двуокись циркония 3,2; для жильного типа: сумма окислов редких земель 3,48, пятиокись тантала 0,067, пятиокись ниобия 1,40, двуокись циркония 31,3.

В жильном типе сосредоточено около 1 % запасов месторождения, в основном они локализуются на верхних горизонтах, на глубоких горизонтах ниже отметки 2056 м они отсутствуют. Среди вкрапленных руд наиболее высокие концентрации свойственны блоку квальмитов висячего крыла надвига (%): сумма окислов редких земель 0,85, пятиокись тантала 0,027, пятиокись ниобия 0,61

Отличительная особенность руд Арысканского месторождения – резкое преобладание в них иттриево-земельных элементов над цериевыми. Во вкрапленных рудах это соотношение составляет на верхних горизонтах 2,5:1, на глубоких снижается до 1,3:1; в жильном типе 4:1.

Основной носитель редкоземельных элементов в рудах Арыскана – фергюсонит, на долю которого приходится 61,8 % всех редких земель. С малаконом связано 21,6 % редкоземельных элементов, с пирохлором – 9,7 %, с приоритом – 5,7 %. Приорит и таленит – минералы, обнаруженные на Арысканском месторождении впервые в СССР, приорит содержит 36–37 % редких земель, таленит – 61–62 %.

Главные элементы иттриевой группы представлены диспрозием, гадолинием, эрбием, иттербием, тулием и иттрием.

Технологические испытания руд, проведенные в «ГИРЕДМЕТ», показали возможность обогащения руд с выделением фергюссонитового и малаконового концентратов. Они подтвердили, что руды Арысканского месторождения подвергаются хлорированию с извлечением практически всех редкоземельных элементов, тантала, ниобия, циркония, гафния. Извлечение суммы редких земель составило 50 %, окиси циркония – 70 %.

Запасы месторождения подсчитаны по категориям C_1 и C_2 до глубины 250 м от поверхности, т. е. до отметки 1910 м. Эта нижняя граница подсчета запасов определена положением забоев двух скважин, пробуренных на западном фланге месторождения. Разведанные запасы руды категорий C_1+C_2 составили 6,2 млн т, суммы окислов редкоземельных элементов – около 30 тыс. т.

Такое количество запасов месторождения в 1961 г. представлялось на утверждение в ГКЗ, но из-за сложных географо-экономических условий, незавершенности технологических исследований переработки руд и отсутствия спроса они не были утверждены и были отнесены к забалансовым (протокол ГКЗ СССР № 3275 от 02.02.1961 г.). В 1955–1957 гг. в период разведки на месторождении осуществлена опытная отработка богатых жильных руд: из них ручной рудоразборкой получен фергюсонит-приоритовый концентрат, который вывозился самолетами АН-2. Из концентрата в СССР впервые получен дефицитный для того времени тулий. Когда потребность в нем для портативных рентгеновских аппаратов была удовлетворена, добыча прекратилась. В дальнейшем производство иттриевых редкоземельных элементов было налажено на Актюзском руднике Киргизского ГМК на базе Кутесайского месторождения иттросинхизита и ксенотима, и интерес к Арысканскому месторождению пропал.

В связи с возросшей потребностью в иттриевой группе редких земель в 1989 г. Тувинская геолого-разведочная экспедиция ПГО «Красноярскгеология» приступила к доразведке Арысканского месторождения и проведению технологических испытаний руд на лабораторных пробах в ВИМСе. Было пройдено несколько рассечек с целью уточнения границ рудной залежи на двух верхних подземных горизонтах, пробурено восемь скважин для поисков слепых рудных залежей на западном фланге месторождения и для изучения поведения оруденения на глубоких горизонтах. Изучены гидрогеологические условия месторождения и радоновый источник, изливающийся из штольни № 3 на горизонте 2096 м.

В 1991 г. все геолого-разведочные работы на месторождении свернули из-за отсутствия бюджетного финансирования.

В настоящее время идет интенсивная доразведка Ак-Сугского медно-молибденового месторождения силами геологического подразделения ГМК «Норильский никель». Арысканское месторождение находится в непосредственной близости к Ак-Сугскому. Они не только связаны территориально, но и находятся в одной геологической структуре – локализованы в зоне Кандатского глубинного разлома.

Связь Ак-Сугского месторождения с Кызылом осуществляется по автомобильной дороге, проложенной по линии Туран – Ырбан – Ак-Суг, протяженностью около 300 км. Железнодорожная ветка Курагино – Кызыл также пройдет вблизи этих месторождений. В 1980-х гг. при планировании отработки Ак-Сугского месторождения рассматривался вариант совместного освоения его с Арысканским. Изменившаяся по сравнению с 1959 г. конъюнктура редкоземельных элементов, новые требования к качеству минерального сырья и степени разведанности, близость создаваемого нового горнорудного производства делают реальным освоение Арысканского месторождения параллельно с отработкой медно-молибденовых руд Ак-Сугского.

Соругский рудный узел, в состав которого входит Арысканское месторождение, еще недостаточно изучен на редкоземельное сырье и редкие металлы и обладает определенными перспективами на обнаружение объектов формации щелочных редкометалльных метасоматитов (иттриево-земельной субформации).

Список литературы

1. **Ганзеев, А. А.** Новый генетический тип редкометалльных щелочных гранитов Мадагаскара [Текст] / А. А. Ганзеев, О. К. Гречищев // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 6. – С. 539–553.

2. **Гречищев, О. К.** К вопросу об условиях образования редкометалльных месторождений Тувы как крупной редкометалльной провинции России (краткий обзор) [Текст] / О. К. Гречищев // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных территорий Центральной Азии. Экология природной среды и общества : науч. тр. ТИКОПР. – Кызыл, 2012. – С. 49–53.

3. **Гречищев, О. К.** Редкометалльное месторождение Улуг-Танзек (Тува, Россия) [Текст] / О. К. Гречищев, С. М. Жмодик, Б. Л. Щербов. – Новосибирск : Акад. изд-во «Гео», 2010. – 196 с.

РАЦИОНАЛЬНЫЙ КОМПЛЕКС ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ ПОИСКАХ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО И УРАНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

А. П. Долгушин[1], Г. М. Тригубович[2]

[1]СФ «Березовгеология», ФГУГП «Урангеологоразведка» (Урангео), Новосибирск
[2]ФГУП «СНИИГГиМС», Новосибирск

Методика исследований

В настоящее время накоплен значительный фактический материал по применению площадной ЭМ-разведки становлением поля на основе многоразносных зондирований от закрепленного источника

(М-ЗСБ) в различных геологических ситуациях при решении задач поиска месторождений полезных ископаемых и инженерно-геологических задач [4, 5, 7, 9].

Методика исследований основана на разделении ЭМ-поля на нормальную (влияния среды) и аномальную (влияния трехмерных неоднородностей на основе трехмерного моделирования) составляющие. Это позволяет учитывать неоднородности вмещающей геологической среды и устраняет искажения реконструкции глубинных частей разреза, заметно снижает область эквивалентности решения обратной задачи электроразведки и повышает достоверность прогноза.

Системы наблюдений для высокоразрешающей площадной 3D-электроразведки, следуя логике рынка, формируются как компромисс между плотностью регистрации электромагнитного поля, что тесно связано с точностью решения поставленной задачи, и стоимостью проводимых исследований. Какие параметры системы наблюдения можно изменять и где предел этих изменений? Вопрос весьма не простой, ответ на него зависит от условий решения конкретной поисковой задачи и, как правило, требует специального модельного проектирования.

Многоразносные зондирования М-ЗСБ от закрепленного источника с рассечками. Система строится на многоразносных зондированиях от закрепленного источника поля по линейным профилям, при этом на каждой точке измерения оценивается невязка решения обратной задачи в рамках горизонтально-слоистой модели (такая процедура разработана и может быть использована в поле). Увеличение невязки решения обратной задачи указывает на нарушение условия слоистости среды и дает основание для постановки дополнительных измерений (рис. 1). Дополнительные выносные измерения позволяют оценить искажающий фактор, построить 3D-модель, уточнить параметры слоистости и обнаружить поисковый объект [4]. Дополнительные измерения могут быть проведены по системе *«крест»*, в которой основные и дополнительные измерения пересекаются в областях недопустимой невязки решения слоистой задачи. Это позволяет более точно локализовать неоднородность, являющуюся причиной невязки, и дать более точный прогноз модели геологической среды.

Площадная система наблюдений (рис. 2) используется на этапе изучения заведомо сложно построенной геологической среды. Она обеспечивает максимальную достоверность прогноза при правильном выборе масштаба съемки для решения практически всех поисково-оценочных задач [5, 7].

ЭМ-сканирование – технология измерения переходного процесса в движении с высокой пространственной (0,1 м) и временной (10 нс) плотностью [3, 6, 8], которая применяется при решении задач, где требуется повышенная детальность. Она максимально эффективна при малых размерах источника и открытой для перемещения антенн местности. Технология хорошо зарекомендовала себя в исследованиях приповерхностной части геологической среды. Реальная глубинность исследований до 100 м.

При проведении полевых исследований используются специальные приемно-генераторные конструкции для съемки в движении (рис. 3, 4).

Проектирование полевого эксперимента

Верхняя часть разреза (ВЧР) горной пустыни, перекрыта мощными осыпями с участками значительной засоленности и загипсованности рыхлых отложений вблизи поверхности на равнинах. На глубине 50–200 м встречаются высокопроводящие объекты, которые представлены туфами и аргиллитами, насыщенными водой. На больших глубинах высокая проводимость связана с сульфидами и другой рудной минерализацией.

Для оценки эффективности применения М-ЗСБ, а также для обоснования использования профильно-площадных систем наблюдений проведено модельное проектирование полевого эксперимента, позволившее выбрать систему наблюдений, значение суммарного магнитного момента приемно-генераторной установки и разноса «источник – приемник», обеспечивающих глубинность исследований до 500 м при требуемой детальности. Изучалась особенность проявления поисковых объектов и «объектов-помех» в условиях неоднородной ВЧР для наиболее характерной модели вмещающей среды. Полученная в результате 3D-реконструкции модель практически соответствует стартовой, что подтверждает возможность обнаружения поискового объекта с выбранной системой наблюдений.

Интерпретация основана на разделении ЭМ-поля на нормальную (влияния среды) и аномальную (влияния трехмерных неоднородностей) составляющие. Одновременный подбор объектов и сигналов по всей пространственно-временной области влияния источника позволяет учитывать неоднородность вмещающей среды, устраняет искажения реконструкции глубинных частей разреза, резко снижает область эквивалентности решения обратной задачи и повышает достоверность прогноза.

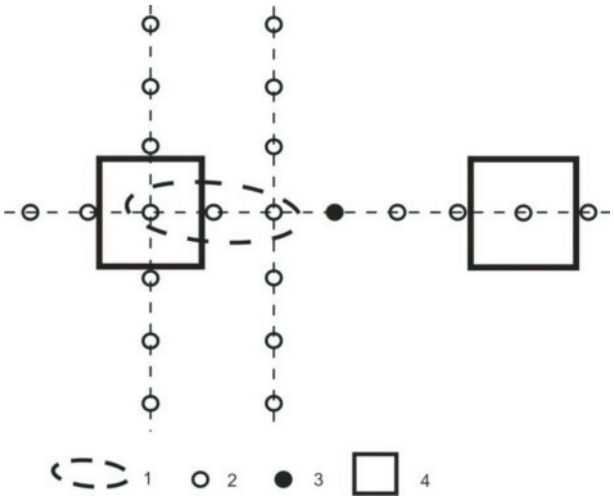


Рис. 1. Профильная система наблюдений от закрепленного источника

1 – область невязки решения обратной 1D-задачи; 2 – точка измерения; 3 – совмещенная точка измерения для соседних ГП; 4 – генераторная петля (ГП)

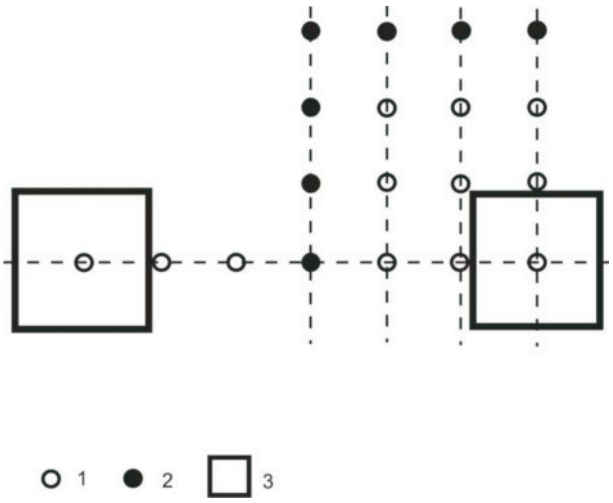


Рис. 2. Фрагмент площадной системы наблюдений с равномерным шагом

1 – точка измерения; 2 – совмещенная точка измерения для соседних ГП; 3 – ГП

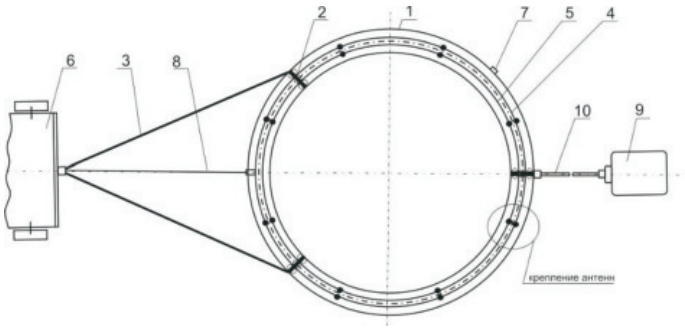
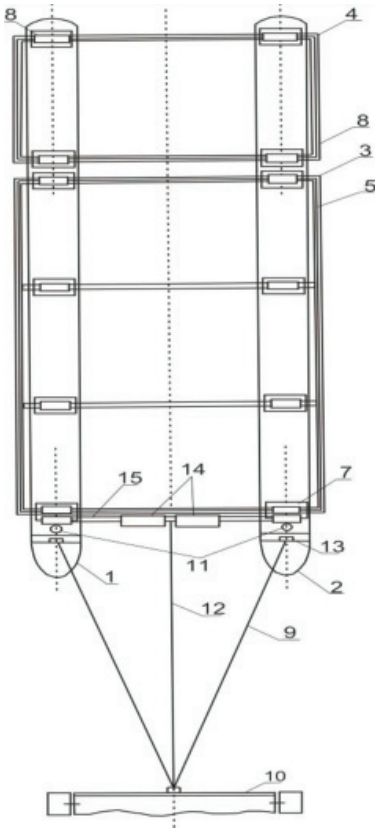


Рис. 3. Пневматическая конструкция с выносным измерительным датчиком с буксировкой за транспортным средством. Площадь проекции 25–50 м^2

1 – диэлектрический надувной каркас; 2 – буксировочные захваты; 3 – буксировочные тросы; 4 – излучающая антенна; 5 – приемная антенна; 6 – буксировочное устройство; 7 – клапан для подачи и удержания воздуха; 8 – трос-кабель; 9 – противовес с выносным измерительным датчиком; 10 – соединительный трос



Результаты исследований

Приведем результаты, полученные непосредственно в поле на основе 1D- и 3D-интерпретации, выполненной в камеральных условиях.

Полевые ЭМ-исследования выполнялись в исключительно сложных по геологическому строению молодых (кайнозойских) вулканотектонических структурах и в ландшафтных условиях горной полупустыни, где традиционные методы малоэффективны. В горных поднятиях поверхность коренных обнажений горных пород часто перекрыта мощными осыпями, на равнинах – загипсованным, засоленным слоем песчано-щебенистых отложений. Повсеместная поствулканическая аргиллизация с выносом железа, интенсивная тектоника и мощное поверхностное окисление, сильная засоленность и загипсованность рыхлых отложений вблизи поверхности сильно затрудняют или делают неэффективной интерпретацию результатов магнитометрии, геохимии, минералого-петрографических и гидрогеохимических исследований.

Рис. 4. Пневматическая конструкция с изменяемой площадью антенн от 30 до 64 м^2. Применяется буксировка за транспортным средством

1, 2 – надувные элементы, полозья; 3, 4 – разборные каркасы, включающие продольные и поперечные элементы (балки); 5 – излучающая антенна; 6 – приемная антенна; 7 – накладки; 8 – петли; 9 – буксировочные тросы; 10 – буксировочное устройство; 11 – клапаны для подачи и удержания воздуха; 12 – трос-кабель; 13 – буксировочные захваты; 14 – выносные элементы генераторного и измерительного оборудования; 15 – дополнительная жесткая поперечная балка

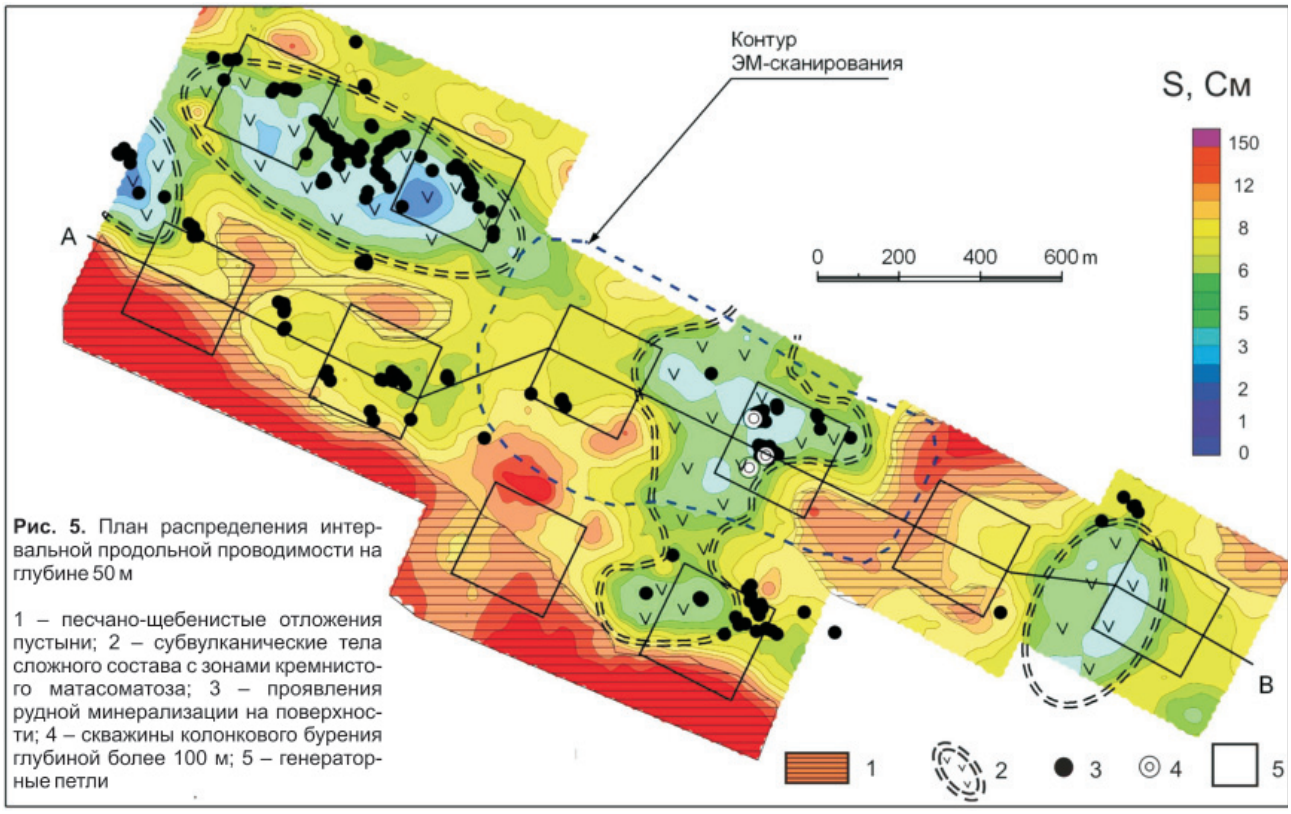


Рис. 5. План распределения интервальной продольной проводимости на глубине 50 м

1 – песчано-щебенистые отложения пустыни; 2 – субвулканические тела сложного состава с зонами кремнистого матасоматоза; 3 – проявления рудной минерализации на поверхности; 4 – скважины колонкового бурения глубиной более 100 м; 5 – генераторные петли

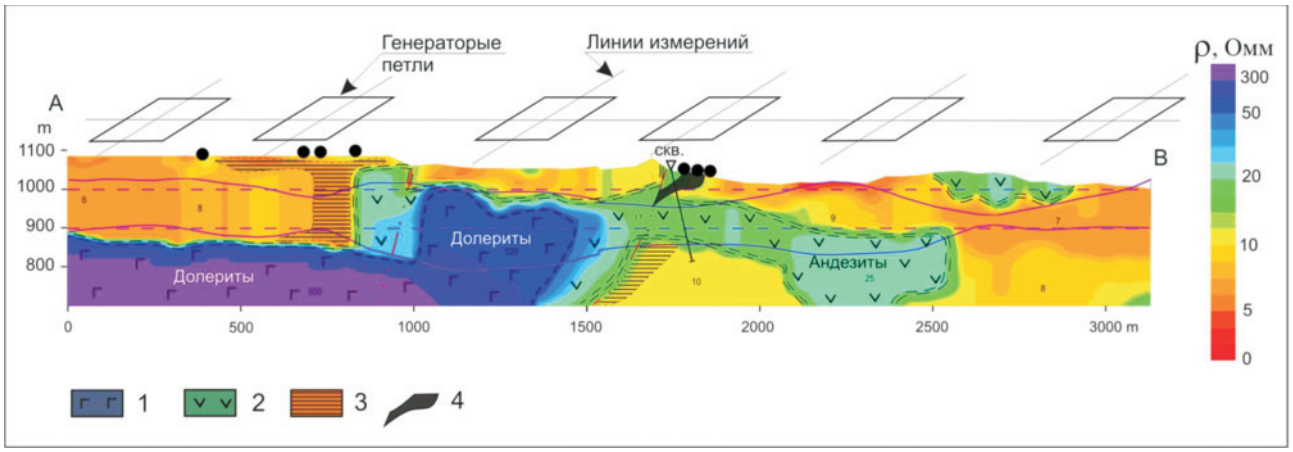


Рис. 6. Распределение удельного электрического сопротивления до глубины 350 м по профилю АВ на участке № 3

Субвулканические тела: 1 – долериты; 2 – андезиты окварцованные; 3 – предполагаемые зоны с рудной минерализацией; 4 – зоны с рудной минерализацией, вскрытые скважинами

Пример реконструкции геоэлектрической среды на участке № 3. При изучении приповерхностной минерализации были выполнены работы с применением двух систем наблюдений: профильно-площадные зондирования М-ЗСБ и ЭМ-сканирование. Площадь работ – сильно эродированная вулканотектоническая кальдера, выполненная полого залегающими вулканитами среднего и кислого состава. В ее центральной и северной частях расположены небольшие вулканические постройки центрального типа с жерлами, трубками взрыва, вблизи которых, в зонах интенсивных глинисто-кремнистых метасоматитов, локализована рудная минерализация. Сопоставление распределения проводимости на глубине 50 м с геологическими данными (рис. 5) показывает, что участки со слабой проводимостью (S < 3 См) соответствуют зонам интенсивного кремнистого метасоматоза в туфах разного состава, которые развиты вокруг субвулканических тел. Рудная минерализация локализуется в интенсивно глинизированных туфах (содержание монтмориллонита и каолинита более 50 %) на выклинивании кремнистых метасоматитов.

Анализ распределения удельного сопротивления по разрезу АВ до глубины 350 м (рис. 6) позволил спрогнозировать крупное субвулканическое тело андезитов, которое является рудоконтроли-

рующим. Предполагается, что внедрение андезитов сопровождалось рудными флюидами с высоким содержанием металлов. Объект осложнен крутопадающими разломами, залегает на глубине 100–200 м.

Кровля субвулканического тела выходит на поверхность в средней части разреза, где траншеями были вскрыты рудные зоны под маломощными покровами кислых лав. Кислые вулканиты (риолиты) – своеобразная «покрышка», под которой локализовалась богатая рудная минерализация в ореолах интенсивных кремнисто-глинистых метасоматитов. Для оконтуривания таких рудоконтролирующих тел выполнено ЭМ-сканирование, позволившее детально картировать участки развития риолитов и кремнисто-глинистых метасоматитов на глубине до 50 м.

Анализ данных ЭМ-разведки выявил важную закономерность для регионов с пустынным жарким климатом. Вокруг всех горных поднятий, окруженных равнинами с песчано-щебенистыми отложениями пустыни, фиксируются зоны высокой проводимости до глубин 50–70 м. Предполагается, что таким образом проявляются пласты рыхлых отложений, насыщенные поровыми водами с высокой соленостью, которые образуются при стекании дождевой воды со склонов гор. Зоны высокой проводимости хорошо картируются электроразведкой, их необходимо отбраковывать как проводники, сформированные современными природными процессами.

Перспективы дальнейшего развития метода

В связи с высокой эффективностью использования новых технологий ЭМ-разведки для картирования проводящих и высокоомных тел, зон кремнисто-глинистого метасоматоза в сложных геолого-структурных условиях предполагается дальнейшее широкое применение этих работ при поисках твердых полезных ископаемых (полиметаллы, золото, уран) в организациях, которые ориентированы заказчиком на высокое качество геофизических исследований.

Описанная в статье технология в настоящее время развивается еще в двух направлениях: 1) поиски гидротермального оруденения в горно-складчатых областях; 2) расчленение разреза рыхлых проницаемых отложений с картированием водопроницаемых горизонтов. Уже получены уникальные материалы при выполнении М-ЗСБ на участках с мощными толщами рыхлых отложений, где выделены перспективные водопроницаемые рудовмещающие горизонты с высокоточным расчленения разреза, представляющего поисковый интерес.

Список литературы

1. **Моделирование** нестационарных электромагнитных полей в трехмерных средах методом конечных элементов [Текст] / Ю. Г. Соловейчик, М. Э. Рояк, В. С. Моисеев, Г. М. Тригубович // Физика Земли. – 1998. – № 10. – С. 78–84.

2. **Пат. РФ № 2411549** Способ геоэлектроразведки [Текст] / Г. М. Тригубович, М. Г. Персова, Ю. Г. Соловейчик. – Заявлен 06.10.2009. – Опубликован 20.03.2011.

3. **Пат. РФ № 47533** на полезную модель : Устройство для рабочего перемещения геофизических антенн [Текст] / Г. М. Тригубович, А. П. Кулик, А. В. Лапковский. – Заявлен 29.12.2005. – Опубликован 27.08.2005.

4. **Пат. РФ № 52200** на полезную модель : Геофизический зонд [Текст] / Г. М. Тригубович, С. Д. Саленко. – Заявлен 32.09.2005. – Опубликован 10.03.2006.

5. **Тригубович, Г. М.** 3D-электроразведка становлением поля [Текст] / Г. М. Тригубович, М. Г. Персова, Ю. Г. Соловейчик. – Новосибирск : Наука, 2009. – 214 с.

6. **Тригубович, Г. М.** Площадные зондирования становлением поля для труднодоступных районов [Текст] / Г. М. Тригубович, В. П. Гаврилов, В. С. Моисеев // Российский геофизический журнал. – 1998. – № 9–10. – С. 75–78.

7. **Тригубович, Г. М.** Телеметрическое электроразведочное оборудование серии «Импульс» для 3D-электроразведки на плотных пространственно-временных сетях наблюдений [Текст] / Г. М. Тригубович, М. Г. Персова, А. Л. Балыбердин // Приборы и системы разведочной геофизики. – 2006. – № 2(16). – С. 22–25.

8. **Тригубович, Г. М.** Технология электромагнитного сканирования приповерхностного слоя для решения инженерно-геологических задач [Текст] / Г. М. Тригубович, М. И. Эпов, В. В. Воевода // Тезисы докладов междунар. геофиз. конф. и выставки EAGE. 15–18 сентября 1997 г. – М., 1997.

9. **Шурина, Э. П.** Устойчивые вычислительные схемы моделирования трехмерных электромагнитных полей в задачах геоэлектрики [Текст] / Э. П. Шурина, М. И. Эпов, О. В. Нечаев // Сибирские электронные математические известия. – 2010. – № 7. – С. 150–162.

10. **Kamenetsky, F. M.** Transient Geo-Electromagnetics [Text] / F. M. Kamenetsky, E. H. Stettler, G. M. Trigubovich. – L-M University of Münich, 2010. – P. 306.

БОКСИТЫ БОКСОНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ – ПРИРОДНЫЙ ОБЪЕКТ ЖЕЛЕЗОАЛЮМИНИЕВОГО СЫРЬЯ, ПРИГОДНОГО ДЛЯ БЕЗОТХОДНОЙ ПЕРЕРАБОТКИ НА МАЛОКРЕМНИСТЫЙ ФЕРРОСИЛИЦИЙ, ГЛИНОЗЕМ И ЦЕМЕНТ

В. В. Жабин

ФГУП «СНИИГГиМС», Новосибирск

Железоалюминиевое сырье как комплексная руда, пригодная для безотходной переработки на чугун, глинозем и цемент, выделено Б. Н. Одокием – специалистом по бокситовой проблеме не только в нашей стране, но и за рубежом. При лабораторных технологических исследованиях по использованию железистых и высококремнистых бокситов КМА и Казахстана его группой разработана технологическая схема, позволяющая удалять излишнее железо и кремнезем путем связывания их в малокремнистый ферросилиций (F-24 и F-25), а из оставшегося шлама путем выщелачивания извлекать глинозем и получать сырье для высококачественного цемента. В итоге опытным путем была подобрана соответствующая шихта, необходимая для безотходной ее переработки с целью получения перечисленных продуктов. Эту шихту, состоящую в основном из окислов железа и алюминия, Б. Н. Одокий назвал ***железоалюминиевым сырьем***.

По химическому составу железоалюминиевое сырье ограничивается следующими химическими параметрами [4]: глинозема более 15 %; кремнезема 15–25 %; железа 35–45 %; отношение глинозема к кремнезему 1,5 и более; отношение железа к кремнию 3–1,3; серы до 0,5 %; содержание фосфора (в зависимости от сорта ферросилиция) Fe/P колеблется от 200 до 330; отношение Al_2O_3 к MgO более 12; отношение Al_2O_3 к TiO_2 более 7,5.

При таких параметрах железистые бокситы, отвечающие параметрам железоалюминиевого сырья, становятся безотходными комплексными рудами, пригодными для получения ферросилиция, глинозема и цемента, и к тому же экологически чистыми.

Но в природном виде не все железистые бокситы напрямую пригодны для комплексной переработки: они могут быть пригодны после обработки. В таких случаях составлялась шихта, соответствующая параметрам железоалюминиевого сырья. Для ее подготовки в первую очередь использовались железистые бокситы и глиноземистые железные руды (с разведанными запасами). В качестве добавок можно использовать и другие глиноземистые породы, такие как: аллиты, каолины, хлоритоиды и высоко глиноземистые кристаллические сланцы.

Подготовленное железоалюминиевое сырье подвергалось заводским технологическим испытаниям, которые показали положительные результаты. В итоге на технологию по переработке железоалюминиевого сырья ВИМСу был выдан государственный патент [4].

Опираясь на положительные результаты технологических исследований, полученные сотрудниками ВИМСа и другими отечественными учеными, можно считать, что железоалюминиевое сырье является новым типом глиноземных руд и может стать самым перспективным заменителем среднесортных железистых бокситов и отчасти нефелиновых руд для получения глинозема в Сибири [3].

Как показали технико-экономические расчеты, выполненные группой Б. Н. Одокия в 1985 г. и в ВИЭМСе в 1993 г., себестоимость глинозема, получаемого из железоалюминиевого сырья, оказывалась более низкой (см. таблицу), чем глинозема из низко- и среднесортных бокситов.

В Сибири железоалюминиевого сырья очень много, его ресурсы исчисляются миллиардами тонн. Однако наибольшая его концентрация наблюдается в ее средней части – в Республике Бурятия, Красноярском крае и Кемеровской области.

Наиболее интересно Боксонское месторождение железистых бокситов, находящееся в юго-восточной части Восточного Саяна в Республике Бурятия. Оно представлено докембрийскими железистыми бокситами и является крупнейшим в мире среди месторождений бокситов такого возраста. Докембрийский возраст харагантинской свиты, включающей бокситы, был определен по многочисленным находкам строматолитов, онколитов, катаграфий и единственной находке В. В. Жабиным в 1967 г. медузоида вендского возраста в керне красных бокситов из скв. П-42.

Месторождение открыто Н. С. Ильиной в 1941 г. (с использованием материалов Ф. А. Головачева) и сразу же начались поисково-разведочные работы, которые продолжались до 1956 г. По их результатам в рудном поле Боксонского месторождения был вскрыт бокситовый горизонт с изменяющейся мощностью от 0 до 35 м, который горными выработками и колонковыми буровыми скважинами прослежен на протяжении 33 км.

В бокситовом горизонте (пласте) выделено 17 рудных участков. На восьми наиболее перспективных проведены более детальные геолого-разведочные работы. В результате запасы бокситов были оценены в 129 млн т, а также были даны технико-экономические рекомендации по освоению данного

горизонта. Однако в дальнейшем запасы бокситов из-за низких содержаний глинозема и повышенных железа были переведены в Государственный резерв. В Государственном балансе запасов по состоянию на 2007 г. [2] все запасы Боксонского месторождения уже рассматривались как забалансовые, не подлежащие освоению.

Бокситовый горизонт имеет невыдержанный состав и по своему строению представлен двумя типами разрезов [1]. Первый и наиболее полный из них сложен тремя разновидностями бокситов – красными, зелеными и черными, которые перекрываются черными известково-глинистыми сланцами. Во втором (сокращенном) типе разреза отсутствуют черные бокситы и черные сланцы; бокситы представлены только красными и зелеными разновидностями.

Все разновидности бокситов характеризуются не только окраской, но и различными минерально-текстурными особенностями, в том числе и химическим составом [5].

В рудном поле Боксонского месторождения оба типа разреза распространяются не повсеместно, а тяготеют к отдельным рудным участкам, по которым и определялись их запасы (по каждому разведанному участку по усредненному составу всех разновидностей бокситов).

Бокситы Боксонского месторождения в 1990-х гг. изучались сотрудниками ВИМСа и СНИИГГиМСа с целью использования их в качестве железоалюминиевого сырья.

Судя по усредненному химическому составу бокситов (Al_2O_3 41 %, SiO_2 20 %, железа общего 25 %, 2,1 – кремниевый модуль, использованного при подсчете запасов в целом по месторождению,

Сопоставление основных технико-экономических показателей электрохимической переработки железоалюминиевого сырья с данными ВАМИ по проектируемым в европейской части СССР предприятиям на базе бокситовых, алунитовых и нефелиновых руд (по Б. Н. Одокию, 1985)

Показатели	Железоалюминиевое сырье*				Бокситы			Алунитовые руды	Нефелиновые концентраты		
					среднесортные		низкосортные				
					Завод						
	I	II	III	IV	Белгородский	Ухтинский	Северо-Онежский	Закарпатский	Пикалевский	Михайловский	Горнозаводской
Удельные капитальные вложения в расчете на 1 т глинозема, руб.	734,2	671,6	582,6	551,1	942,8	878,5	725	593,3	488,5	696	720,4
Удельная фондоемкость, руб./руб.	4,51	4,07	3,53	3,34	5,93	5,54	4,01	2,6	3,08	3,91	4,05
Затраты на 1 руб. товарной продукции, коп.	103,3	95,2	85,1	81,9	82,5	69,5	68,1 (69,4)**	51,1	56,9	65,4 (67,7)**	68,4 (71,0)**
Себестоимость 1 т глинозема, руб.	172,38	151,8	105,4	73,32	133	115,3	114	62,3	65,7	124,2	144,1
Рентабельность по отношению к производственным фондам, %	0	1,4	4,3	5,6	3	5,5	7,8 (8,4)**	18,8	14	8,8 (8,0)**	7,8 (6,9)**
Период окупаемости капитальных затрат, лет	–	–	23	18	32,6	17,4	12,7 (13,0)**	5	6,8	10,8 (12,1)**	12,3 (13,8)**
Производственные затраты в расчете на 1 руб. товарной продукции, руб.	1,65	1,51	1,34	1,27	1,65	1,47	1,25 (1,28)**	0,87	1	1,20 (1,24)**	1,25 (1,30)**

Примечания. * – соотношения глинозема и железа: I – глинозема в 2 раза больше железа, II – равные количества глинозема и железа, III и IV – железа больше глинозема (>1), кремниевый модуль 1,5 (III) и 2,5 (IV); ** – показатель при реализации 50 % шламов; в скобках – уточненный вариант.

все запасы, по классификации Б. Н. Одокия, пригодны для составления шихты железоалюминиевого сырья, а некоторая их часть может напрямую подойти для комплексной переработки [3].

В результате технологических исследований боксонских бокситов, проведенных ВИМСом, были получены положительные результаты, которые указывают на то, что большая часть является природным железоалюминиевым сырьем и может перерабатываться напрямую, с получением малокремнистого ферросилиция, глинозема и цементного сырья.

Если подсчитанные запасы боксонских бокситов перевести в железоалюминиевое сырье, то ресурсы последнего могут быть увеличены в несколько раз. Во-первых, в 1989 г. были проведены совместные работы сотрудников СНИИГГиМСа и Бурятского геологического управления по переоценке перспектив Боксонского рудного поля: по их итогам прогнозные ресурсы железистых бокситов в данном районе составили около 1 млрд т. Во-вторых, в юго-западной части Боксонского бокситоносного района выявлено довольно крупное месторождение гематитовых руд, ресурсы которого геологами Бурятского геологического управления оценены в 500 млн т по категории P_2 при содержании железа более 50 %. Эти руды могут использоваться в качестве железорудной составляющей для менее железистых разностей бокситов при составлении шихты железоалюминиевого сырья.

На базе этих двух месторождений может быть создано весьма крупное предприятие с производительностью по переработке 10 млн т шихты и получением до 1,5 млн т глинозема [3].

Выводы

Ресурсы железоалюминиевого сырья в Боксонском бокситоносном районе Б. Н. Одокием оценивались в 687,8 млн т [4], следовательно, наши оценки находятся в соизмеримых пределах и заслуживают определенного внимания при перспективном решении глиноземной проблемы. Кроме того, как следует из таблицы, вовлеченное в разработку железоалюминиевое сырье имеет ряд преимуществ перед среднесортными бокситами, поэтому инвестирование в его освоение будет привлекательным, поскольку инвесторы смогут получать довольно значительную чистую прибыль.

Помимо удовлетворения промышленных потребностей, использование железоалюминиевого сырья, имеет еще и социально-экономическую целесообразность, так как приведет к организации большого количества рабочих мест и улучшению жизненных условий населения конкретного региона.

Список литературы

1. **Бессолицин, Е. П.** Результаты геолого-разведочных работ и перспективы Боксонского месторождения [Текст] / Е. П. Бессолицин // Тр. Вост.-Сиб. филиала АН СССР. – 1958. – Вып. 2.

2. **Государственный** баланс запасов полезных ископаемых РФ. Бокситы [Текст]. – М. : Росгеолфонд, 2007.

3. **Жабин, В. В.** Укрепление глиноземной базы Сибири за счет совместной переработки низкосортных железистых бокситов и другого глиноземсодержащего сырья [Текст] / В. В. Жабин // Современные проблемы геологии и разведки недр : Матер. междунар. науч. конф. – Томск : ТПУ, 2010. – С. 410–415.

4. **Одокий, Б. Н.** Перспективы расширения минерально-сырьевой базы алюминиевой промышленности за счет глиноземно-железистых пород [Текст] / Б. Н. Одокий // Прогнозирование месторождений бокситов. – М. : ВИМС, 1984. – С. 122–129.

5. **Орлова, П. В.** Литология, условия образования и закономерности размещения бокситов Боксонского месторождения [Текст] / П. В. Орлова // Бокситы их минералогия и генезис. – М. : Изд-во АН СССР, 1958.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВЫВЕТРИВАНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ПО СОСТАВУ ПОРОД НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ

Н. Н. Зинчук

Западно-Якутский научный центр (ЗЯНЦ) Академии наук Республики Саха (Якутия), Мирный

Выветривание представляет собой глобальный процесс физико-химического преобразования как в субаквальных, так и в преимущественно субаэральных условиях [1–4]. Процесс выветривания затрагивает практически все слагающие верхнюю оболочку Земли породы. Наиболее четкие закономерности указанного процесса наблюдаются в профилях выветривания алюмосиликатных пород (особенно изверженных), отдельные разности которых характеризуются выраженной контрастностью и по химическому, и по минеральному составу.

Важные для выяснения некоторых частных вопросов минералогии кор выветривания при сравнительном анализе различных типов элювиальных продуктов данные могут быть получены и при изуче-

нии кор на осадочных породах. Механизм гипергенного преобразования различных гипогенных минералов (к ним относят слюды, хлориты и серпентины) определяется их структурными особенностями. Так, минералы островной (оливин), цепочечной (пироксены), ленточной (амфиболы) и каркасной (полевые шпаты) структур в процессе выветривания подвергаются последовательному растворению. В отличие от них слоистые силикаты в зоне гипергенеза испытывают различные твердофазные трансформации. В результате из продуктов преобразования первичных минералов в каждой зоне возникают новые вторичные – практически ***бесслюдистые кислые породы***: например, *лейкократовые граниты* о. Ольхон на Байкале [1] содержат до 54 % микроклина, 22 % олигоклаза, 16 % кварца и 4 % слюды (мусковита и биотита).

В нижней зоне профиля выветривания такие породы за счет начальной стадии разложения плагиоклаза и наименее устойчивой части калиевого полевого шпата характеризуются появлением лишь небольшого количества (≈4 %) слабо упорядоченного преимущественно Al-Fe^{3+}-монтмориллонита (*b* = 0,894 нм) и галлуазита (*b* = 0,894 нм). Несмотря на одинаковые значения указанного параметра галлуазит, в отличие от очень мелких псевдоизометричных частиц монтмориллонита, четко диагностируется под электронным микроскопом по трубчатой форме кристаллов. Одновременно быстрой деградации вследствие более слабой устойчивости триоктаэдрических слюд по сравнению с их диоктаэдрическими аналогами [2] подвергается биотит, что сопровождается частичной диоктаэдризацией исходного материала с возникновением небольшого количества монтмориллонит-гидрослюдистого смешанослойного образования с тенденцией к упорядоченному чередованию преобладающих (неразбухающих) пакетов с подчиненными (разбухающими).

В средней зоне профиля выветривания в результате интенсивного разложения указанных выше исходных минералов резко увеличивается содержание монтмориллонита и галлуазита. Из-за неустойчивости монтмориллонита по мере последовательного снижения щелочности среды из продуктов его разложения формируется каолинит (*b*=0,890 нм) в виде относительно крупных пачек как по оси *c*, так и в плоскости *ab.*

Верхняя зона благодаря резко выраженной кислой среде характеризуется преобладанием процесса преобразования главной массы микроклина в каолинит с более высокой, чем в средней зоне, степенью совершенства структуры, но с меньшим размером его доменных микроблоков. Доля галлуазита снижается, а монтмориллонит не образуется из-за интенсивного дренажа и быстрого выноса неустойчивых химических элементов из данной зоны [2].

Изученные нами ***бесслюдистые основные породы*** (в частности, *амфибол-плагиоклазовые гнейсы* архея), развитые в указанном регионе, представлены плагиоклазом (60 %) типа андезин-лабрадора и амфиболом (40 %). В нижней зоне профиля выветривания этих пород из гипергенных минералов присутствует только небольшая примесь монтмориллонита, который по сравнению с кислыми породами относится преимущественно к триоктаэдрической Mg-Fe^{2+}-разновидности (*b*=0,918 нм).

Средняя зона в результате смены восстановительной обстановки на окислительную характеризуется гаммой промежуточных разновидностей монтмориллонита от три- до собственно диоктаэдрических (*b*=0,900 нм). За счет продуктов деструкции последних развивается каолинит (*b*=0,892 нм), но в отличие от аналогичной зоны выветривания кислых бесслюдистых образований в элювии основных пород этот минерал имеет более высокую степень совершенства структуры, о чем свидетельствует его четко идентифицируемая политипная модификация 1*Tк.* Каолиниту в профиле выветривания указанных пород свойственна повышенная дисперсность. Благодаря большей устойчивости минералов цепочечной и ленточной структур (по сравнению с каркасной) образование монтмориллонита в условиях сохранения слабощелочной среды продолжается и в верхней зоне, в отличие от кислых пород. При этом последовательно усиливается процесс формирования промежуточных фаз с элементами ди-триоктаэдрического заселения октаэдрических позиций в их структуре, т. е. образование ди-триоктаэдрического Mg-Fe^{3+}-монтмориллонита (*b*=0,908 нм). Возрастает содержание каолинита, в котором одновременно повышается степень совершенства структуры.

Формирование отдельных зон в разрезах кор выветривания бесслюдистых изверженных пород кислого и основного состава имеет в целом общие черты. В профиле выветривания обоих типов пород средней зоне свойственно преимущественно развитие монтмориллонита (в виде промежуточной фазы), а верхней – каолинита (весьма устойчивого в зоне гипергенеза). Различия заключаются в кристаллохимической природе монтмориллонита, возникающего в рассматриваемых породах не только по плагиоклазам различной основности, но и по роговой обманке. Это определяет меньшую скорость преобразования синтезирующегося в элювии основных пород близкого к триоктаэдрической разновидности разбухающего минерала в каолинит, который в профиле выветривания указанных пород характеризуется более высокой степенью совершенства структуры, хотя и меньшим размером частиц. Благодаря присутствию в кислых породах альбита образуется также галлуазит.

Слюдистые образования (например, *терригенно-карбонатные отложения* нижнего палеозоя Сибирской платформы (СП)) в отличие от бесслюдистых содержат в нижней зоне профиля выветривания диоктаэдрическую гидрослюду (*b* = 0,900 нм) в виде смеси политипных модификаций 1*M* и $2M_1$ ($1M>2M_1$), триоктаэдрический хлорит (*b* = 0,922 нм) и серпентин (*b* = 0,935 нм). Эти отложения характеризуются развитием на них доверхнепалеозойской и донижнеюрской кор выветривания. Наибольшее преобразование исходные породы претерпели в коре выветривания средне-позднетриасового возраста. В средней зоне коры выветривания рассматриваемых пород хлорит и серпентин полностью исчезают. Подвергается существенной деградации гидрослюда 1*M* (как менее устойчивая по сравнению с $2M_1$), причем трансформационные процессы в структуре гидрослюды 1*M* обусловливают значительное увеличение количества разбухающих слоев, в то время как гидрослюда $2M_1$ остается относительно стабильной [2]. В результате возникает монтмориллонит-гидрослюдистое смешанослойное образование вначале с содержанием разбухающих пакетов менее 40 %, но в верхней зоне их количество увеличивается (более 40 %). Вследствие весьма низкого совершенства структуры этой фазы она в кислой среде, свойственной верхней зоне коры выветривания, быстро подвергается деструкции, а из образующихся продуктов возникает полубеспорядочный в структурном отношении каолинит. В ходе перечисленных трансформаций содержание гидрослюды 1*M* к верхам профиля резко снижается, поэтому здесь наблюдается преобладание политипа $2M_1$ ($2M_1>1M$).

Слюдистые породы основного типа (в частности, *амфибол-флогопит-плагиоклазовые гнейсы* архея Приольхонья) содержат около 50 % основного плагиоклаза, 30 % флогопита, 20 % амфибола [1]. В нижней зоне коры выветривания они характеризуются наличием примеси триоктаэдрического хлорита (*b* = 0,920 нм), а также три- (или Mg-Fe^{2+}-) и диоктаэдрической (или Al-Fe^{3+}-) разновидностей монтмориллонита (*b* равен 0,920 и 0,891 нм соответственно), связанных в последнем случае с начальной стадией трансформации флогопита в свойственной данной зоне восстановительной обстановке и в небольшом объеме с деструкцией плагиоклаза. В слабо выветрелых частях общей верхней зоны в связи с развитием вверх по профилю выветривания все более окислительной обстановки флогопит трансформируется в вермикулит (*b* = 0,916 нм). Плагиоклаз и амфибол в этих условиях подвергаются интенсивному растворению, причем из продуктов разложения первого (как и в нижней зоне) возникает ди- (*b* = 0,996 нм), а второго – ди-триоктаэдрический, или Mg-Fe^{3+}-монтмориллонит (*b* = 0,906 нм). Так как основность плагиоклаза высокая, при его деструкции в виде побочной фазы синтезируется $CaCO_3$.

Изученные нами [2] разности ***ультраосновных пород*** (например, *кимберлиты СП*) представлены агрегатами серпентина из слоев типа *A* и *B* (*b* = 0,929 нм) и кальцита с рассеянными выделениями магнетита, а также разнообразными псевдоморфозами по оливину и переменным количеством вкрапленников флогопита [2]. В нижней зоне коры выветривания указанных пород содержится примесь хлорита (*b* = 0,920 нм), сепиолита, ди-триоктаэдрического Mg-Fe^{3+}-монтмориллонита (*b* = 0,905 нм) и гидрослюды 1*M* (*b* = 0,900 нм), ассоциирующей с монтмориллонит-гидрослюдистыми смешанослойными образованиями, относящимися в последних двух случаях к продуктам частичной диоктаэдризации флогопита.

В средней зоне отмечается последовательное увеличение количества гидрослюды, а серпентин представлен только слоями *A.* Резко увеличивается содержание Mg-Fe-хлорита и близкого к собственно Mg-разновидности, а также Mg-Fe^{3+}-монтмориллонита, причем неразбухающий минерал, судя по сравнительно узким рефлексам на рентгенодифрактограммах, характеризуется относительным совершенством структуры. Смешанослойной фазе в указанных двух частях разреза свойственна тенденция к упорядоченному чередованию преобладающих (неразбухающих) пакетов с подчиненными (разбухающими).

В верхних частях профиля выветривания из-за развития в них окислительной обстановки хлорит не образуется, а вместо флогопита возникают вермикулит и продукты его дальнейшей трансформации. Одновременно в ходе продолжающегося процесса диоктаэдризации монтмориллонита происходит некоторое ухудшение степени совершенства его структуры. Сопровождающая эти преобразования в низах верхней зоны частичная деструкция монтмориллонита обусловливает относительное увеличение содержания в ней гидрослюды. В свою очередь, в структуре смешанослойной фазы содержание неразбухающих пакетов уменьшается, поэтому они неупорядоченно чередуются с преобладающими (разбухающими). В самых верхах разреза из продуктов деструкции наиболее разупорядоченной части диоктаэдрического монтмориллонита и смешанослойной фазы синтезируется небольшая примесь каолинита. Следовательно, профили выветривания слюдистых пород от кислого до ультраосновного состава также имеют сходное строение. Особенность изменения пород в нижней зоне – возникновение гипергенного хлорита за счет первичных гипогенных минералов (главным образом триоктаэдрических слюд) [2]. В средней зоне наиболее развиты разбухающие минералы. Однако по сравнению с бесслюдистыми породами они представлены смешанослойной фазой наряду с монтмориллонитом.

Оба минерала в основных и ультраосновных породах относятся не только к собственно диоктаэдрическому типу, но и к близкому к триоктаэдрическому с прогрессирующей его диоктаэдризацией вверх по разрезам профилей выветривания. Это необходимое условие для формирования в дальнейшем из продуктов деструкции разбухающих минералов наиболее устойчивого в гипергенных условиях слоистого минерала – каолинита [2].

В отличие от кислых пород для продуктов выветривания слюдистых разностей основных пород, как и их бесслюдистых аналогов, характерно более высокое содержание разбухающих минералов. Поэтому в профилях выветривания основных пород в результате более быстрого разложения наименее совершенной в структурном отношении слюдистой фазы политип производной от нее монтмориллонит-гидрослюдистой смешанослойной фазы элювий обогащается устойчивым политипом $2M_1$.

Приведенные данные показывают, что формирование отдельных зон в профиле выветривания различных типов бесслюдистых и слюдистых пород (от кислых до ультраосновных включительно) определяется не только их минералогией и гидрохимией среды на разных уровнях выветривания, но и структурными особенностями породообразующих минералов и механизмом их преобразования в зоне гипергенеза. Главнейшим процессом изменения бесслюдистых пород является растворение исходных минералов и последовательно развивающийся синтез определенных минералов или их ассоциаций (в зависимости от скорости выноса подвижных элементов [2] из системы минералообразования и соответствующих изменений кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных параметров).

Указанный механизм преобразования исходных пород и формирования в различных зонах профиля выветривания пород минеральных фаз подчеркивается характером взаимоотношений между первичными и вторичными минералами. При выветривании пород возникают полосы и каналы вследствие полного или частичного растворения наименее устойчивых гипогенных минералов в объеме образующихся вначале отдельностей породы. По нашим наблюдениям [2], на раннем этапе гипергенного процесса минералы претерпевают максимальное изменение со стороны сколов, не совпадающих с плоскостями наиболее совершенной спаянности. На гранях, соответствующих главнейшим плоскостям спаянности, данный процесс протекает более медленно, особенно у относительно устойчивых к выветриванию минералов. В этом случае на указанных гранях в местах развития кристаллических дефектов в структуре (в частности, выхода на поверхность дислокаций) развиваются зародышевые формы вторичных минералов, а также фигуры травления различной конфигурации. На более поздних этапах выветривания вновь образующиеся минералы возникают как в пустотах, включая первичные поры, трещины самой разнообразной природы и участки выщелачивания неустойчивых минералов, так и на поверхности относительно устойчивых первичных минералов, в том числе на гранях и сколах наиболее стабильного в зоне гипергенеза минерала – кварца. Форма и размеры вторичных фаз не зависят от морфологии исходных минералов. На сопряженность процессов растворения гипогенных и кристаллизации гипергенных минералов указывает и образование тонких минеральных смесей в пределах практически любого исходного минерального индивида. Это свидетельствует о том, что формирование вторичных, главным образом глинистых, отложений в отдельных зонах профиля выветривания происходит либо путем растворения исходных минералов с последующим синтезом из продуктов их деструкции новообразованных продуктов в отдельных частях объема или полном объеме разрушенных зерен, либо в результате кристаллизации минералов из интерстиционных растворов в ранее существовавших порах пород или возникающих в процессе их геологической истории в трещинах.

В профилях выветривания *бесслюдистых кислых пород*, содержащих из слабо устойчивых минералов преимущественно кислые плагиоклазы, а из относительно более устойчивых – калиевые полевые шпаты, на ранних этапах элювиального процесса в условиях промежуточного между щелочными, щелочно-земельными элементами и частично Si синтезируется преимущественно диоктаэдрический монтмориллонит непостоянного химического состава в отдельных участках элювия [2]. Кислые и средние плагиоклазы представляют собой тонкие структуры распада твердых растворов с переслаиванием доменов, попеременно обогащенных Na и Ca, т. е. им свойственна гетерогенность кристаллического строения. Основные плагиоклазы с преимущественным заселением структурных позиций в пустотах трехмерного тетраэдрического каркаса катионами Ca являются гомогенными образованиями. Эти особенности плагиоклазов непосредственно наследуются структурой возникающих за счет их деструкции разновидностей монтмориллонита. Возникающий по роговой обманке монтмориллонит также характеризуется относительно упорядоченной структурой, что частично сохраняется и в продуктах его последовательной диоктаэдризации. Указанные элементы различия в совершенстве структуры минерала-предшественника отражаются и на формирующихся за их счет разновидностях каолинита. По гетерогенным плагиоклазам, свойственным кислым породам, содержащим значительное количество Na и Ca, образуется весьма разупорядоченный каолинит [2].

Общая тенденция возникновения слабо упорядоченных первичных слюдистых структур в результате раскристаллизации продуктов подчеркивается формированием алюмосиликата из двухэтажных слоев с наиболее низким совершенством структуры – галлуазита. На поздних стадиях элювиального процесса в резко выраженной кислой среде микроклин по известной схеме, как и монтмориллонит, преобразуется в каолинит. Однако в отличие от указанной выше генерации, последняя характеризуется более высокой степенью упорядоченности структуры.

В корах выветривания *бесслюдистых основных пород*, которые содержат главным образом основные плагиоклазы, пироксены и амфиболы, на ранних этапах гипергенного процесса вследствие растворения вначале наименее устойчивых из указанных минералов (основных плагиоклазов) образуются ассоциации из относительно более упорядоченного, чем в кислых породах, диоктаэдрического монтмориллонита и $CaCO_3$. Универсальный характер развития этой ассоциации подчеркивается ее присутствием в нижних зонах элювия, сформировавшегося на долеритах СП [2]. За счет продуктов разложения пироксенов и амфиболов (несколько более устойчивых в процессе гипергенного преобразования пород) возникает близкий к триоктаэдрической разновидности монтмориллонит, который в отличие от диоктаэдрического характеризуется изначально более совершенной структурой. В результате прогрессирующего выноса Mg и полного окисления Fe^{2+} из структуры этого монтмориллонита в процессе выветривания происходит последовательная диоктаэдризация его структуры и гомогенизация с его диоктаэдрическим аналогом, связанным с деструкцией основного плагиоклаза. Учитывая общую направленность кристаллохимических преобразований минералов в зоне гипергенеза, данный процесс имеет в этом случае необратимый характер [2]. Благодаря присутствию в монтмориллонитовой массе относительно упорядоченных разновидностей указанного минерала, возникающий за счет продуктов его деструкции каолинит характеризуется довольно высоким структурным совершенством, о чем свидетельствует, в частности, четко диагностируемая (начиная со средней зоны, т. е. уровня появления каолинита в разрезе) его политипная модификация 1*Tк*, не фиксируемая не только в указанной, но и в верхней зоне профилей выветривания кислых пород. При этом свойственная продуктам выветривания основных пород более высокая дисперсность каолинита обусловлена блокирующим влиянием повышенного содержания в них железистых соединений, особенно их закисных форм.

На поздних стадиях выветривания, несмотря на интенсивный вынос подвижных элементов, необходимость присутствия в начале диоктаэдризации первично возникающего триоктаэдрического монтмориллонита определяет более длительное сохранение его в профиле выветривания. Каолинит к верхам разреза закономерно характеризуется повышением степени совершенства структуры. В слюдистых разностях пород кислого и основного состава, напротив, наряду с растворением рассмотренных выше минералов, важное значение приобретают процессы преобразования различных разновидностей слюд.

В корах выветривания слюдистых пород основного типа, которые содержат, наряду с основными плагиоклазами, пироксенами и амфиболами, и тетраэдрические слюды (главным образом биотит и флогопит), т. е. минералы, характеризующиеся преимущественно политипной модификацией 1*M*, на ранних этапах элювиального процесса происходит развитие не только различных смешанослойных фаз, но и ряда промежуточных индивидуальных минералов триоктаэдрического типа в зависимости от pH и Eh среды. На наиболее ранних стадиях преобразования исходных пород в щелочной среде и резко восстановительной обстановке флогопит частично трансформируется в хлорит [2], а на более поздних этапах в близкой среде, но в окислительной обстановке – в вермикулит. Хлорит в этом случае, как и в профиле выветривания рассмотренных выше слюдистых пород кислого типа, быстро разлагается, а в результате деградационной трансформации вермикулита возникает парагенетическая ассоциация из вермикулита и ди-триоктаэдрического монтмориллонита, которая устойчиво сохраняется в профиле выветривания до тех пор, пока в микроблоках исходного минерала содержится более 10 % вермикулитовых пакетов. На поздних стадиях выветривания по мере повышения кислотности среды и развития все более окислительной обстановки в микроблоках вермикулита последовательно увеличивается количество монтмориллонитовых пакетов. Когда их количество становится менее 10 %, происходит их гомогенизация с преобладающей массой монтмориллонита (близкого к триоктаэдрическому), подвергающегося одновременно существенной диоктаэдризации. На накапливающихся в ходе этого процесса слабо подвижных химических элементах (Si и особенно Al) синтезируется относительно дисперсный каолинит, наследующий от исходного минерала довольно высокую степень совершенства структуры. В профилях выветривания ультраосновных пород, в частности в кимберлитах, однотипные минералы, встречающиеся и в основных, и в ультраосновных разностях пород, учитывая принцип универсальности, характеризуются близким механизмом преобразования. Особенностью гипергенного процесса в данных породах на раннем его этапе благодаря длительному сохранению высокощелочной среды является преимущественно перекристаллизация относительно высокотемпературной политипной модификации серпентина *B* в наиболее низкотемпературную – *A.*

Таким образом, сравнительный анализ рассмотренных выше кор выветривания показывает, что, наряду с минералогическими особенностями исходных пород и гидрогеохимическими условиями среды, важное значение в формировании элювиальных продуктов имеют три фактора. Первый – степень структурной упорядоченности первичных минералов, второй связан с унаследованностью указанных свойств вновь возникающими фазами, третий включает в себя универсальность процесса преобразования гипогенных и образования гипергенных минералов в профилях выветривания, развитых на различных типах пород. Успешное использование этих трех дополнительных положений для объективного выявления закономерностей зонального строения кор выветривания может основываться только на комплексном оптико-электронно-микроскопическом и структурно-кристаллохимическом их изучении. Предложенная методология позволяет дифференцировать на структурном уровне одни и те же видовые разновидности первичных минералов, идентифицировать вторичные слоистые силикаты, различающиеся либо характером заселения октаэдрических позиций в их структуре (т. е. ди- или триоктаэдрическим мотивом кристаллической решетки), либо способом взаимного наложения отдельных силикатных слоев в структуре этих минералов или их политипией.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Домбровская, Ж. В.** Палеогеновая кора выветривания Центрального Прибайкалья [Текст] / Ж. В. Домбровская. – М. : Наука, 1973. – 155 с.

2. **Зинчук, Н. Н.** Коры выветривания и вторичные изменения кимберлитов Сибирской платформы (в связи с проблемой поисков и разработки алмазных месторождений) [Текст] / Н. Н. Зинчук. – Новосибирск : НГУ, 1994. – 240 с.

3. **Казанский, Ю. П.** Выветривание и его роль в осадконакоплении [Текст] / Ю. П. Казанский. – М. : Наука, 1969. – 126 с.

4. **Петров, В. П.** Основы учения о древних корах выветривания [Текст] / В. П. Петров. – М. : Недра, 1967. – 343 с.

О СОСТАВЕ И ФОРМИРОВАНИИ КИМБЕРЛИТОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Н. Н. Зинчук

Западно-Якутский научный центр (ЗЯНЦ) Академии наук Республики Саха (Якутия), Мирный

Вопросам внедрения кимберлитовой магмы, становления и последующего изменения кимберлитовых пород посвящены многочисленные опубликованные работы. При изучении кимберлитов главное внимание обычно уделяется реликтовым структурам и текстурам исходной породы, по которым построены практически все классификации кимберлитовых пород. Основное значение придается исследованию псевдоморфоз, их формы и расположения в породе. При этом незаслуженно малая роль отводится изучению цементирующей массы. В кимберлитовых породах, в которых сохранилось реликтовое строение, цементирующая масса представлена: а) субмикроскопическим серпентином, б) пелитоморфным карбонатом, в) стекловатым веществом. Многие исследователи считают, что и серпентин цемента представляет собой апостекло, хотя в свежем виде оно никем никогда не описывалось. В обломочном материале кимберлитов стекло также не обнаружено. Очень важно получить ответ на вопрос: возможно ли формирования вулканического стекла в процессе «прострела» пород земной коры и внедрения в них кимберлитовой магмы. В природных условиях мы обычно имеем дело с *силикатным стеклом*. При этом возникает сложность с составом стекла, поскольку его как такового в кимберлитовых телах не установлено. Решая данную проблему, необходимо рассмотреть ряд вопросов, связанных с составом, строением и условиями образования искусственных силикатных стекол, сравнив их с природными, приуроченными к базитам и к породам, наиболее близким по составу и строению к кимберлитам, – меймечитам. Искусственным путем получены самые различные по составу (кроме карбонатных) стекла.

Существуют различные мнения о строении стекол вообще и природных в частности. Одни исследователи считают, что их основой являются кристаллиты (т. е. участки с упорядоченной структурой), другие – что стекло состоит из беспрерывной беспорядочной сети, поэтому его внутренняя энергия больше, чем в кристаллическом веществе. Последняя теория удовлетворительно объясняет многие свойства стекол: в них присутствует ближняя и отсутствует дальняя упорядоченность; превалирует один из мотивов ближнего порядка, обладающий определенным составом. Относительно их связей можно отметить, что в условиях образования самих стекол соединения между кристаллами осуществляются между атомами одинаково. Отличие только в разных размерах кристаллов (микролитов) и кристаллитов. Более мелкие частицы имеют размер элементарных ячеек и отдельных полиэдров SiO_4^{4-} и AlO_4^{5-}. Преобразование стекла в кристалл сопровождается уменьшением объема. Анализ природных стекол,

приуроченных к основным и ультраосновным породам, показал малое содержание в них магнезии. Причина – химические свойства самого магния и его влияние на ход кристаллизации магмы. Известно, что верхняя граница стеклообразования достигается в системе $MgO – SiO_2$ при содержании 32,8 % магнезии (при скорости охлаждения 10^6–10^7 °C/с), в $CaO – SiO_2$ – при 55 % извести (по массе), а в $FeO – SiO_2$ – до 80 % FeO. При изобилии в системе магнезии стекло образовываться не будет, и наоборот, содержание извести и особенно железа может значительно поднять верхнюю границу стеклообразования, т. е. оно может происходить при более низком содержании кремнезема. Если состав кимберлитовой магмы близок к таковому включений ультраосновных пород (дуниты, оливиниты и перидотиты), то содержание в них магнезии выше верхней границы, поэтому стекло формироваться не может. Для его образования необходимо изменить соотношение компонентов в магме, что осуществляется при кристаллизации оливина.

Согласно исследованиям Н. В. Белова в 1972 г. в ходе остывания в расплаве сначала появляются площадки из наиболее тугоплавкого породообразующего оксида – периклаза, на которые начинают осаждаться кремнекислородные тетраэдры с образованием зародышей оливина (форстерита). Оксид магния – своего рода затравка, возникающая по мере охлаждения расплава (т. е. его пересыщения), ее появление обусловливается сближением в первую очередь кислорода с магнием, что вызвано свойствами атомов последнего. Выделение MgO делает расплав более богатым остальными породообразующими компонентами (щелочами, известью и кремнеземом): из них в зависимости от PT-условий могут кристаллизоваться монтичеллит, пироксен или образоваться стекло, химический состав которого не будет соответствовать исходной ультраосновной магме. Стеклообразованию в процессе консолидации магмы в подобных условиях может содействовать железо. Благодаря изменчивости его валентности (а значит, и размера ионов) вносится определенная дестабилизация в процесс упорядоченности ионов и образования кристаллического вещества. Поэтому при избытке железа в остаточном расплаве стекло может сформироваться и при сравнительно небольшом содержании кремнезема, но это другой вид стекла: оно обладает более низкой твердостью, заметной растворимостью в кислотах и более низкой температурой плавления, чем стекло, богатое кремнеземом. Разделение (ликвация) силикатного расплава установлено как на лунных, так и на земных образованиях. В обоих случаях речь идет о застывании «сухой» магмы.

Косвенно такую ликвацию признавали даже ее противники, объясняя формирование палагонита за счет богатого железом стекла. В последнее время округлые включения палагонита с резкими ограничениями обнаружены в стекле, приуроченном к траппам. Если признавать образование палагонита за счет железистого стекла, то следует признавать и разделение стекол, а следовательно, и ликвацию магматического расплава, за счет которого сформировались стекла. Последние возникают вследствие быстрого остывания сравнительно «сухой» магмы кислого состава или из остаточного состава в процессе кристаллизации основных и даже ультраосновных пород, образовавшихся после кристаллизации минералов, сложенных тугоплавкими оксидами (форстерит, основной плагиоклаз и др.). В связи со способностью кремнекислоты полимеризироваться стекло формируется прежде всего в процессе остывания магмы, богатой SiO_2 (кислый состав), где содержание кремнезема больше 50 % (обычно кислые стекла содержат более 70 %). Стекло же основных пород всегда более кислое, чем кристаллическая порода, к которой оно приурочено. На образование стекла из остаточного расплава основной магмы оказывают положительное влияние щелочно-земельные элементы и железо. В результате их накопления в остаточном расплаве при быстром застывании последнего стекло может формироваться и при содержании кремнезема меньше 50 %. Об этом свидетельствуют стекла различных сортов. Так, в лунном материале обнаружены два вида стекла, приуроченного к базитовым породам. Первое содержит более 70 % SiO_2 и сравнительно много калия, во втором калия на порядок меньше, но и на порядок больше закисного железа, в 5 раз больше извести, а кремнезема меньше 50 %. Магнезии в первом содержится до 0,3 %, во втором – не более 3 %.

В стекле меймечитов и коматиитов тоже мало магнезии, что указывает на незначительное ее попадание в остаточный расплав, поэтому за счет нее не может образоваться такое количество серпентина, которым сложена цементирующая масса. Кроме того, толщина закраин стекла в меймечитах не превышает нескольких миллиметров. Его химическая составляющая далека от состава оливина и может приравниваться к таковому пироксенов. Но оптические данные противоречивы. С одной стороны, минерал изотропный, что дало основание отнести его к стеклу, с другой – он имеет очень большой показатель преломления (1,716), что не свойственно даже наиболее железистому стеклу, показатели преломления которого в лунных образцах не превышают 1,700.

Химические анализы стекловатых закраин меймечитов свидетельствуют о том, что возникшие при остывании магмы аморфные образования не могут иметь оливиновый (тем более форстеритовый) состав, они содержат щелочи, известь и другие компоненты. В целом показатели преломления не могут

характеризовать состояние стекла и тем более его состав. Причина в строении самого стекла, в составе входящих в него компонентов и в способе взаимодействия их между собой. Строение бывает более плотным или рыхлым с образованием различных пустот, канальцев, что в какой-то мере отражается на преломлении. Увеличение показателей преломления стекла происходит благодаря наличию в нем железа, присутствующего в виде оксида, кристаллиты которого имеют размеры меньше 10^{-4} мм. Они придают стеклу в зависимости от их строения различные оттенки красно-коричневой окраски, а при ничтожном размере частиц показатель преломления этого микроскопического однородного агрегата будет усредненным между таковыми для гаматита и, например, кварца. Размер кристаллитов не влияет на показатели преломления, но их состав, способ уплотнения и сила взаимодействия между собой могут воздействовать на него. Будучи связанным с кремнекислородными тетраэдрами в силикат, железо меньше повышает показатель преломления всего агрегата.

Поскольку многие исследователи считают, что исходной была однородная карбонатно-силикатная магма, то и образование стекла тоже должно было происходить при участии карбонатов, тем более что существует мнение о первичности карбонатной массы. С проблемой кимберлитов тесно связан вопрос о карбонатитах, которыми бывают выполнены трубки взрыва. Поэтому некоторые исследователи отождествляют эти образования с кимберлитами. Общеизвестно, что карбонатная магма существует. Споры возникают преимущественно вокруг состава подобного расплава. Современные излияния представлены расплавом карбонатов щелочных элементов, которые впоследствии замещаются кальцием с образованием кальцита. Карбонат кальция и натрия (шортит) присутствует в кимберлитовых телах. Кальцит также был получен и непосредственно из искусственных расплавов, где в качестве исходного материала взяты карбонаты щелочей, хлорит кальция и силикаты. При консолидации находящегося под давлением карбонат-силикатного расплава возникла колонка, верхняя часть которой сложена кальцитом, а нижняя – силикатным стеклом. Ликвация карбонатного расплава предполагается и для кимберлитовой магмы. Однако карбонатное стекло не образуется ни под давлением, ни тем более в открытом пространстве. Несмотря на то что при выплавке обычного стекла в состав шихты входят карбонат щелочей и кальцит, конечный продукт не содержит карбонатного иона. Поскольку из находящегося под давлением карбонатно-силикатного расплава образуется кальцит (кристаллическая фаза), то карбонатного стекла не должно быть ни в условиях «закалки», когда под давлением карбонатная магма, содержащая CO_2, быстро остывает у контакта с холодными вмещающими породами, ни тем более в условиях выполнения центральной части трубки, где резкий спад температуры (необходимое условие для образования стекла) обусловлен резким спадом давления (вслед за «прострелом» давление в трубке настолько падает, что проваливаются вышележащие породы). В данных условиях карбонат кальция неустойчив и еще до понижения температуры до 700 °С диссоциирует с выделением CO_2. Анализов стекла (для обнаружения в нем $(CO_3)^{2-}$), зафиксированного в минералах в виде включений, не проводилось. Из сказанного следует, что образование карбонат-силикатного стекла (гомогенного вещества) в процессе застывания кимберлитового расплава не имело места. Это тем более правильно, что и сам силикатный расплав претерпевает некоторое разделение – получается неоднородное стекло. Находящиеся в расплаве при более высоких давлениях ионы $(CO_3)^{2-}$ в случае сравнительно медленного снятия напряжения кристаллизуются с образованием карбоната. В случае сохранения щелочной среды CO_2 может вновь соединяться с Са с образованием карбоната, но это уже вторичный процесс. Следовательно, карбонатсодержащее стекло и в данном случае возникнуть не может.

Щелочной карбонатный состав, будучи остаточным после кристаллизации силикатов, в присутствии летучих компонентов, тем не менее, отделяется и, находясь под давлением в момент «прострела», способен выполнить всякого рода трещины (до мелких включительно) и выкристаллизоваться в них, захватив при этом частично и силикатный расплав. Какая-то часть карбонатного захватывалась силикатными расплавами. Однако в обоих случаях происходит полная кристаллизация (или распад) карбоната без образования им стекла. Следует отметить, что если существование карбонатно-силикатного расплава возможно, то в процессе остывания «сухой» или «мокрой» магмы происходит кристаллизация карбоната, а силикат может превратиться в стекломассу, причем кристаллическая фаза силиката (слюды) присоединяется к раскристаллизованному карбонату, а не к аморфному силикату (что мы и наблюдаем в кимберлитах). Принимая во внимание геологические данные и результаты экспериментальных исследований, можно сделать вывод о том, что кальцит, являющийся главной составной частью кимберлитов, мог возникнуть из карбонатного расплава-раствора, в котором карбонатный ион $(CO_3)^{2-}$ не распался благодаря повышенной щелочности среды и/или высокому давлению. Никакого карбонатного (тем более карбонат-силикатного) стекла не было, поскольку в любых условиях карбонатный расплав кристаллизуется или распадается, а от силикатного расплава он отделяется. Поэтому карбонат основной массы не может быть продуктом кристаллизации стекла: он отделился от силикатного расплава еще до внедрения последнего в осадочные толщи.

На невозможность существования карбонатного стекла указывают многие ученые, изучающие твердые включения в минералах кимберлитов. Невозможность образования карбонатного стекла в какой-то мере подтверждает мнение о ликвации первичного расплава с отделением карбонатного составного, которое, являясь более легким и менее вязким, всплыло и потом оттеснилось к периферии кимберлитовых провинций с формированием щелочно-ультраосновных кимберлитовых ассоциаций. На мелких объектах это подтверждено для меймечитов, а также доказано экспериментально по синтезу слюдистых карбонатных образований. Конечно, полного разделения не могло произойти. Определенная, незначительная часть силикатной магмы была захвачена карбонатным расплавом и, наоборот, карбонатный расплав силикатным, о чем свидетельствуют глобулы карбонатов в кимберлитах базальтического типа. Поскольку стекло не может быть карбонатным, то и мнение о первичном кальцитовом составе основной массы может относиться лишь к собственно карбонатитовым образованиям, а не к кимберлитам вообще.

В процессе кристаллизационной дифференциации любой магмы, которая содержит определенное количество воды (независимо от того, каким образом она попала в магму), в конечной стадии консолидации появляются многоводные, преимущественно *аморфные* (и даже рентгеноаморфные) образования, которые описаны под различными названиями – *палагонит, гизингерит, хлорофеит* и др. Все подобные отложения обычно именуют ***коллоидными минералами***. Они формировались как в процессе эволюции расплава на глубине, так и при излиянии его на дневную поверхность, особенно в водные бассейны, на ледяную поверхность или при внедрении в любые образования. Наиболее характерны такие отложения для основных пород. Так, в эндоконтакте долеритов трапповой формации Сибирской платформы палагонит составляет до 25 % объема породы. Гизингерит встречается и среди метаморфических образований, формы его выделения, некоторые физические свойства (ровный до раковистого излом, блеск, твердость и др.) напоминают таковые серпофита. Поэтому с целью сравнения эволюции магмы в процессе ее затвердевания остановимся на перечисленных отложениях более подробно.

Палагонит – совокупность богатых водой аморфных или слабо окристаллизованных образований, которые возникли при охлаждении богатого водой расплава и в период формирования магматического тела ведут себя как флюидонасыщенная жидкость. Палагонит ассоциирует со стеклом, а в слабо раскристаллизованных породах занимает его место. В стекле он находится в виде включений округлой формы с резкими границами. К палагониту иногда бывают приурочены рудные минералы и апатит. Глобули палагонита в стекле встречаются однородные изотропные или слабо анизотропные и концентрически-зональные. Этот минерал нередко имеет вид сморщенного при усыхании гелеобразного вещества с системой трещин, которые разбивают его на полигональные участки. Все перечисленные особенности палагонита свойственны и серпентинам. Палагонит и гизингерит – аморфные минералы, на порошкограммах только некоторых из них обнаруживаются рефлексы, позволяющие отнести их к слоистым силикатам, т. е. они образуют своего рода двумерные коллоиды, взаимодействие между частицами которых осуществляется преимущественно при помощи водородных и остаточных связей, поэтому твердость их не превышает 3 (по шкале Мооса), показатели преломления обычно ниже 1,500 (лишь в выделениях, в которых присутствуют примеси субпелитоморфных оксидов или гидроксидов железа, могут достигать 1,600 и иногда больше). Состав подобных образований непостоянный и колеблется в больших пределах, однако содержание железа не опускается ниже 20 %, а магнезии только в редких случаях достигает 15 % (обычно она присутствует в виде небольшой примеси). В неокисленном палагоните свободных оксидов (железа, марганца) не обнаружено. Несмотря на высокую железистость показатель преломления низкий из-за неупорядоченности структурных элементов с образованием пустот, в которых содержится вода. Развивающийся по указанным минералам нонтронит содержит не меньше воды, но его показатель преломления выше.

К ***постмагматическим преобразованиям кимберлитов*** относятся изменения, которые претерпели магматические породы в пневматолитово-гидротермальную стадию метаморфизма. Верхней температурной границей считается 600 °С, а нижней (условно) – температура кипения воды, хотя некоторые минералы возникают и при более низких температурах. В этом интервале температур возникли все основные вторичные образования, и в первую очередь главный минерал кимберлитов, – серпентин, встречающийся преимущественно в виде субмикроскопических агрегатов.

Наряду с автометаморфическими процессами, в кимберлитовых телах довольно широко распространен метасоматоз (автометасоматоз). К таким процессам относится хлоритизация слюд и полевых шпатов ксенолитов, которая сопровождается выносом щелочей и кальция. При бруситизации оливина происходит удаление кремнезема. Отталькование серпентина предусматривает привнос SiO_2, а окварцевание серпентина – вынос всех остальных компонентов. К метасоматическим процессам относится и замещение серпентином карбонатов и карбонатом – силикатов. Главный реагент в данных процессах – вода, важнейшую роль играет степень ее диссоциации на H^+ и OH^-, т. е. pH раствора, который

в значительной мере определяется количеством в нем сильных оснований (Na, K, Ca и др.). Последние не только влияют на реакцию среды, но и входят в состав новообразований. В присутствии щелочей синтезирован оливин в гидротермальных условиях, а флогопит получен при температуре ниже 600 °С. В то же время образование антигорита происходит при температурах выше 500 °С. В зависимости от конкретных условий имеет место «перекрытие» температур образования высокотемпературных минералов. Поскольку остаточный расплав магнезией не обогащается, формирование серпентина происходит в основном за счет оливина. Определенное количество магнезии заимствуется из карбонатов (в частности, из ксенолитов доломита).

Прежде чем возникнет серпентин, должен разрушиться оливин, как наименее устойчивый из силикатов и наиболее распространенный. Его разрушение возможно под действием кислых растворов (роль кислоты выполняет CO_2, который под большим давлением создает довольно сильнокислую среду водного раствора). Перешедшие в раствор SiO_4^{4-} и магний находятся в близком соотношении (как и в серпентине) с небольшим излишком последнего. Будучи сравнительно слабым основанием, магний все же нейтрализует углекислый раствор, однако магнезит в этих условиях сформироваться не может, поскольку pH раствора еще низкий. При сравнительно большой положительной энергии гидратации магний взаимодействует с отрицательно заряженными кремнекислородными тетраэдрами, которые в слабокислых условиях полимеризуются в слой с образованием двумерного коллоида, возникновение последнего возможно при падении давления.

Разрушение оливина с образованием аморфных продуктов разложения происходит в пределах зерна этого минерала. О подобном ходе процесса свидетельствуют субмикроскопические размеры кристаллитов ядер многих псевдоморфоз. Аналогичный коллоид возникает при взаимодействии излишка магнезии со стеклом, которое должно быть богаче кремнеземом, чем оливин. Данный коллоид, будучи текущим, мог проникнуть в трещины, пустоты с образованием прожилков и нодулей серпофита. Значит, серпентин из псевдоморфоз цементирующей массы и выделения серпофита возникли вследствие коллоидного первоначального образования с последующим преобразованием в гель и его кристаллизацией. Об этом свидетельствуют трещины синерезиса, которые разбивают затвердевший гель на полигональные фигуры. В низкотемпературных серпофитах трещины сохранились, а у псевдоморфоз вместо них появились агрегаты из параллельно-чешуйчатых индивидов, образующих секториально-гаснущую (секториальную) структуру, которая обычно возникает в процессе быстрого роста множества кристаллов с четырех сторон. Рост заканчивается в центре или на определенном расстоянии от него, что возможно при не полностью снятом напряжении, когда порода в целом находилась под давлением. Во многих случаях петельчатая структура также имеет элементы секториальной. Слепые прожилки в срезе дают в шлифе ленты, объединенные в каркас-петельчатые картины. Агрегаты из субмикроскопических индивидов псевдоморфоз чаще перекристаллизованы, чем выделения серпофита, количество которого в кимберлитовых телах кверху увеличивается.

Таким образом, сформировавшийся в процессе кристаллизационной дифференциации остаточный расплав-раствор базитов и ультрабазитов не обогащен магнезией, а сложен преимущественно железом и кремнеземом; развитие по нему серпентина возможно, как по любому другому силикату, независимо от состава последнего. Образование палагонита нельзя объяснить только гидратацией вулканического стекла, пусть даже сильно железистого, поскольку в подобных случаях обычно (даже в процессе выветривания) происходит гидролиз и возникает кристаллическая фаза, представленная смектитом (монтмориллонитом, железистым сапонитом или нонтронитом). Поэтому появление аморфной (в том числе и рентгеноаморфной) фазы может быть связано с процессом быстрого выпадения геля из раствора с последующим его высыханием. При этом наиболее подходящими компонентами служат состав и форма размещения палагонита, как и близкого к нему гизингерита. Последний встречен не только в базальтах, но и в габбро, и даже в метаморфических образованиях.

Возникновение аморфных веществ, основу которых составляют кристаллиты слоистых силикатов (в том числе субизотропный серпентин и серпофит), возможно при низком давлении. Увеличение давления содействует образованию кристаллических веществ и уменьшению объема породы, хотя при этом уничтожается реликтовая структура породы. Сохранившаяся в кимберлитах реликтовая структура в значительной мере связана со сравнительно низким давлением в процессе серпентинизации. Формирование серпентина нельзя объяснить с точки зрения магматического происхождения и тем более выделения его из остаточного расплава. В процессе эволюции ультраосновной магмы выпадают из общей схемы пироксены и амфиболы, которые для кимберлитовых тел не характерны. Резкий спад давления привел к образованию двумерных коллоидов, которые в зависимости от содержания в системе кремнезема или поступления его из вмещающих пород оформились в виде серпентина или смектита (сапонита). Тальк, диссоциация которого происходит при более высоких температурах, чем у серпентина, в зависимости от соотношения компонентов (в том числе воды) может образоваться при более низких температурах, чем серпентин.

ЭКСПРЕССНЫЙ МЕТОД ПОИСКОВ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В СЛОЖНЫХ ГОРНО-ТАЕЖНЫХ ЛАНДШАФТАХ (ПРОЕКТ МЕТОДИЧЕСКИХ РЕКОМЕНДАЦИЙ)

А. И. Иванов
ФГУП «ЦНИГРИ», Москва

Издавна для поисков месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых (золота, касситерита, вольфрамита, тантало-ниобатов и др.) изучались делювиально-элювиальные отложения. Во многих учебных пособиях и методических руководствах [4, 5 и др.] охарактеризованы такие методы изучения делювия, как обломочный (оконтуривания делювиальных свалов рудных тел), копушения, минералогический (включая минералого-геохимический), литохимический.

Метод оконтуривания делювиальных свалов рудных тел предполагает поиски и оконтуривание свалов рудных тел в маршрутах путем систематического исхаживания перспективной площади, чтобы «произвести наблюдения над делювиальным шлейфом с целью констатации в нем обломков рудных тел или обломков измененных вмещающих пород» [5].

Копушение производится для отбора шлиховых проб из «рыхлых элювиально-делювиальных отложений с целью констатации в них устойчивых к выветриванию минералов. Оно широко должно быть применено в том случае, когда рудное тело не фиксируется ни в коренном залегании, ни в виде обломков в делювии… Размер копушей, которые задаются с целью взятия из них пробы, зависит от состава делювиального материала, его мощности и глубины залегания слоя, обогащенного искомым минералом» [5]. Шлиховые пробы подвергаются минералогическому анализу, а при необходимости и минералого-геохимическому [4].

Литохимическое опробование по вторичным ореолам рассеяния (ВОР) в стандартном случае производится из копушей глубиной 15–20 см, однако известно, что для выявления оптимального горизонта отбора проб нужны опытно-методические работы: должен проходиться шурф глубиной до 2,5 м для опробования каждого слоя почвенного профиля [3].

Но стандартное применение указанных методов поисков затруднено в условиях преобладания сложных горно-таежных ландшафтов, характерных для многих сибирских и северных областей РФ. Например, в Бодайбинском рудном районе (Ленская золотоносная провинция) в бассейнах многих золотоносных рек широко распространены залесенные, задернованные, заболоченные склоны и водоразделы. В подобных условиях поисковые признаки стандартными методами не устанавливались, и перспективы этих территорий на выявление золоторудных месторождений оценивались отрицательно. В результате к началу 1990-х гг. положительные прогнозные оценки в этом рудном районе имелись лишь для флангов известных объектов, поскольку фонд перспективных участков был исчерпан.

Проведенный в 1990-е гг. металлогенический анализ всех материалов по золотоносности Бодайбинского рудного района позволил обосновать на основе представлений о многоэтапном формировании золоторудных месторождений [1, 2] перспективы ряда участков с преобладанием залесенных, задернованных и заболоченных склонов и водоразделов, которые ранее считались неперспективными. Прогнозирование опиралось на выделение основных рудоконтролирующих структур – синскладчатых зон рассланцевания (продольных разломов) с проявлением интенсивных золотоносных метасоматических процессов (железомагнезиальной карбонатизации и пиритизации) – по комплексу геологических, геофизических, геохимических, космогеологических, геоморфологических и других признаков. В указанных структурах в качестве перспективных были намечены узлы, где зоны пересекают литологически благоприятные горизонты и деформируются разломными и купольными структурами регионально-метаморфического и сингранитного этапов.

При выделении перспективных участков значительная роль отводилась анализу материалов по россыпной золотоносности (размерность, морфология, пробность, цвет и другие физические особенности золота, линейная продуктивность россыпей, геологическое строение коренного плотика, результаты литохимического опробования по первичным ореолам коренных пород плотика и др.). В результате в северной части Бодайбинского рудного района было установлено несколько первоочередных участков (в ранге перспективного рудного поля), а в их пределах – перспективные узлы.

Поскольку участки, выделенные при прогнозировании новых золоторудных объектов в условиях горно-таежных ландшафтов, характеризуются преобладанием залесенных, задернованных и заболоченных склонов и водоразделов с развитием многолетнемерзлых моховых и гумусовых слоев значительной мощности, стала очевидной невозможность их изучения стандартными методами. На подобных территориях отсутствуют на поверхности или на небольшой (доступной для исследования с помощью геологического молотка) глубине обломки пород, особенно более подверженных процессам выветривания гидротермально-измененных и рудоносных, поэтому при литохимическом опробовании

по ВОР нет возможности отобрать пробы из информативной глинистой фракции делювия, тем более из его информативного слоя.

Поэтому возникла необходимость разработки эффективной методики поисков в таких условиях. Были проведены специальные опытно-методические работы на Мараканском рудном узле Бодайбинского рудного района, где известна одна из богатейших в регионе россыпей золота, хотя поисковых признаков золотого оруденения не было выявлено. На этой территории в результате металлогенического анализа и прогнозной оценки были выделены потенциально рудоконтролирующие структуры, а изучение разведочных данных по россыпи р. Маракан позволило уверенно сделать вывод о наличии достаточно контрастных рудных источников и локализовать участки питания россыпи.

Для применения наиболее экспрессных методов поисков (обломочного, шлихового и литохимических) необходимо было создать профильную или площадную обнаженность делювиальных отложений, что было сделано с помощью горных выработок и скважин. На начальном этапе опытных работ разрезы делювиально-солифлюкционных отложений изучались путем проходки шурфов и поинтервального шлихового и литохимического их опробования по ВОР. Одной из основных проблем при проходке шурфов вручную оказалось повсеместное развитие многолетней мерзлоты: пройти шурфы можно было только путем многократной зачистки оттаявшего слоя делювия. Однако обычно и это не помогало: шурфы просто заполнялись водой, которая иногда не уходила и в следующем полевом сезоне. Поэтому методика была скорректирована: предварительно на таких участках выполняли бульдозерные канавы глубиной до 1 м, чтобы снять мохово-гумусовый слой и обнажения верхнего слоя делювия и его протайки. Постепенно канавы углублялись до 1 м , затем в их полотне проходились шурфы. В ходе изучения и опробования разреза делювиально-солифлюкционных отложений в канавах и шурфах было выяснено, что информативный слой повсеместно перекрыт, кроме мохово-гумусово-торфяного слоя, дальнеприносным делювием даже на крутых склонах.

Установлено, что при мощности делювиально-солифлюкционных отложений 2–4 м информативный слой делювия (в том числе с рудными обломками) обычно перекрыт дальнеприносным делювием мощностью не менее 0,8–1,0 м, а при большой мощности делювиально-солифлюкционных отложений он может залегать на глубине нескольких метров.

Впоследствии аналогичная ситуация наблюдалась на Светловском рудном поле Бодайбинского рудного района и в других районах – Западном Прибайкалье и Восточном Саяне, на Аройском и Игнокском рудных полях. Причем на двух последних гидротермально-измененные породы и рудные зоны перекрываются крупноглыбовым курумником, перемещенным на многие сотни метров вниз по склону. При этом в его составе сохранились наименее измененные породы. Соответственно, и вторичные ореолы рассеяния золота и мышьяка во всех подобных случаях выявляются только опробованием в шурфах и бульдозерных канавах глубиной до 1 м.

Итогом опытных работ стало включение на первой стадии поисков наряду с традиционными методами:

– проходки в элювиальных и делювиально-солифлюкционных отложениях шурфов глубиной 1 м и более с комплексом опробования (шлиховом, точечным, литохимическим по первичным (ПО) и вторичным (ВОР) ореолам рассеяния);

– проходки на залесенных, задернованных, заболоченных, закрытых курумовыми развалами склонах и водоразделах бульдозерных канав глубиной до 1 м и более с последующей проходкой в интервалах проявления рудоносных процессов шурфов с комплексом опробования для локализации контрастных шлиховых и литохимических ореолов для дальнейшего их изучения канавами.

На участках с повышенной мощностью делювиально-солифлюкционных отложений (до 10–25 м) для определения мест выхода на поверхность коренных пород эффективным оказалось ударно-канатное и пневмоударное бурение.

Основная цель проходки шурфов, бульдозерных канав глубиной до 1 м и буровых скважин – **изучение делювиально-солифлюкционных отложений**, обнаружение в них обломков гидротермально-измененных и рудоносных пород, шлиховое и литохимическое опробование по ПО и ВОР. В связи с этим в большинстве случаев **на первом этапе исследования отсутствует необходимость добивки до коренных пород шурфов и бульдозерных канав глубиной до 1 м**, что значительно ускоряет и удешевляет процесс поисков. Конечной целью применения перечисленных методов являлось оконтуривание выхода золотоносных зон на поверхность коренных пород для их дальнейшего целенаправленного изучения минимальным объемом канав и скважин.

Для выявления золоторудных объектов в сложных горно-таежных ландшафтных условиях был разработан **экспрессный метод поисков золоторудных месторождений**, апробация которого в Мараканском рудном узле привела к открытию месторождений Ожерелье и Ыканское (их запасы поставлены на Госбаланс, а на месторождениях ведутся добычные работы). Применение этой методики прогно-

за и поисков позволило за несколько лет открыть месторождение Верхнеугаханское (отчет с подсчетом запасов подготовлен для передачи в ГКЗ), рудные поля Светловское, Атырканское, Зоринско-Широкинское, Петровское с установленными рудными зонами и апробированными прогнозными ресурсами категорий P_1 и P_2. Данная методика также применялась в Восточных Саянах, где в результате было открыто Аройское месторождение (запасы поставлены на госбаланс), и Западном Прибайкалье, где продолжается изучение Маломиндейского рудопроявления.

Геолого-разведочные работы включают в себя несколько стандартных стадий, в первую очередь металлогенический анализ геолого-геофизической и геохимической информации, прогнозирование (выбор территории под поисковые работы) и поисковые работы.

Металлогенический анализ геолого-геофизической и геохимической информации должен осуществляться с учетом того, что отрицательные результаты поисков рудных объектов предшествующими работами на ряде участков могут быть обусловлены преимущественно двумя факторами:

– плохая обнаженность территории (прежде всего рудных зон);

– приоритет при прогнозировании рудных объектов – наличие поверхностных вторичных ореолов рассеяния золота.

Таким образом, участки, где вторичные ореолы золота отсутствовали или были слабо контрастными, относили к бесперспективным. В результате анализа и последующей прогнозной оценки должны выделяться предполагаемые рудоносные структуры, участки питания аллювиальных россыпей золота для локализации перспективных площадей и концентрации в их пределах поисковых работ.

Поисковые работы. Поскольку при металлогеническом анализе и прогнозировании в пределах каждой перспективной территории выделяются локальные участки для концентрации поисковых работ, территория в целом изучается неравномерно. Поиски проводятся в три стадии.

На первой стадии в комплекс работ входят: геологические маршруты по относительно обнаженным местам, проходка шурфов глубиной 1 м, опробование (шлиховое, точечное, литохимическое по ПО и ВОР), площадные геофизические работы.

Важнейшая нетрадиционная составляющая данного этапа – проходка шурфов глубиной 1 м, которая проводится по поисковым профилям для пересечения рудоносных структур в наиболее перспективных узлах. Шаг шурфов 40 м с детализацией до 10–20 м. Из шурфов отбираются пробы: шлиховая, по ВОР (с 1 м), литохимические (сколковые) из всех измененных пород и точечные из потенциально рудоносных. При наличии «слоистого» делювия отбор всех проб осуществлялся из каждого слоя.

Когда при металлогеническом анализе не удается локализовать рудоконтролирующие структуры, проходка шурфов осуществляется на первой стадии в нижних частях бортов долин. Шаг проходки шурфов составляет 40–200 м и меняется в зависимости от взаимной ориентировки долины и предполагаемых рудоносных структур.

Если на склонах из-за развития многолетней мерзлоты, крупноглыбовых курумников проходка шурфов значительно затруднена, если мощность делювиально-солифлюкционных отложений превышает 3 м, то предварительно проходятся бульдозерные канавы глубиной до 1 м (в нижних частях пологих заболоченных склонов или пересекают предполагаемые рудоносные структуры). После документации этих канав в необходимых интервалах проходятся шурфы со шлиховым, литохимическим и другими видами опробования.

На второй стадии для локализации эпицентров выявленных шлиховых и геохимических ореолов проходятся шурфы до коренных пород со шлиховым, литохимическим и другими видами опробования. Когда мощность делювиально-солифлюкционных отложений превышает 4–6 м и их верхние доступные для изучения шурфами слои представлены дальнеприносными породами, для изучения нижних слоев и локализации минерализованных зон в коренных породах используется пневмоударное, ударно-канатное или другие виды бурения со шлиховым, литохимическим и другими видами опробования.

На третьей стадии установленные эпицентры ореолов вскрываются канавами, установленные минерализованные или рудные зоны прослеживаются по простиранию канавами и на глубину скважинами колонкового бурения с проведением соответствующего стандартного комплекса опробования.

В настоящее время предсталенная методика апробируется в четырех проектах ФГУП «ЦНИГРИ» на проведении поисковых работ.

Список литературы

1. **Докембрий** Патомского нагорья [Текст] / А. И. Иванов, В. И. Лифшиц, О. В. Перевалов [и др.]. – М. : Недра, 1995. – 352 с.

2. **Иванов, А. И.** Закономерности формирования золоторудных месторождений Бодайбинского рудного района и новые аспекты их поисков [Текст] / А. И. Иванов // Разведка и охрана недр. – 2004. – № 8–9. – С. 17–23.

3. **Инструкция** по геохимическим методам поисков рудных месторождений [Текст] / Сост. С. В. Григорян, М. Ф. Кузин, А. П. Соловов. – М. : Недра, 1983.

4. **Поиски** золоторудных месторождений шлиховым минералого-геохимическим методом [Текст]. – М. : ЦНИГРИ, 1986. – 81 с.

5. **Руководство** по ведению геолого-разведочных работ [Текст]. – Магадан, 1949. – 292 с.

СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ АЛТАЙ – КРУПНЫЙ ПОТЕНЦИАЛЬНЫЙ ЦЕНТР ЭКОНОМИЧЕСКОГО РОСТА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Э. Г. Кассандров

ФГУП «СНИИГГиМС», Новосибирск

Северо-Западный Алтай относится к старейшим горнорудным районам России. Почти 300 лет он снабжает страну золотом, серебром, медью, свинцом, цинком, пользующимися мировой известностью цветными камнями (ревневская яшма, белоречит) и др. Кроме того, здесь разведаны месторождения железных и титаножелезных руд, редких металлов, имеются не оцененные рудопроявления марганца и других полезных ископаемых (см. рисунок). Все это характеризует Северо-Западный Алтай как крупный потенциальный центр экономического роста на юге Западной Сибири. Месторождения, рудопроявления и перспективные площади Северо-Западного Алтая имеют хорошо выраженный узловой характер размещения, находятся в пределах Рудно-Алтайского колчеданно-полиметаллического, Горно-Алтайского марганцево-железорудного и Горно-Алтайского вольфрам-редкометалльного рудных поясов Большого Алтая, которые протягиваются с юго-востока на северо-запад на расстояние более 600 км. Рудные пояса сформировались на герцинской континентальной окраине Сибирского палеоконтинента на гетерогенном фундаменте раннепалеозойской складчато-блоковой системы. Колчеданно-полиметаллические и железорудные месторождения сосредоточены в вулканогенно-осадочных толщах нижне-среднедевонского возраста, а вольфрам-редкометалльные среди гранитов калбинского комплекса верхнепалеозойского возраста.

Железные руды. Железорудные месторождения, рудопроявления и перспективные магнитные аномалии района составляют тигирекскую группу. Рудовмещающая толща, выполняющая наложенную впадину рифтогенного происхождения, прорвана и метаморфизована тигирекской интрузией гранитов верхнепалеозойского возраста. *Инское* месторождение находится в 164 км на юго-восток от ст. Поспелиха железнодорожной магистрали Рубцовск – Барнаул – Новокузнецк, в 75 км от Змеиногорска. Месторождение выявлено в 1952–1954 гг., разведывалось в 1954–1972 гг. Руды магнетитовые сплошные и полосчатые, реже вкрапленные, брекчиевидные, прожилковые. В них преобладают амфибол-пироксен-магнетитовые разности. По химическому составу относятся к средним и богатым с малыми содержаниями фосфора и серы. Среднее содержание железа в рудах 45,2 %. При обогащении получены концентраты с содержанием железа 67–69 %, при извлечении – железа 90 %, серы 0,22 %, фосфора 0,01 %. Длина зоны с промышленным оруденением 4,7 км при ширине до 400 м. Государственным балансом учтены запасы по категориям В (35,4 млн т), $B+C_1$ (163,1 млн т), C_2 (9,1 млн т). Месторождение подготовлено к отработке комбинированным (открытым и подземным) способом с производительностью рудника от 4,0 до 6,0 млн т сырой руды в год. Имеется проект рудника. Перспективы увеличения запасов руды связываются с продолжением рудной залежи в северо-западном, юго-западном и северо-восточном направлениях, где имеются перспективные магнитные аномалии.

Белорецкое месторождение расположено в 150 км от ст. Поспелиха и 50 км к восток-юго-востоку от Змеиногорска. Открыто в 1774 г. и разрабатывалось как серебро-свинцово-медное. Как железорудное изучалось в 1931 г. Разведка проводилась в 1950–1952, 1958–1963 и 1976–1982 гг. Месторождение находится в существенно карбонатной толще, которая на юго-востоке сменяется породами осадочно-вулканогенного состава. Рудные тела пластовой и линзовидно-пластовой формы залегают согласно с вмещающими породами. Мощность рудных тел 22–28 м, длина их достигает 1500 м по простиранию и до 1100 м по падению без признаков выклинивания. Руды полосчатые, вкрапленные, массивные и брекчиевидные. Преобладают магнетит-мушкетовитовые разности. Выделяются два основных минеральных типа руд: скарново-магнетитовый и магнетитовый карбонатно-гидросиликатный, которые различаются по составу и строению. Государственным балансом учтены запасы по категориям $A+B+C_1$ – 289,2 млн т, C_2 – 28,4 млн т со средним содержанием железа 31,1 %. При обогащении руд получен концентрат с содержанием железа 65 %, при выходе его 34,4 % и извлечении железа в концентрат 65,75–79,35 %. Увеличение запасов до 500 млн т возможно за счет разведки смежных с месторождением участков Баталихинского, Пономаревского и перспективных магнитных аномалий. Отработка Белорецкого месторождения предусматривается открытым и подземным способом совместно с Инским

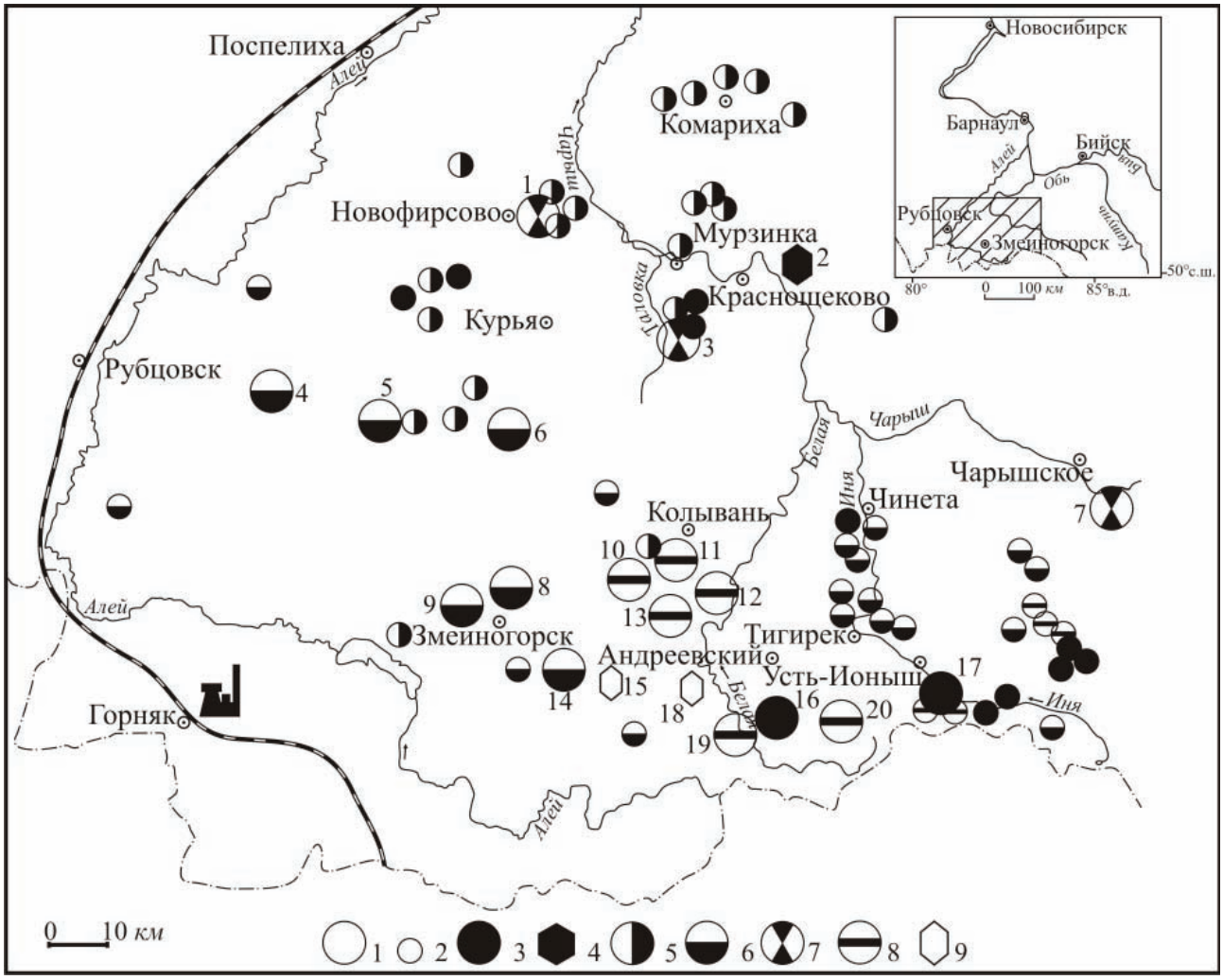


Схема минерально-сырьевых ресурсов Северо-Западного Алтая

1 – месторождения, рудные поля; 2 – рудопроявления; 3–9 – месторождения: 3 – железа (Белорецкое-16, Инское-17), 4 – железа, титана, ванадия, алюминия (Харловское-2), 5 – марганца (рудопроявления), 6 – полиметаллов (Рубцовское-4, Таловское-5, Степное-6, Корбалихинское-8, Заречное-9, Лазурское-14), 7 – золота (Новофирсовское-1, Мурзинское-3, Бащелакское-7), 8 – редких металлов (Новоколыванское-10, Колыванское-11, Плитнинское-12, Кремлевское-13, Белорецкое-19, Тигирекское-20), 9 – поделочных камней (Ревневское, яшма-15, Белорецкое, белоречит-20)

единым Белорецко-Инским ГОКом. Производительность Белорецкого рудника 5–6 млн т, а со смежными участками – до 12 млн т. Оба месторождения являются первоочередными для освоения в составе рудной базы Западно-Сибирского металлургического завода (ЗСМЗ). Рекомендуется выполнить ТЭО освоения Инского и Белорецкого месторождений с учетом рыночных цен на сырье и транспортные услуги. В настоящее время большой дефицит железорудного сырья для ЗСМЗ покрывается за счет поставок из центральных районов России за 4250 км от потребителя в условиях высоких тарифов на грузоперевозки. Следует учесть также, что в запасах железной руды Инского месторождения содержится 11 тыс. т кобальта, а Белорецкого – 190 тыс. т меди, извлечение которых положительно повлияет на рентабельность отработки месторождений. Освоение этих месторождений полностью покроет дефицит сырья для ЗСМЗ.

Харловское титаномагнетитовое месторождение расположено в обжитой степной части, в 85 км на юго-восток от ст. Поспелиха (см. рисунок). Открыто в 1951 г., разведывалось в 1956–1957 гг. двумя профилями скважин и канав. Месторождение представляет собой массив существенно габбрового состава площадью 4×5 км^2. Руда состоит из титаномагнетита (23–31 %), ильменита (3–5 %), оливина (1,6–31,5), пироксена (18,0–25,1), плагиоклаза (14,0–48,1 %) и кальцита (до 0,9 %). К рудам относятся габбро со средним содержанием железа не менее 14 % при бортовом его содержании 12 %. Минимальная мощность рудных тел принята 8 м. Запасы титаномагнетитовых руд месторождения составляют 1,73 млрд т категорий C_1+C_2 при среднем содержании железа 15,3 %, диоксида титана 5,9 %. Прогнозные ресурсы оценены в 3–4 млрд т. Запасы на Государственный баланс не поставлены. Неоднократно

ставился вопрос о совместном использовании руд Инского, Белорецкого и Харловского месторождений. Большую исследовательскую работу в этом направлении выполнил Л. И. Шабалин [2], установивший более широкие возможности комплексного освоения Харловского месторождения, руды которого могут служить источником железо-титано-ванадиево-алюминиевого сырья. Кроме того, они на 85 % среднетитанистые, содержат 9–10 % свободного ильменита, что в разы повышает эффективность промышленного использования месторождения и в целом эффективность освоения минеральных ресурсов Северо-Западного Алтая. Для этого нужно провести разведку месторождения, отработать технологию обогащения руд, учесть в Государственном балансе запасы железной руды, титана, ванадия, алюминия, стройматериалов, обосновать способ отработки и др. Харловское месторождение находится на примерно одинаковом расстоянии от возможных потребителей сырья – Кузнецкого и Западно-Сибирского металлургических заводов и Усть-Каменогорского титаномагниевого комбината.

В отличие от других видов минерального сырья железные руды могут обеспечить стабильную работу добывающим и перерабатывающим предприятиям на длительный срок (более 50 лет), предоставить рабочие места нескольким тысячам человек, обеспечить высокую доходность отрасли, коренным образом изменить инфраструктуру района, открыть дорогу для освоения смежной территории Республики Алтай с ее уникальным Холзунским фосфор-ванадий-железорудным месторождением, месторождениями марганца, редких металлов, сырья для электротехнической и фарфорово-фаянсовой промышленности, а также высокодекоративных поделочных камней. Железные руды в недрах Северо-Западного Алтая по своей высокой стоимостной оценке резко отличаются от других видов минерального сырья.

Марганцевые руды установлены в виде рудопроявлений и пунктов минерализации (более 50) на участках Новофирсовском, Комарихинском, Антоньевском и др. в экономически освоенной предгорной части Алтая. Оруденение представлено гидроксидными марганцевыми минералами, связанными с терригенными, терригенно-карбонатными отложениями ордовика и вулканогенно-осадочными отложениями среднего девона (эйфельский ярус).

Оруденение Новофирсовского и Антоньевского участков в основном связано со среднедевонскими породами и развитыми на них мел-палеогеновыми корами выветривания; на Комарихинском участке – с ордовикскими породами и мел-палеогеновыми корами выветривания. На Новофирсовском участке наиболее изучено Новофирсовское рудопроявление. Марганцевая руда слагает здесь пласты и горизонты мощностью 0,27–0,75 м в виде мягкой пористой массы в глинах на эффузивно-осадочных среднедевонских породах и конкреций в суглинках. Марганцевые минералы представлены асболаном, вадом и псиломеланом. Среднее содержание марганца в пористых рудах 17,72 %, в конкреционных – 6,79 %, железа – 4,5 %, кобальта – 0,1–1,31 %, никеля – следы, меди – 0,01–0,36 %, золота – 0,4–0,8 г/т. Среднедевонские вулканиты и осадочные породы участками обогащены марганцем (на отдельных рудопроявлениях до 10 %).

Примером оруденения в ордовикских отложениях и связанных с ними корах выветривания служат рудопроявления Сурья Сопка, Ельцовское, Эстонское, Комарихинское, Новочарышское и др. Марганценосными являются сургучно-красные кремнисто-серицитовые сланцы и яшмовидные породы, кремнисто-гематитовые роговики, кремнистые брекчии, железистые кварциты. Мощность оруденелых пород достигает 250 м, протяженность – 2 км, содержание марганца 10 %. Марганцевые минералы – псиломелан, пиролюзит. В корах выветривания марганцевое и железомарганцевое оруденение концентрируется в пестроцветных глинах и структурном элювии в виде желваков, стяжений, сетчатых прожилков, вкрапленности, тонких прослоев и линз сплошной рудной массы; в делювии и элювии – в виде обломков оруденелых пород и конкреций. Марганценосные породы коры выветривания прослеживаются на расстоянии более 2 км мощностью в первые метры. Прогнозные ресурсы марганцевых руд Предгорной площади оцениваются в 15 млн т по категориям P_2+P_3 (авторская оценка). Специально проявления марганца не изучались.

Колчеданно-полиметаллические руды – основной вид эксплуатируемого минерального сырья, определяющего рудный потенциал Северо-Западного Алтая. С их добычи и переработки началась горнорудная промышленность в Змеиногорском, Локтевском и Рубцовском районах Алтайского края. В настоящее время отрабатывается сравнительно крупное Корбалихинское месторождение, до недавнего времени отрабатывались мелкие Золотушинское, Новозолотушинское, Заречное, Степное. Подготовлены для освоения Юбилейное, Таловское, Рубцовское, Среднее, Майское, Лазурное и др. Из концентратов колчеданно-полиметаллических руд извлекаются и будут извлекаться также золото и серебро. Имеются перспективы для поисков новых объектов, в том числе за счет переоценки в разное время отработанных месторождений. Специалистами подсчитана достаточно высокая доходность добычи и переработки колчеданно-полиметаллических руд. Особенно эффективной эта отрасль будет при переходе на новые технологии обогащения руд с получением коллективного концентрата, из которого в результате металлургического передела, кроме меди, свинца, цинка, золота и серебра, будет получен еще целый ряд элементов – кадмий, висмут, индий и др.

Благородные металлы (рудное золото и серебро) добывались вместе с полиметаллами и из собственных месторождений с начала XVIII в., а вообще – с более древних времен (чудские копи). Имеются сведения, что в 1744–1835 гг. из руды, добытой на Змеиногорском руднике, было выплавлено около 280 т золота и более 600 т серебра. Из готовящихся к освоению собственно золоторудных месторождений отметим Новофирсовское, Мурзинское рудные поля и Бащелакский золоторудный узел.

Новофирсовское золоторудное поле расположено в 2,5 км от с. Новофирсово, в 40 км от ст. Поспелиха (см. рисунок). Золото находится в самородном виде, малосульфидное, локализовано в кварцевых жилах среди среднедевонских вулканогенно-осадочных и субвулканических пород кислого состава. Известно с конца прошлого века. Прогнозные ресурсы впервые оценены в 1982 г. в 45 т, в том числе по категории P_1 – 5 т. В настоящее время запасы и прогнозные ресурсы суммарно оцениваются в 20 т. Прослеженная скважинами глубина оруденения – более 140 м. Руды комплексные, помимо золота и серебра содержат 0,27–5,75 % меди, 0,33–6,58 % свинца и 0,33–6,58 % цинка, что может увеличить товарную стоимость руды на 45–55 %. В 2010 г. введена в эксплуатацию опытно-промышленная установка кучного выщелачивания золота.

Мурзинское рудное поле площадью 10×4,2 км находится в Курьинском районе Алтайского края в 70 км от железнодорожной станции. Три месторождения этого поля эксплуатировались в XVIII–XIX вв. Месторождения медно-золотые в скарнах и эпидозитах с кварцевыми жилами сложной морфологии. Запасы и прогнозные ресурсы золота категорий C_2+P_1 оцениваются в 10 т. Руды комплексные, содержат до 26 г/т серебра, 0,1–0,24 % свинца и 0,5–1,59 % цинка. Согласно более поздним исследованиям основные запасы месторождения связаны с золотоносными кварц-карбонатными жилами и сопровождающими их низкотемпературными метасоматитами. Руды отнесены к золотортутному типу. Кроме Ag, Pb, Zn, содержат ртуть, висмут, селен, сурьму, вольфрам.

Бащелакский золоторудный узел расположен в Чарышском районе в 30 км от с. Чарыш. Площадь 278 км^2. Он включает в себя четыре перспективных золоторудных поля. Оруденение приурочено к кварцевым жилам, скарнам, березитизированным породам с содержанием золота от 0,5 до 64,7 г/т. Прогнозные ресурсы и запасы золота (C_2–P_1) по четырем полям оценены в 87,6 т.

Редкие металлы. Редкометалльно-вольфрамовые месторождения района разрабатывают с 1930-х гг. Они связаны с кварцевыми жилами, скарнами, с зонами грейзенизации, пегматитами, сопутствующими верхнепалеозойским гранитам. Вопрос о переоценке редкометалльно-вольфрамовой минерализации района поднят В. М. Чекалиным [1]. Ниже приводятся сведения о некоторых объектах с учетом этой работы.

Колыванское месторождение разрабатывалось на вольфрам с 1934 г. Известно как медно-вольфрамовое с 1869 г. Кроме вольфрама, в рудах установлены свинец и висмут. Месторождение недоразведано и недоизучено на глубину и по флангам. Из руды извлекался только вольфрам, хотя в рудах установлены высокие содержания меди – 0,54 % и висмута – 0,18 %. В недрах осталось 370,6 тыс. т неизвлеченных запасов руды категорий B+C_1+C_2, в том числе 1897 т WO_3, 3226 т Cu, 309 т Bi. Прогнозные ресурсы категории P_1 в инт. 200–300 м оцениваются по руде – 410 тыс. т, WO_3 – 2090 т, Cu – 3570 т, Bi – 330 т.

Новоколыванское месторождение вольфрама известно с 1723 г. Последняя оценка выполнена в 1972–1975 гг. Руды содержат также бериллий и флюорит. *Кремлевское* месторождение вольфрам-бериллиевых руд разведано горными выработками только с поверхности. Запасы руды по категориям C_1+C_2 оценены в 54,6 тыс. т, BeO – 125 т, WO_3 – 95,5 т при среднем их содержании 0,229 % и 0,175 % соответственно. Перспективы увеличения запасов связываются с разведкой месторождения на глубину и за счет прилегающих перспективных участков. *Плитнинское* месторождение флюорит-вольфрамовых руд известно с 1955 г. Разведано предварительно горными выработками и скважиной. Главные промышленные минералы – шеелит и флюорит. Запасы руды по категориям C_1+C_2 524 тыс. т. Содержание WO_3 в полученных концентратах 64–65 %, CaF_2 72–84 %.

Белорецкое месторождение молибден-вольфрам-бериллиевых руд открыто в 1774 г. Эксплуатировалось на вольфрам с 1939 г., а с 1954 г. разведывалось на Be. Кроме того установлены Cu, Bi и флюорит. Месторождение разведано горными выработками до глубины 150 м. Запасы руды по категориям A+B+C_1 60 тыс. т, WO_3 – 195 т, прогнозные ресурсы категории P_1 до глубины 150 м: руды 18 тыс. т, WO_3 – 27,0 т, Mo – 13,5 т, BeO – 8,1 т, флюорита 1350 т. До глубины 300 м они могут быть увеличены вдвое [1]. Аналогичное оруденение установлено и на других участках Тигирекского гранитного массива. На *Тигирекском* месторождении оценены запасы бериллия по категории B (5,18 т), прогнозные ресурсы до глубины 100 м – 302,4 т (45 т BeO). Все объекты мелкие, но есть перспективы увеличения запасов и открытия новых месторождений.

Таким образом, запасы и прогнозные ресурсы рудных полезных ископаемых (кроме колчеданно-полиметаллических) составили: железные руды категории A+B+C_1+C_2 – 489,8 млн т, ресурсы P_1P_2 –

180 млн т, ванадий-титано-железные C_1C_2 – 1730 млн т, ресурсы P_1P_2 – 3500 млн т, вольфрам-редкометалльные C_2+P_1: WO_3 – 4400 т; BeO – 190 т; золото C_2+P_1 – 117,6 т.

Выводы

1. В северо-западной части Алтая имеется минерально-сырьевая база для создания крупного центра экономического роста в регионе.

2. Определяющими в создании центра должны быть черная и цветная металлургия с возможным строительством новых заводов и фабрик.

3. Инвестиционная привлекательность района невелика из-за недоизученности или слабой изученности объектов.

4. Обращает на себя внимание общий застой в проведении геолого-разведочных работ и освоении подготовленных к эксплуатации месторождений даже высоколиквидных видов сырья.

Рекомендуется составить и утвердить в Правительстве РФ программу создания Центра экономического роста, состоящую из нескольких блоков: 1) геолого-разведочного, 2) геолого-экономического, 3) технологического, 4) научно-исследовательского, 5) строительного (промышленное, гражданское, железные дороги и др.), 6) управленческого, 7) финансового. В программе особое внимание должно быть уделено очередности, срокам и сбалансированности работ.

Список литературы

1. **Чекалин, В. М.** Вольфрам-редкометалльное оруденение Северо-Западного Алтая и его перспективы [Текст] / В. М. Чекалин // Руды и металлы. – 2001. – № 5. – С. 19–31.

2. **Шабалин, Л. И.** Оценка перспектив Белорецко-Инского-Харловского горнорудного района в Алтайском крае как нового минерально-сырьевого центра экономического роста (ЦЭР) в качестве крупнейшего источника железо-титано-ванадиево-алюминиевого сырья [Текст] / Л. И. Шабалин // Создание новых горнорудных районов в Сибири и на Дальнем Востоке: проблемы и пути решения. – М. : ВИМС, 2011. – С. 256–267.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ДАЛЬНЕЙШИЕ ПЕРСПЕКТИВЫ ОЦЕНКИ ПОГРЕБЕННОЙ РОССЫПИ АЛМАЗОВ НЮРБИНСКАЯ

О. К. Килижеков[1], А. Н. Разумов[1], Д. Н. Гречишников[2]

[1]Ботуобинская геолого-разведочная экспедиция (ОАО «БГРЭ») АК «АЛРОСА», Мирный
[2]ООО «ОРЕОЛЛ-ГЕО», Москва

Все открытые АК «АЛРОСА» кимберлитовые тела Среднемархинского района в надтрубочном и околотрубочном пространстве сопровождаются мезозойскими россыпями ближнего сноса, которые являются фрагментами **единой** уникальной по всем параметрам алмазоносной россыпи **Нюрбинская**. На юго-западном фланге одноименной кимберлитовой трубки сформировалась наиболее богатая часть россыпного месторождения, вмещающая в себя основные запасы алмазов.

Россыпь Нюрбинская – древняя погребенная россыпь ближнего сноса. Алмазоносные пески пространственно сближены и сопряжены с кимберлитовой трубкой Нюрбинская, коры выветривания которой являлись главным источником формирования россыпи.

Нижняя залежь месторождения локализована в отложениях дяхтарской толщи (J_1dh) мощностью 10–50 м, а **верхняя** – в базальной части укугутской свиты (J_1uk) мощностью 1,3–15,5 м. Плотик россыпи сложен карбонатными и терригенно-карбонатными породами олдондинской свиты (O_1ol) и развитыми на них образованиями кор выветривания средне-позднетриасового возраста ($T_{2–3}$). Алмазоносные залежи перекрываются песчано-алевритистыми отложениями укугутской свиты, морскими осадочными образованиями тюнгской и сунтарской свит нижней юры, современными суглинками и супесями суммарной мощностью 60–80 м.

Продуктивные отложения дяхтарской толщи, представляющие **нижнюю залежь** россыпи Нюрбинская, выполняют карстовые и эрозионно-карстовые формы, плащеобразным чехлом перекрывают склоны Дюлюнг-Дяхтарской депрессии. Их мощность крайне изменчива: от первых метров над кимберлитовыми телами и на склонах до 40–60 м в карстовых полостях. На изучаемом участке в них преобладают делювиальные, пролювиально-озерные и озерные образования. Коллювиальные отложения развиты локально – во впадинах эрозионно-карстового рельефа. Все они сложены в основном дезинтегрированными породами рудовмещающего комплекса, содержащими кимберлитовый материал. Четкие границы между литотипами алмазоносных пород дяхтарской толщи отсутствуют.

Продуктивные отложения укугутской свиты вмещают **верхнюю залежь** россыпи Нюрбинская, выполняют плохо выраженную в погребенном рельефе Дюлюнг-Дяхтарскую депрессию с юго-западным направлением переноса обломочного материала, перекрывают алмазоносные отложения дяхтарской толщи. По морфогенетическим особенностям депрессия представляет собой коррозионно-эрозионную форму карстового рельефа, сформированную в дяхтарское время. Карст не оказывал прямого воздействия на образование пролювиальных отложений, породы дяхтарской толщи препятствовали его дальнейшему развитию. Главную роль в накоплении осадков играла эрозионная деятельность. Продуктивный пласт верхней залежи плащевидной формы облекает неровности раннеукугутского рельефа.

Основной объем залежи слагают мелкогалечные конгломераты, гравелиты со значительным количеством щебня и дресвы, характеризующиеся исключительно плохой промытостью и окатанностью обломочного материала, представленного местными породами. Кроме конгломератов в продуктивном пласте присутствуют отложения смешанного состава – песчаники и алевролиты с примесью гравия, гальки, дресвы и щебня.

Первая очередь россыпи Нюрбинская была разведана с применением буровой системы в 1996–2001 гг. Методика и техника разведочных работ, плотность разведочной сети, достоверность отбора, обработки проб и аналитических работ соответствуют сложности геологического строения месторождения, действующим законодательным и нормативным документам по геологическому изучению, разведке месторождений алмазов и прошли апробацию в ГКЗ МПР РФ.

При отработке россыпи ГКЗ рекомендовала провести опережающую эксплуатационную разведку для уточнения контуров россыпи, особенностей распределения алмазов (была проведена в горном отводе карьера Нюрбинский по ежегодным проектам, согласованным с органами Ростехнадзора), а также изучить технологические свойства песков.

Для получения достоверных исходных данных для безопасного ведения работ, оперативного планирования горно-подготовительных, нарезных и очистных работ и обеспечения наиболее полного извлечения алмазов из недр разведочные работы выполнялись в соответствии с «Положением о порядке проведения геолого-разведочных работ по этапам и стадиям». Методика эксплуатационной разведки россыпи заключалась в бурении кустов скважин КБ диаметром 151 мм по сети 80×40 м со сгущением до 40×20 м. Буровая сеть по сравнению с детальной разведкой в большей части россыпи сгущалась в 4 раза.

В 2007–2010 гг. Ботуобинской геолого-разведочной экспедицией по объекту Россыпной осуществлена разведка второй очереди разрабатываемого месторождения погребенной россыпи Нюрбинская за пределами разведанных запасов в контурах блоков I-P_1 и IV-P_1 (участок № 3, целиковая часть, за пределами контура разноса карьера Нюрбинский). Здесь применялась сеть кустовых скважин (по три скважины диаметром 151 мм) 100×50 м. Данная методика прошла апробацию при защите отчета с подсчетом запасов в ФБУ «ГКЗ» МПР РФ (протокол № 2650 от 14.12.2011 г.).

В настоящее время Ботуобинская геолого-разведочная экспедиция проводит работы по оценке флангов россыпи Нюрбинская (объект Россыпной-Б). Основным техническим средством оценки и разведки россыпи Нюрбинская, учитывающим оптимальное соотношение достоверности получаемых данных, стоимости геолого-разведочных работ и доступности технических средств, остается бурение кустовых скважин (по две колонковые скважины диаметром 172 мм, на флангах и в местах уменьшения мощности верхней залежи – по три-четыре).

По целиковой части россыпи за пределами разведанных запасов предусматривается использование и развитие ранее созданной поисковой прямоугольной (200×100 м) буровой сети кустовыми скважинами северо-восточного заложения (с подсчетом запасов по категории C_2 в верхней залежи и оценкой прогнозных ресурсов по категории P_1 в нижней). Для оценки достоверности данных о геологическом строении, условиях залегания и морфологии полезного пласта на участке детализации предусматривается пройти кусты скважин по сети 50×50 м или 100×50 м (с подсчетом разведанных запасов в верхней залежи по категории C_1, в нижней – C_2).

В 2013 г. Ботуобинская геолого-разведочная экспедиция завершила поисковые работы по объекту Промышленный-4. Одной из основных геологических задач работ являлось уточнение параметров алмазоносности продуктивных пластов (залежей) на флангах россыпи Нюрбинская.

Для защиты в ФГУ «ГКЗ» и для обоснования продолжения разведки третьей очереди на юго-западном фланге второй очереди россыпи Нюрбинская было пройдено 15 кустов поисково-оценочных скважин диаметром 172 мм. Результаты полученной геологической информации внушают определенный оптимизм. По ним видно, что россыпь (с кондиционными содержаниями) прослеживается далее на юго-запад.

ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ КОСМИЧЕСКИХ ГИПЕРСПЕКТРАЛЬНЫХ СНИМКОВ ПРИ ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫХ РАБОТАХ НА ТВЕРДЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

А. А. Кирсанов, К. Л. Липияйнен, М. Ю. Смирнов
ФГУП «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург

В России в условиях закрытости и труднодоступности большей части территории суши требуется применение новых передовых технологий с использованием современных данных дистанционного зондирования Земли. Одним из перспективных направлений повышения эффективности прогнозно-поисковых работ на твердые полезные ископаемые (золото, серебро, платина, медь, уран, редкоземельные металлы и др.) является применение инновационных технологий с использованием материалов космоаэрогиперспектральной съемки. Эти технологии основаны на построении изображений земной поверхности в каждом из узких интервалов (около 10 нм) регистрируемого спектра электромагнитных волн и отраженного, и собственного теплового излучения природных объектов.

Гиперспектральные изображения используются для определения и картирования минералов по их спектрам, которые показывают отражение материала вдоль амплитуды волны. Многие минералы имеют уникальный спектр отражения и поглощения, по которому и могут быть выделены. При этом регистрируется смешанный сигнал от всех минералов, входящих в каждый пиксел. Спектры минералов отличаются большим разнообразием и определяются минеральным составом, типом кристаллической решетки и размером зерен. С помощью материалов гиперспектральных съемок при прогнозно-поисковых работах возможна диагностика по спектральным характеристикам отдельных индикаторных минералов или минеральных ассоциаций для выделения большинства рудных объектов. Поскольку рудные компоненты во многих типах месторождений составляют лишь незначительные проценты от общей массы, индикаторами рудных тел являются околорудные изменения рудовмещающих пород, которые могут быть зафиксированы на материалах гиперспектральных съемок.

О значимости околорудных изменений писали Н. Н. Курек и Н. И. Наковник, отмечая, что горные породы, метасоматически измененные в результате магматогенных рудоотлагающих процессов, – особая группа минеральных образований, имеющая важное поисковое значение. Процессы, вызывающие формирование этих пород носят название, соответствующее образующимся породам (грейзенизация, скарнирование, пропилитизация, баритизация, лиственитизация) или развивающимся в породах характерным минералам (окварцевание, серицитизация, хлоритизация, серпентинизация, карбонатизация, баритизация, каолинизация и др.). Метасоматически измененные породы наиболее тесно связаны с магматогенными минеральными месторождениями: они результат проявления постмагматических пневматолитовых или гидротермальных процессов, которые могут сопровождать формирование промышленных месторождений, но могут протекать и без образования последних. С другой стороны, можно утверждать, что всякое магматогенное минеральное месторождение сопровождается метасоматическими изменениями вмещающих пород.[1] К индикаторам околорудных изменений рудовмещающих пород, которые фиксируются на гиперспектральных изображениях, относятся альбит, алунит, барит, галенит, гематит, гипс, кальцит, каолинит, кварц, лимонит, монтмориллонит, пирит, серицит, сфалерит, сидерит, халькопирит, хлорит, эпидот.

В ФГУП «ВСЕГЕИ» по заданию Роснедр проводятся работы в горно-складчатых регионах России по картированию минералов – индикаторов геологических обстановок, перспективных на выявление полезных ископаемых, имеющих, по данным ASTER, 14 спектральных диапазонов. В центре дистанционных методов исследований ФГУП «ВСЕГЕИ» разработана методика обработки гиперспектральных данных ASTER на основе программного продукта ENVI с использованием библиотеки спектров минералов и горных пород, полученных в полевых условиях или в лаборатории. Методика предполагает ряд последовательных технологических операций, результатом которых является построение схем распределения минералов – индикаторов полезных ископаемых. Прогнозная интерпретация полученных схем проводится с использованием карт геологического содержания – геологической, геохимической, минерагенической и полезных ископаемых на район работ.

В ходе работ на 60 участках на Урале, в Сибири и на Дальнем Востоке установлены минералы – индикаторы околорудных изменений горных пород. На площади листа P-60 были известны проявления золота, металлометрические ореолы и проявления золоторудной минерализации в игнимбритах, липаритах и их туфах, прорванных интрузиями монцонитов, субвулканическими липаритами и дайками основного состава. Золото локализовано в основном в сульфидно-кварцевых жилах, получивших пре-

[1] **Измененные** околорудные породы и их поисковое значение : Тр. ВСЕГЕИ [Текст] / Ред. Н. Н. Курек. – М. : Госгеолтехиздат, 1954. – 270 с.

имущественное развитие среди гидротермально измененных вулканитов в зонах и участках их окварцевания, сульфидизации и развития вторичных кварцитов (фации монокварцитов или кварцево-гидрослюдистая) и т. д. Рудные тела сложены кварцем, редко флюоритом, рудные минералы представлены пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, реже встречаются сфалерит, галенит, гематит. Индикаторные минералы на проявления золота и околорудные изменения во вмещающих вулканитах – кварц, гидрослюда (серицит) и сульфиды (сфалерит, арсенопирит, галенит и халькопирит). Обработка данных ASTER позволила дополнительно выделить участки гидротермально измененных вулканитов, потенциально перспективных на Au минерализацию.

На одной из площадей исследований в пределах листа M-54 известны рудопроявления золота и молибдена. Первые установлены в экзоконтактах интрузий гранодиоритов и гранит-порфиров палеоцена: одно залегает во вмещающих песчано-сланцевых отложениях, другое – в поле развития порфиритов верхнего мела. Вмещающие породы подверглись ороговикованию, гидротермальному изменению и сульфидизации. Оруденение локализовано в кварцевых и кварц-серицитовых с сульфидами (или без них) жилах и прожилках. Кроме того, кварцевые и кварц-сульфидные жилы отмечены и в пределах интрузии. Из сульфидов в пунктах минерализации отмечены пирит, арсенопирит, халькопирит, в отдельных случаях присутствуют розетки молибденита. Молибденовое оруденение также может быть приурочено к зонам дробления в измененных гранодиоритах. Минералы – индикаторы геологической обстановки, благоприятной для золоторудной минерализации, – кварц, серицит, пирит, арсенопирит, халькопирит. Молибденит – дополнительный индикатор молибденовой минерализации. Фигуративные точки минералов-индикаторов локализуются и в интрузивах (на северо-западе площади), и в ближних и среднеудаленных экзоконтактах гранодиоритового массива. Отдельная группа точек отмечается в поле развития вулканитов на юге площади.

В пределах листа P-58 известны пункты хромитовой минерализации преимущественно в дунитах, реже в гарцбургитах Водораздельного массива. Они представлены линзовидными (до 0,5–1,5 м) изометричными (до 1 м) участками массивного в центре и вкрапленного по периферии хромитового оруденения. Индикаторные минералы геологической обстановки хромитоносности – это прежде всего, хромит, а также оливин, ортопироксен (энстатит), клинопироксен (авгит), иногда обнаруживается хромовый гранат (уваровит). Ореол ртутной минерализации пространственно ассоциирует с хромитоносными ультрамафитами. Проявления киновари приурочены к лиственитам по серпентинизированным ультрамафитам. Индикаторные минералы ртутной минерализации в данном случае – серпентин и магнезиальный карбонат (магнезит). Фигуративные точки индикаторных минералов сосредоточены главным образом в полях распространения ультрамафитовых пород массива Водораздельный и в их лиственитизированных разновидностях.

Необходимо отметить, что расположение фигуративных точек на схемах носит в той или иной мере вероятностный характер, поэтому достоверность прогноза нуждается в заверке традиционными поисковыми методами. Кроме того, в поле фигуративных точек какого-либо минерала-индикатора вероятны ложные «аномалии», появление которых может быть связано, например, с наличием техногенных объектов.

Опыт проведенных работ показывает, что использование гиперспектральных данных позволяет на ранних стадиях геолого-разведочного процесса установить потенциально перспективные площади на различные виды полезных ископаемых.

СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКАЯ ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНО-МЕДЬ-НИКЕЛЕНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ

Е. В. Кислов
ГИН СО РАН, Улан-Удэ

Северо-Байкальская провинция находится в юго-восточной части складчатого обрамления Сибирской платформы. Здесь широко развиты ультрамафит-мафитовые массивы с ЭПГ-Cu-Ni оруденением. В рифее в пределах Байкало-Муйской островной дуги сформированы Чайский, Гасан-Дякитский и Нюрундуканский синколлизионные и Маринкинский островодужный массивы, а в осевой части Сыннырской рифтогенной структуры – Йоко-Довыренский и Авкитский рифтогенные интрузивы.

Йоко-Довыренский дунит-троктолит-габбровый массив (Байкальское месторождение) расположен в 60 км к северу от оз. Байкал. Базиты и ультрабазиты водораздела рр. Тыя и Ондоко описал М. М. Тетяев в 1915 г., сведения об их никеленосности получены А. С. Кульчицким в 1949 г., а в 1959 г. Ф. К. Чинакаев обнаружил жилы Cu-Ni руд в северо-восточном контакте. В 1960–1963 гг. Л. М. Бабуриным проведены поисково-разведочные работы, в 1989–1993 гг. А. Г. Степиным пересчитаны прогнозные ресурсы: Ni – 147 тыс. т, Cu – 51,01 тыс. т, Co – 9,47 тыс. т. Дуниты рассматриваются как сырье для новых строительных материалов [1, 3, 6, 8].

Линзовидное тело размером 26×3,5 км субсогласно залегает в карбонатно-терригенных отложениях. Краевая зона и отходящие от нее силлы сложены плагиолерцолитами. Выше находятся зоны: ультрамафитов (дуниты, в нижней части плагиоклазсодержащие, в верхней – с обособлениями верлитов, диопсидитов и хромититов); ритмичного чередования плагиодунитов и троктолитов; троктолитов и оливиновых габбро; массивных оливиновых габбро; оливиновых габброноритов. Габбро-нориты слагают тела дополнительного внедрения в подошву и кровлю массива.

ЭПГ-содержащее Cu-Ni оруденение приурочено к плагиолерцолитам, реже габброноритам. В плагиоперидотитах вкрапленные руды прослеживаются согласно простиранию до 1400–1700 м при мощности 8–25 м (в раздувах до 80 м), оруденение имеет классический состав. В габброноритах пониженные содержания пентландита, больше халькопирита, ильменита, есть сульфоарсенидная минерализация. Массивное оруденение представлено жилообразными телами сульфидных руд внутри ареалов сульфидной вкрапленности в основном на северо-восточном фланге массива (уч. Озерный). Жильные и густовкрапленные руды протягиваются вдоль контакта массива, приурочены к системе сдвиговых трещин. Средние содержания в различных типах руд:

– в плагиоперидотитах: убогое – Ni 0,12, Co 0,01, Cu 0,03 мас. %; рассеянно-вкрапленное – Ni 0,14, Co 0,02, Cu 0,06 мас. %; густовкрапленное – Ni 0,91, Co 0,06, Cu 0,35 мас. %;

– в габброноритах: вкрапленно-прожилковое – Ni 0,68, Co 0,05, Cu 0,49 мас. %; жильное (массивное и брекчиевидное) – Ni 1,82, Co 0,10, Cu 0,48 мас. %.

Отмечается повышенная кобальтоносность: отмечены кобальтин, повышенные содержания Co в пентландите, виоларите, никелине, макинавите, в герсдорфите до 12,9 мас. % Co. Pd резко преобладает (0,03–1,50 г/т) над Pt (0,02–0,27 г/т) при отношении Pt/Pd=0,06–0,71. Концентрация остальных ЭПГ достигает: Rh – 0,02, Ru – 0,05, Ir – 0,03 и Os – 0,02 г/т. Максимальные содержания ЭПГ и Au (до 0,66 г/т) установлены в жильных рудах, в них также обнаружены сперрилит, геверсит, садбериит, мертиит I, налдретит, электрум. В маухерите отмечено 0,08–0,19 мас. % Pd.

Горизонт малосульфидного оруденения ЭПГ зафиксирован на границе расслоенной троктолит-плагиодунитовой и оливин-габбровой зон, прослежен на 20 км по простиранию и 1 км вглубь по рельефу. Оруденение приурочено к шлиро- и жилообразным телам такситовых лейкогаббро и анортозитов мощностью до 1 м (редко более), часто обрамленных габбро-пегматитами. По простиранию тела протягиваются согласно расслоенности массива до 10–20 м, образуя прерывистый горизонт. Концентрации Pt достигают 4,1, Pd – 7,8 г/т при содержаниях Cu до 0,71, Ni 0,43, S 1,60 %. В большинстве проб Pt преобладает над Pd – Pt/Pd до 2,93. Концентрация других ЭПГ достигает: Os – 0,02, Ir – 0,13, Ru – 0,06 и Rh – 0,08 г/т. Золото распределено крайне неоднородно с максимальным содержанием 3,34 г/т. Обнаружено 16 минералов ЭПГ, преобладают мончеит, потарит и тетраферроплатина. Содержания Pd в пентландите до 360 г/т. Зафиксированы самородные Au, Ag, электрум, стефанит, аргентит и амальгама. Прогнозные ресурсы (т): Pt 66, Pd 46,2 и Au 46,2. Тела малосульфидного оруденения отмечаются выше по разрезу, но их мощность, содержания цветных и благородных металлов закономерно снижаются к кровле интрузива.

Намеченный на 2007 г. аукцион на право геологического изучения (поиск, разведка) и добычу был отменен, поскольку по массиву проходит граница Центральной экологической зоны Байкальской природной территории. Тем не менее наиболее богатый уч. Озерный находится за ее пределами, в бассейне р. Лена, что оставляет возможность хозяйственного освоения месторождения.

Авкитский массив с Cu-Ni оруденением [4] обнаружен В. П. Бушуевым на юго-западном фланге Холоднинского Pb-Zn месторождения на водоразделе рр. Холодная и Тыя в 1970-х гг. Представляет собой удлиненно-линзовидное тело длиной 1400 м, приуроченное к Авкитскому разлому. Массив вскрыт буровыми скважинами с северо-западного контакта. По геофизическим данным ширина не превышает 400 м. Ультрабазиты залегают согласно с вмещающей толщей нижнего протерозоя, метаморфизованы до антигоритовых и лизардит-антигоритовых серпентинитов, актинолит-хлоритовых, серпентин-тремолит-карбонатных пород. Неизмененные дуниты и перидотиты встречаются редко.

Сульфидное оруденение установлено в лежачем эндоконтакте в амфибол-серпентин-хлоритовых породах выше ксенолита кварц-карбонатных роговиков. Линейная зона мощностью около 15 м имеет постепенные контакты. Оруденение вкрапленное и прожилково-вкрапленное с постепенными переходами в безрудные метагипербазиты. Сидеронитовые руды содержат до 25–30 об. % сульфидов. Размеры вкрапленников от сотых долей миллиметров до нескольких сантиметров. Преобладают пирротин (80–85 %), халькопирит (15–18 %), пентландит (2–5 %). Сульфиды замещаются магнетитом и виоларитом. Отмечены ильменит, титаномагнетит, пирит, мельниковит, сфалерит, макинавит, кубанит, сперрилит (?). Содержание в руде по керну скв. 15: Ni – 0,54 %, Co – 0,032, Cu – 0,135 % (в инт. 18,5 м), Ti – до 1 %. Повышенные содержания благородных металлов пока не обнаружены, максимальные: Au – 0,14 г/т в слюдите, Pt – 0,055 г/т в биотит-хлорит-амфиболовой породе с густой сульфидной вкрапленностью, Pd – 0,0071 г/т в сидеронитовой руде.

Авкитский массив высокожелезистых и высокотитанистых ультрамафитов в этом районе не единственный. К северо-востоку в той же зоне Чуя-Холоднинского разлома известны тела интенсивно серпентинизированных ультрабазитов. Верхнехолоднинский линзовидный массив ультрамафитового состава находится в верховьях р. Холодная в сланцах тыйской свиты. Линзовидные тела ультрамафитов отмечены по правобережью р. Чая среди мраморов авкитской свиты на фланге Овгольского полиметаллического проявления у подножия Сыннырского хребта.

Ультраосновные силлы обнаружены в северо-западном борту Сыннырской рифтогенной структуры вблизи северо-восточного выклинивания Йоко-Довыренского массива: один (мощностью 10–15 м) залегает среди углеродистых сланцев и кварцитов асектамурской свиты на склоне горы Вершина Тыи, второй (мощностью 2–4 м) – в экзоконтакте Йоко-Довыренского массива среди мраморизованных карбонатных пород ондокской свиты, представлен шрисгеймитами с сульфидной минерализацией. Еще в 1965 г. Г. И. Поликарповым выявлены сульфидные Cu-Ni проявления в пикрит-диабазах, пикритах по юго-восточному склону Сыннырского хребта на участках Высотном, Снежном, Амнундакан. Это показывает необходимость изучения автономных никеленосных ультрамафитов в районе между Йоко-Довыренского и Чайского массивами.

Чайский дунит-перидотит-габброноритовый массив впервые обследован в 1952 г. А. А. Малышевым, Cu-Ni оруденение открыто В. П. Сафроновым в 1962 г., а геолого-разведочные работы проводились до 1968 г. В 1986–1990 гг. А. Г. Степин проследил оруденение на глубину 1000–1200 м, оценив запасы (Ni – 260 тыс. т, Cu – 86 тыс. т, Co – 10,7 тыс. т при средних содержаниях 0,55, 0,18 и 0,023 мас. % соответственно) и прогнозные ресурсы (Ni – 800 тыс. т, Cu – 270 тыс. т, Co – 33 тыс. т) [7, 9].

Массив расположен на северо-западном склоне Верхнеангарского хребта в 90 км северо-восточнее северной оконечности оз. Байкал. Это юго-западная часть Безымянного плутона, отделенная от него правосторонним сдвигом. Собственно Чайский массив имеет размеры 1,5×5,0 км и слагает водораздел в междуречье Чая – Огиендо. Центральная часть составлена серпентинизированными дунитами, по периферии – плагиоперидотитами, в основном плагиолерцолитами. Между дунитами и плагиоперидотитами как постепенные переходы, так и рвущие взаимоотношения. Оливиновые габбро-нориты и троктолиты в восточной части интрузива переслаиваются с перидотитами. Вторую интрузивную фазу слагают безоливиновые габбронориты и роговообманковые габбро. Они окаймляют ультрабазиты, образуя многочисленные жилообразные тела в ультрамафитах, сопровождаемые оторочками контактово-реакционных пироксенитов, представленных вебстеритами, ортопироксенитами, их оливин- и плагиоклазсодержащими разностями. С пироксенитами связана большая часть Cu-Ni оруденения. С плагиовебстеритами в эндоконтакте габброноритов с вмещающей метаморфической толщей ассоциирует пирротиновое оруденение.

Cu-Ni оруденение сосредоточено в осевой части ультрамафитового ядра плутона и прослеживается в субширотном направлении на 900–950 м при средней мощности рудной зоны 100 м. При бортовом содержании Ni 0,5 % выделено 20 кулисообразно располагающихся рудных тел субвертикального падения. Наиболее крупные – №№ 2, 3 и Огиендо. Оруденение сопряжено с пироксенитами и сечет внутреннюю структуру интрузива. Внутри рудной зоны оруденение локализуется либо в пироксенитах, либо на их контакте с перидотитами и дунитами. Мощность рудных тел составляет первые метры, реже до 15–20 м, по простиранию они прослеживаются на 100–200 м, реже до 400 м. Границы рудных тел постепенные, установлены по результатам опробования. Интенсивность оруденения до глубины 200–250 м остается примерно постоянной, затем убывает. На глубоких горизонтах (1000 м) оруденение выклинивается, переходя в маломощные зоны рассеянно-вкрапленных руд. Рассеянно-вкрапленное оруденение распространено наиболее широко. Содержание сульфидов составляет в среднем 3–5 об. % (акцессорная вкрапленность). Помимо главных рудных минералов (пирротина и пентландита) содержатся халькопирит, в меньшей степени – магнетит, ильменит, хромшпинель, макинавит, виоларит, сфалерит и кубанит. Густовкрапленные руды отличаются повышенным содержанием сульфидов (30–50 об. %), приуроченностью к пироксенитам, троилит-пентландит-халькопирит-кубанитовой ассоциацией. Текстура вкрапленная, прожилково-вкрапленная, сидеронитовая. Средние содержания: Ni – 1,28, Co – 0,05, Cu – 0,38 мас. %. Массивных руд немного, они локализуются в пироксенитах тектонических зон и окружены ареалом вкрапленных руд. Минеральный состав: пирротин, пентландит, халькопирит, в единичных случаях сфалерит, кобальтин, хромшпинель, пирит; средние содержания: Ni – 5,58, Co – 0,19, Cu – 1,70 мас. %. Брекчиевидные руды состоят из обломков дунитов и перидотитов, сцементированных сульфидизированными пироксенитами, количество сульфидов варьирует от 5–10 до 50 об. %. Характерна ассоциация троилита с гексагональным пирротином, пентландитом и халькопиритом. Присутствуют магнетит, ильменит, кубанит, титаномагнетит, макинавит, хромит, сфалерит, валлериит. Средние содержания Ni – 1,70, Co – 0,09, Cu – 0,60 мас. %. Рудные бластомилониты распространены мало, встречаются в виде линз длиной 10–15 м, сложенных богатыми (до 11 мас. % Ni) тонкозернистыми «матовыми»

рудами, которые состоят из примерно равных количеств пентландита (40–45 %) и пирротина (45–52 %) с незначительной долей халькопирита (3 %). Средние содержания: Ni – 6,10, Co – 0,14, Cu – 0,35 мас. %.

Руды Чайского месторождения характеризуются преобладанием Ni над Cu, наиболее никелистые руды (Ni/Cu до 12,5) характерны для ортопироксенитов с богатым вкрапленным оруденением и рудных бластомилонитов. Содержание Co и Ag определяется количеством пентландита. Содержания благородных металлов низкие: Pt не превышает 0,00n г/т, Pd и Au – 0,0n г/т.

В 2007 г. был проведен аукцион на право геологического изучения (поиски, разведка) и добычу на Чайской площади. Аукцион выиграло ОАО «Бурятзолото». Но поскольку лицензия не была оплачена, ее впоследствии аннулировали.

Гасан-Дякитский массив напоминает Чайский, расположен юго-западнее него в верховьях одноименной реки в 40 км к северо-востоку от оз. Байкал. Cu-Ni проявления отмечены В. А. Чабаненко в 1964 г., в 1966 г. В. П. Бушуевым проведены поисково-оценочные работы. Интрузив линзовидной формы площадью около 27 км^2 вытянут в северо-восточном направлении. Дуниты, перидотиты, пироксениты слагают ряд мелких линзовидных или неправильной формы тел. Троктолиты и оливиновые габбро отмечаются совместно с ультрамафитами. Основную часть массива составляют оливиновые и безоливиновые габбронориты, на их контакте с ультрабазитами отмечаются реакционные пироксениты [9]. Отмечены сплошные, брекчиевидные, прожилково- и гнездово-вкрапленные сульфидные руды. Бедная рассеянная вкрапленность сульфидов свойственна всем ультрабазитам, включая серпентиниты. Богатые вкрапленные и сплошные руды отмечены в слабо метаморфизованных габбро-норитах. Массив недостаточно изучен, поскольку находится в Центральной экологической зоне Байкальской природной территории, где добыча металлических руд запрещена.

Нюрундуканский массив расположен в 10 км к северо-востоку от северной оконечности оз. Байкал на водоразделе рр. Нюрундукан и Кичера. Cu-Ni проявления отмечены в 1964 г. В. А. Чабаненко и Ф. К. Чинакаевым, в 1964–1965 г. В. П. Бушуев провел там поисково-оценочные работы. Массив обнажается на площади около 85 км^2. Гипербазиты тяготеют преимущественно к северо-восточному флангу. Выделены три фазы внедрения: дифференцированная серия от плагиодунитов до оливиновых габбро, безоливиновые габброиды и мелкозернистые офитовые габбро [9]. Cu-Ni минерализация приурочена к ультраосновным породам, особенно к зонах трещиноватости и развития пегматоидных жильных габбро. В. П. Бушуев отметил синегенетические вкрапленные руды в гипербазитах и эпигенетические зоны вкрапленных руд в габбронноритах и оливиновых габбро. Он показал, что проявления отличаются крайне неравномерным шлировидным характером оруденения, имеют незначительные размеры. Рекомендованы постановка геологических поисков с геофизическими исследованиями в юго-западной и юго-восточной части массива и механическое колонковое бурение глубиной 300 м в зоне № 1 (уч. Н. Бракочекар). Интрузив находится в Центральной экологической зоне Байкальской природной территории, где запрещена добыча полезных ископаемых.

Маринкинский дунит-троктолит-габбровый массив расположен в бассейне руч. Маринкинский, впадающего в р. Тулдунь (левый приток р. Витим), в западном складчатом обрамлении Муйской глыбы. Впервые закартирован Г. А. Кибановым в 1961–1963 гг. с рекомендациями на поиски Cu-Ni проявлений. В 1964 г. В. С. Косинов отметил вкрапленность сульфидов в ультрабазитах с отрицательной оценкой никеленосности. В 1968 г. массив изучил Э. Л. Прудовский, зафиксировавший зоны Cu-Ni оруденения [2, 9, 10]. Массив имеет концентрически-зональное внутреннее строение. Площадь около 11 км^2. Врезом русла ручья по вертикали вскрыт на 700 м, в русле обнажаются метаморфизованные основные эффузивы. Центральную часть слагают дуниты и плагиодуниты, образующие вытянутое в субмеридиональном направлении эллипсовидное тело площадью около 2 км^2. В северо-восточной части вскрывается расслоенная серия: чередование троктолитов, плагиодунитов, перидотитов, переходящих в более однородные оливиновые габбро и оливиновые габбронориты. Периферийная часть (исходно троктолиты и оливиновые габбро) изменена в цоизитовые, цоизит- и соссюрит-актинолитовые породы.

Площадная рассеянная вкрапленность пирротина и пентландита встречается практически во всех разновидностях ультрабазитов, количество сульфидов не превышает 0,5–1 %. Вкрапленность представлена троилитом и пентландитом, реже халькопиритом. Характерны мелкие (до 1 мм) сульфидные вкрапленники в интерстициях оливина, реже цепочкообразные выделения по стыкам и трещинкам породообразующих минералов, очень мелкие (<0,01 мм) эмульсионные и каплевидные включения внутри зерен оливина и плагиоклаза. Соотношение пентландита и троилита колеблется от 90:10 до 70:30. В пентландите отмечается маккинавит. Халькопирит встречается в единичных зернах по периферии пентландит-троилитовых вкрапленников, в поздних прожилках вторичных силикатов с кубанитом, образуя в нем пластинчатые структуры распада твердого раствора.

Обнаружены две линейные зоны (100×500 и 100×750 м) гнездово-вкрапленного оруденения северо-западного простирания, приуроченные к разрывным нарушениям. В зонах отмечаются участки

брекчированных руд того же простирания. На фоне сульфидной рассеянной вкрапленности встречаются участки с концентрацией сульфидов более 10 % с ветвистыми прожилками и маломощными линзочками сульфидных обособлений длиной до 1–1,5 см. Иногда такие прожилки достигают 10–15 см в длину и 0,1–0,2 см в поперечнике. Размер зерен сульфидов 0,5–2 мм, реже 2–4 мм. Главные рудные минералы – пирротин, пентландит, реже халькопирит, часто встречаются хромит и магнетит, в небольшом количестве – халькозин и виоларит. В отдельных случаях в пирротине отмечаются пластинчатые выделения троилита. Пентландит обычно ассоциирует с пирротином, реже присутствует в виде самостоятельных неправильных обособлений, составляя 30–60 % сульфидов, нередко замещается виоларитом. Халькопирит развит среди других сульфидов в значительно меньшем количестве, преимущественно по периферии сульфидных вкрапленников. В отдельных случаях халькопирит образует мелкие прожилки, в которых часто замещается халькозином. По данным бороздового и штуфного опробования содержание Ni в рудных зонах достигает 0,349, Co – 0,089 и Cu – 0,2 мас. %.

Нами повышенные содержания благородных металлов не установлены: Pt – до 20 мг/т, Pd – 63 мг/т и Au – 15 мг/т, но в двух пробах дунитов отмечено 210 мг/т Pt. Но по данным Бурятнедр (раздел «Минерально-сырьевой комплекс» Программы социально-экономического развития Республики Бурятия на 2002–2004 гг.), содержания Pt и Pd составляют до 0,5 г/т и до 0,65 г/т соответственно, прогнозные ресурсы P_2 – 80 кг, P_3 – 8 т.

Экономико-географическое положение массива благоприятное. Он находится в 2 км от дороги Ирокинда – Бамбуйка для автомобилей повышенной проходимости и в 25 км от пос. Ирокинда (рудник ОАО «Бурятзолото»). Вблизи массива АО «Артель старателей «Западная» разрабатывает Кедровское золоторудное месторождение, подготавливается к освоению Моховое Sn месторождение, планируется строительство Мокской ГЭС, цементного завода и железнодорожной ветки Таксимо – Бамбуйка. Однако необходима дальнейшая оценка массива не только на Cu-Ni оруденение, но и на хромиты, требуется также изучение свежих дунитов как минеральной добавки в цемент и наполнителя для тяжелых бетонов [5].

Выводы

Представленные материалы показывают наличие целого Cu-Ni-оруденения в рудном узле в районе Холоднинского месторождения, подготавливаемого к эксплуатации корпорацией «Металлы Восточной Сибири». Маринкинский массив, расположенный значительно восточнее, также находится в развивающемся горнорудном районе.

Особый интерес представляют слабоизученные небольшие, в том числе дайкоподобные тела, с которыми связана сульфидная минерализация. Ранее они считались бесперспективными из-за небольшого объема интрузивных тел. Но сейчас доказано, что часто богатые Cu-Ni руды формируют рудные тела в небольших интрузивах, подводящих каналах, вследствие перепадов скорости течения магмы и коровой контаминации. По отдельности эти объекты не имеют большого промышленного значения. Но расстояние между никеленосными интрузивами не превышает 30 км, что не является препятствием для работы горно-металлургического комбината. Поэтому Северо-Байкальская никеленосная провинция нуждается в комплексном геологическом доизучении.

Работа выполнена при поддержке проекта МПГК № 592 «Образование континентальной коры в Центрально-Азиатском складчатом поясе в сравнении с современными структурами Западной Пацифики».

Список литературы

1. **Благороднометалльная** минерализация малосульфидного оруденения в Йоко-Довыренском расслоенном массиве (Северное Прибайкалье) [Текст] / Д. А. Орсоев, Н. С. Рудашевский, Ю. Л. Крецер, Э. Г. Конников // Докл. РАН. – 2003. – Т. 390, № 2. – С. 233–237.

2. **Грудинин, М. И.** Базит-гипербазитовый магматизм Байкальской горной области [Текст] / М. И. Грудинин. – Новосибирск : Наука, 1979. – 156 с.

3. **Качаровская, Л. Н.** Сульфидные медно-никелевые руды Йоко-Довыренского расслоенного плутона (состав и условия образования) : Автореф. дис. … к. г.-м. н. [Текст] / Л. Н. Качаровская. – Улан-Удэ, 1986. – 20 с.

4. **Кислов, Е. В.** Авкитское медно-никелевое проявление в поле Холоднинского свинцово-цинкового месторождения и его аналоги [Текст] / Е. В. Кислов // Анализ состояния и развития Байкальской природной территории: минерально-сырьевой комплекс. – Улан-Удэ : Изд-во БНЦ СО РАН, 2006. – С. 24–27.

5. **Кислов, Е. В.** Дуниты Йоко-Довыренского массива и возможности их использования [Текст] / Е. В. Кислов, Л. И. Худякова, О. В. Войлошников // Минеральное сырье Урала и его использование. – 2009. – № 6. – С. 17–23.

6. **Кислов, Е. В.** Йоко-Довыренский расслоенный массив [Текст] / Е. В. Кислов. – Улан-Удэ : Изд-во БНЦ СО РАН, 1998. – 264 с.

7. **Конников, Э. Г.** Чайское медно-никелевое месторождение [Текст] / Э. Г. Конников, А. А. Цыганков, Д. А. Орсоев // Месторождения Забайкалья. Т. I, кн. 1. – М. : Геоинформмарк, 1995. – С. 78–84.

8. **Палладиево-платиновая** минерализация в жильных Cu-Ni рудах Йоко-Довыренского расслоенного массива [Текст] / Н. С. Рудашевский, Ю. Л. Крецер, Д. А. Орсоев, Е. В. Кислов // Докл. РАН. – 2003. – Т. 391, № 4. – С. 519–522.

9. **Цыганков, А. А.** Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии [Текст] / А. А. Цыганков. – Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2005. – 306 с.

10. **Kislov, E. V.** Marinkin massif – platinum metals-nickel-copper locality at Middle Vitim mountain region, East Siberia [Text] / E. V. Kislov, A. V. Malyshev, D. Orsoev // Northwestern Geology. – 2009. – Vol. 42. – P. 185–188.

НЕРУДНОЕ СТРОИТЕЛЬНОЕ СЫРЬЕ БАРГУЗИНСКОЙ ВПАДИНЫ: УСЛОВИЯ И ЛИТОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ (ВОСТОЧНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

В. Л. Коломиец

ГИН СО РАН, Новосибирск

Баргузинская впадина относится к восточному флангу Байкальской рифтовой зоны и расположена между поднятиями Баргузинского и Икатского горных хребтов, имеет северо-восточное простирание, ее длина 200 км при ширине от 20 до 35 км. Днище котловины состоит из наклонной предгорной пролювиальной равнины, развитой вдоль уступа Баргузинского хребта, аллювиального террасового комплекса р. Баргузин и подгорной полосы песчаных увалов (куйтунов) аллювиально-озерного генезиса по периметру юго-восточного Икатского склона в средней, наиболее расширенной части депрессии. Такая литологическая мозаичность рыхлых отложений представляет важный практический интерес в качестве разнотипного сырья для строительной промышленности.

Песок для производства силикатных изделий

Пригодность отложений псаммитовой структуры для изготовления силикатной продукции автоклавного твердения определяется ОСТ 21-1-80, согласно которому пески, пригодные для выработки силикатного кирпича, на поисковом этапе должны соответствовать следующим условиям (%): 1) фракция 5–10 мм ≤10; 2) фракция <0,14 (A_0) ≤70; 3) фракция <0,05 (алевритовые и глинистые частицы) ≤20; 4) модуль крупности (M_k) не нормируется.

На стадии детальной разведки устанавливается химический состав силикатных песков – содержание SiO_2, Na_2O+K_2O (в пересчете на Na_2O), сернистых и сернокислых соединений (в пересчете на SO_3) и слюды (%): 1) SiO_2 ≥50; 2) Na_2O+K_2O ≤7,2; 3) SO_3 ≤2,0; 4) слюды ≤0,5. Исходя из требований отраслевого стандарта, поисковая стадия изысканий должна опираться на два критерия: 1) литологический: зерновой состав полезного компонента по размерности частиц от 0,001–0,01 до 10 мм и 2) генетический: генотипы материковых осадочных образований (лимний, аллювий, пролювий, эоловые наносы) состоят из частиц указанной размерности.

В Баргузинской впадине отложения флювиальной и лимнической групп аквального парагенетического ряда получили очень широкое распространение, поэтому дальнейший прогноз на оконтуривание новых площадей силикатных песков самый благоприятный.

Речные и озерные отложения составляют террасовый и пойменный комплексы котловины (преимущественно в них сосредоточены силикатные пески), они доминируют в строении осадочных толщ многих подтвержденных и разведанных месторождений. Отношение процента пригодности проб (ППП) к общему числу анализируемых проб для отложений высокой поймы рек баргузинского водосбора в пределах днищ составляет 66,7, что обусловлено фациальными отличиями обстановок седиментогенеза (см. таблицу). Следовательно, в этом случае, необходимо задействовать новый, фациальный критерий поиска перспективных площадей. По данному признаку нормам ОСТ соответствуют русловые нестрежневые и прирусловые фации речной, а также береговые и латеральные фации озерной макрофаций. Другие фациальные разновидности (перлювиальная, стрежневая из аллювиальной и приглубо-донная из лимнической групп фаций) мало пригодны из-за существенного обогащения псефитами либо алевритами и пелитами.

Низкому террасовому комплексу (I–III надпойменные террасы), состоящему главным образом из осадков речного происхождения, в большей степени обладающих фациальной изменчивостью, не

Процент пригодности проб рыхлых отложений Баргузинской впадины

Генотип	Строительное сырье			
	Силикатные пески	Строительные пески	Крупные заполнители	Мелкие заполнители
aQ_4^1	66,7	33,3	33,3	11,1
$a^1Q_3^4–Q_4^1$	66,7	33,3	11,1	22,2
$a^2Q_3^2$	67,7	19,3	5,9	9,7
$a^3Q_3^1$	66,7	18,1	–	4,2
$la^4Q_2^{3+4}$	81,3	24,7	–	9,3
$al^5Q_2^{1+2}$	95,4	37,9	–	4,6
$al^6Q_1^2–Q_2^1$	89,7	55,1	–	19,2
$al^7E_2–Q_1^1$	87,9	42,4	–	9,1
ap, p	37,5	29,2	5,9	11,1
v	37,5	–	–	–

Примечание. Прочерк в таблице означает непригодность того или иного генетического типа осадочных образований на данный вид строительного сырья.

свойственен весомый ППП (не выше 70 %), напротив ППП песков из высоких террасовых уровней куйтунов (IV–VII) комплексного лимноаллювиального генезиса более стабилен – от 80 до 95 %. С этими образованиями связаны самые крупные по запасам известные месторождения: Улан-Бурга, Гусиха-2, Майское, Право-Аргадинское, Элэсун (см. рисунок).

Месторождение Улан-Бурга находится на левобережье р. Баргузин юго-восточнее с. Курумкан. В его строении участвуют кварц-полевошпатовые алевритовые и тонко-мелкозернистые пески эоплейстоцен-среднечетвертичного возраста. Требуемый компонент залегает на территории в 41 км^2, глубина от 2 до 20 м, вскрыша 1 м, прогнозные запасы 678 млн м^3, условия отработки позитивные.

Месторождение Гусиха-2 расположено в междуречье Большой и Малой Гусихи (левые притоки р. Баргузин). Полезная залежь состоит из кварц-полевошпатового разнозернистого песчаного материала неоплейстоценового возраста. Площадь 10 км^2, вскрытая глубина отработки 5 м, прогнозные запасы 50 млн м^3.

Месторождение Майское выявлено на левобережье р. Баргузин между населенными пунктами Могойто и Майский. Состав осадков представлен кварц-полевошпатовыми с добавками темноцветов алевритистыми, мелко- и среднезернистыми песками. Площадь 4 км^2, мощность залежи до 10 м, вскрыша 1 м, прогнозные запасы 40 млн м^3.

Месторождение Право-Аргадинское расположено в нижнем течении р. Аргада юго-восточнее с. Курумкан. Толща сложена кварц-полевошпатовыми с примесью темноцветов алевритово-тонкозернистыми и мелкозернистыми песками нижне-средненеоплейстоценого возраста. Перспективный ареал 6 км^2, мощность продуктивного горизонта 3 м, прогнозные запасы 18 млн м^3. Вследствие завышенного содержания вредных примесей не рекомендуется для получения легких силикатных бетонов ячеистой структуры.

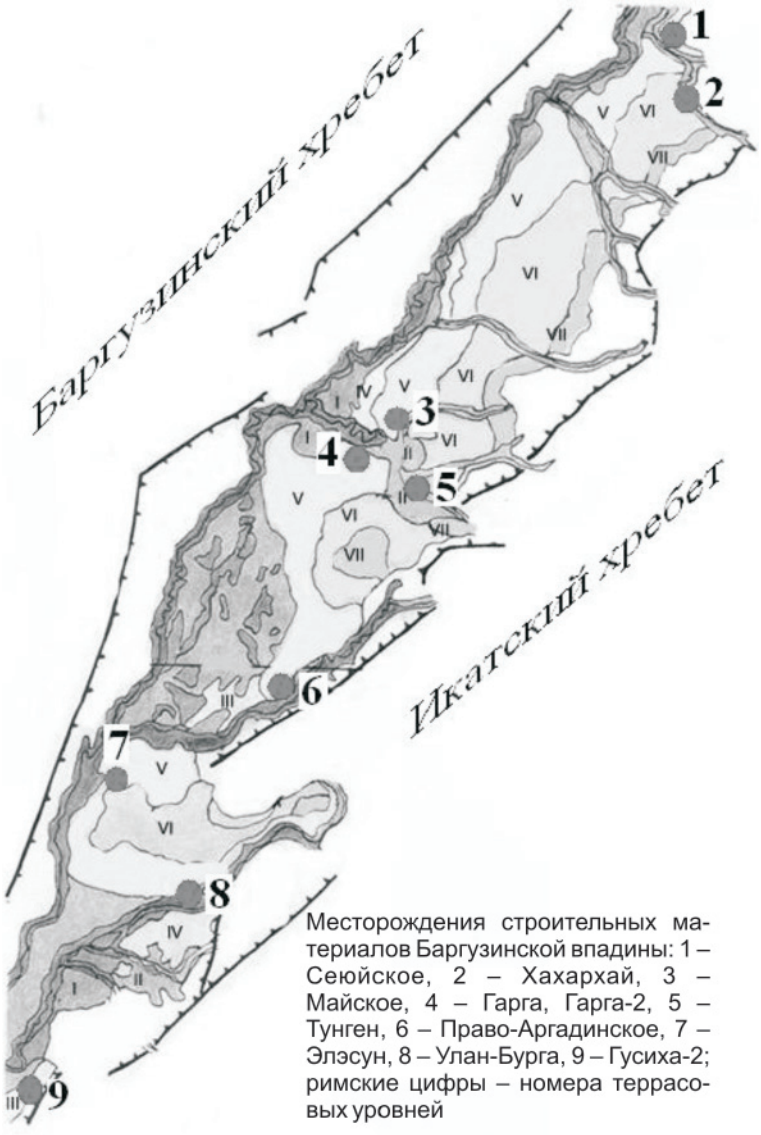
Месторождение Элэсун находится на левом берегу р. Баргузин напротив с. Элэсун. Отложения представлены кварц-полевошпатовыми с примесями темноцветов алевритовыми, а также тонко-мелкозернистыми песками голоценового возраста. Продуктивный ареал 4 км^2, мощность в среднем 3 м, вскрыша 0,2–1,0 м, предполагаемые запасы не менее 12 млн м^3.

Пролювиальные отложения обладают невысоким ППП – фрагментарно соответствуют ОСТ в контурах периферийных фаций предгорных шлейфов и конусов выноса вдоль горного обрамления впадины. Высокое содержание A_0 не способствует и хорошей пригодности *эолового генотипа* (ППП ниже 40 %), имеющего довольно значительное пространственное развитие по поверхностям террасового комплекса Верхнего, Нижнего и особенно Сувинского Куйтунов. Площади и запасы проявлений незначительны, их роль может повыситься лишь при использовании небольших объемов только для местных потребностей и исключении побочных транспортных затрат.

Песок для строительных работ

Пригодность песка для строительных работ определяется техническими условиями ГОСТ 8736-93. Основные требования предъявляются только к зерновому составу – процентному содержанию фракций и значению модуля крупности ($M_к$). Так, песок, используемый в строительных штукатурно-кладочных растворах, должен содержать (%): 1) фракция >10 мм – ≤0,5; 2) фракция 10–5 – ≤10; 3) фракция <0,14 (A_0) – ≤20; 4) глинистые частицы – ≤5–7; 5) $M_к$ – ≥1,0.

Как видим, запросы по качеству строительного песка довольно жесткие, особенно это касается количества алевритово-глинистых частиц. Именно завышенное содержание A_0 в значительной степени обусловливает не очень высокий ППП и, соответственно, избирательность оценок при выборе перспективных площадей. Поэтому на поисковой стадии работ особое внимание следует обратить не на генетические типы осадков в целом, как, например, для песками для производства силикатных изделий автоклавного твердения, а на фациальную изменчивость в пределах каждого генотипа, пригодного для строительных работ. Если для силикатных песков поисковые критерии можно представить в виде ряда «литология – генотип – группа фаций», где главная роль в оценке отводится выделению годных во



Месторождения строительных материалов Баргузинской впадины: 1 – Сеюйское, 2 – Хахархай, 3 – Майское, 4 – Гарга, Гарга-2, 5 – Тунген, 6 – Право-Аргадинское, 7 – Элэсун, 8 – Улан-Бурга, 9 – Гусиха-2; римские цифры – номера террасовых уровней

всей совокупности генотипов, фациальная вариабельность которых с высокой степенью вероятности все равно не выйдет за рамки общей пригодности, то для строительных песков основная функция поискового ряда «литология – генотип – группа фаций» смещается в сторону последней составляющей.

Верхний размерный предел частиц по ГОСТ – 10 мм, поэтому перспективными могут считаться все генотипы осадочных образований, состоящие преимущественно из песков со строго зависимым содержанием пограничных литологических разностей. Такими базовыми генотипами для Баргузинской впадины являются аллювиальные, пролювиальные и лимнические отложения аквального парагенетического ряда континентальных образований.

Аллювиальные и *лимнические отложения* занимают главенствующее положение в разведанных и опоискованных месторождениях строительного песка данной территории. Перспективы обнаружения новых объектов самые благоприятные. Главное условие прогнозных оценок – выделение среди всего разнообразия аллювиального и озерного комплекса фациальных групп и отдельных фаций внутри групп, гидродинамический режим накопления которых дает материал, удовлетворяющий запросам ГОСТ. Наибольший интерес могут представлять группы русловых и пойменных фаций, а именно: фации прирусловой отмели, перекатов, прирусловых валов, пойменных русел, а также группа фаций смешанного озерно-речного генезиса для высоких террас и фации береговых и прибрежных отложений озерной группы. Неперспективны пристрежневая фация (высокое содержание фракций >10 мм), фация внутренней зоны поймы, фация вторичных водоемов пойм, группа фаций старичного аллювия и фации внутренних частей озер (завышенное количество A_0).

Высокий потенциал годности характерен для террасового комплекса. К его разновозрастным осадкам относятся месторождения строительного песка Улан-Бурга (площадь 3 км^2, мощность полезной залежи 10–15 м, запасы 41,7 млн м^3), Право-Аргадинское (3 км^2, 2 м, 6 млн м^3), а также Гарга, Куллук, Сеюйское.

Месторождение Гарга расположено на левом и правом берегах р. Гарга – левого притока р. Баргузин, в 37 км восточнее с. Курумкан. Сложено неоплейстоцен-голоценовыми разнозернистыми кварц-полевошпатовыми песками, ареал распространения 0,5 км^2, вскрытая мощность 1 м, запасы 0,5 млн м^3.

Месторождение Куллук находится на левобережье р. Баргузин, представлено поздненеоплейстоценовыми – голоценовыми разнозернистыми и гравелистыми кварц-полевошпатовыми песками мощностью 1,5 м. Площадь его 0,5 км^2, запасы 0,75 млн м^3.

Месторождение Сеюйское выявлено в северо-восточном замыкании Баргузинской котловины на левом берегу р. Сея, сложено разнозернистыми полевошпатово-кварцевыми песками, площадь 5 км^2, мощность 2 м, запасы 10 млн м^3.

Для *пролювиальных отложений* пригодны фации периферийной зоны предгорных шлейфов и конусов выноса, сложенные разнозернистым песком с небольшим количеством обломков. Значение этого генотипа, как и *эоловых отложений*, непригодных в естественном состоянии, возрастет при фракционировании с получением песка-отсева.

Пески и песчано-гравийные смеси как заполнители в бетоны

Годность песков и песчано-гравийных смесей для тяжелых бетонов диагностируется техническими требованиями к заполнителям ГОСТ 12730-0-78 (1994 г.). Заполнители подразделяют на крупные гравийно-галечные отложения и мелкие средне-грубозернистые пески с гравием. При поисковых работах основное внимание должно быть сосредоточено на выделении довольно высоких динамических обстановок живой среды седиментации, способствующих накоплению рассматриваемых осадков. Это требует более внимательного отношения к фациальному анализу четвертичных толщ и последующему обособлению конкретных микрофаций внутри фациальных групп генотипов, удовлетворяющих потребности ГОСТ. Поисковый ряд критериев приобретает при этом такой вид: «литология – генотип – группа фаций – фация».

Крупные заполнители. По ГОСТ, в качестве крупного заполнителя применяются как природные компоненты в виде окатанных и неокатанных разностей размером 3–150 мм, так и материал, получаемый при дроблении. Заведомо обнаружить крупные заполнители во впадине можно в водном (аллювий, пролювий) парагенетическом ряду.

Аллювиальные отложения. В фациальном отношении максимальный интерес представляют перлювиальная и пристрежневая фации русловой группы, а также единичные маломощные гравийно-галечные толщи фации прирусловой отмели. Остальные фациальные группы в естественном виде не пригодны из-за высокого содержания A_0 по сравнению с нормами в 1–3 %. ППП низкий, лучшие показатели имеют осадки высокой поймы, террасовый комплекс не перспективен (кроме отдельных горизонтов из I и II надпойменных террас). Данный генотип контролирует месторождения Тунген, Гарга-2, Хахаргай.

Месторождение Тунген расположено в днище долины р. Гарга в 28 км восточнее с. Курумкан, сложено песчано-галечными отложениями высокой поймы и I надпойменной террасы. Площадь 18 км^2, мощность продуктивной залежи не выдержана (в среднем 2 м), запасы 18 млн м^3. Условия отработки благоприятные.

Месторождение Гарга находится в долине одноименной реки, выполнено гравийно-галечно-песчаным материалом поймы и I террасы. Площадь 0,5 км^2, средняя вскрытая мощность толщи 1 м, запасы 0,51 млн м^3. Условия отработки неблагоприятные: высокое залегание уровня грунтовых вод.

Месторождение Хахаргай открыто в среднем течении р. Хахаргай (левый приток р. Баргузин) на северо-восточном замыкании Баргузинской впадины, сложено валунно-галечно-песчаными смесями высокой поймы раннеголоценового возраста. Площадь 1 км^2, средняя мощность продуктивного горизонта 1 м, запасы 1,5 млн м^3.

Значение генотипа должно существенно возрасти с получением щебня при фракционировании донных валунно-галечных отложений основных рек впадины и водотоков 1–2-го порядков.

Пролювиальные отложения. Общий ППП низкий, разубоживание происходит за счет примесей алевритово-глинистых частиц. По фациальному анализу наиболее потенциальна фация вершинной зоны конусов выноса, гидродинамика которой позволяет накапливать довольно объемный материал.

Мелкими заполнителями бетонов по ГОСТу могут быть все разновидности песков с включениями гравия и алевритово-глинистых частиц. Нормативные содержания компонентов (%): 1) фракция 5–2,5 мм – <20; 2) фракция <0,14 – <10; 3) алевритово-глинистые частицы – 1–3; 4) модуль крупности – 1,5–3,25. Литологическим особенностям стандарта удовлетворяют аллювиальный, пролювиальный и озерный генотипы.

Аллювиальные и озерные отложения. По фациальной природе пригодны фации со средними гидродинамическими условиями живой среды седиментации, в которой потоки теряют способность транспортировать волочением среднюю и крупную гальку, переносят только более мелкий материал и характеризуются пульсационными изменениями придонных скоростей, ведущими к разрушению гидравлических ловушек и выносу частиц нижней части обломочного спектра. Такой режим свойственен фациям прирусловой отмели и перекатов русловой группы, фациям приречной зоны и русел пойменной группы, фациям проточных озерных водоемов. В морфологическом отношении интерес представляют осадки высокой поймы и низких террас (I–III). К описываемой совокупности относятся месторождения Право-Аргадинское (3,0 км^2, 6,0 млн м^3) и Улан-Бурга (3 км^2, 4,2 млн м^3).

Пролювиальные отложения. ППП очень низкий, пригодны единичные контуры фации периферийной зоны, не имеющие сплошного площадного распространения. Как мелкие заполнители в природном виде практического значения не имеют. Годная смесь может быть получена при добыче крупных заполнителей в качестве добавочного продукта.

В заключение можно отметить наибольшую перспективность аллювиальных и лимно-аллювиальных отложений, поскольку им свойственно (за исключением отдельных участков заболоченного днища впадины) повсеместное залегание, достаточно простое строение при постоянстве псаммито-

вого состава, запасы в десятки (иногда сотни) миллионов кубометров. Это объекты первой очереди по разведанным, опоискованным и прогнозным запасам промышленного нерудного сырья. Переменное более сложное строение в плане и по разрезу и, как следствие, нестабильная мощность полезного компонента из образований пролювиального и эолового генезиса не позволяют дать рекомендации для их возможного освоения. Но и они могут быть значимыми при комплексной переработке и небольших потребностях в сырье для локальных целей. Природные условия данной территории дают возможность производить круглогодичную добычу механизированным карьерным способом, что полностью обеспечит не только региональные потребности в различных строительных материалах, но и позволит снабжать соседние территории.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ОРТОН-БАЛЫКСИНСКОГО РАЙОНА И МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ИСТИННЫХ СОДЕРЖАНИЙ В РУДАХ С КРУПНЫМ ЗОЛОТОМ (КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ)

В. О. Конышев

ФГУП «ЦНИГРИ», Москва

Ортон-Балыксинский золотоносный район находится в Мартайгинско-Верхнелебедской металлогенической зоне и одноименной структурно-формационной Кузнецкого Алатау [1]. В палеотектоническом плане он приурочен к поперечному блоку субмеридиональной раннепалеозойской андезибазальтовой островодужной гряды, перекрытой на террасах ее восточного склона флишевыми и карбонатными толщами раннего кембрия.

Вулканогенно-осадочные отложения в процессе каледонской коллизии были смяты в линейные складки северо-восточного простирания, разбиты разрывными нарушениями, прорваны густым каркасом субмеридиональных даек и небольшими массивами габброидов кундустуюльского комплекса среднего кембрия. Этап коллизионного или раннеорогенного развития каледонид Кузнецкого Алатау завершился становлением среднекембрийско-силурийских интрузий когтасского, мартайгинского и тигертышского гранитоидных комплексов. В позднеорогенный этап изостатической компенсации региона в межгорных впадинах и грабенах формировались девонские толщи красноцветных континентальных моласс и субщелочных андезибазальтов с субвулканическими интрузивами.

Золотоносный район вытянут в северо-восточном направлении на 60 км вдоль асимметричной Чашкатской антиклинали 1-го порядка с крыльями, запрокинутыми на юго-восток и осложненными складками 2-го порядка. Ядро Чашкатской антиклинали сложено терригенно-вулканогенными породами нижнемрасской подсвиты атдабанского века раннего кембрия, а крылья – флишевой пачкой верхнемрасской подсвиты ботомкого века раннего кембрия. Указанная флишевая пачка вмещает большинство стратоидных и секущих минерализованных зон с прожилково-вкрапленными золотосульфидно-кварцевыми рудами [5]. Ширина золотоносного района 15–20 км. С северо-востока, северо-запада и юго-запада он ограничен площадями, где орогенные гранитоидные породы преобладают над раннекембрийскими вулканогенно-осадочными толщами, а с юго-востока – девонскими породами Балыксинского грабена.

За последние два десятилетия в пределах района поисковыми работами ОАО «Минусинская экспедиция» (Ю. В. Беспалов), ОАО «Южно-Кузбасская экспедиция» (В. М. Пенькин), ЗАО «Плутон» (В. М. Бондарев), ОАО «КЕМО» (В. О. Конышев), ОАО «Берег» (В. К. Кондрин), ООО «СибГео» (Е. А. Белоножко) установлены золоторудные проявления, золотоносные участки в ранге рудных полей и перспективные площади, для которых утверждены прогнозные ресурсы коренного золота категорий P_1 (15 т), P_2 (130 т), P_3 (240 т). Из россыпей района добыто более 40 т золота. По этим показателям Ортон-Балыксинский золотоносный район может быть отнесен к числу первоочередных для освоения в Алтае-Саянской металлогенической провинции.

В пределах золотоносного района выявлены объекты трех типов:

1. Золоторудные штокверки, жилы и минерализованные зоны в субвулканических дайках и силлах габбро-диоритов и терригенно-вулканогенных породах андезибазальтовой островодужной формации с элементами терригенной. Например, Чашкатский участок, на котором в ядре Чашкатской антиклинали ООО «СибГео» (А. М. Цепков, 2011) обнаружены штокверки золотокварцевых руд в биотит-хлорит-кварцевых метасоматитах с серицитом, альбитом и анкеритом в дайках габбро-диоритов и андезибазальтах. Установлены также минерализованные зоны с золотокварцевыми рудами в метасоматитах серицит-альбит-кварц-анкеритового состава среди брекчированных и рассланцованных метапелитов и туфопесчаников нижнемрасской подсвиты. Истинная мощность рудных пересечений достигает 6,4 м (среднее 2,8 м), а содержания золота 3,73 г/т (среднее 2,06 г/т). Аналогом Чашкатского рудопроявления, по условиям локализации и составу руд, могут служить промышленные месторождения Коммуна-

ровского рудного района, расположенного в 150 км севернее в этой же структурно-формационной зоне Кузнецкого Алатау. На месторождении-аналоге Коммунар отработаны 41 штокверк, 16 даек габбро-диоритов на участках с густой сетью лестничных прожилков и 8 жилообразных золотокварцевых тел. Суммарная накопленная добыча в Коммунаровском районе в 1999–2013 гг. составила 90 т рудного и 30 т россыпного золота. На Государственном балансе стоят запасы рудного золота категорий C_1 (4,15 т), C_2 (3,76 т) и числятся прогнозные ресурсы категории P_1 (8 т). Добыча продолжается в настоящее время – около 700 кг золота в год. Руды со средними содержаниями 1,5–2,5 г/т разрабатываются подземным и открытым способами в диапазоне глубин 600 м. Площадная продуктивность рудного района 1,44 т/км^2.

2. Минерализованные зоны со стратоидными залежами прожилково-вкрапленных золотосульфидно-кварцевых руд приурочены к горизонтам березитизированных граувакковых песчаников с прослоями черных сланцев и известняков флишевой формации нижней пачки верхнемрасской подсвиты. Указанные породы накапливались в прибрежно-морских условиях на склонах и террасах островной дуги и обогащались россыпным золотом за счет размыва объектов коммунаровского типа. В дальнейшем после этапа складчатости вдоль межпластовых срывов и брекчирования хрупких пород терригенных горизонтов, зажатых в раме карбонатных пород флишевой толщи, рассеченной каркасом даек габброидов, происходило поступление рудного вещества из надынтрузивной зоны плавления и контактового метаморфизма в область рудоотложения. В этой области терригенные породы преобразовывались в серицит-альбит-кварц-анкеритовые метасоматиты, вмещающие маломощные силлы анкеритизированных, альбитизированных и окварцованных вариолитовых андезидацитов. Все виды метасоматитов содержат пожилково-вкрапленную золотосульфидно-кварцевую минерализацию и графит, которыйпоступал в руды из углеродистых известняков, осветленных в процессе мраморизации над апикальными частями массивов габбро-диорит-плагиогранитного мартайгинского комплекса. Примером подобных объектов могут служить стратоидные залежи участков Кедровский, Золотой, Пахомовский, Аномальный, Магызинский, Камзасский, Лазаретный, Ортонский, на которых выявлено от 2 до 12 субпараллельных минерализованных зон. Истинная мощность рудных пересечений достигает 30 м (средняя 14 м), а содержание золота – 2,4 г/т (среднее 1,6 г/т). Золоторудное месторождение-аналог Федоровское-1, установленное в центральной части Ортон-Балыксинского района, представляет собой крупнообъемную стратоидную залежь прожилково-вкрапленных золотосульфидно-кварцевых руд, прослеженную по простиранию на 1560 м и на глубину до 250 м. Мощность залежи 66 м (при бортовом содержании золота 0,2 г/т, среднее 1,13 г/т), она ограничивается контуром рудоносного горизонта граувакковых песчаников. Серицит-альбит-кварц-анкеритовые метасоматиты по песчаникам и прослоям других пород данной залежи имеют вкрапления сульфидов, пронизаны различно ориентированными карбонат-кварцевыми прожилками и вмещают кварцевые жилы с крупным золотом. Эти жилы обычно залегают вдоль межпластовых срывов, сложены преимущественно метасоматическим кварцем и дополнительно отличаются от постмагматических месторождений незначительным количеством сульфидов и большой удаленностью от интрузивных массивов.

3. Постмагматические богатые золотом (5–20 г/т) штокверки, минерализованные зоны и жилы золотосульфидно-кварцевого состава локализованы в позднекембрийско-ордовикских интрузивах габбро-диорит-плагиогранитного мартайгинского комплекса – в карбонатных породах его кровли и рамы на небольшом (до 300 м) удалении от массивов. Наблюдается изменение состава руд при переходе жил из интрузивных пород в карбонатные толщи. В гранитоидах рудные тела имеют золотосульфидно-кварцевый состав. В переходной области сульфиды, метасоматически заместившие известняки, резко преобладают над кварцем. По мере удаления от контакта в сторону карбонатных пород халькопирит-пиритовый состав жилообразных рудных тел сменяется борнит-халькозин-гематитовым. В областях выклинивания жил развит преимущественно гематит в оторочке вишневых известняков. Примером может служить рудопроявление участка Медвежий, на котором установлены золотосульфидно-кварцевые прожилки в гранитоидах и прожилково-вкрапленная золотосульфидная вкрапленность в известняках с содержаниями золота несколько граммов на тонну. Обнаружены признаки возможного наличия подобных объектов в данном рудном районе на участках Крестьянский, Изасский и Назасский. Золоторудные месторождения, приуроченные к эндо- и экзоконтактам гранитоидных массивов, являются ведущими по количеству добытого золота (250 т) в Алтае-Саянской металлогенической провинции. Они представлены также золоторудными месторождениями Мартайгинского и Центрального рудных районов Мартайгинско-Верхнелебедской металлогенической зоны Кузнецкого Алатау, в которую входит и Ортон-Балыксинский рудный район. Из подобных золоторудных месторождений-аналогов Константиновского, Лысогорского, Медвежьего и Ольховского в Ольховско-Чибижекском рудном районе Восточных Саян было добыто более 130 т рудного золота.

Из перечисленных типов золоторудных объектов второй наиболее перспективен для открытия крупнообъемных стратоидных месторождений в Ортон-Балыксинском золотоносном районе. Обнару-

жение рудопроявлений прожилково-вкрапленных золотосульфидно-кварцевых руд в горизонтах граувакковых песчаников с прослоями других пород и силлами вариолитовых андезидацитов при поисковых работах последних лет обусловлено в значительной степени усовершенствованием методики опробования с целью повышения достоверности для руд с крупным золотом.

Среди открытых бонанц и гнезд самородного золота наибольшую известность получила жила Стержневая месторождения Федоровское-1. При опытной промышленной открытой отработке небольшой части этой жилы (748 т) мощностью 0,73 м добыто более 50 кг золота. Преобладающая его часть (99,4 %) была сконцентрирована в бонанцах и гнездах, которые, по расчетам автора, слагали лишь 4,5 % объема жилы (35 т руды) [4]. Остальной ее объем характеризовался непромышленными содержаниями (на уровне 0,2–0,5 г/т). Несмотря на это среднее содержание золота в отработанной части жилы (с учетом бонанцев) составило 84,6 г/т.

В процессе подземной опытно-промышленной отбойки и магазинирования руды очередного блока по 82 бороздовым пробам получено среднее содержание 17,4 г/т. По результатам гравитационного обогащения 36,2 т руды, представленной 13 крупнообъемными заверочными пробами, отобранными из этого блока, установлено истинное содержание 97,0 г/т. Таким образом, рядовым опробованием оно оказалось в данном случае заниженным в 5,57 раза.

Поскольку валовое опробование предполагает перемешивание и усреднение исходных руд в технологической пробе, то был использован принцип исключения вариаций содержаний металла, обусловленных гнездами и бонанцами золота. В усредненных рудах содержания оказывались промышленными. Следовательно, месторождение Федоровское-1 и другие аналогичные объекты района предстали в качестве крупнообъемных залежей в контурах рудоносных горизонтов. Истинные содержания золота и степень их занижения результатами рядового опробования рекомендуется уточнять по диаграммам (рис. 1, 2) и формулам, разработанным автором по девяти групповым пробам при разных уровнях содержаний [4].

В настоящее время используется несколько методов определения содержаний, близких истинным:

1. Стандартная методика включает дробление материала каждой рядовой пробы до класса 1 мм, отбор из него части массой 1 кг, измельчение ее до –200 меш, отбор двух усредненных навесок (по 50 г) и выполнение по ним пробирного анализа. Попадание крупных частиц металла в 50 г навески для пробирного анализа маловероятно (это приводит к систематическому занижению содержаний). Разнобой пробирных анализов вызывает необходимость внутреннего и внешнего контроля. По результатам арбитражных анализов оцениваются систематические ошибки, которые учитываются коэффициентами коррекции к рядовым содержаниям при подсчете запасов. В итоге одни анализы заверяются аналогичными, а получаемые значения отражают лишь крайне неравномерное распределение самородного золота различной гранулометрической крупности в навесках исходных проб.

2. Методика предварительного концентрирования металла из полной или части массы каждой рядовой пробы [7] подразумевает гравитационное обогащение. Либо гравиконцентрат полностью идет на пробирную плавку, либо из него перед пробирным анализом извлекается крупное золото, взвешивается и учитывается при определении балансового или истинного содержания с учетом содержаний в усредненных навесках хвостов гравитации. Так, при проведении доразведки Наталкинского месторождения для формата открытой добычи руды ГКЗ были утверждены запасы в 1800 т золота. Из них 200 т –

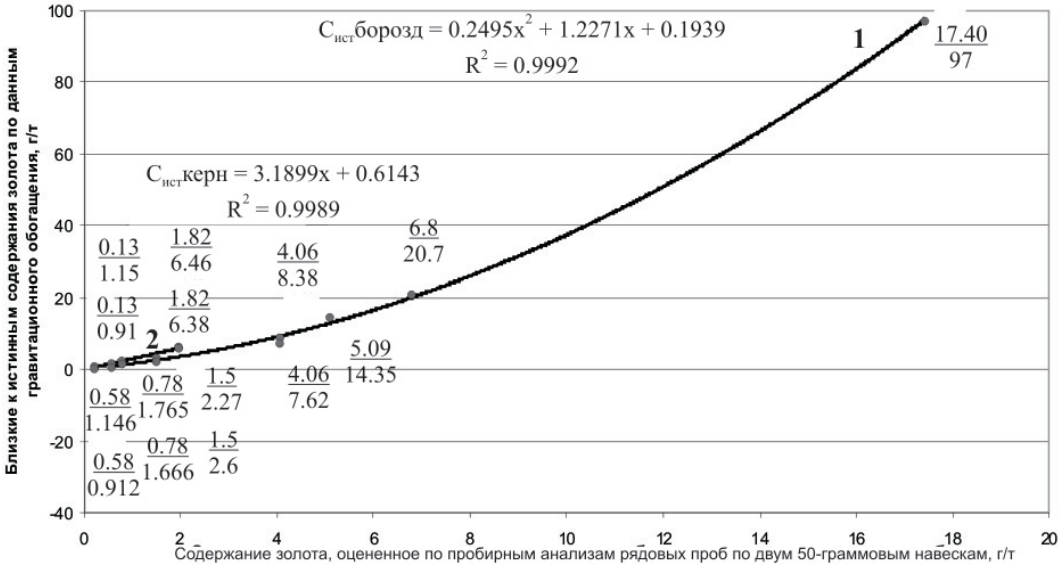


Рис. 1. Диаграммы зависимости $C_{ист}$ от $C_{ср}$ для золоторудных объектов Федоровско-Кедровского рудного поля по В. О. Конышеву [4]: по бороздовому (1) и керновому (2) опробованию

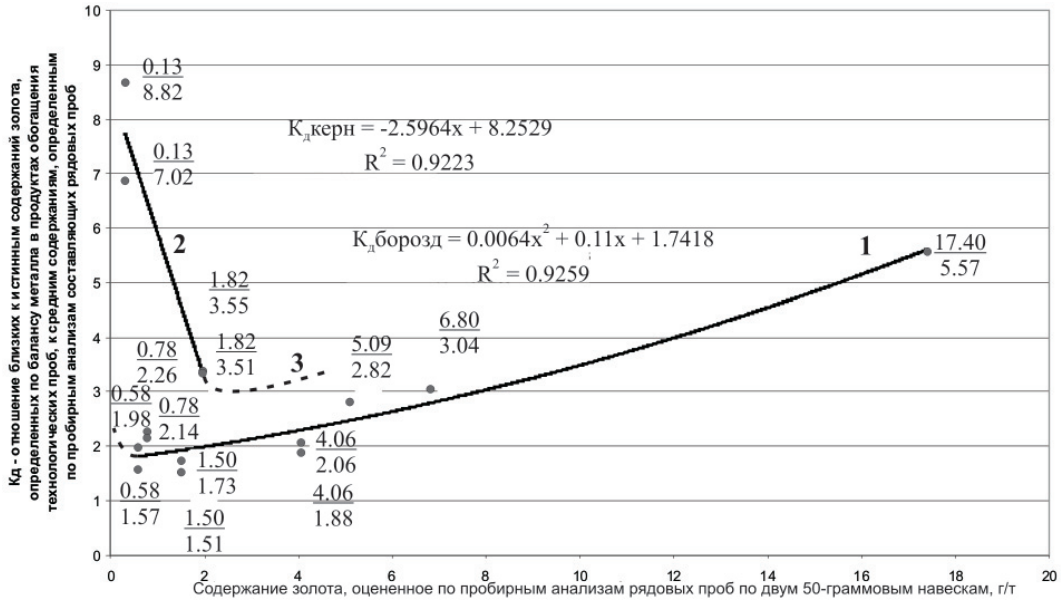


Рис. 2. Диаграммы зависимости $К_д$ от $С_{ср}$ для золоторудных объектов Федоровско-Кедровского рудного поля по В. О. Конышеву [1]: по бороздовому (1) и керновому (2) опробованию; 3 – ожидаемые показатели

следствие применения коэффициента коррекции на достоверность рядового опробования ($К_д$=1,13), полученного по 0,5 кг навескам дубликатов рядовых проб, оставшихся после пробирных анализов [6]. Подобная методика обработки многих тысяч проб, в том числе законтурных, приводит к выделению убогих, рядовых и «ураганных» проб. Пробы с видимым золотом, несомненно, будут отнесены преимущественно к «ураганным», а следовательно, подвергнуты искусственному ограничению по известным формулам И. Д. Когана или П. Л. Каллистова [2]. Поскольку ограничения ураганных значений применяют и при рядовом опробовании, то расчетные средние содержания в рудных телах будут почти идентичны для 1-го и 2-го методов. Повышающие коэффициенты за счет «эффекта самородков» не будут превышать 10–30 % [5] и могут быть компенсированы пределами доверительных интервалов к средним содержаниям. Следует отказаться либо от ограничения ураганных значений, либо от массового определения содержаний дорогостоящим способом предварительного извлечения золота из многих тысяч проб, смысл которого теряется.

3. «Способ определения среднего содержания золота в рудных телах», на который в марте 2010 г. автор с коллегами получили патент на изобретение № 2383889, решает основную проблему опробования – определение истинного содержания золота в геологических блоках, рудных телах, разведочных пересечениях минерализованных зон или их совокупностях для достоверного подсчета запасов и оценки прогнозных ресурсов. В отличие от предыдущего метода гравитационному обогащению подвергаются не единичные рядовые пробы или их части, а групповые пробы, составленные из полных масс всей совокупности рядовых проб, характеризующих геологический блок запасов, рудное тело, разведочное пересечение минерализованной зоны или всю их совокупность. Масса групповой пробы (150–300 кг и более) включает полные массы свыше 30 рядовых проб и статистически достоверно характеризует рудное тело в целом. Балансовое содержание золота, извлеченного в продукты обогащения из совокупностей полных масс рядовых проб, устраняет необходимость каким-либо другим способом учитывать единичные ураганные значения и гнезда золота в перемешанных рудах групповой пробы. Раз и навсегда уходит в прошлое понятие «ураганные пробы», необходимость ограничения которых весьма сомнительна для золоторудных объектов, поскольку в мелких гнездах и бонанцах, занимающих до 5 % крупнообъемных рудных тел, сосредоточена преобладающая часть (99 %) запасов золота. Это установлено исследованиями автора на месторождении Федоровское-1 [4].

Третий метод решает основную проблему опробования – определение средних содержаний в рудных телах, а не уточнение содержаний в рядовых единичных пробах. Его применение позволило выполнить переоценку содержаний золота и, соответственно, прогнозных ресурсов крупнообъемных залежей рудопроявлений Ортон-Балыксинского золотоносного района и других регионов России.

Список литературы

1. **Алабин, Л. В.** Металлогения золота Кузнецкого Алатау [Текст] / Л. В. Алабин, Ю. А. Калинин. – Новосибирск : Изд-во СО РАН, 1999. – 96 с.

2. **Каллистов, П. Л.** К проблеме выравнивания показаний проб при подсчете запасов месторождений с высокой изменчивостью оруденения [Текст] / П. Л. Каллистов, Ю. И. Камышев // Руды и металлы. – 1995. – № 4. – С. 84–94.

3. **Конышев, В. О.** О граничных условиях определения золота методом предварительного извлечения [Текст] / В. О. Конышев // Отечественная геология. – 2005. – № 3. – С. 84–87.

4. **Конышев, В. О.** Пути повышения достоверности опробования руд с крупным золотом [Текст] / В. О. Конышев // Руды и металлы. – 2007. – № 2. – С. 40–54.

5. **Многофакторная** модель крупнообъемного золоторудного месторождения Дегдекан (Магаданская область) [Текст] / Б. К. Михайлов, С. Ф. Стружков, Н. Б. Цимбалюк [и др.] // Отечественная геология. – 2010. – № 2. – С. 20–31.

6. **Применение** технологических методов пробоподготовки для оценки запасов большеобъемных золоторудных объектов на примере Наталкинского месторождения [Текст] / М. П. Казимиров, Е. М. Никитенко, В. Е. Лукиных, Т. М. Новикова // Золотодобыча. – 2008. – № 119. – С. 16–21.

7. **Сравнительная** оценка достоверности определения содержания золота в рудах Дегдеканского рудного поля традиционным пробирным анализом и по методике с предварительным гравитационным концентрированием свободного золота [Текст] / А. И. Романчук, В. А. Богомолов, Е. И. Никитенко, П. И. Кушнарев // Недропользование – XXI век. – 2011. – № 3. – С. 58–63.

ПРЕДПОСЫЛКИ НАЛИЧИЯ FE-ОКСИДНОГО-CU-AU (IOCG) ТИПА ОРУДЕНЕНИЯ НА ВОСТОКЕ ЯКУТИИ КАК ОСНОВА НАРАЩИВАНИЯ РЕСУРСНОЙ БАЗЫ БЛАГОРОДНЫХ И ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ

А. В. Костин

ИГАБМ СО РАН, Якутск

Разведанные крупные коренные золоторудные (Нежданинское, Кючус, Аркачан) и сереброрудные (Прогноз, Купольное, Курдатское, Кимпиче, Мангазейское, Верхнеменкеченское) месторождения Восточной Якутии не отрабатываются. При этом ежегодно МПР финансирует геологоразведку новых объектов (золоторудных: Тарынская, Ыныкчанская площади, проявления Дражное, Малотарынское, Базовское, Тан, Пиль и др.; сереброрудных: Дербеке-Нельгесинская и Эначинская площади, проявления Вешнее, Хачакчанское, Ночное, Обоха), после которой объекты остаются невостребованными для отработки. Главные факторы – отсутствие круглогодичных дорог, электроэнергетики и плохое качество минерально-сырьевой базы (МСБ) в России в целом [1].

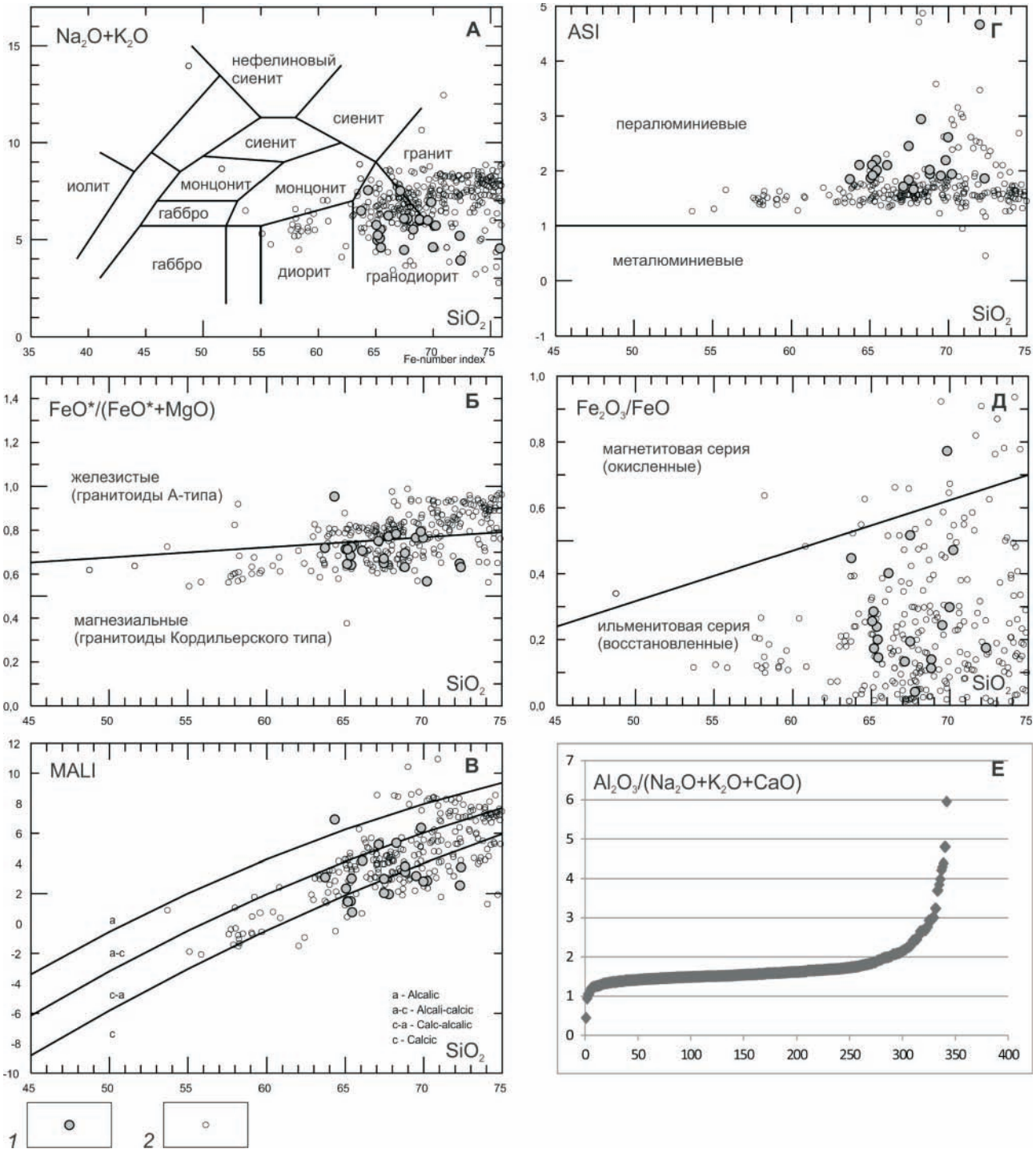
В сложившейся ситуации целесообразно предложить принципиально другой тип благороднометалльных месторождений, которые успешно отрабатываются во всем мире, кроме России, – это обширная группа, известная как IOCG (Iron oxide copper gold).

Fe-оксидная-Cu-Au(±U) минерализация выделена в самостоятельный IOCG-тип в 1975 г. после открытия гигантского месторождения Olympic Dam в Австралии. IOCG-месторождения характеризуются примерно 20 %-ным содержанием оксидов Fe и дефицитом сульфидов. Рудные тела обычно крупнотоннажные, представлены залежами типа «манто» и сложены брекчиями в зоне экзо- или эндоконтакта гранитоидных плутонов [5].

Впервые проявлений IOCG-типа в Якутии найдены в 2011 г. на площади Реп-Юреинского рудного поля [2, 9] входящего в состав Тарынского рудно-россыпного узла Верхнеиндигирского горнопромышленного района. Он сложен терригенными отложениями верхоянского комплекса (T_2–J_3), прорванными редкими дайками долеритов (J_3) и небольшими интрузивами гранодиорит-гранитного комплекса (J_3–K_1) (Курдатский и Эргеляхский ряды, секущие складчатые структуры).

Продуктивная минерализация Fe-оксидных брекчий пространственно приурочена к Реп-Юреинскому и Заохренному интрузивам, завершающим с запада Эргеляхский ряд плутонов. В контурах брекчий известны гидротермальные образования золотомышьяково-сульфидного вкрапленного, золотокварцевого малосульфидного, золоторедкометалльного и золотосурьмяного минеральных типов, не имеющие самостоятельного значения.

Реп-Юреинский интрузив вскрывается на высотной отметке 1150 м, находится в начальной стадии эрозии и представлен цепочкой небольших по площади (0,01–0,3 км^2) выходов порфировых интрузий, вытянутых в долготном направлении и локализованных в едином поле ороговикованных пород. Над не вскрытым эрозией Реп-Юреинским плутоном по характерному рыжему оттенку дешифрируется поле гидротермально-измененных пород, представленное брекчиями с Fe-оксидным цементом. Во всех типах брекчий обломки округлой формы, что может интерпретироваться как результат растворения в агрессивных гидротермальных растворах. В составе обломков присутствуют граниты ранней фазы и ороговикованные породы зоны экзоконтакта. Цвет брекчий зависит от насыщенности гидрооксидами железа, степени их изменения в процессе гипергенеза и меняется от серого и темно-серого до разных оттенков коричневого и желто-коричневого. По данным рентгенофазового анализа (дифрактометр D2 PHASER



Дискриминационные петрохимические диаграммы для IOCG-продуктивных гранитоидов Восточной Якутии

А – классификация интрузивных пород [6]; Б – Fe-number index: FeOtot/(FeOtot+MgO) [4, 7]; В – MALI (modified alkali-lime index): Na_2O+K_2O–CaO [4, 7]; Г – ASI (Aluminum saturation index): Al/(Ca-1,67P+Na+K) [4, 7]; Д – Магнетитовая и ильменитовая серии разделены по Ishihara [7]. Плутоны: 1 – с установленной Fe-оксидной Cu-Au (IOCG) минерализацией (Реп-Юреинский, Заохренный); 2 – IOCG продуктивные (Ахитанский, Болдымбинский, Верхнебургалинский, Верхнетирехтяхский, Дарпирский, Джетаньинский, Кыгыл-Тасский, Кыс-Кюельский, Левоэрикитский, Маркинский, Нуру, Олохтохский, Онньохская группа, Порожно-Цепинский, Праводжолакагский, Правотуостахский, Правоэрикитский, Сосукчанский, Сууру, Улахан-Нагаинский, Хаяргастахский, Хобояту-Эчийский, Хулырынский, Хунхадинский, Чалбынский, Чибагалахский, Чималгинский, Чугулукский, Этанджинский)

Bruker, аналитики Н. В. Заякина, Т. Ф. Тронина) основные минералы цемента брекчий – гематит и гетит; магнетит не установлен. Вкрапленные рудные минералы представлены халькопиритом и арсенопиритом.

Заохренный интрузив вскрывается на высотной отметке 940 м, находится в средней стадии эрозии и представлен одним небольшим по площади (0,3 км^2) выходом, сложенным хорошо раскристалли-

Таблица 1

Классификация Fe-оксидной минерализации по внешним признакам на снимках Landsat

Плутоны без Fe-оксидной минерализации	Плутоны с Fe-оксидной минерализацией на флангах		
	1-й тип	*2-й тип*	*3-й тип*
Отсутствуют видимые признаки Fe-оксидной минерализации. Поля ороговикованных пород имеют темно-серые оттенки	Ярко-желтая окраска, обусловленная вкрапленной пиритовой минерализацией	Темно-коричневые оттенки за счет окисления сульфидных прожилков	Яркие коричневые цвета за счет окисления гематита

Таблица 2

Ресурсный потенциал золота IOCG-продуктивных плутонов Восточной Якутии

Интрузивный массив	Площадь массива, км^2	Fe-оксидная минерализация (подвеска 50 м)		
		Площадь, км^2	Руды, млн т	Потенциал Au, т
Ахитанский	2,33	0,20	27,63	27,63
Чалбынский	60,98	1,70	228,90	228,90
Олохтохский	2,44	1,99	268,74	268,74
Болдымбинский	44,54	2,26	305,28	305,28
Джетаньинский	7,84	2,36	318,22	318,22
Кыс-Кюельский	1,33	3,15	424,68	424,68
Кыгыл-Тасский	0,24	3,33	449,43	449,43
Порожно-Цепинский	1505,26	7,86	1061,76	1061,76
Маркинский	48,84	7,95	1073,22	1073,22
Онньохская группа	4,28	9,25	1249,20	1249,20
Сосукчанский	0,40	9,52	1284,95	1284,95
Хобояту-Эчийский	159,65	9,59	1294,49	1294,49
Хунхадинский	5,38	11,44	1544,40	1544,40
Чималгинский	348,81	20,94	2826,59	2826,59
Праводжолакагский	117,51	21,24	2867,28	2867,28
Левоэрикитский	740,47	41,78	5639,78	5639,78
Чугулукский	461,61	50,31	6791,22	6791,22
Сууру	84,36	65,47	8838,45	8838,45
Верхнетирехтяхский	387,59	68,21	9208,05	9208,05
Правотуостахский	1094,45	76,07	10268,96	10268,96
Чибагалахский	3763,38	79,15	10685,00	10685,00
Хулырынский	26,52	79,23	10695,53	10695,53
Этанджинский	15,57	91,54	12357,43	12357,43
Нуру	24,53	109,00	14715,30	14715,30
Верхнебургалинский	35,23	137,76	18597,90	18597,90
Улахан-Нагаинский	27,90	194,01	26191,78	26191,78
Дарпирский	340,81	203,95	27533,58	27533,58
Хаяргастахский	451,21	327,57	44221,91	44221,91
Правоэрикитский	404,57	909,52	122785,76	122785,76

Примечание. Площади вычислены средствами ГИС. Оценка ресурсного потенциала проведена из расчета плотности 2,7 т/м^3 и содержания золота 1 г/т (по аналогии с Реп-Юреинской аномалией).

зованными гранодиоритами. Плутон обрамляется полем ороговикованных пород с разноориентированными прожилками пирита, пирротина и арсенопирита, Fe-оксидные брекчии отсутствуют. В гранодиоритах отмечается вкрапленная халькопиритовая минерализация, участками содержания Cu достигают 2,5 %.

Реп-Юреинский и Заохренный плутоны сложены гранодиоритами и гранитами. В соответствии с геохимической классификацией гранитоидных пород [4, 7] интрузивные породы относятся к железистой и магнезиальной (Fe-index), щелочной, щелочно-известковой известково-щелочной и известковой (MALI-index), пералюминиевой (ASI-index) сериям. По окислительно-восстановительному индексу породы относятся к ильменитовой серии и могут принадлежать как к оловоносным, так и Cu-Mo-порфировым рудно-магматическим системам [10].

Рудное тело Fe-оксидных брекчий повторяет контур кровли Реп-Юреинского массива и может быть отнесено к типу «манто». По элементному составу обнаруженная природная аномалия принадлежит к Fe-оксидному-Au-Cu типу. Средние содержания в Fe-оксидных брекчиях: Au – 1,17 г/т; Ag – 98,96 г/т; Fe – 15,97 %; Cu – 0,53 % [9]. Площадь выхода брекчий около 5,16 км^2, плотность руд варьирует от 2,41 до 3,23 г/см^3 (среднее 2,76). Ресурсный потенциал руды составляет около 712 млн т при 50 м подвеске. Ресурсный потенциал Au может составить более 800 т, Ag – более 70000 т, Cu – более 350000 т. Обнаруженное поле рудных брекчий может служить эталонным объектом для открытия подобных проявлений на территории Восточной Якутии.

IOCG-продуктивные гранитоиды восточной Якутии

Территория Восточной Якутии характеризуется совмещением золотой, серебряной и оловянной минерализации, что обусловлено несколькими этапами становления рудопродуктивного магматизма [3]. Это, безусловно, вносит разнообразие в минеральные типы Fe-оксидных Cu-Au IOCG-проявлений.

ГИС-технологии позволяют устанавливать участки с проявлением разнообразной Fe-оксидной минерализации [9]. Часть из них была заверена полевыми наблюдениями. Ярко-желтые цвета на космоснимках Landsat (комбинация каналов 3-2-1) соответствуют вкрапленной пиритовой минерализации, окисленной с поверхности (1-й тип) (табл. 1). Темно-коричневые оттенки обусловлены окислением редких сульфидных прожилков (2-й тип). Насыщенные яркие коричневые цвета характеризуют Fe-оксидные брекчии с гематитовым цементом и относятся к Fe-оксидному Cu-Au типу (3-й тип) (см. табл. 1).

Продуктивные на Fe-оксидный Cu-Au тип минерализации плутоны характеризуются наличием как в их контурах, так и в обрамлении полей, которые на снимках Landsat имеют яркие коричневые цвета. Основные IOCG-продуктивные плутоны Восточной Якутии показаны в табл. 2.

На классификационных диаграммах точки составов продуктивных плутонов совпадают с полем Реп-Юреинского и Заохренного плутонов. На диаграмме (Na_2O+K_2O) – SiO_2 (см. рисунок, А) большая часть фигуративных точек составов, включая Реп-Юреинский и Заохренный плутоны, находится в поле гранита и гранодиорита, меньшая – диорита и монцонита. Породы как железистые, так и магнезиальные (см. рисунок, Б), представлены всеми разностями от известковых до щелочных (см. рисунок, В). При этом все гранитоиды относятся к пералюминиевым (см. рисунок, Г), более 80 % всех составов принадлежат ильменитовой (восстановленной) серии (см. рисунок, Д). Отношение $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$ в интервале от 0,44 до 5,95 (среднее 1,74) (см. рисунок, Е) указывает на значительную роль седиментогенного материала в формировании продуктивных на Fe-оксидную Cu-Au минерализацию плутонов. Вполне вероятно, что в результате процессов контаминации захватывался рудный материал их терригенных пород в Верхоянском комплексе.

Выводы

1. Обнаруженная в полевом сезоне 2011 г. Реп-Юреинская геохимическая аномалия IOCG-типа имеет Au-Ag-Cu специализацию и характеризуется крупным ресурсным потенциалом золота и серебра, что позволяет рассматривать ее как эталонный объект для установления аналогов.

2. В Восточной Якутии имеется большой потенциал для успешного обнаружения IOCG-проявлений с уникальными ресурсами золота. Fe-оксидной минерализацией могут быть сложены крупные горные массивы. Столь значительный объем рудных масс позволяет прогнозировать ресурсы золота в сотни и тысячи тонн. Общая металлогеническая специализация Восточной Якутии на серебро отразилась на комплексности Fe-оксидных Cu-Au руд: серебро – важный составной элемент, формирующий крупный ресурсный потенциал.

3. Наиболее оптимальный инструмент для обнаружения полей с Fe-оксидной минерализацией и потенциалом Cu-Au-Ag руд – интегрированные в ГИС спектрозональные снимки Landsat. Работы по установлению этого типа месторождений в Якутии начаты в ИГАБМ СО РАН с 2011 г., другие научные или производственные организации проявлениями IOCG-типа не занимаются.

Список литературы

1. **Золотодобывающие** компании из-за недостатка сырьевой базы в РФ направятся в Африку и Латинскую Америку [Электронный ресурс] // Точка доступа: http://www.zolotonews.ru/news/36664.htm.

2. **Костин, А. В.** Неоткрытые минеральные ресурсы и ГИС: новая перспективная комплексная Au-U и Pt-Cu-Hg геохимическая аномалия Реп-Юрюинского рудного поля (Тарынский рудный узел, Восточная Якутия) [Текст] / А. В. Костин, Л. В. Осипов // Наука и образование. – 2012. – № 1 (65). – С. 55–59.

3. **Тектоника**, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) [Текст] / Отв. ред. Л. М. Парфенов, М. И. Кузьмин. – М. : МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. – 570 с.

4. **A geochemical** classification for granitic rocks [Text] / B. R. Frost, C. G. Barnes, W. J. Collins [et al] // J. Petrology. – 2001. – Vol. 42. – P. 2033–2048.

5. **Corriveau, L.** Mineral Deposits of Canada: Iron Oxide Copper-Gold (+/–Ag, +/–Nb, +/–REE, +/–U) Deposits: A Canadian Perspective [Электронный ресурс] / L. Corriveau // Natural Resources Canada, Geological Survey of Canada, 490 de la Couronne, Québec, G1K 9A9, 2009 // Точка доступа: http://gsc.nrcan.gc.ca/mindep/synth_dep/ iocg/pdf/ deposit_synthesis.iocg.corriveau.pdf.

6. **Cox, K. G.** The Interpretation of Igneous Rocks [Text] / K. G. Cox, J. D. Bell, R. J. Pankhurst. – George Allen & Unwin, 1979.

7. **Frost, B. R.** A geochemical classification for feldspathic granitic rocks [Text] / B. R. Frost, C. D. Frost // J. Petrology. – 2008. – Vol. 49. – P. 1955–1969.

8. **Ishihara, S.** The granitoid series and mineralization [Text] / S. Ishihara // Economic geology.1981. – 75th anniversary volume, 1905–1980. – P. 458–484.

9. **Kostin, A. V.** Iron-Oxide Cu-Au (IOCG) Mineralizing Systems: Eastern Yakutia Perspective [Text] / A. V. Kostin // Journal of Environmental Science and Engineering. David Publishing Company. – 2012. – N 9. – P. 1045–1053.

10. **Lehmann, B.** Metallogeny of Tin: Lecture Notes in Earth Sciences [Text] / B. Lehmann. – Berlin : Springer Verlag, 1990. – 211 p.

ОСОБЕННОСТИ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА ГРУБООБЛОМОЧНЫХ ПИРОПОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МУРСКОЙ ТОЛЩИ НИЖНЕГО КАРБОНА В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ КОРЕННОЙ АЛМАЗОНОСНОСТИ ЮГО-ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Д. А. Кошкарев, К. Н. Егоров, С. В. Тележников

Институт земной коры СО РАН (ИЗК СО РАН), Иркутск

Пиропоносные отложения верховьев р. Мура с момента их обнаружения и до настоящего времени являются предметом дискуссий относительно происхождения этих своеобразных пород и их потенциальной алмазоносности. Данные вопросы ключевые по значимости в оценке перспектив региона на алмазы и в определении направлений алмазопоисковых работ [1, 3, 4, 6, 7].

Мурская толща располагается в верховьях р. Мура в виде локально распространенной серии изолированных выходов грубообломочных пород, залегающих со стратиграфическим и угловым несогласием на породах ярской и кежемской свит нижнего силура (рис. 1). Отличительная особенность мурской толщи, резко выделяющая ее среди других образований района, – преимущественно грубообломочный состав пород (конглобрекчии, конгломераты, брекчии, гравелиты, разнозернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты), существенно карбонатный состав цемента и обломочного материала, обилие минералов-спутников (пиропов, хромшпинелидов (до 200 знаков на бороздовую пробу), редких знаков пикроильменита). Мощность мурских отложений изменяется от 5 до 150 м, залегают обычно в виде узких и глубоких «раструбов». Возраст толщи установить проблематично. В силу специфичности состава, строения и условий локализации мурская толща не коррелируется с близкими возрастными аналогами региона. Отдельные выходы грубообломочных пиропоносных пород несогласно перекрываются отложениями переяславской свиты нижней юры. Принимаемый большинством исследователей нижнекарбоновый возраст толщи в будущем может быть как удревлен, так и омоложен в интервале от девона до юры [2, 5].

Наиболее широко мурская толща представлена в верховьях руч. Артельный, где образует ориентированную в северо-западном направлении цепочку разобщенных выходов близкой к изометричной форме от 300 до 1500 м в поперечнике. В 10 км севернее располагается участок Конякич (междуречье Пекемукта – Конякич), в пределах которого известно два выхода сложной конфигурации. По левому притоку р. Мура – р. Джелинда – известен один выход пород мурской толщи около 150 м в поперечнике.

Максимальное разнообразие литологических разновидностей пород мурской толщи отмечается на участке Конякич. Здесь мурские отложения выполняют депрессионную мульдообразную впадину вытянутую в северо-северо-восточном направлении. Установленная мощность отложений по скважине колонкового бурения, пройденной в правом борту р. Мура вблизи водораздела, около 70 м. Проведенные исследования выявили высокую фациальную изменчивость как по вертикали, так и по латерали пиропоносных отложений мурской толщи на участке (рис. 2). Чередование прослоев брекчий, конгломератов, гравелитов, алевролитов, песчаников в пределах толщи незакономерное и имеет вид линзовидного переслаивания с преобладанием той или иной литологической разновидности. По этой причине корреляция геологических горизонтов между соседними линиями горных выработок и даже соседними шурфами весьма затруднительна. Аналогичная геологическая ситуация наблюдается по всем выходам мурских отложений. В верхней части склона нижнекарбоновые породы на участке Конякич залегают на локально сохранившейся коре выветривания (мощностью до 2,0 м) по породам ярской свиты нижнего силура, в нижней части склона и в основании (по данным бурения) – на осадках кежемской свиты нижнего силура, где кора выветривания не наблюдается.

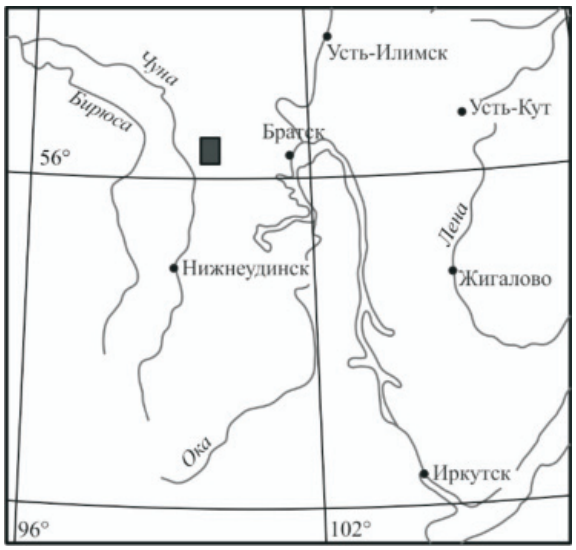


Рис. 1. Расположение выходов мурских пиропоносных пород относительно административных центров Иркутской области

Обобщая данные по изученному разрезу, можно с некоторой долей условности выделить три регрессивных цикла, начинающихся с тонко-мелкозернистых глинистых песчаников (алевропесчаников) и заканчи-

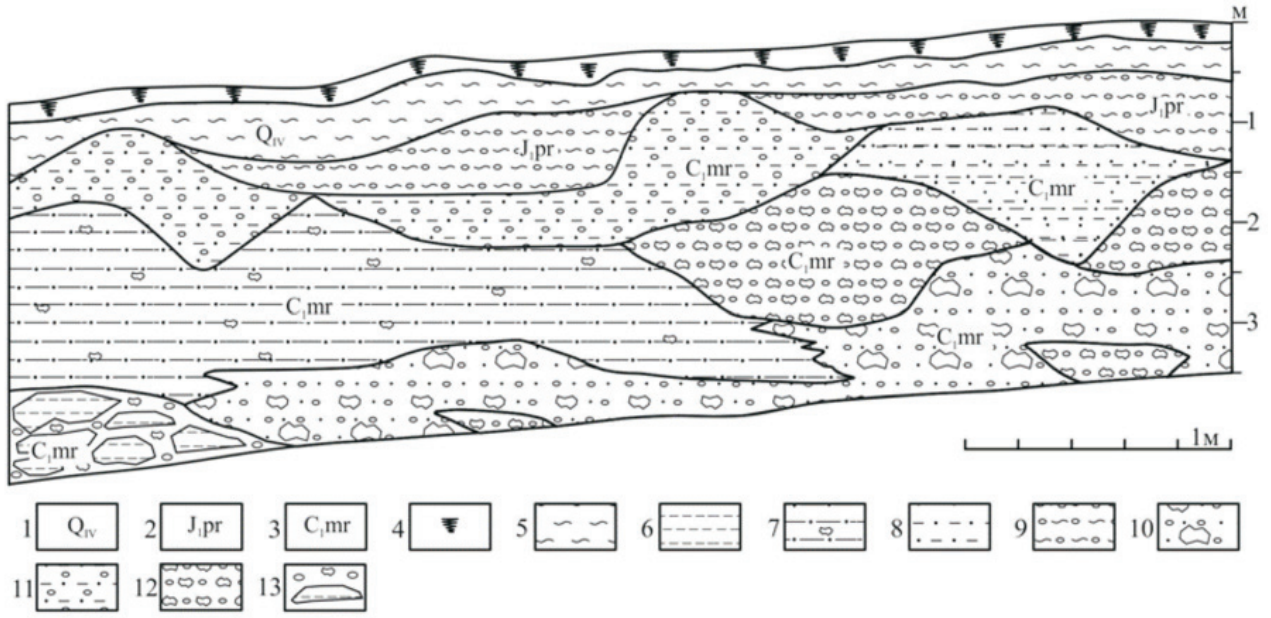


Рис. 2. Фрагмент северной стенки бульдозерной траншеи. Характерное для мурских отложений линзовидное переслаивание различных литологических разновидностей

1 – верхнечетвертичные отложения; 2 – переяславская свита нижней юры; 3 – мурская толща нижнего карбона; 4 – почвенно-растительный слой; 5 – глины; 6 – аргиллиты; 7 – тонкозернистые, глинистые песчаники с редкими обломками подстилающих пород нижнего силура; 8 – мелкозернистые песчаники; 9 – конгломераты с глинистым цементом; 10 – песчанистая конглобрекчия с крупными обломками подстилающих пород и различных известняков; 11 – мелкогалечные песчанистые конгломераты; 12 – мелкогалечные, мелкообломочные конглобрекчии; 13 – крупноглыбовые, валунные конглобрекчии

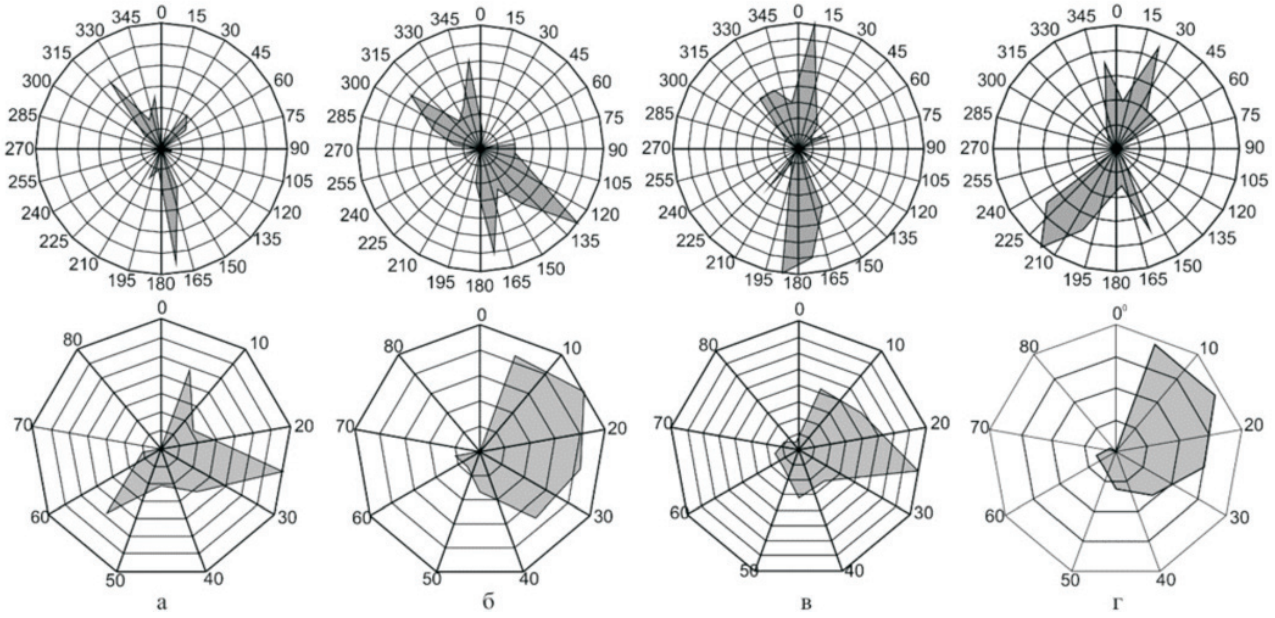


Рис. 3. Азимуты и углы падения обломочно-галечного материала в различных литологических разно-видностях мурской толщи на участке Конякич

а – базальный горизонт, мелкообломочные конглобрекчии; б – средняя часть разреза, крупно-среднегалечные конгломераты с редкими валунами; в – верхняя часть разреза, крупнообломочные конглобрекчии с включением крупноглыбового материала; г – верхняя часть разреза, мелкообломочные, мелкогалечные конглобрекчии

вающиеся грубообломочными, валунными отложениями. Первый цикл (по скважине) – 5–35 м, второй – 35–45 м, третий – 46–58 м. Тонкозернистые песчаники и алевролиты практически всегда залегают с размывом на подстилающих конгломератах или конглобрекчиях. При этом количество обломочного, угловатого материала в скважине заметно уменьшается сверху вниз, а окатанного и полуокатанного

материала, представленного красными, сургучными, серыми кремнями и окремненными породами, напротив возрастает. В самом нижнем цикле содержание угловатых и угловато-окатанных обломков не превышает первых 10 %. Исключение – базальный горизонт мурской толщи, где количество обломочного материала резко увеличивается.

Массовые замеры ориентировок галек и их углов падения показали, что все основные разновидности имеют собственную систему ориентировок азимутов падения крупнообломочного и галечного материала (рис. 3). Последнее, в свою очередь, указывает на изменение направления сноса терригенного материала в течение временного промежутка образования мурских отложений.

В начале формирования мурских пород преобладали северо-западное и южное направления, на стадии завершения осадконакопления снос материала шел в основном с северо-востока и юго-запада. Также следует отметить, что гальки и обломки имеют относительно крутые углы падения: 5–55° (в среднем 25°) в базальном горизонте и 5–35° (в среднем 15°) в верхних горизонтах. Подобные углы падения характерны исключительно для отложений ближнего сноса – делювиально-пролювиальных образований крутых логов и временных водотоков с высокой интенсивностью водного потока.

Изучение литологического строения нижнекарбоновых отложений мурской толщи на участках Конякич и Артельный показало крайне слабую стратифицированность осадков и сортировки обломочного материала, что свидетельствует о вероятном склоновом, коллювиально-пролювиальном типе отложений. При этом отметим, что в случае типичных склоновых осыпей, самые крупные обломки пород сгружаются у подножья, тогда как в изученных геологических разрезах мурской толщи наблюдается совершенно иная картина. Крупные обломки (до 1 м в диаметре) чаще находятся в верхних частях разреза, а более мелкие и хорошо окатанные гальки пород располагаются в нижних частях мурской толщи.

На отдельных участках геологических разрезов породы нижнего силура и мурской толщи имеют отчетливые следы дробления (в том числе флюидно-термального), залеченные кальцит-цеолит-баритовой, кварц-кальцитовой (с гидроокислами железа) минерализацией. Среди обломочного материала пиропоносных отложений участка Конякич выявлены туфобрекчии, туффиты, широкий ряд вулканогенно-осадочных пород (конглобрекчии, конгломераты, гравелиты, песчаники и пелитоморфные карбонатные породы, содержащие вулканокластический материал – обломки эффузивов, кристаллов, стекла)) в переменных количествах. Охарактеризованные выше разновидности пород могли представлять собой единую стратификационную толщу.

Кроме того, выделены интенсивно преобразованные гидротермально-метасоматическими процессами генетически различные (осадочные, осадочно-вулканогенные, реже вулканогенные) типы пород. Степень изменения некоторых разновидностей пород столь велика, что установить их первоначальное происхождение не представляется возможным. Эти породы состоят в основном из карбонат-глинистого агрегата с неоднородной текстурой и структурой замещения. Состав обломочной части полностью претерпел изменения: породы сложены мелко-, тонкозернистым агрегатом карбоната с различным содержанием рудных минералов (лимонита, магнетита, гетита). Контуры карбонатных обломков подчеркиваются узкими каемками, состоящими из пелитоморфного кальцита. Связующая масса представлена крупнозернистым агрегатом идиоморфных зерен кальцита с тонкой примесью рудных минералов и слюд. Из акцессорных минералов от замещения сохранились гранат, циркон, сфен, турмалин, рутил. Отличительной особенностью гидротермально-метасоматически измененных пород являются теневые эффекты флюидальности, обусловленные субориентированным расположением чешуек, мелких пластинок мусковита, биотита, хлорита.

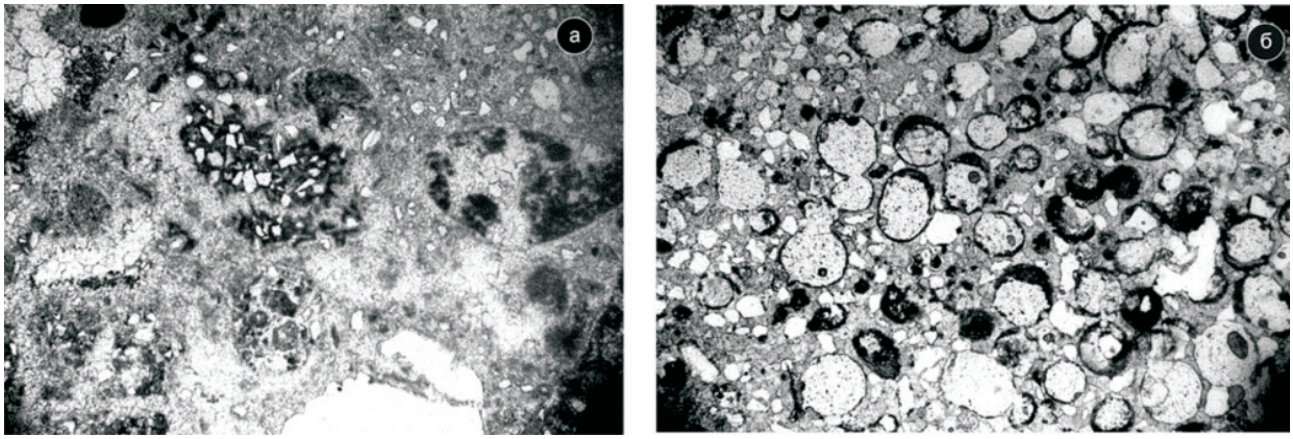


Рис. 4. Обломки карбонатизированных пород с метасферической (автолитоподобной) текстурой; автолитоподобные обособления выполнены гидрослюдистым и окисно-рудным агрегатом. ×9, николи //

Среди интенсивно карбонатизированных пород выделяются своеобразные разновидности с метасферической (автолитоподобной) текстурой (рис. 4). Данные породы состоят на 60–70 % из неправильно-округлых, овальных, автолитовых обособлений размером 0,5–6,0 мм, сложенных тонко-, мелкозернистым карбонатом, который пропитан рудной пылью. Автолитовые обособления в разной степени (от 2–3 до 20 %) насыщены осколками (0,01–0,03 до 0,8 мм) кварца, бесцветных и ярко-оранжевых кремнистых агрегатов, редко калишпата, который покрыт бурыми пылевидными частицами, изотропирован.

В некоторых обособлениях отмечаются чешуйки слюд, хлорита, единичные витрокласты. Описанные образования зачастую имеют зональное концентрически скорлуповатое строение. Оболочки автолитовых обособлений сложены темным, почти черным пелитоморфным кальцитом. Ядерные части обособлений в разной степени обогащены угловатыми, корродированными терригенными минералами (кварцем, полевыми шпатами, слюдами, рудным, гранатом и т. д.) мелкоалевролитовой размерности; реже роль ядер играют обломки кремнистых, глинистых, реже эффузивных пород. Автолитоподобная текстура образовалась по породам, которые претерпели неоднородность процессов дробления и флюидно-термального воздействия.

Все перечисленные петрографические разновидности, установленные в грубообломочных отложениях мурской толщи, образуют, по-видимому, парагенетическую породную ассоциацию, имеющую единую пространственно-временную связь. Туфобрекчии, туффиты слагают, как правило, приповерхностные части жерла трубочных тел. Вулканогенно-осадочные породы представляют собой кратерные осадки слабо эродированных вулканических аппаратов. Гидротермально-метасоматические породы, с одной стороны, являются непосредственно измененными вулканическими породами, с другой – слагают околотрубочные эпигенетические зоны или апикальные части слепых трубочных тел.

Изученные обломки на участке Конякич с вулканокластикой и особенности литологического строения мурской толщи, содержащие этот обломочный материал, указывают на близость коренного источника, генетическая природа которого пока не совсем ясна. Предварительные аналитические исследования показали наличие минералогического кимберлитового материала в составе обломков брекчий расщепления. Так, микрозондовый анализ минералов тяжелой фракции протолочки, полученной из сохранившихся от карбонатизации фрагментов вулканитов, показал присутствие ильменитов, псевдорутилов, пироп-альмандинов, сфена. Ильмениты содержат (мас. %) 0–3,65 MgO, 0,09–0,12 Cr_2O_3, 0–0,42 Al_2O_3 и относятся по составу к III типу ильменитов из кимберлитов. Кроме того, в связующей массе вулканитов проанализированы магнезиальный магнетит (1,5 мас. % MgO, 0,8 мас. % Al_2O_3, 0,1 мас. % Cr_2O_3) и титанистые хромиты (7,99–8,11 мас. % TiO_2). Многие карбонатные обломки мурской толщи представлены карбонатизированными туффитами, вулканитами, брекчиями расщепления с барофильной минерализацией. Обломки пород не имеют признаков длительной транспортировки, одна часть их является продуктами ближнего сноса, а другая практически находится in situ в виде дезинтегрированного материала.

Таким образом, полученные данные по литологическому составу, условиям локализации, шлихоминералогическим особенностям пород мурской толщи позволили высказать предположение о существовании здесь генетически смешанного (с признаками первичности) ореола рассеяния минералов – спутников алмазов. Локальность распространения пиропов и других минералов – спутников алмаза в промежуточных коллекторах позволяет при комплексном анализе поисковой информации с высокой степенью надежности оконтурить участки, перспективные на коренные источники алмазов.

Исходя из геологических особенностей строения пиропоносных отложений, можно предполагать, что накопление терригенного материала осуществлялось временными водотоками в тектонически-эрозионной впадине. При этом главное направление сноса грубообломочного материала в грабенообразные впадины – с востока и юго-востока на запад.

Список литературы

1. **Барышев, А. С.** Алмазоносные субпровинции, зоны и прогнозные площади юга Сибирской платформы [Текст] / А. С. Барышев, К. Н. Егоров, Д. А. Кошкарев // Отечественная геология. – 2008. – № 3. – С. 22–29.

2. **Кашик, С. А.** Литофациальные и палеогеографические особенности формирования пиропоносных отложений в бассейне р. Муры [Текст] / С. А. Кашик, М. М. Одинцова, Л. И. Богдашова // Геология и прогнозирование месторождений алмазов. – М. : Наука, 1974. – С. 82–83.

3. **Кимберлитовые** минералы из нижнекарбоновых отложений Муро-Ковинского алмазоносного района [Текст] / К. Н. Егоров, С. Г. Мишенин, Ю. В. Меньшагин [и др.] // Зап. ВМО. – 2004. – № 1. – С. 32–40.

4. **Минералогия** россыпных проявлений алмазов Ангаро-Удинского междуречья юга Сибирской платформы [Текст] / К. Н. Егоров, Д. А. Кошкарев, Н. Н. Зинчук [и др.] // Зап. ВМО. – 2006. – № 2. – С. 1–15.

5. **Немиров, А. А.** Палеодолина каменноугольного возраста бассейна р. Мура [Текст] / А. А. Немиров, Л. И. Слащева // Региональная палеогеография. – Киев : Высшая школа, 1977. – С. 64–66.

6. **Перспективы** коренной и россыпной алмазоносности юго-западной части Сибирской платформы [Текст] / К. Н. Егоров, Н. Н. Зинчук, С. Г. Мишенин [и др.] // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы акционерной компании «АЛРОСА»: современное состояние, перспективы, решения. – Мирный, 2003. – С. 50–85.

7. **Перспективы** открытия промышленных месторождений алмазов на юге Сибирской платформы [Текст] / А. С. Барышев, К. Н. Егоров, А. И. Скрипин [и др.] // Разведка и охрана недр. – 2004. – № 8–9. – С. 8–17.

СОВРЕМЕННЫЕ ПОДХОДЫ В ГЕОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДАХ ПОИСКА ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И УГЛЕВОДОРОДОВ

А. А. Кременецкий, Т. Н. Полякова, А. Г. Пилицын

ФГУП «ИМГРЭ», Москва

Методы поисковой геохимии широко применяются на всех стадиях геолого-разведочных работ при поисках различных видов полезных ископаемых, однако в последние годы отмечается тенденция к снижению эффективности их применения. Это обусловлено практическим исчерпанием близповерхностных рудоносных объектов и, как следствие, переносом основных объемов ГРР на территории со сложными ландшафтно-геохимическими условиями. Сложившаяся ситуация требует совершенствования геохимических методов поиска как твердых полезных ископаемых, так и углеводородов.

Твердые полезные ископаемые

К числу наиболее сложных объектов геохимических поисков твердых полезных ископаемых относятся погребенные месторождения, ранее выходившие на уровень древнего эрозионного среза, а затем перекрытые чехлом более молодых дальнеприносных (аллохтонных) отложений. В отличие от «открытых» коренных рудных источников, которые в автохтонных образованиях уверенно фиксируются штатными методами геохимических поисков, выявление погребенных объектов при стандартной литохимической съемке не гарантировано уже при мощности указанных отложений, измеряемой первыми метрами [3]. Один из путей решения этой проблемы – использование современных подходов, основанных на выделении и анализе таких информационных составляющих вторичных ореолов рассеяния, как сорбированные (сорбционно-солевые) и зерновые формы рудных компонентов.

Наиболее информативными составными частями тонких гранулометрических классов являются сверхтонкая и ультратяжелая фракции, которого характеризуются преобладанием определенной фазовой формы нахождения рудных компонентов. Сверхтонкая фракция выступает концентратором сорбированных форм, образование которых связано с миграцией элементов в подвижных фазах (водной и/или газовой) и их последующим вторичным закреплением глинистыми частицами, гидроокислами железа и др. Из зерновых форм рудных компонентов, превалирующих в ультратяжелой фракции, поисковый интерес представляют новообразованные минеральные частицы.

Возможность присутствия в рыхлых отложениях и сорбированных, и новообразованных зерновых форм рудных компонентов подтверждена результатами изучения фазовых форм золота во вторичных ореолах рассеяния Иочиминского рудного поля (Красноярский край). Сорбированное золото здесь представлено субмикроскопическими пленками в дефектах структуры гидрогетита, зерновое – новообразованными высокопробными частицами самородного металла с включениями гидрогетита.

Соотношение форм нахождения рудных компонентов в рыхлых отложениях определяет выбор анализируемой фракции (сверхтонкой и/или ультратяжелой) и, как следствие, методики опробования. Согласно разработанной авторами обобщенной модели в рудных зонах непосредственно над коренным источником в аллохтонных образованиях будут присутствовать и зерновые, и сорбированные формы рудных компонентов. По мере удаления от рудного объекта роль сорбированных форм возрастает, а за пределами рудного поля в чехле дальнеприносных отложений могут наблюдаться только ксеногенные зерновые частицы.

Присутствие в рыхлых образованиях только сорбированных фазовых форм достаточно уверенно фиксируется по положительной корреляции содержаний рудных компонентов и размерности частиц – чем тоньше фракция, тем больше удельная площадь и поглотительная способность частиц и выше содержание элементов. При попадании в пробу зерновых форм подобная зависимость нарушается.

В основу метода анализа сверхтонкой фракции (МАСФ), разработанного во ВСЕГЕИ [2], и метода анализа ультратяжелой фракции (УТФ), в настоящее время проходящего апробацию в ФГУП «ИМГРЭ»,

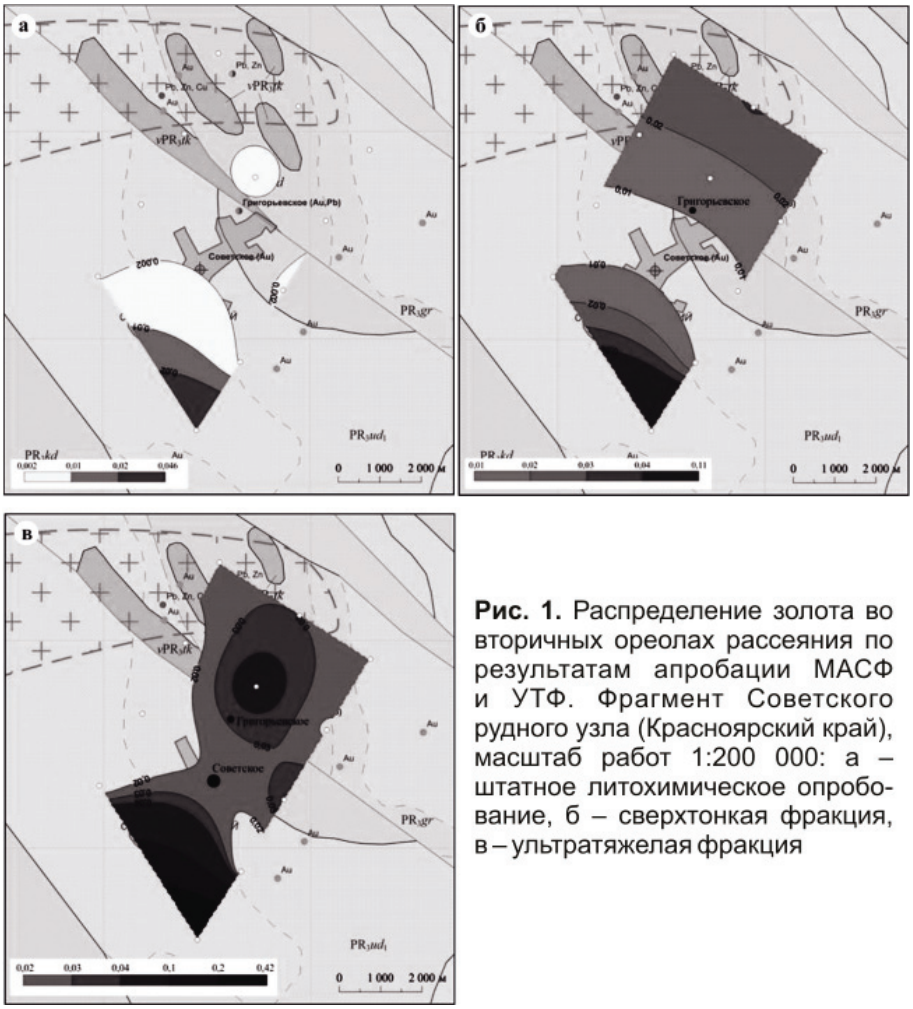


Рис. 1. Распределение золота во вторичных ореолах рассеяния по результатам апробации МАСФ и УТФ. Фрагмент Советского рудного узла (Красноярский край), масштаб работ 1:200 000: а – штатное литохимическое опробование, б – сверхтонкая фракция, в – ультратяжелая фракция

легли идеи выделения и анализа фазовых форм рудных компонентов при геохимических поисках. Каждый метод характеризуется определенными требованиями, предъявляемыми к пробоотбору, пробоподготовке и аналитическим исследованиям.

МАСФ ориентирован на выявление сорбционно-солевых форм, он предусматривает отбор литохимических проб фиксированной массы (>600 г), выделение из них сверхтонкой фракции (<10 мкм) и аналитические исследования методом ICP-MS.

Метод УТФ требует обязательной предварительной оценки исходной массы литохимических проб для обеспечения ее представительности, т. е. соответствия содержаний полезного компонента в пробе средним содержаниям того же компонента в опробованных рыхлых отложениях. Общеизвестно, что чем крупнее зерновые частицы, тем более неравномерно они распределены в рыхлых образованиях. В связи с этим масса представительной пробы должна рассчитываться в каждом конкретном случае с учетом максимального размера частиц рудного компонента и его минимального аномального содержания в рыхлых отложениях. Так, например, для одного и того же размера частиц (60 мкм) в зависимости от минимальных содержаний золота в рыхлых отложениях (1 / 0,1 / 0,01 г/т) масса представительной литохимической пробы составит 0,05 / 0,5 / 5 кг соответственно.

Особенность пробоподготовки по УТФ – мокрое ситование в полевых условиях до фракции –250 мкм и последующее лабораторное гравитационное сокращение проб до 2 г. Основным видом аналитических исследований ультратяжелой фракции выступает ICP-MS. Кроме этого, для привязки выявленных геохимических аномалий в рыхлых отложениях к источникам коренной рудной минерализации из гравиконцентратов изготавливаются и детально изучаются микрозондовые препараты.

Для концентрирования в процессе пробоподготовки сорбционно-солевых и зерновых форм рудных компонентов на базе Бронницкой геолого-геохимической экспедиции ФГУП «ИМГРЭ» разработана и апробирована технологическая схема, позволяющая последовательно выделять из валовых литохимических проб сверхтонкую и ультратяжелую фракции. Пылеватая сверхтонкая фракция осаждается на фильтрах прибора, сконструированного на основе вибрационной установки «Ротап», а получение гравиконцентрата из хвостов осуществляется на концентрационном столе Кц «Джемени».

Рассмотренные методы анализа сверхтонкой и ультратяжелой фракций прошли апробацию в ФГУП «ИМГРЭ» на рудных объектах различных геолого-промышленных типов, расположенных в разнообразных ландшафтно-геохимических и геологических обстановках.

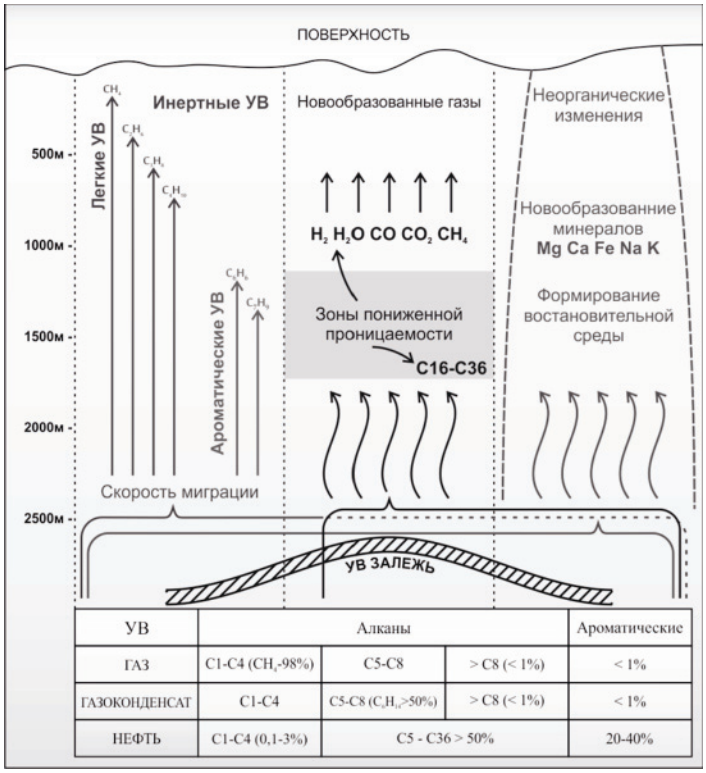
На Таупогол-Ханмейшорской перспективной площади (Полярный Урал) опробовались аллохтонные образования мощностью 10 м по профилю, пересекающему проекции двух золотосульфидных зон на поверхность. Сравнительный анализ полученных результатов показал, что наилучшим образом рудные зоны, перекрытые мощным чехлом дальнеприносных отложений, отразились в геохимическом поле при изучении ультратяжелой фракции. Минералогический и микрозондовый анализы подтвердили присутствие в пробах с повышенными содержаниями рудного компонента именно зерновых форм золота.

В ходе апробации МАСФ и УТФ при проведении литохимической съемки м-ба 1:200 000 в Советском рудном узле (Красноярский край) известные золоторудные объекты (месторождения Советское и Григорьевское) отразились во вторичных ореолах золота, выявленных только по результатам изучения ультратяжелой фракции (рис. 1). При этом содержания золота в сверхтонкой и ультратяжелой фракциях, за исключением минимальных и максимальных значений, сопоставимы и на порядок выше, чем в штатных валовых пробах. Однако максимумы золота в штатных пробах и в ультратяжелой фракции пространственно совпадают, подтверждая наличие в рыхлых отложениях Советского рудного узла и сорбированного, и зернового золота.

Таким образом, геохимические методы поиска, использующие анализ фазовых форм рудных компонентов, в целом значительно усиливают поисковый сигнал от коренного источника в аллохтонные отложения. Однако изучение только сверхтонкой фракции приводит к отфильтровыванию зерновой составляющей распределения элементов на поисковой площади: даже мелкие зерновые частицы, вклад которых в суммарное содержание рудного компонента в пробе может быть на порядок выше, чем сорбционно-солевых, удаляются из анализируемой навески. Результатом становится искажение данных о содержании полезного компонента в рыхлых отложениях и, как следствие, недостоверность прогнозных оценок территории. С другой стороны, акцентирование внимания только на ультратяжелой фракции и зерновых частицах рудных элементов без учета сорбционно-солевой составляющей вторичных ореолов и потоков рассеяния также может приводить к снижению эффективности геохимических поисков. Поэтому методика опробования рыхлых образований и анализируемая фракция должны выбираться для каждой поисковой территории индивидуально с учетом фазовых форм нахождения элементов, характерных для данного геолого-промышленного типа, и их соотношения в конкретных ландшафтно-геохимических условиях.

Углеводороды

В настоящее время экономическая эффективность и широчайшие возможности нефтепоисковой геохимии многократно подтверждены российскими и зарубежными исследованиями, однако в сложных геологических условиях существующие геохимические методы поиска углеводородного сырья не позволяют получать информацию, достаточную для достоверного прогноза объема и глубины залегания залежей нефти и газа. В связи с этим в ФГУП «ИМГРЭ» по результатам опытно-методических работ на Атовском месторождении газоконденсата (Иркутская область) был разработан рациональный комплекс методов газо-геохимического поиска углеводородов. Его теоретической основой стала модель миграции углеводородных комплексов (рис. 2), согласно которой массоперенос углеводородов от залежей нефти и газа к поверхности осуществляется диффузионно-фильтрационным путем. Механизм массопереноса определяется тектоническими, литологическими, геотермическими и гидрогеологическими факторами. Состав мигрирующих углеводородных компонентов весьма разнообразен и напрямую зависит от состава залежи. В процессе массопереноса участвуют газы различного состава, нефти с различными физическими свойствами и различным циклическим составом, газоконденсаты и продукты гипергенного преобразования нефтей.



УВ	Алканы			Ароматические
ГАЗ	C1-C4 (CH_4-98%)	C5-C8	> C8 (< 1%)	< 1%
ГАЗОКОНДЕНСАТ	C1-C4	C5-C8 (C_nH_{2n}>50%)	> C8 (< 1%)	< 1%
НЕФТЬ	C1-C4 (0,1-3%)	C5 - C36 > 50%		20-40%

Рис. 2. Модель миграции углеводородных компонентов от залежи к поверхности

Вертикальная фильтрационная (эффузионная) миграция углеводородов происходит под воздействием градиента давления по системе сообщающихся пор, трещин, каналов в обводненных и необводненных зонах разрывных нарушений. Миграционные каналы приурочены к периферийным областям ловушек: если миграция углеводородов происходит равномерно по всем зонам проницаемости, то на поверхности формируются кольцевые аномалии углеводородов.

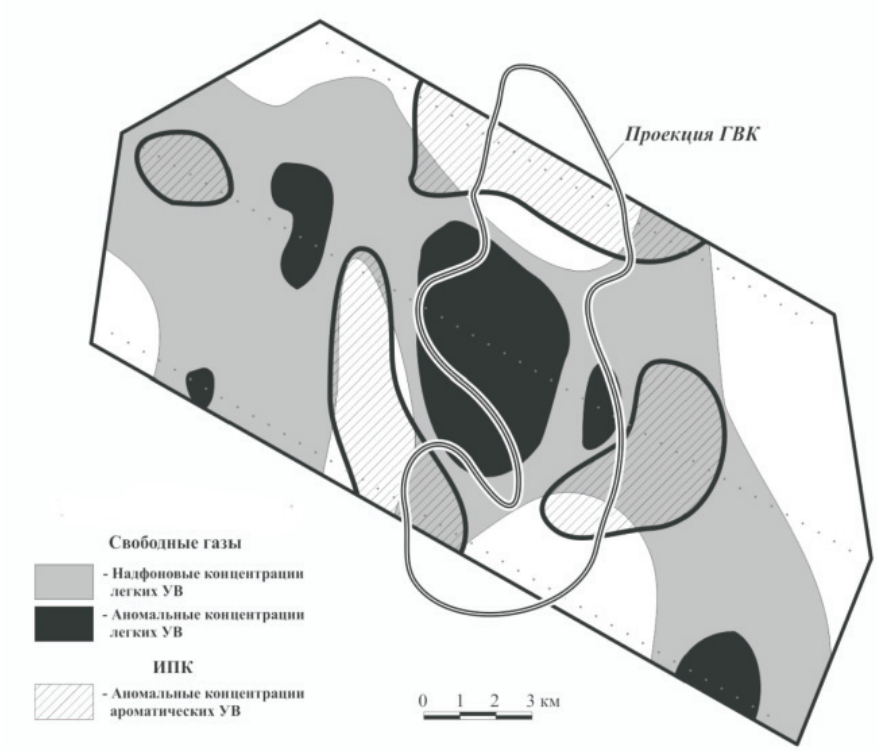


Рис. 3. Зональная структура поисковых геохимических аномалий, выявленных по комплексу газо-геохимических методов

Движение углеводородов может также происходить путем диффузии – самопроизвольного перемещения молекул в сторону уменьшения концентрации вещества. С ростом молекулярной массы углеводородов коэффициент диффузии снижается. Интенсивность диффузии углеводородов для одной и той же площади значительно ниже интенсивности ее фильтрации, однако процессы диффузионной миграции происходят в течение длительного периода, за который флюид может достигнуть поверхности земли, образуя аномалии углеводородов непосредственно над залежью.

На пути движения углеводородов из залежи могут существовать различные барьеры, на которых резко снижается интенсивность миграции и, соответственно, резко уменьшается концентрация мигрирующих компонентов. Таким образом, геохимическое поле на поверхности зависит не только от наличия углеводородов в разрезе, но и от проводимости перекрывающих пород.

Предлагаемый рациональный комплекс методов газо-геохимического поиска углеводородов включает два метода:

1) поиск по свободным газам;

2) поиск с применением искусственных пассивных концентраторов (ИПК).

В основе первого метода лежит определение газов, заполняющих поровые и капиллярные пространства в почве. Геохимические пробы отбираются из нижней части почвенного горизонта В с последующей дегазацией в полевой лаборатории термовакуумным способом при температуре 65–70 °С в течение 30 мин. Дальнейший анализ газа на хроматографах «Кристалл-2000М» и «Кристалл-5000» определяет концентрации Не, CO_2, H_2, O_2, N_2 и углеводороды C_1–C_8.

Во втором методе для пробоотбора применяются концентраторы в виде трубок с сорбционным слоем на внутренней поверхности. Концентратор помещается в грунт на глубину 50 см. После требуемого времени экспозиции (24 ч) он доставляется к полевому газовому хроматографу «ЭХО-В-ФИД» для анализа веществ, уловленных сорбентом. В работе используются концентраторы, эффективно улавливающие ароматические углеводороды C_6–C_8.

Таким образом, одновременное использование в каждой точке поисковой площади двух рассмотренных методов позволяет исследовать состав газа и локализованного в порах и капиллярах отобранной почвы, и проходящего через почвенный слой.

Применение рассматриваемого рационального комплекса методов газо-геохимического поиска углеводородов на площади Атовского месторождения позволило выявить серии надсводовых и кольцевых аномалий, приуроченные к проекции газоводяного контакта месторождения на поверхность (рис. 3). При этом аномалии легких углеводородных газов (метана, этана, пропана) и CO_2, полученные методом поиска по свободным газам, тяготеют к центру проекции, а повышенные содержания ароматических углеводородов, выявленные методом поиска с применением ИПК, фиксируются по ее периферии.

Рассмотренный комплекс методов успешно зарекомендовал себя в ходе апробации на Балаганкинской площади, расположенной вблизи Атовского месторождения, а также при комплексных физико-геолого-геохимических поисковых работах на углеводородное сырье в Красноярском крае.

Список литературы

1. **Макарова Ю. В.** Вторичные литохимические ореолы и потоки рассеяния на полузакрытых и закрытых территориях и их использование при поисках рудных месторождений (на примере участков Карело-Кольского региона и Дальнего Востока) : Автореф. дис. к. г.-м. н. [Текст] / Ю. В. Макарова. – СПб., 2008. – 20 с.

2. **Марченко, А. Г.** Метод анализа сверхтонкой фракции (МАСФ) – новый эффективный геохимический метод поисков месторождений [Текст] / А. Г. Марченко, С. В. Соколов // Минералогия во всем пространстве сего слова. – СПб. : Изд-во СПбГУ, 2004. – С. 31–32.

3. **Матвеев, А. А.** Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых [Текст] / А. А. Матвеев, А. П. Соловов. – М. : Изд-во «КДУ», 2011. – 564 с.

ЛИТОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ И МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ОРУДЕНЕНИЯ СУХОЛОЖСКОГО ТИПА В ПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КОЛЫМЫ

С. Г. Кряжев[1], Ч. Х. Арифулов[1], С. С. Двуреченская[1], Н. В. Цымбалюк[2]

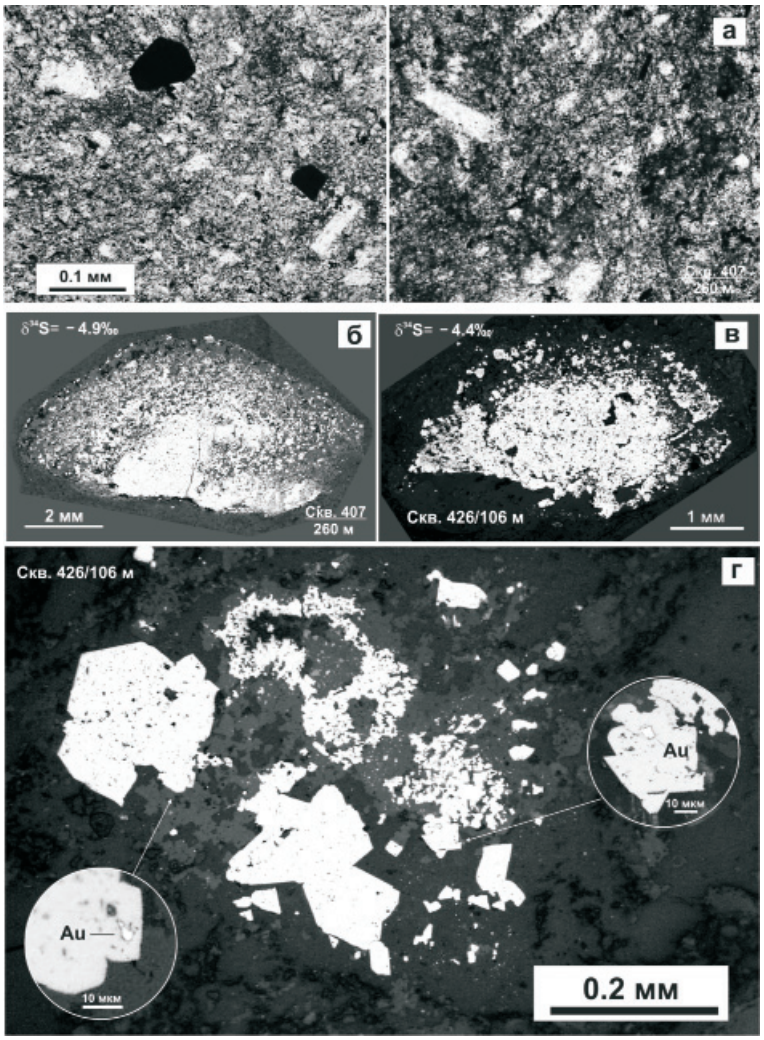
[1]ФГУП «ЦНИГРИ», Москва

[2]ООО «СТАННОЛИТ», Магадан

Перспективы расширения минерально-сырьевой базы золота Магаданской области связаны с высокой вероятностью обнаружения в углеродисто-терригенных толщах Центрально-Колымского региона крупнообъемных золоторудных объектов, типичным представителем которых является месторождение Наталка. Золотокварцевое оруденение наталкинского типа представлено линейными штокверками, формирование которых связано с раннемеловыми коллизионными магматогенно-метаморфогенными рудообразующими системами [3, 4 и др.]. В существующих моделях рудообразования предполагается мобилизация золота из больших объемов углеродисто-терригенных толщ и его концентрирование в благоприятных структурах. В то же время отмечается приуроченность промышленно значимых золоторудных объектов к единому литолого-стратиграфическому уровню, включающему позднепермские отложения пионерской и атканской свит. Это позволяет предполагать, что в пермских толщах Центральной Колымы присутствует также оруденение сухоложского типа, представленное в различной степени метаморфизованными залежами гидротермально-осадочных золотоносных сульфидов [2]. На примере месторождений Ленского района показано, что такие конседиментационные скопления рудного вещества можно рассматривать в качестве главного (и даже единственного) источника золота при формировании более поздних жильных и прожилково-вкрапленных руд [1]. Авторами настоящей статьи получены новые данные, подтверждающие правомерность подобных представлений.

Изученное рудопроявление Петух входит в состав Верхнехатыннахского рудного поля. Золоторудная минерализация, прослеженная до глубины 350 м, образует крутопадающий штокверк сложной формы. Основная часть руд сложена углеродистыми породами с рассеянной сульфидной вкрапленностью и маломощными сульфидно-анкерит-альбит-кварцевых прожилками. Среднее содержание сульфидов составляет около 3 %. Преобладает мышьяковистый пирит, значительно меньше арсенопирита, среди примесей отмечены галенит, сфалерит, халькопирит и блеклая руда. По данным фазового анализа доля тонкодисперсного золота, связанного с сульфидами, в первичных рудах достигает 35 %.

Рудовмещающие верхнепермские отложения атканской свиты относятся к углеродистой олистостромово-флишоидной (или, по другой терминологии, диамиктитовой, гравитационно-микститовой) формации. В нижней части рудоносного разреза в составе тонкослоистой существенно алевролитовой пачки (нижнеатканские образования) залегают своеобразные темно-серые массивные тонко-мелкозернистые породы, сложенные альбитом ($An_{0–5}$ 75–80 %) и магнезиосидеритом (d_{1014} = 2,78 Å, 10–20 %). Кварц в составе этих метапород не наблюдается в шлифах и не фиксируется на дифрактограммах, слоистые силикаты представлены редкими чешуйками мусковита. Породы содержат равномерно распределенную примесь органического вещества ($C_{орг}$ = 0,8–1,6 %, $\delta^{13}C_{орг}$ = –21…–23 ‰) и титанистых минералов (0,5–1 %), а также рассеянную вкрапленность, конкреционные стяжения и желваки золотоносного пирита (см. рисунок). Особенности химического состава и микроструктур (см. рисунок) позволяют связать образование золотоносных пирит-карбонат-альбитовых пород с подводными гидротермальными изменениями продуктов андезит-базитового вулканизма (погребенные палеогидротермальные поля).



Золотоносные образования Верхнехатыннахского рудного поля: а – углеродистые карбонат-альбитовые породы в нижней части разреза (фото шлифов, николи ||); б – конкреционное стяжение пирита в карбонат-альбитовой породе; в, г – рудокласты в обломочных породах верхней части разреза (фото аншлифов). Перекристаллизованный пирит рудокластов содержит включения самородного золота (Au)

Верхняя терригенная часть рудовмещающего разреза сложена преимущественно грубообломочными олистостромовыми отложениями с углеродисто-глинистым матриксом и карбонатсодержащими (анкерит-доломит до 20–30 %) углеродистыми ($C_{орг}$ = 1–2 %, $\delta^{13}C_{орг}$ = –22,5…–24,6 ‰) алевролитами и сланцами. Отдельные маломощные горизонты сильно обогащены средне-крупнообломочным материалом. В составе обломков наряду с метасоматически измененными вулканитами присутствуют рудокласты и золотоносные карбонат-альбитовые породы с обильной золото-содержащей пиритовой минерализацией (см. рисунок).

Позднерудные процессы, сопряженные с образованием жильного кварца, сопровождались растворением, перекристаллизацией и переотложением сингенетичного пирита, ростом порфиробластов новообразованного арсенопирита и пирита с включениями самородного золота, что и сформировало окончательный текстурный облик прожилково-вкрапленных руд. Реликты раннего пирита наблюдаются только в центральной части наиболее крупных рудокластов.

Изотопные исследования показали, что все описанные осадочно-диагенетические, кластогенные и метаморфогенные сульфиды практически не различимы по изотопному составу серы и характеризуются весьма узким диапазоном значений: $\delta^{34}S$ = –4±1 ‰ (50 анализов). Это однозначно указывает на первично гидротермальную (гидротермально-эксгаляционно-осадочную) природу серы золотоносных сульфидов. Перекристаллизация и переотложение раннего пирита не сопровождалось существенным изменением изотопного состава серы, что указывает на отсутствие привноса рудного вещества из внешнего источника. По изотопному составу рудного свинца ($^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18,38, $^{207}Pb/^{204}Pb$ = 15,59) рудопроявление Петух существенно отличается от золотокварцевых месторождений Центральной Колымы, что в первую очередь может быть связано с более древним возрастом сульфидной минерализации.

Таким образом, локализация золоторудной минерализации в большом объеме верхнепермских отложений прежде всего может быть обусловлена их повышенной сингенетичной сульфидностью (гидротермально-осадочной и кластогенной). Обстановка седиментации соответствовала части бассейна рифтогенного типа – депрессионной структуре, характеризующейся обвально-оползневой лавинной седиментацией, проявлениями вулканизма и субмаринных эксгаляционно-осадочных и осадочно-диагенетических рудообразующих процессов. Следовательно, позиция рудного поля определяется трудно диагностируемыми конседиментационными структурами типа листрических сбросов, которые осложнены и пересечены коллизионными сдвиговыми разломами. Последние сопровождаются брахиформной складчатостью и зонами рассланцевания. Локализация штокверковой минерализации связана с разноориентированными трещинами, вмещающими альбит-анкерит-кварцевые прожилки с позднерудной золотополисульфидной ассоциацией. Развитие сульфидно-кварцевых прожилков обусловливает положение обогащенных участков в объеме стратиформных золоторудных залежей.

Принимая во внимание полученные данные, ведущую роль в формировании рудных концентраций авторы отводят процессам сингенетичного гидротермально-осадочного накопления золота с последующей трансформацией (регенерацией) проторуд. Вовлечение золотоносных осадочно-диагенетических сульфидов в рудно-метасоматические процессы, связанные с коллизионными гранитоидами, сопровождается переотложением и дополнительным концентрированием металла в сопряженных с гранитоидами золотосульфидно-кварцевых жильных системах.

Иными словами, есть достаточно веские основания для прогнозирования в пермских отложениях Центральной Колымы не только золотокварцевых штокверков «наталкинского» типа, но и стратоидных золотосульфидных залежей прожилково-вкрапленных руд «сухоложского» типа, а также крупнообъемных золоторудных объектов с комбинированным полигенным оруденением.

Список литературы

1. **Буряк, В. А.** Сухой Лог – одно из крупнейших золоторудных месторождений мира (генезис, закономерности размещения оруденения, критерии прогнозирования) [Текст] / В. А. Буряк, Н. М. Хмелевская. – Владивосток : Дальнаука, 1997. – 156 с.

2. **Буряк, В. А.** Генезис, закономерности размещения и перспективы золото- и платиноносности черносланцевых толщ [Текст] / В. А. Буряк, Б. К. Михайлов, Н. В. Цымбалюк // Руды и металлы. – 2002. – № 6. – С. 25–36.

3. **Гончаров, В. И.** Наталкинское золоторудное месторождение [Текст] / В. И. Гончаров, С. В. Ворошин, В. А. Сидоров. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2002. – 250 с.

4. **Многофакторная** модель золоторудного месторождения Наталка [Текст] / С. Ф. Стружков, М. В. Наталенко, В. Б. Чекваидзе [и др.] // Руды и металлы. – 2006. – № 3. – С. 34–44.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ И ОБСТАНОВКИ ЛОКАЛИЗАЦИИ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В РОССИЙСКОЙ ЧАСТИ РУДНОГО АЛТАЯ

В. В. Кузнецов, Н. Г. Кудрявцева, Т. В. Серавина
ФГУП «ЦНИГРИ», Москва

Российская территория Рудного Алтая (Змеиногорский, Золотушинский и Рубцовский рудные районы) располагается в северо-западной части Рудноалтайского полиметаллического пояса, входящего в состав складчатой системы Юго-Западного Алтая, которая включает в себя Рудноалтайскую, Белоубинско-Маймырскую, Холзуно-Сарымсактинскую, Коргонскую (на востоке) и Иртышскую (на западе) структурно-формационные зоны [1]. Она соответствует Алейской и Быструшинской подзонам в пределах Рудноалтайской структурно-формационной зоны.

Система Юго-Западного Алтая развивалась на пассивной окраине Алтае-Саянского палеоконтинента, структурно-формационные комплексы которого представлены кремнисто-карбонатно-терригенными мелководными фациями ордовикско-силурийского возраста, пронизанными позднекаледонскими гранитоидами. Особенности развития структур и строение латерально-вертикальных рядов геологических формаций позволили выделить два этапа формирования указанной складчатой системы, отвечающих различным геодинамическим режимам ее развития. Первый охватывает промежуток времени от раннего девона до франского века и обусловлен процессами континентального рифтогенеза, второй – от фаменского века раннего карбона (серпуховский ярус) и соответствует обстановкам, сопоставимым с островодужными [2, 3]. В то же время можно предположить, что островодужный этап для Алейской и Быструшинской подзоны Рудноалтайской структурно-формационной зоны мог начинаться с позднеживетско-раннефранского времени. На это указывает широкое развитие андезитоидного вулканизма, выраженного в образовании покровов андезитового и андезибазальтового состава.

Рудные районы российской части Рудного Алтая сложены вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами кислого, среднего и основного составов. Преобладают продукты кислого вулканизма калиевого и калиево-натриевого профиля. Широко распространены экструзивные и субвулканические тела риолитов, лавы, потоки риолитов, пирокластические разности пород (туфы, туффиты, тефроиды). Осадочные породы представлены известковистыми алевролитами, реже песчаниками, известняками.

Вулканогенно-осадочные породы по составу, возрасту и соотношению вулканогенной и осадочной составляющих разделяются на две формации, соответствующие двум циклам вулканизма – эмс-эйфель-раннеживетскую базальтсодержащую риолитовую известково-кремнисто-терригенную (калиевую) и позднеживетско-франскую базальт-риолитовую кремнисто-терригенную (калиево-натриевую).

Вулканогенно-осадочные породы данных формаций вмещают колчеданно-полиметаллические месторождения, по ареалу их развития оконтурены рудные районы. Палеоструктуры районов выражены крупными вулканотектоническими депрессиями, выполненными отложениями рудоносных формаций.

Во всех трех рудных районах (Змеиногорском, Золотушинском, Рубцовском) в основании разреза залегают карбонатно-терригенные формации раннего палеозоя. Рудоносные комплексы перекрыты островодужной терригенно-вулканогенной андезит-дацитовой формацией позднедевонского возраста (D_3fm) и известково-терригенной морской раннекаменоугольного возраста (C_1t).

Стратифицированные образования орогенного коллизионного этапа представлены угленосной лимнической молассой формацией среднекаменноугольного возраста, а магматические – гранитоидными позднедевонского и раннекаменноугольного-пермского возраста. Двум рудоносным формациям соответствуют две рудные: базальтсодержащей риолитовой известково-кремнисто-терригенной – свинцово-цинковая колчедансодержащая, а базальт-риолитовой кремнисто-терригенной – медно-свинцово-цинковая колчеданная.

Свинцово-цинковая колчедансодержащая рудная формация включает месторождения с примерно равными долями в рудах свинца и меди, повышенными – цинка, золота и серебра. Соотношение Pb:Zn:Cu составляет (1–2):(6–0,2):1. Коэффициент колчеданности ($К_{кол}$) варьирует от 0,5 до 1,5.

Медно-свинцово-цинковая колчеданная рудная формация включает месторождения с близкими значениями цинка и меди, незначительными содержаниями свинца и высокими значениями сернистости руд. Соотношение Pb:Zn:Cu составляет 1–4:6–2:3, а $К_{кол}$ – более 1,5.

Анализ геометризованных моделей колчеданно-полиметаллических месторождений показал, что они локализованы на двух стратиграфических уровнях, соответствующих двум циклам вулканизма (снизу вверх):

– эмс-эйфель-нижнеживетский (D_{1-2}e-gv_1) с подуровнями: эмс-эйфельским (D_{1-2}e-ef), эйфельско-нижнеживетским (D_2ef–gv_1) и нижнеживетским ($D_2gv_2^1$);

– верхнеживетский – нижнефранский (D_2gv_2–D_3f_1) с верхнеживетским подуровнем ($D_2gv_2^2$).

Изучение обстановок локализации разноранговых объектов рудноалтайского типа показало следующее:

• В металлогенических зонах рудные районы эквивалентны структурно-формационным блокам, представляющим собой крупные вулканотектонические депрессии, выполненные отложениями одной рудоносной формации. Выделяются краевые и внутренние депрессии.

• Рудные поля представлены прогибами. В сложно построенных вулканотектонических депрессиях, контролирующих рудные районы, они занимают различное положение по отношению к поднятиям, имеющим вид вулканических построек, составленных кремнекислыми вулканитами. Выделяются три типа прогибов: межвулканические, надвулканические и склоновые (рис. 1–3), отличающихся друг от друга морфологией, размерами и составом выполняющих их отложений.

В пределах рудных полей месторождения приурочены к некомпенсированным впадинам, выполненным вулканогенно-терригенными породами промежуточных и удаленных фаций вулканизма. Впадины, вмещающие месторождения, занимают надкупольное, склоновое либо надвулканическое положение, редко – на бортах рифогенных построек. В зависимости от наличия или отсутствия зоны подводящего канала различаются впадины с дистальными и проксимальными залежами.

Колчеданно-полиметаллические месторождения российской части Рудного Алтая по обстановкам локализации разделяются на четыре группы (см. рис. 1–3):

1. Надвулканические с проксимальными рудными залежами (Зареченское, Среднее, Орловское, Корбалихинское).

2. Надвулканические и склоновые с дистальными рудными залежами (Захаровское, Рубцовское месторождения).

3. Надвулканические, сопряженные с рифогенными постройками с проксимальными рудными залежами (Юбилейное).

4. Надкупольные и склоновые по отношению к экструзивным постройкам с проксимальными рудными залежами (Новозолотушинское, Степное, Таловское, Лазурское).

Обстановки локализации месторождений первой и четвертой групп сформированы и в ранний эмс-эйфель-раннеживетский цикл вулканизма, и в позднеживетский – раннефранский, а месторождения второй и третьей – в позднеживетский – раннефранский.

Прогнозно-поисковые модели рудных полей рудноалтайского типа включают следующие элементы (см. таблицу):

– формации (толщи) – рудоносные, подрудные, надрудные;

– литологический состав рудоносных толщ;

– рудоносные формационные зоны по отношению к циклам вулканизма;

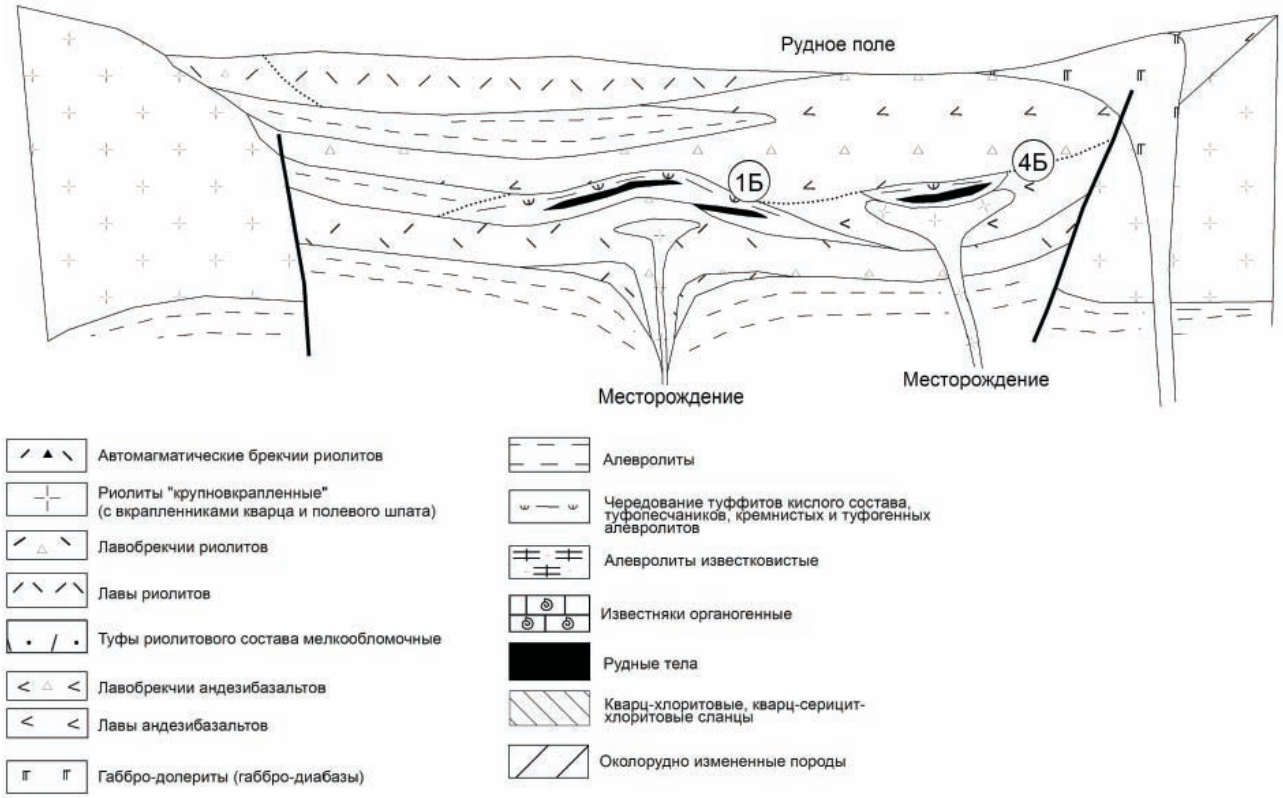


Рис. 1. Межвулканические прогибы

Обстановки локализации месторождений (в скобках – цикл вулканизма): 1 – надвулканические, проксимальные залежи (А – эмс-раннеживетский, Б – позднеживетский – раннефранский); 2 – надвулканические, дистальные залежи (позднеживетский – раннефранский); 3 – надвулканические, сопряженные с рифогенной постройкой, проксимальные залежи (позднеживетский – раннефранский); 4 – надкупольные и склоновые по отношению к экструзивной постройке залежи (А – эмс-раннеживетский, Б – позднеживетский – раннефранский)

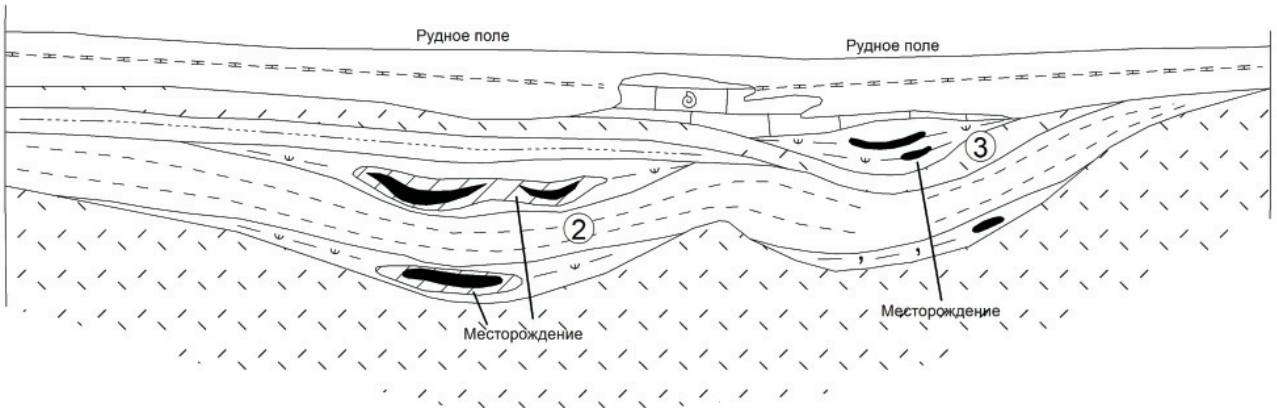


Рис. 2. Надвулканические прогибы

Усл. обозн. см. на рис. 1

– палеоструктура и ее выражение в современной структуре;
– рудные зоны в пределах рудоносных фаций;
– метасоматические, метаморфические изменения рудовмещающих отложений;
– геохимические и геофизические аномалии.

Геолого-поисковая модель колчеданно-полиметаллических месторождений рудноалтайского типа состоит из формационных, стратиграфических, литолого-фациальных, метасоматических, минералого-геохимических и геофизических критериев и признаков.

Формационный контроль размещения оруденения заключается в том, что все четыре группы месторождений приурочены к ареалам развития рудоносных формаций: эмс-эйфель-раннеживетской базальтсодержащей риолитовой известково-кремнисто-терригенной и позднеживетско-франской базальт-

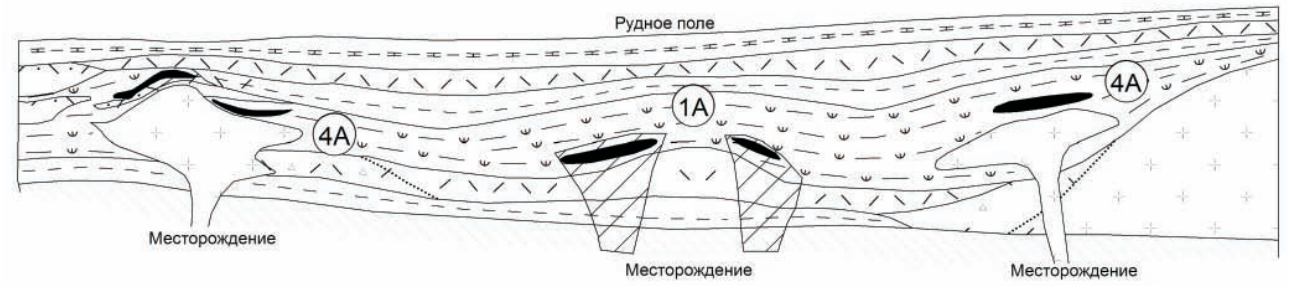


Рис. 3. Склоновые прогибы

Усл. обозн. см. на рис. 1

риолитовой кремнисто-терригенной. В то же время положение этих групп месторождений определяется приуроченностью их к различным толщам пород, отвечающих субформациям в пределах рудоносных формаций. Выделяются туфогенно-осадочная (Новозолотушинское, Зареченское, Орловское месторождения), туфогенно-алевропесчаниковая (Степное, Таловское), алевропесчаниковая (Захаровское), риолитовая (Среднее), дациориолитовая (Корбалихинское) субформации.

Стратиграфический контроль оруденения обусловлен определенным стратиграфическим положением месторождений в пределах рудоносных формаций: первые две группы распределены на трех стратиграфических уровнях (1-я: Зареченское и Орловское – на эмс-эйфельском, Среднее – на эйфельско-живетском, Корбалихинское – на верхнеживетском; 2-я: Новозолотушинское – на эмс-эйфельском, Степное, Таловское – на нижнеживетском, Лазурское – на верхнеживетском – нижнефранском), третья – на двух (Захаровское – на нижнеживетском, Рубцовское – на верхнеживетском – нижнефранском), четвертая – на одном (Юбилейное на верхнеживетском – нижнефранском).

Литолого-фациальный контроль для всех групп выражается в преимущественной локализации руд в пластах тонкого чередования вулканогенных и осадочных пород (алевролитов, кремнистых алевролитов, кремнистых туффитов, туфопесчаников, фтанитов, тефроидов, известняков, туфов кислого состава, лав и лавобрекчий риолитов, риодацитов, реже андезибазальтов). Для размещения оруденения благоприятны кремнистые фации.

Структурный контроль. Все четыре группы месторождений представляют собой локальные вулканические впадины, часто осложненные мелкими экструзивными куполами. Первой группе свой-

Прогнозно-поисковые модели рудных полей рудноалтайского типа

Элементы моделей	Типы рудных полей	
	Надвулканические	Межвулканические и склоновые
1. Формационные		
1.1. Рудоносная формация, субформация	Известково-кремнисто-терригенная базальт-содержащая риолитовая (калиевая, K_2O/Na_2O ~2)	Кремнисто-терригенная базальт-риолитовая (калинатровая, K_2O/Na_2O <2)
1.2. Перекрывающая формация	Кремнисто-терригенная базальт-риолитовая (калинатровая)	Флишоидная (песчанико-алевролитовая)
1.3. Подстилающая формация	Терригенно-карбонатная	Известково-кремнисто-терригенная базальтсодержащая риолитовая (калиевая)
2. Структурные	Прогибы, приуроченные к бортам вулканотектонической депрессии, осложненные экструзивно-лавовыми куполами и впадинами	Прогибы, приуроченные к центральной части вулканотектонической депрессии, осложненные экструзивными куполами и впадинами
3. Литофациальные	Толща переслаивания ритмично-слоистых туфов кислого состава, тефроидов, кремнисто-углистых и известковистых алевролитов удаленной и промежуточной зон; лав, лаво-брекчий риолитов и их туфов, часто игнимбритоподобных (преобладают осадочные породы)	Толща переслаивания туфов, тефроидов, кремнистых алевролитов удаленной и промежуточной зон; лав, лавобрекчий риолитов, их туфов; характерно присутствие потоков базальтового состава (преобладают вулканогенные породы)
4. Метасоматические	Зоны кварц-серицитовых и кварц-серицит-хлоритовых метасоматитов (с пиритом)	Маломощные зоны кварц-серицит-хлоритовых метасоматитов (с пиритом), а также развитие серицитолитов и хлоритов в подрудной позиции. Гематитизация основных лав

ственно положение локальных впадин в надкупольной позиции. При этом отмечаются подводящие каналы и проксимальные рудные залежи. Вторая группа характеризуется наличием локальных впадин, располагающихся на склонах вулканических куполов. Третьей группе месторождений присущи локальные впадины, выполненные преимущественно осадочными отложениями на склонах крупных вулканотектонических депрессий. Четвертая группа располагается в надкупольной позиции и экранируется рифогенными карбонатными постройками.

Околорудные породы встречаются на месторождениях всех четырех групп, представлены продуктами кислотного выщелачивания (кварц-серицит-хлоритовыми метасоматитами), относящимися к кварц-серицитовой метасоматической формации. Ореолы гидротермально измененных пород, сопровождающие пластовые рудные залежи, имеют асимметричное строение, причем главная их масса приурочена к лежачему боку рудных тел. К лежачему боку рудных залежей приурочены также околорудные гидротермально-осадочные породы (хлоритолиты, серицитолиты, доломитолиты). Надрудные породы практически не затронуты околорудными изменениями. Интенсивность проявления и морфология околорудных изменений зависит от положения месторождений по отношению к рудоподводящему каналу. Для месторождений первой и четвертой групп (с подводящим каналом) характерна конусовидная форма околорудно измененных пород. При том конус выполнен зональными метасоматитами выщелачивания, кварцитами и кварц-серицитовыми породами (часто с пиритом). Внешняя зона метасоматитов представлена кварц-серицит-хлоритовыми породами. Если месторождения располагаются вдали от канала (Захаровское, Рубцовское, Степное, Таловское), то околорудно-измененные породы имеют форму мощных линз, которые по простиранию превышают размеры рудных тел. Они состоят из кварцитов, хлоритолитов, хлорит-серицитовых, карбонат-хлоритовых и мусковит-гидрослюдисто-кварцевых метасоматитов.

Установленные прогнозно-поисковые модели и геохимические обстановки локализации рудных полей и месторождений рудноалтайского типа позволили разработать прогнозно-поисковых комплекс, ориентированный на выявление глубокозалегающих колчеданно-полиметаллических объектов рудноалтайского типа.

Список литературы

1. **Геология** и металлогения структурных зон Большого Алтая и оценка их перспектив [Текст] / Б. А. Дьячков, З. И. Чернов, О. Н. Кузьмина [и др.] // Большой Алтай – уникальная редкометалльно-золотополиметаллическая провинция Центральной Азии. – Усть-Каменогорск, 2010. – С. 30–31.

2. **Кудрявцева, Н. Г.** Ряды рудных формаций месторождений цветных и благородных металлов в различных геодинамических обстановках [Текст] / Н. Г. Кудрявцева // Руды и металлы. – 2001. – № 6. – С. 44–52.

3. **Кудрявцева, Н. Г.** Геодинамические обстановки формирования месторождений цветных и благородных металлов Большого Алтая [Текст] / Н. Г. Кудрявцева, В. В. Кузнецов // Big Altay – the unique rare metal-gold-polymetallic province of Central Asia. IGS-34. Reports of the geologists of Central Asia countries. – Almaty, 2012. – С. 38–44.

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ЧАГАН-УЗУНСКОГО ОФИОЛИТОВОГО МАССИВА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ГОРНОГО АЛТАЯ)

А. В. Куликова

ИГМ СО РАН, НГУ, Новосибирск

Чаган-Узунский офиолитовый массив входит в состав Курайской аккреционно-коллизионной зоны, которая прослеживается в юго-восточной части Горного Алтая более чем на 100 км при ширине до 40 км. Сложена зона различными по составу и размерам пластинами Баратальского террейна, включающими осадочно-вулканогенные отложения океанической коры и симаунта, Чаган-Узунских океанических офиолитов, серпентинитового меланжа, в том числе пластины и мелкие блоки эклогитов, гранатовых амфиболитов и барруазит-актинолитовых сланцев [1, 4]. Барруазит-актинолитовые сланцы часто присутствуют в составе аккреционной призмы в виде крупных тектонических линз. Все перечисленные пластины и блоки чередуются с пластинами олистостром поздневендско-раннекембрийского возраста.

Чаган-Узунский офиолитовый массив расположен на левом берегу р. Чуя около пос. Чаган-Узун и представляет собой нижнюю структурную единицу Курайской аккреционно-колизионной зоны. Он сложен крупными пластинами, породы которых интенсивно меланжированы. Нижняя пластина представлена N-MORB базальтами верхнего члена первоначального офиолитового разреза, на ней залегают

массивные и сланцеватые серпентиниты с будинированными и деформированными дайками габбро, габбро-диабазов и диабазов [1]. Поверхности тектонических пластин выполнены гранат-мусковитовыми сланцами. Ar-Ar возраст мусковита 585±6 млн лет [3]. На контакте N-MORB базальтов и ультрабазитов находится пластина безгранатовых амфиболитов мощностью до первых сотен метров. Вблизи контакта с гипербазитами породы метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации, по мере удаления от контакта степень метаморфизма снижается до зеленосланцевой фации. Степень сланцеватости также уменьшается при удалении от контакта. Местами наблюдаются реликты подушечных текстур.

Возраст амфиболитов определен K-Ar методом по амфиболу и составляет 523±23 млн лет [1]. Выше ультрабазитов залегает серпентинитовый меланж с включениями блоков массивных серпентинитов, зеленых сланцев, эклогитов, гранатовых амфиболитов. Ar-Ar возраст амфиболов из эклогитов делится на два этапа – 627–636 и 573–586 млн лет, а фенгитов, локализующихся в зонах расланцевания эклогитов, – 565–569 млн лет [5, 6]. K-Ar возраст амфиболов из эклогитов 535±24 млн лет, а из секущих зон гранатовых амфиболитов – 487±22 млн лет [1]. Зеленые сланцы из серпентинитового меланжа имеют обломочную текстуру и могли быть образованы в результате метаморфизма олистостромы. K-Ar возраст метаморфических минералов (хлорита и смеси хлорит-мусковит) 540±20 и 567±11 млн лет, что свидетельствует о зеленосланцевом метаморфизме в зоне субдукции при погружении в нее фрагментов пород (олистостром) аккреционного клина [1]. Выше залегают пластины гранатовых амфиболитов, олистостром и вулканогенные породы Баратальского палеосимаунта типа OIB.

Гранатовые амфиболиты, амфиболиты и эклогиты относятся по петрохимическим и геохимическим характеристикам к N-типу базальтов срединно-океанических хребтов.

По приведенным данным составлена модель формирования метаморфических пород как метабазальтов океанической коры, подверженных субдукционному и динамотермальному метаморфизму. Можно предположить, что верхняя пластина с эклогитами в меланже представляет собой субдуцированный комплекс пород, а амфиболиты были сформированы при эксгумации горячих перидотитов в состав аккреционного клина, где они воздействовали на базальты океанической коры, которые уже вошли в состав аккреционного клина. Баратальский террейн, офиолиты и серпентинитовый меланж с блоками высокобарических пород Чаган-Узунского массива, а также олистостромы слагают чешуйчатую структуру аккреционной призмы, которая стратиграфически перекрыта средне-позднекембрийскими турбидитами (горно-алтайская серия) Ануйско-Чуйского предугового прогиба. По составу обломочный материал соответствует продуктам разрушения аккреционно-коллизионного комплекса и островной дуги [2].

Список литературы

1. **Буслов, М. М.** Внутрисубдукционная коллизия и ее роль в эволюции аккреционного клина [Текст] / М. М. Буслов, Т. Ватанабе // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37, № 1. – С. 82–93.

2. **Новые** данные о строении и возрасте олистостромовой и песчано-алевролитовой толщ горно-алтайской серии на юго-востоке Ануйско-Чуйской зоны Горного Алтая [Текст] / М. М. Буслов, Н. В. Сенников, К. Ивата [и др.] // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39, № 6. – С. 789–798.

3. **Тектоника** и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области [Текст] / М. М. Буслов, Х. Джен, А. В. Травин [и др.] // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54, № 10. – С. 1600–1627.

4. **Фрагменты** океанических островов в структуре Курайского и Катунского аккреционных клиньев Горного Алтая [Текст] / Н. Л. Добрецов, М. М. Буслов, И. Ю. Сафонова, Д. А. Кох // Геология и геофизика. – 2004. – Т. 45, № 12. – С. 1383–1405.

5. **A Vendian-Cambrian** island arc system of the Siberian continent in Gorny Altai (Russia, Central Asia) [Text] / M. M. Buslov, T. Watanabe, I. Yu. Saphonova [et al.] // Gondwana Res. – 2002. – Vol. 5. – P. 781–800.

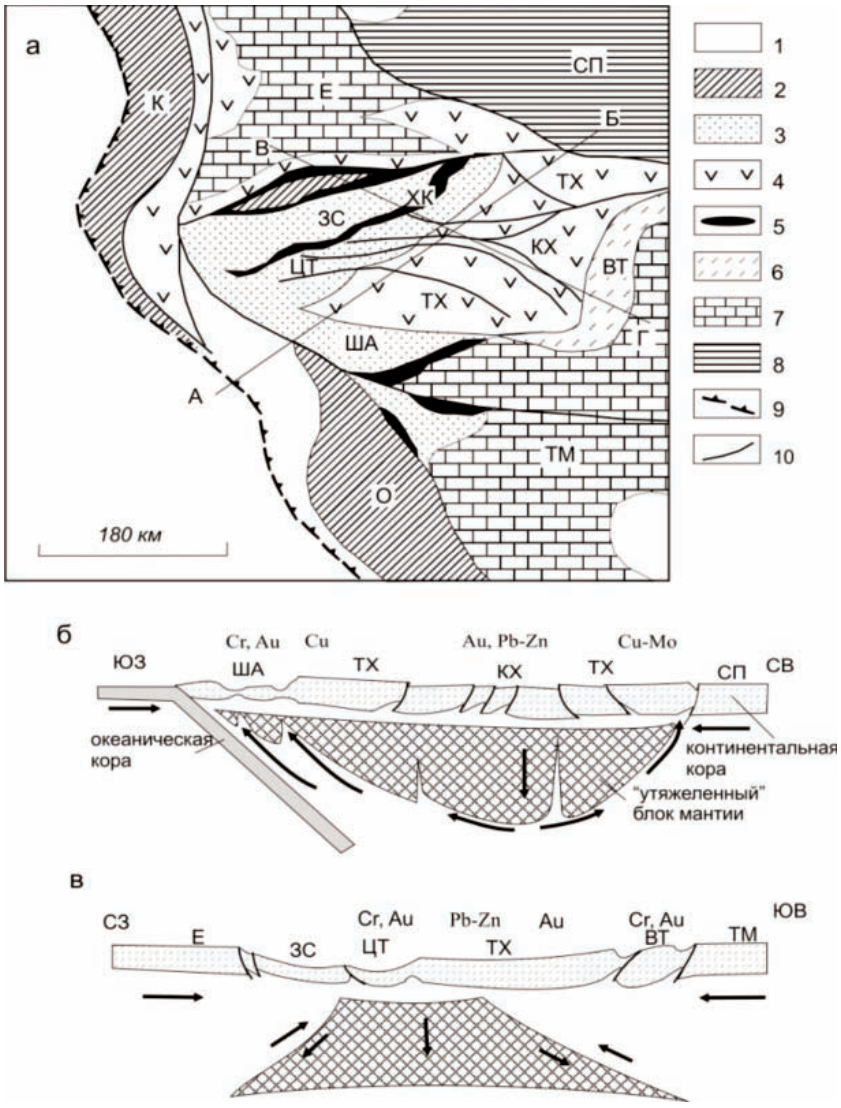
6. **Geology** of the Gorny Altai subduction-accretion complex, Southern Siberia: Tectonic evolution of an Ediacaran – Cambrian intra-oceanic arc-trench system [Text] / T. Ota, A. Utsunomiya, Y. Uchio [et al.] // J. Asian Earth Sci. – 2007. – Vol. 30. – P. 666–695.

ТУВИНО-МОНГОЛЬСКИЙ СЕГМЕНТ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

В. И. Лебедев

ФГБУН «ТувИКОПР» СО РАН, Кызыл

Территории Тувы и трансграничной Северо-Западной Монголии – составная часть Центрально-Азиатского подвижного пояса, возникшего в результате геодинамической эволюции и закрытия Палеоазиатского океана [7, 10, 12, 30]. К областям *максимального раскрытия океана* (640–550 млн лет) от-



Геодинамическая модель развития Тувинского региона (по А. М. Черезову [28]). Схема основных геодинамических комплексов венд-нижнекембрийской окраины Палеоазиатского океана (а) и схематические разрезы по линиям АБ (б) и ВГ (в), иллюстрирующие геодинамическую модель развития Тувинского региона под воздействием погружающегося «тяжелого» блока мантии на фоне схождения (коллизии) смежных литосферных плит с отражением его раннепалеозойской металлогенической зональности

1 – Палеоазиатский океан; 2 – Кузнецкая (К) и Озерная (О) раннекембрийские аккреционные призмы с фрагментами океанических поднятий (симаунтов); 3 – венд-кембрийские аккреционные призмы (ЗС – Западно-Саянская, ЦТ – Центрально-Тувинская, ША – Шибету-Агардагская); 4 – островные дуги (ТХ – Таннуольско-Хамсаринская, КХ – Каахемская рифтогенных зон); 5 – океанические офиолиты (ХК – Хемчикско-Куртушибинской зоны); 6 – эпиконтинентальные рифтогенные зоны (ВТ – Восточно-Тувинская); 7 – микрокон-тиненты (Е – Енисейский, ТМ – Тувино-Монгольский); 8 – Сибирский континент (СК); 9 – зона субдукции; 10 – крупные разломы

носятся Агардагская (570 млн лет), Шишхидская (631–590 млн лет), Каахемская, Куртушибинская, Западно-Тувинская, Монгунтайгинская и ряд других зон, в которых происходило формирование офиолитовых ассоциаций с проявлениями золотоплатиноидной ультрамафит-мафитовой формации; к структурам *закрытия* относятся венд-раннекембрийские островодужные системы, например, Ондумская, Улугойская, Восточно-Таннуольская и др. с золото- и серебросодержащими медно-колчеданными и колчеданно-полиметаллическими формациями [3, 8, 9, 12]. Длительный характер эволюции обусловил многоактную аккреционную природу пояса с возрастным смещением аккреционных, коллизионных и постколлизионных процессов. С каждым процессом сопряжен определенный комплекс рудных формаций [8, 25], что стало главной причиной возникновения здесь общей латеральной металлогенической зональности в выделенных временных интервалах, а также пространственного совмещения разноэтапного оруденения в одних и тех же тектонических зонах [1, 2, 8, 17, 19]. Это связано с унаследованным характером развития зон, предопределенного, в свою очередь, спецификой протекания аккреционных процессов, которые обусловлены наличием в районе Тувы заливообразного (в направлении Сибирского кратона) изгиба единой субдукционной границы Палеоазиатского океана (см. рисунок), затруднившего субдукцию и способствовавшего утолщению и охлаждению океанической литосферы [13, 14, 28, 35].

Тувино-Монгольский сегмент – один из крупнейших устойчивых геоблоков Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), обрамляющего Сибирскую платформу с юга и юго-запада. Подобные массивы с кристаллическим основанием рассматриваются как микроконтиненты (фрагменты континентальных блоков), входившие в суперконтинент Родиния и причлененные к структурам обрамления Сибирской платформы в ходе развития Палеоазиатского океана.

В последние годы получена новая информация о развитии эндогенных процессов в Тувино-Монгольском сегменте [5, 11, 12, 15, 16, 18, 23, 36]. Определены особенности геологического положения метаморфических комплексов – нарынского, моренского и эрзинского. В состав первого включены карбонатные, терригенно-карбонатные и терригенные толщи балыктыгхемской, чартысской, нарын-

ской и чинчилигской свит, породы которых относятся к отложениям мелководных эпиконтинентальных морских бассейнов позднего протерозоя. К моренскому комплексу отнесены метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации вулканические и осадочные породы, формировавшиеся в обстановке рифтогенных структур пассивных континентальных окраин. Эрзинский комплекс сложен интенсивно мигматизированными биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами с реликтами пород гранулитовой фации метаморфизма, протолитами которых служили осадки, характерные для бассейнов пассивных континентальных окраин. К нему также отнесены гиперстеновые и двупироксеновые кристаллические сланцы Нижнеэрзинской тектонической пластины, первичные породы которых могут рассматриваться как фрагменты палеоостроводужных и палеоокеанических образований. U-Pb методом (SHRIMP) получены данные о возрасте детритовых цирконов из метатерригенных пород моренского (750 млн лет) и эрзинского (800 и 900 млн лет) комплексов, что определяет нижнюю возрастную границу их накопления [5, 11, 16].

Изучены особенности геологического положения интрузивных образований, локализованных в Тувино-Монгольском сегменте (ТМС), а также в Восточно-Таннуольской и Каахемской зонах его каледонского обрамления. Абсолютный возраст этих образований определен с помощью U-Pb метода (SHRIMP) по цирконам [4, 5, 11, 16]. Кристаллические комплексы, сформированные в ходе архейского и раннепротерозойского тектогенеза в пределах Тувино-Монгольского массива не установлены. Результаты геохронологических исследований указанных объектов [1, 15, 24, 29, 33, 35] позволяют определить этапы становления и установить природу ранних каледонид Центральной Азии. Тувино-Монгольский сегмент ЦАСП не может рассматриваться как фрагмент кратона, его формирование происходило в ходе тектонического сочленения низкоградиентных метаморфитов и неметаморфизованных пород континентальной окраины в интервале 496,6±3,5–521±12 млн лет. Определен возраст становления главных структур (496,6±3,5 млн лет), а также интервал формирования надвигов, с которыми связано выведение гранулитов в верхние структурные этажи, – 489,4±2,6–480±5,4 млн лет. Последнее значение фиксирует завершение высокоградиентного метаморфизма и складчатости. К рубежу 464,6±5,7 млн лет ТМС ЦАСП был обособлен как жесткая стабилизированная структура. Проявление интенсивных деформаций в его обрамлении фиксируется внедрением тоналитов таннуольского комплекса в Каахемской и Восточно-Таннуольской зонах возрастом 451±5,7 и 457±2,9 млн лет. В целом формирование ТМС ЦАСП связано с аккреционными процессами в ходе закрытия Палеоазиатского океана. При этом изначально разрозненные фрагменты толщ были тектонически сочленены, а затем «спаяны» в результате высокоградиентного регионального метаморфизма, проявленного в глубинных сечениях данной гетерогенной структуры [4, 5, 16]. Последующие геологические события этой провинции определяются процессами внутриплитного магматизма, связанными с развитием горячего поля мантии (составной части Северо-Азиатского суперплюма) в основании юго-западного обрамления Сибирской платформы [21, 23, 31, 32, 34, 36, 37]. Индикаторы внутриплитного [22, 23] магматизма – субщелочные и щелочные габброидные массивы (Коргередабанский, Харлинский), щелочные граниты и сиениты (Улуг-Танзекский, Коктыг-Хемский, Тербенский), литий-фтористые граниты и пегматиты (Солбельдыр, Тастыг), нефелиновые сиениты (Баян-Кол, Жинхем, Когередабан) и т. д.

Металлогенические зоны Тувинско-Монгольского сегмента ЦАСП преимущественно благородно-редкометалльно-редкоземельной и медно-молибден-порфировой специализации. Они совпадают с ареалами проявления внутриплитного плюмового магматизма, представленного среднепалеозойскими щелочно-ультраосновными и позднепалеозойскими щелочно-гранитоидными массивами в Восточной Туве, среднепалеозойскими литий-фтористыми гранитами в Западной Туве, мезозойскими карбонатитовыми массивами в Центральной Туве и полями кайнозойских щелочно-базальтовых вулканитов – на востоке Тувы [19]. С некоторыми из перечисленных плюмовых проявлений связано образование уникальных месторождений: Карасугской группы редкоземельных карбонатитов, Баянкольского алюминиевого, Улуг-Танзекского редкометалльного, Тастыгского литиевого, Ак-Сугского золотомедно-молибден-порфирового [12, 15, 17, 24]. Один из представителей плюмового магматизма редкометалльной специализации – сподуменовые гранитоиды Сольбельдирского месторождения возрастом 494 млн лет. Обнаружение новых ареалов распространения плюмового магматизма, например карбонатитового железорудно-редкоземельного, повышает редкометалльный потенциал региона. С ареалами развития вулканоплутонических комплексов, становление которых обусловлено проявлением различных геодинамических режимов (спрединга, субдукции, аккреции, коллизии), на этапах зарождения, существования и закрытия Палеоазиатского океана совпадают металлогенические зоны преимущественно благородно-редкометалльной и полиметаллической специализации [2, 6, 9, 15, 19, 25]. Золотоплатиноидная минерализация ультрамафит-мафитов характерна для Каахемской, Монгунтайгинской, Агардагской, Куртушибинской, Билин-Бусыйнгольской и Шишхидгольской офиолитовых зон [20, 26, 27]. Золотосодержащие медно-колчеданные и колчеданно-полиметаллические формации повышенной сереброносности приурочены к Ондумской, Улугойской и Восточно-Таннуольской островодужным зонам [3, 8, 9].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ по проектам: №№ 04-05-64093-а, 05-05-79123-а, 07-05-00601-а, 08-05-10031-к, 09-05-10048-к, 10-05-10023-к, 10-05-00444-а, 11-05-10018-к, 12-05-10007-к.

Список литературы

1. **Благородные** металлы в черносланцевых толщах Восточной Тувы [Текст] / В. И. Лебедев, М. Ф. Лебедева, Ч. К. Ойдуп, О. С. Черезова // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии. Геоэкология природной среды и общества. – Кызыл : ИПК ТувИКОПР СО РАН, 2002. – С. 16–31.

2. **Борисенко, А. С.** Условия образования гидротермальных кобальтовых месторождений [Текст] / А. С. Борисенко, В. И. Лебедев, В. Г. Тюлькин. – Новосибирск : Наука, 1984. – 172 с.

3. **Бухаров, Н. С.** Вулканогенные комплексы Восточной Тувы и их металлогенические особенности [Текст] / Н. С. Бухаров, В. В. Зайков // Геология и геофизика. – 1979. – № 11. – С. 67–75.

4. **Возраст** постколлизионного магматизма ранних каледонид Центральной Азии (на примере Тувы) [Текст] / И. К. Казаков, Е. Б. Сальникова, В. И. Лебедев [и др.] // Докл. РАН. – 1998. – Т. 6. – С. 514–517.

5. **Возрастные** рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива [Текст] / И. К. Козаков, А. Б. Котов, Е. Б. Сальникова [и др.] // Геотектоника. – 2001. – № 3. – С. 22–43.

6. **Возрастные** рубежи формирования кобальтового оруденения Алтае-Саянской складчатой области и его корреляция с магматизмом [Текст] / И. Г. Третьякова, А. С. Борисенко, В. И. Лебедев [и др.] // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51, № 9. – С. 1379–1395.

7. **Геодинамическая** карта западной части Палеоазиатского океана [Текст] / Н. А. Берзин, Р. Г. Колман, Н. Л. Добрецов [и др.] // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35, № 7–8. – С. 8–28.

8. **Дистанов, Э. Г.** Металлогеническое развитие Центрально-Азиатского подвижного пояса в связи с его геодинамической эволюцией [Текст] / Э. Г. Дистанов, А. А. Оболенский // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35. – № 7–8. – С. 252–269.

9. **Зайков, В. В.** Рудоносные вулканические комплексы протерозоя и кембрия Тувы [Текст] / В. В. Зайков. – Новосибирск : Наука, 1976. – 126 с.

10. **Зоненшайн, Л. П.** Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1 [Текст] / Л. П. Зоненшайн, М. И. Кузьмин, Л. М. Натапов. – М. : Недра, 1990. – 328 с.

11. **Конвергентные** границы и связанные с ними магматические и метаморфические комплексы в структуре каледонид Центральной Азии [Текст] / И. К. Козаков, Е. Б. Сальникова, В. В. Ярмолюк [и др.] // Геотектоника. – 2012. – № 1. – С. 19–41.

12. **Континентальная** кора Тувино-Монгольского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса (ТМС ЦАСП) и сопредельных территорий: источники, геодинамические обстановки, этапы формирования и металлогения (2004–2006 гг.) : Отчет по Конкурсному проекту СО РАН № 26.2.6 [Текст] / Отв. ред. д. г.-м. н. В. И. Лебедев. – Кызыл : ИПК ТувИКОПР СО РАН, 2006. – 50 с.

13. **Коробейников, В. П.** Позднерифейско-кембрийская стадия развития Восточной Тувы [Текст] / В. П. Коробейников, Т. А. Ковязина // Результаты региональных геолого-геофизических исследований Сибири. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 1989. – С. 57–73.

14. **Коробейников, В. П.** Структура сопряжения Каахемской и Восточно-Тувинской зон и формирование древнего желоба-разлома [Текст] / В. П. Коробейников, В. М. Исаков // Геология и геофизика. – 1981. – № 11. – С. 18–28.

15. **Коромантийные** рудно-магматические системы благородно-редкометалльной специализации в металлогении Тувино-Монгольского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса (монографический обзор исследований по Базовому проекту 7.5.2.8) [Текст] / В. И. Лебедев, В. В. Ярмолюк, И. К. Козаков [и др.]. – Кызыл : ИПК ТувИКОПР СО РАН, 2012. – 202 с.

16. **Кристаллические** комплексы Тарбагатайского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии [Текст] / И. К. Козаков, А.М. Козловский, В. В. Ярмолюк [и др.] // Петрология. – 2011. – Т. 19, № 4. – С. 1–21.

17. **Кузнецов, В. А.** Алтае-Саянская металлогеническая провинция и некоторые вопросы металлогении полицикличных складчатых областей [Текст] / В. А. Кузнецов // Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 8. – М. : Наука, 1967. – С. 275–303.

18. **Магматизм** и геодинамика ранних стадий формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических и геохимических исследований офиолитов Баян-Хонгорской зоны [Текст] / В. П. Ковач, П. Джен, В. В. Ярмолюк [и др.] // Докл. РАН. – 2005. – Т. 404, № 2. – С. 229–234.

19. **Особенности** металлогении Тувино-Монгольского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса [Текст] / В. И. Лебедев, М. Ф. Лебедева, Н. И. Лебедев [и др.] // Баруун бусийн хогжил шинжлэх ухааны технологи: эрдэм шинжилгээйний бага хурлын илтгэлуудийн эмхтгэл. – Улаанбаатар хот, 2010. – С. 335–345.

20. **Офиолиты** Западной Тувы – фрагменты поздневендской островной дуги Палеоазиатского океана [Текст] / А. А. Монгуш, В. И. Лебедев, А. В. Травин, В. В. Ярмолюк // Докл. РАН. – 2011. – Т. 438, № 6. – С. 796–802.

21. **Палеозойский** гранитоидный магматизм Центрально-Азиатского складчатого пояса [Текст] / А. Н. Леонтьев, Б. А. Литвиновский, С. П. Гаврилова, А. А. Захаров. – Новосибирск : Наука, 1981. – 318 с.

22. **Позднепалеозойский** щелочно-гранитоидный магматизм Тувы и его связь с внутриплитной активностью в пределах Сибирского палеоконтинента [Текст] / А. М. Сугоракова, В. В. Ярмолюк, В. И. Лебедев, Д. А. Лыхин // Докл. РАН. – 2011. – Т. 439, № 5. – С. 886–892.

23. **Редкометалльные** гранитоиды месторождения Улуг-Танзек (Восточная Тыва): возраст и тектоническое положение [Текст] / В. В. Ярмолюк, А. В. Никифоров, Е. Б. Сальникова [и др.] // Докл. РАН. – 2010. – Т. 430, № 2. С. 248–253.

24. **Рогов, Н. В.** Тектономагматические закономерности локализации литий-фтористых редкометальных месторождений Сангилена (типа Улуг-Танзек) [Текст] / Н. В. Рогов, В. И. Лебедев, В. В. Ярмолюк // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии. Геоэкология природной среды и общества. – Кызыл : ИПК ТувИКОПР СО РАН, 2003. – С. 31–36.

25. **Рудные** формации Тувы [Текст] / В. В. Зайков, В. И. Лебедев, В. Г. Тюлькин [и др.] ; отв. ред. акад. В. А. Кузнецов // Тр. ИГиГ. Сер. Эндогенные рудные формации Сибири. – 1981. – Вып. 466. – 201 с.

26. **Тектономагматическая** эволюция структурно-вещественных комплексов Таннуольской зоны Тувы в позднем венде – раннем кембрии (на основе геохимических, Nd-изотопных и геохронологических данных) [Текст] / А. А. Монгуш, В. И. Лебедев, В. П. Ковач [и др.] // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52, № 5. – С. 649–665.

27. **Ультамафит-мафитовый** магматизм Юго-Западной Тувы [Текст] / Ч. К. Ойдуп, Ф. П. Леснов, В. В. Ярмолюк, В. И. Лебедев // Геология и геофизика. – 2011. – № 3. – С. 354–372.

28. **Черезов, А. М.** Серповидные рудоконтролирующие тектонические блоки в структурах герцинского и мезозойского этапов (на примере Тувы) [Текст] / А. М. Черезов, В. И. Лебедев, О. С. Черезова // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37, № 12. – С. 73–77.

29. **Чучко, В. Н.** К вопросу о возрасте таннуольского комплекса северо-восточной Тувы [Текст] / В. Н. Чучко // Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. 2. – Кызыл : Тувин. кн. изд-во, 1971. – С. 22–37.

30. **Чучко, В. Н.** Стратиграфия кембрийских образований междуречья Сыстыг-Хем – Чашпы [Текст] / В. Н. Чучко, Я. В. Сарбаа, В. К. Шульга // Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. 1. – Кызыл : Тувин. кн. изд-во, 1969. – С. 10–22.

31. **Ярмолюк, В. В.** Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность [Текст] / В. В. Ярмолюк, В. И. Коваленко. – М. : Наука, 1991. – 263 с.

32. **Ярмолюк, В. В.** Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика [Текст] / В. В. Ярмолюк, В. И. Коваленко, М. И. Кузьмин // Геотектоника. – 2000. – № 5. – С. 3–29.

33. **Earth** Palaeozoic oceanic crust in Central Asia: A back – arc type (?) ophiolite zone in Tuva (Southern Siberia). Aim of the study [Text] / E. Pfagner, A. Kroener, I. Kozakov, Ch. Oydup // Problems of Ophiolites world. – Oman, 1999. – P. 4–7.

34. **Lebedev, V. I.** Interplate magmatism and metallogeny of Tuva [Text] / V. I. Lebedev, M. F. Lebedeva // Баруун бусийн хогжил шинжлэх ухаанб технологи: эрдэм шинжилгээйний бага хурлын илтгэлуудийн эмхтгэл. Улаанбаатар хот, 2010. – P. 333–335.

35. **Lebedev, V. I.** Phanerozoic Metallogeny in Tuva and Northwestern Mongolia [Text] / V. I. Lebedev, A. M. Cherezov, M. F. Lebedeva // Russian Geology and Geophysics. – 1999. – Vol. 40, N 11. – P. 1618–1626.

36. **Processes** in the Hercinides of the Central Asian Foldbeit [Text] / V. V. Yarmolyuk, V. I. Kovalenko, A. M. Kozlovsky [et al.] / Petrology. – 2008. – Vol. 16, N 7. – P. 679–709.

37. **The Early** Baikalian Crystalline Complex in the Basement of the Dzabkhan Microcontinent of the Early Caledonian Orogenic Area, Central Asia. Stratigraphy and Geological Correlation [Text] / I. K. Kozakov, V. V. Yarmolyuk, V. P. Kovach [et al.]. – 2012. – Vol. 20, N 3. – P. 231–239.

ОБОСНОВАНИЕ НАПРАВЛЕНИЙ УСКОРЕННОГО ПРИРОСТА И ОСВОЕНИЯ СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ ПЕРВООЧЕРЕДНЫХ ИНВЕСТИЦИОННЫХ ПРОЕКТОВ СИБИРИ

Р. Т. Мамахатова

ФГУП «СНИИГГиМС», Новосибирск

Для многих регионов России освоение минеральных ресурсов – единственно возможный путь роста промышленного потенциала и повышения жизненного уровня населения. В то же время многие

перспективные геолого-разведочные и горные проекты не реализуются. Здесь важно найти модель, которая бы объединяла возможности и интересы государства, недропользователей, частных инвесторов. Такая модель должна быть нацелена на стимулирование развития геолого-разведочных работ и горной промышленности.

По мнению экспертов, если не произойдет «перелома» в сознании и конкретной политике государственных чиновников высшего уровня, то при существующих темпах добычи и разведки возможен сценарий, при котором запасы газоконденсатных месторождений иссякнут к 2025 г., нефти – к 2015 г. Кроме того, весьма напряженная ситуация складывается для запасов урана, меди, коренного золота.

Рациональное использование минеральных ресурсов предполагает существенное повышение извлечения разведанных запасов из недр, их комплексное использование, сокращение крупномасштабных потерь. Сегодня недостаточная комплексность добычи и переработки минерального сырья в России приводит к потерям до 20–30 % учтенных в недрах запасов основных цветных металлов.

В настоящее время основная проблема развития горной промышленности в традиционных для этой отрасли регионах России – нехватка инвестиций, которые необходимы для поддержания нормального воспроизводственного процесса в базовых отраслях народного хозяйства, гармоничного сбалансированного развития регионов страны.

Все чаще развитие отдельных ресурсных областей, в частности востока России, связывается с возможностью реализации на их территории крупномасштабных инвестиционных проектов, так или иначе имеющих отношение к освоению ресурсного потенциала: сооружение ГЭС, трубопроводных мощностей или развитие добычи природных ресурсов повсеместно будет способствовать приросту валового регионального продукта (ВРП), налоговым отчислениям, росту занятости в регионе.

Под крупномасштабным понимается проект, реализация которого может потенциально оказывать существенное влияние на внутриотраслевые и межотраслевые, внутрирегиональные и межрегиональные пропорции, темпы социально-экономического развития, динамику действующей системы цен на ресурсы общего пользования.[1] Крупномасштабный проект серьезным образом меняет социально-экономическое положение региона: выступая своего рода катализатором развития ресурсных территорий, он реализует значительный комплексирующий потенциал, индуцирует развитие смежных производств, обеспечивает устойчивый рост занятости, улучшает социальные условия жизни населения. Именно в степени влияния на окружающую экономическую и социальную среду и заключается основное отличие крупномасштабного коммерческого проекта от проекта развития, ориентированного в том числе и на сбалансированный региональный рост. Таким образом, крупный проект не только объект инвестирования территории, но и инструмент ее развития.

Крупномасштабные проекты индуцируют, во-первых, эффект внутренней системы проекта (его выпуск, прямая занятость и т. д.) и, во-вторых, косвенный эффект, т. е. внепроектное воздействие на хозяйственный комплекс региона, на смежные отрасли (косвенный выпуск).

Оценив прямые и косвенные эффекты, мы приходим к мультипликатору соответствующего проекта, что и является комплексной оценкой его реализации с точки зрения региональной экономической системы.

Разработка программы ускоренного прироста и освоения сырьевой базы высоколиквидных, остродефицитных и стратегических твердых полезных ископаемых (ТПИ) требует выделения наиболее перспективных объектов. Это возможно на основе проведения геолого-экономической оценки, включающей учет экономико-географических условий района расположения оцениваемых объектов и учет экономических условий, в которых будут происходить освоение объектов оценки и реализация добытой продукции, а также анализ денежных потоков, связанных с освоением.

В СНИИГГиМСе имеется опыт разработки научно-методических основ прогнозирования, поисков, разведки и геолого-экономической оценки рудных месторождений Сибири.

Так, в рамках реализации правительственных решений о развитии новых центров добычи и транспортировки углеводородных ресурсов Восточной Сибири и Республики Саха (Якутия) была рассмотрена сырьевая база ТПИ во взаимоувязке с перспективными программами освоения новых месторождений углеводородов указанных территорий.

В связи с этим в СНИИГГиМСе проводилась геолого-экономическая оценка около 400 месторождений ТПИ нераспределенного фонда недр в новых районах нефтедобычи Восточной Сибири и Республики Саха (Якутия) в 300 км в зоне прохождения нефтепровода «Восточная Сибирь – Тихий оке-

[1] **Медницкий, В. Г.** Крупномасштабные инвестиционные проекты: Моделирование и экономическая оценка [Текст] / В. Г. Медницкий, Р. В. Фаттахов, С. П. Бушанский ; Ин-т социально-экономических исследований Уфим. НЦ ; Отв. ред. Ю. В. Овсиенко. – М. : Наука, 2003.

ан» (ВСТО). На долю золота (рудного и россыпного) и железных руд приходится 85 % месторождений, расположенных в Иркутской области, Красноярском крае и Республике Саха (Якутия). На основе проведенных работ создана карта полезных ископаемых, на которой отражены геологические структуры, остро-ликвидные и стратегические полезные ископаемые в масштабах (крупные, средние, мелкие) с привязкой к распределенному и нераспределенному фонду недр.

Карта отражает минерагеническое районирование полезных ископаемых, показывает их распространение и может использоваться для комплексной оценки их совместного освоения.

Использование геологических, технологических, географических, инфраструктурных и экономических сведений позволяет выполнить комплексную оценку объектов разных рангов (месторождение, зона, РР, РУ, РП и прогнозные площади); установить приоритетность освоения объектов; осуществить прогноз технико-экономических показателей прироста запасов ТПИ, освоения и разработки открытых и прогнозируемых месторождений в зоне проектируемых трубопроводов и центрах добычи нефти и газа.

На основании проведенной геолого-экономической оценки месторождений ТПИ в районах перспективной добычи нефти и газа и их транспортировки по ВСТО были установлены районы перспективного освоения твердых полезных ископаемых.

Все оцениваемые месторождения рудного золота нераспределенного фонда недр в районе освоения месторождений углеводородного сырья и строительства нефтепровода ВСТО получили положительную оценку. Таким образом, инвестиционные затраты на их освоение эффективны и окупаются в течение 3–9 лет. Однако, если ориентироваться на индивидуальное освоение каждого из рассмотренных объектов, эффективность инвестиционных вложений не очень высока. Наиболее сильное воздействие на основной показатель эффективности – чистый дисконтированный доход инвестора – оказывают цены на золото. Их понижения на 1 % от среднего уровня 850 дол. за унцию уже может привести к потере проектами прибыльности (при условии неизменности других факторов). Следующие по значимости влияния – удельные эксплуатационные и капитальные затраты. Их рост, вызванный указанным фактором на 0,5–1 %, также приводит к потере прибыльности потенциальных проектов. Примерно аналогично проекты реагируют на изменение объемов эксплуатационных запасов и содержания полезного компонента.

Дело в том, что достаточно малообъемные производства на каждом месторождении не позволяют работать с высокой эффективностью, поскольку капитальные затраты на освоение объектов довольно велики – десятки миллионов долларов.

Повышение эффективности можно достичь, если:

1) значительно расширить сырьевую базу за счет проведения детальной доразведки месторождений;

2) связать освоение указанных месторождений с более крупными золоторудными объектами, на которые золотодобывающим компаниям;

3) организовать освоение близкорасположенных месторождений с использованием передвижных мобильных комплексов, что существенно сэкономит капитальные затраты; при этом целесообразно организовывать продажу лицензий на освоение объектов лотами.

Несмотря на кажущуюся непривлекательность большинства россыпных месторождений золота в зоне трубопровода ВСТО, у государства есть все необходимые рычаги для повышения их эффективности. Для отдельных месторождений, расположенных в социально значимых районах с проблемой занятости населения, можно установить налоговые льготы. Близкорасположенные группы месторождений можно выставлять на аукцион едиными лотами. Это позволит не только повысить эффективность их разработки, но и привлечь к ним внимание крупных золотодобывающих компаний, в сферу интересов которых отдельные мелкие месторождения обычно не попадают.

Для повышения обоснованности принятия решений при оценке эффективности реализации проектов и мероприятий «Стратегии Сибири», а также общей оценки тенденций социально-экономического развития регионов Сибирского федерального округа (СФО) целесообразно научное сопровождение при реализации стратегических задач в области минерально-сырьевого комплекса с учетом реализации первоочередных инвестиционных проектов на территории СФО (например, «*Комплексное развитие Нижнего Приангарья», «Развитие Республики Тыва», «Освоение минерально-сырьевых ресурсов юго-востока Читинской области», «Комплексное развитие Забайкалья*»).

При принятии управленческих решений необходимо:

– создание на базе информационно-аналитической системы «НедраСиб» электронной геолого-экономической карты СФО, позволяющей в интерактивном режиме оперативно анализировать минерально-сырьевую базу региона;

– осуществление прогноза технико-экономических показателей прироста запасов и выделения объектов, имеющих наибольшую инвестиционную привлекательность;

– разработка программы ускоренного прироста и освоения сырьевой базы высоколиквидных, остродефицитных и стратегических твердых полезных ископаемых в СФО.

Одна из основных задач предварительной стадии обоснования направлений освоения месторождений – создание информационной составляющей технико-экономических расчетов, которая будет иметь мультиуровневую аналитическую структуру на основе применения современных компьютерных технологий.

Структура информационной системы позволит осуществлять мониторинг социально-экономических процессов и природной среды СФО, основанный на современных прогнозно-диагностических моделях, базах данных и ГИС. В результате разработки предлагаемой электронной карты будет возможно сравнение всех региональных стратегий субъектов Федерации на территории Сибири на предмет оценки качества их разработки, взаимной совместимости и ориентации на достижения основных целей и задач стратегии социально-экономического развития Сибири.

Кроме того, при обнаружении в региональных стратегиях дублирующих инвестиционных проектов (например, по созданию транспортно-логистических межрегиональных центров, инновационных технопарков и т. д.) станет возможным исключение этого ненужного дублирования, приводящего к неоправданной межрегиональной конкуренции и нерациональному использованию федеральных и региональных бюджетных средств. На электронной карте могут быть отражены масштабные перспективные проекты и программы, охватывающие территорию нескольких субъектов Федерации и смежных федеральных округов. Примером такого применения служит «Карта первоочередных инвестиционных проектов Сибирского федерального округа», выполненная СНИИГГиМСом по заданию аппарата полномочного представителя Президента РФ в СФО для оперативного анализа минерально-сырьевой базы (МСБ) региона в рамках перечисленных инвестиционных проектов, которая позволила осуществить мониторинг состояния МСБ субъектов, обеспечив высокую точность и наглядность анализируемой информации.

Для разработки программы ускоренного прироста и освоения сырьевой базы высоколиквидных, остродефицитных и стратегических твердых полезных ископаемых потребуется серьезная конструктивная работа, способная объединить государство и бизнес в поиске оптимальных решений, обеспечивающих подъем экономики субъектов Федерации, оптимальное сочетание развития всех форм бизнеса при одновременном повышении уровня жизни населения. Все перечисленное может быть обеспечено только на принципах партнерства государства и бизнеса, повышения социальной ответственности предпринимательства. Только такой подход сможет обеспечить большой мультипликативный эффект от освоения МСБ Восточной Сибири для экономики региона и России в целом.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПЛОЩАДНОЙ МОДИФИКАЦИИ МЕТОДА ОСОБЫХ ТОЧЕК ПРИ ИЗУЧЕНИИ МОРФОЛОГИИ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА ПЛАТФОРМ

С. Г. Мишенин, Ю. В. Утюпин, Г. З. Яворская

ФГУП «СНИИГГиМС», Новосибирск

При выполнении ФГУП «СНИИГГиМС» алмазопоисковых работ на некоторых участках Сибирской платформы (рис. 1) возникла необходимость в достаточно подробной карте поверхности кристаллического фундамента для выделения его локальных положительных структур в м-бе не менее 1:200 000 с целью последующего ее использования для составления карты прогноза алмазоносности. Для решения этой задачи использовалась разработанная авторами площадная модификация метода особых точек Трошкова – Грозновой.[1]

На первом участке (Оттохский) в нашем распоряжении было аномальное магнитное поле с шагом 500×500 м, полученное по результатам АМС-25. Шаг матрицы был принят сопоставимым с минимальными глубинами поверхности залегания кристаллического фундамента. Было проведено вычисление магнитоактивной поверхности по набору особых точек. Для этого из всего набора вычисленных точек выбирались те, которые имеют порядок, близкий к 1, что должно соответствовать угловым точкам верхних кромок сечений магнитных блоков. Из выбранного набора точек выделялись точки сгущения. В результате была получена карта магнитоактивной поверхности, хорошо коррелирующаяся с глубиной залегания кристаллического фундамента по имеющимся данным (рис. 2).

[1] **Утюпин, Ю. В.** Модификация метода особых точек для массовых расчетов локализации источников геопотенциальных полей на площади [Текст] / Ю. В. Утюпин, С. Г. Мишенин // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей : Матер. 33-й сес. Междунар. сем. – Пермь, 2011. – С. 281–284.

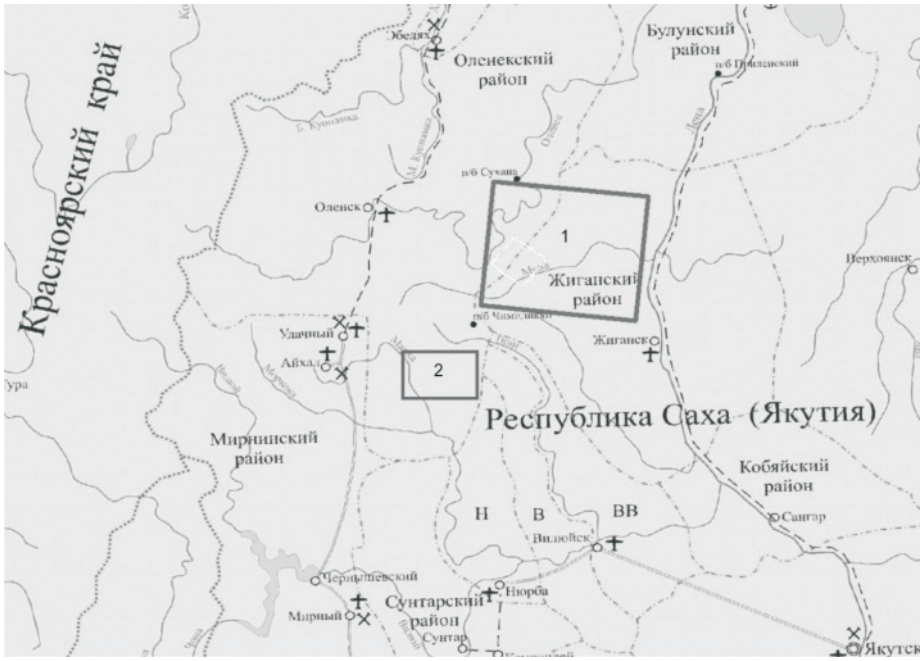


Рис. 1. Географическое положение участков исследований (1 – Оттохский, 2 – Данырский)

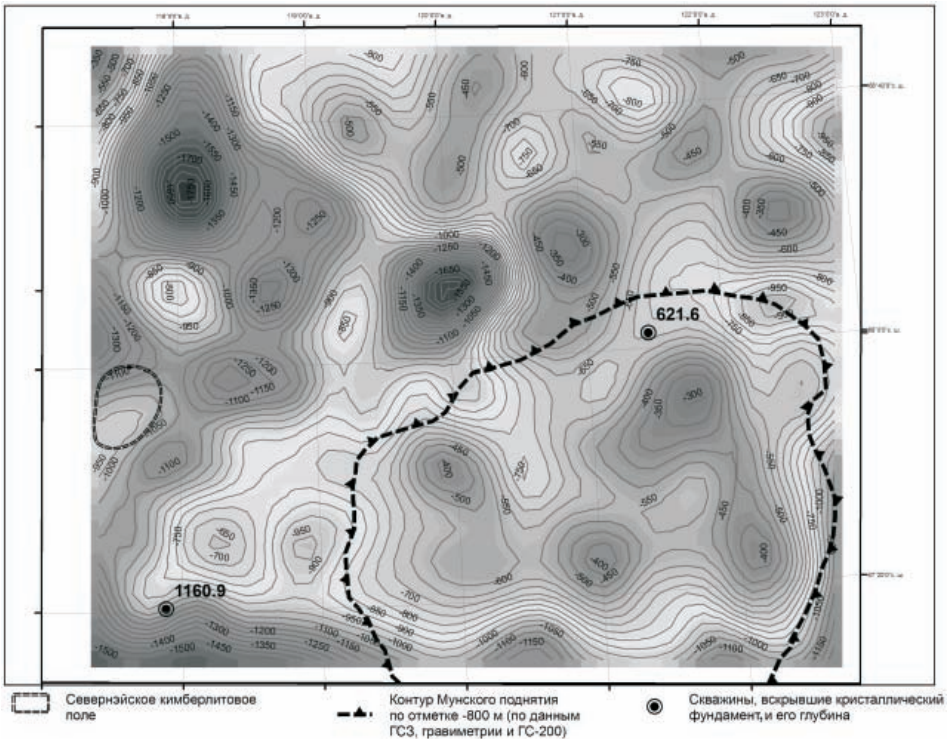


Рис. 2. Поверхность кристаллического фундамента (КФ), построенная по глубинам верхних особых точек, рассчитанных в площадном варианте

Были установлены продолжение Мунского свода на север, не определенное предыдущими исследованиями, и его сложная внутренняя структура, наличие серии поднятых и опущенных блоков.

Для проверки значений использовались около 50 глубинных (на уровне кристаллического фундамента) локальных аномалий исходного поля, для которых различными способами были вычислены оценки глубин залегания верхней кромки. На рис. 3 приведена диаграмма соответствия глубин. По оси X отложены значения оценки глубин для локальных аномалий, а по оси Y – глубина залегания МАП в соответствующих точках. Размах доверительного интервала ожидаемых ошибок логично соответствует шагу исходной матрицы. Как видно из рис. 3, примерно 90 % точек успешно укладываются в ожидаемый интервал ошибок.

На участке Данырский в нашем распоряжении имелись данные региональных аэромагнитных съемок АМС-50 и АМС-200, из которых была сформирована матрица аномального магнитного поля 1×1 км и построена поверхность кристаллического фундамента по той же методике (рис. 4).

Выделяется несколько локальных высокоамплитудных впадин фундамента: одна расположена в истоках р. Тюкян, вторая – в истоках р. Уллегиен, третья и чевертая – в истоках руч. Домбоно и Кетер-

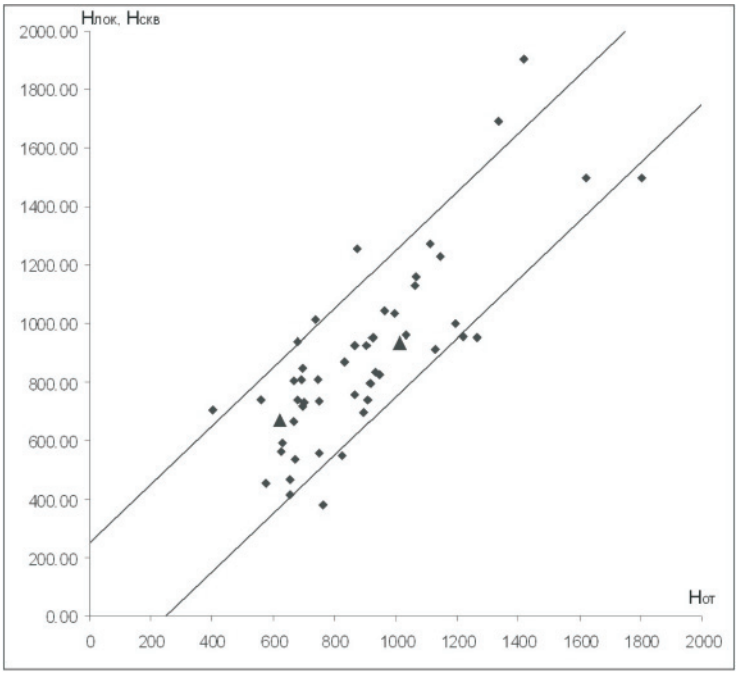


Рис. 3. Зависимость между расчетными глубинами локальных аномалий КФ (Нлок – точки), отметками КФ по данным бурения (Нскв – треугольники) и глубинами, определенными по особым точкам, рассчитанным в площадном варианте (Нот)

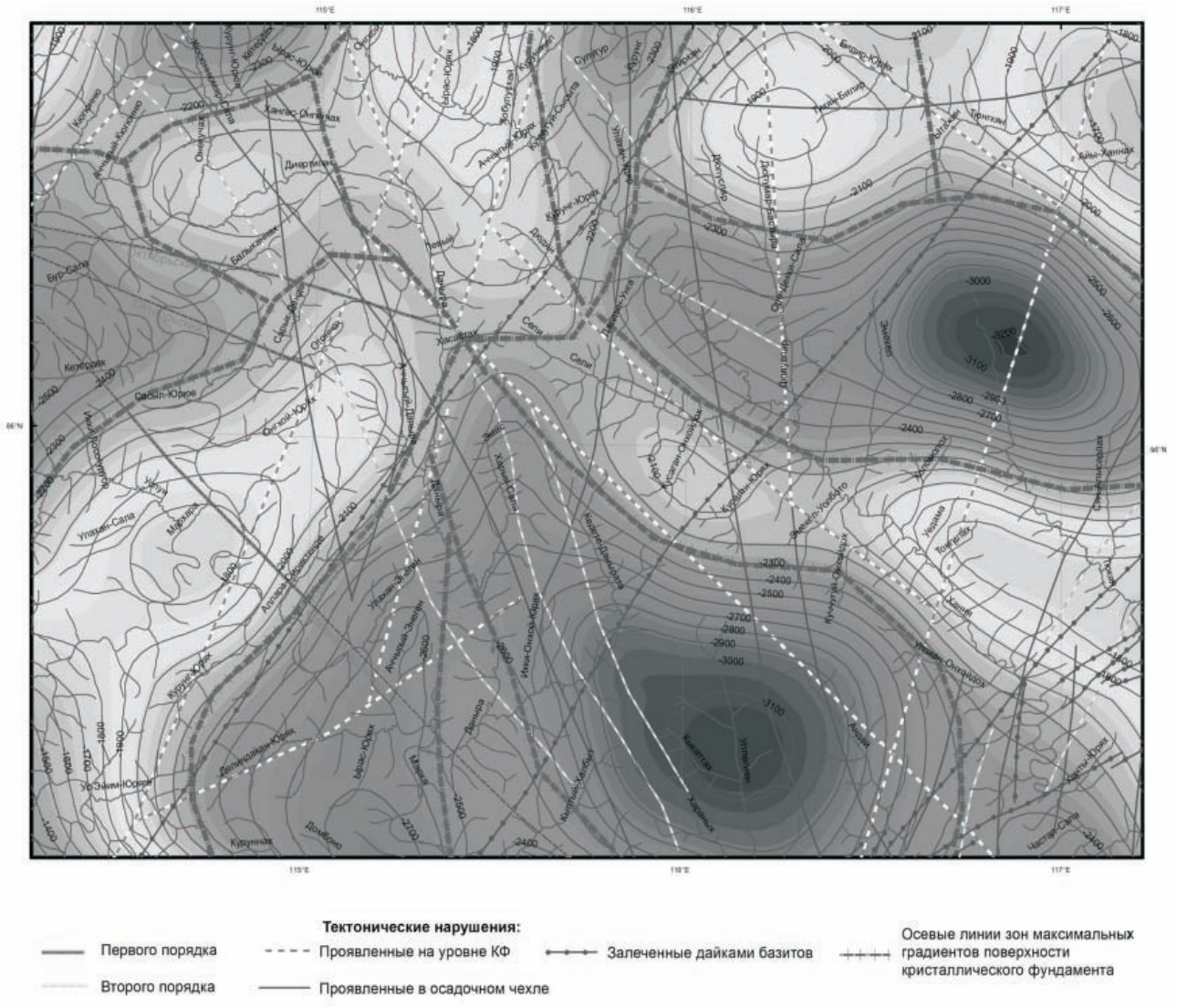


Рис. 4. Схема рельефа кристаллического фундамента участка Данырский

дех (правые притоки р. Марха на юго-западе и западе участка). Впадины разделены системой поднятых локальных блоков, образующих систему валов, проходящих вдоль течения р. Ханння и от р. Мархара до истоков р. Тюнгкян.

Зоны перехода этих валов к локальным впадинам являются наиболее проницаемыми структурами верхней части фундамента, благоприятными для подхода кимберлитовых магм. Их осевые линии выделены как зоны максимальных градиентов поверхности кристаллического фундамента. Локализация кимберлитовых кластеров происходит со стороны поднятий. Наибольший интерес представляют локальные поднятия кристаллического фундамента, окруженные проницаемыми зонами, как потенциальные структуры на локализацию кластеров кимберлитовых тел, в особенности локальное поднятие в истоках р. Джулуспар и седловина между четырьмя локальными поднятиями в верхнем течении р. Даныра.

Таким образом, вычисленная по глубинам особых точек поверхность кристаллического фундамента отражает ее реальную морфологию, проверена на реальных поисковых участках и может использоваться для решения геологических задач.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННЫХ ДАННЫХ НА РАННИХ СТАДИЯХ АЛМАЗОПОИСКОВЫХ РАБОТ

С. Г. Мишенин[1], А. П. Хилько[1], И. С. Бажан[2], Ю. Т. Яныгин[1]

[1]ФГУП «СНИИГГиМС», Новосибирск
[2]ИГМ СО РАН, Новосибирск

При планировании и организации алмазопоисковых работ ранних стадий (прогнозно-минерагенических, ревизионных и поисковых) весомой составляющей их успешности является максимально возможный учет и интерпретация уже имеющихся разноплановых и разнородных пространственных данных на начальном этапе работ. Системное использование и комплексный анализ пространственных данных и материалов минералогических исследований позволяет получить информацию о миграции индикаторных минералов кимберлитов. Такая работа была выполнена нами на участке Данырский (площадь 8500 км^2) с неопределенными перспективами алмазоносности в междуречье Мархи и Ханни Муно-Тюнгского алмазоносного района Центрально-Сибирской (Западно-Якутской) алмазоносной субпровинции (рис. 1).



Рис. 1. Географическое положение участка Данырский

По результатам обработки цифровых моделей рельефа (ЦМР) и гидросети (ЦМГ) сопоставлены простирания граней рельефа и водотоков участка, установлено, что между ними имеет место дискордантность направлений их простираний (рис. 2). Основное направление граней рельефа ориентировано на север-запад-запад, а направление водотоков преимущественно юго-юго-восточное. Центры эллипсов направлений рельефа и гидросети также не совпадают, т. е. рельеф участка имеет заметно выраженный асимметричный характер с падением интенсивности развития гидросети в восточном направлении. Кроме того, несовпадение главных направлений граней рельефа и водотоков указывает на наличие более древних, остаточных форм рельефа, не переработанных современной гидросетью. Эти остаточные формы образуют ступени на высоте 298–308, 317–324 и 337–344 м. Рельеф, предшествующий современному, и направ-

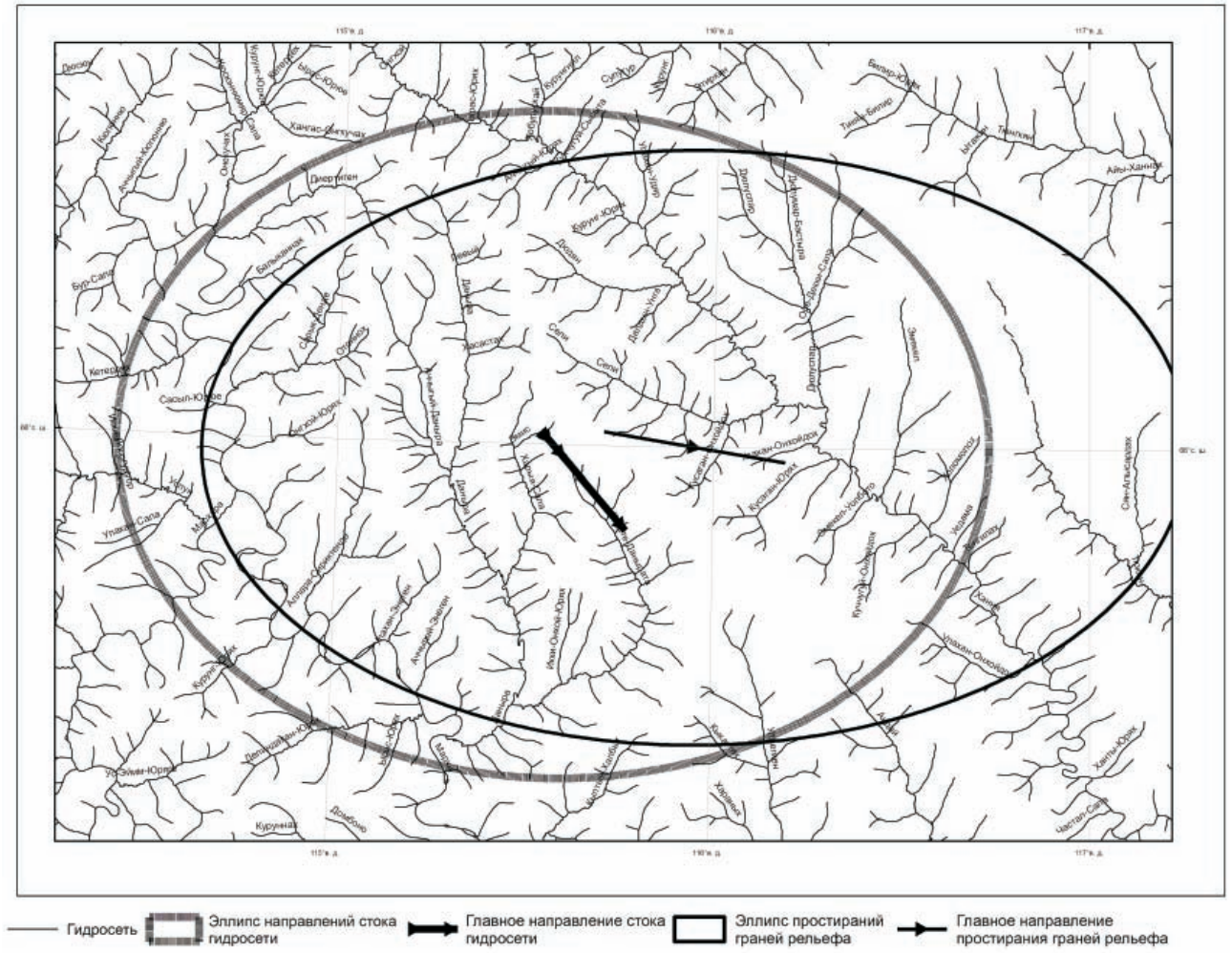


Рис. 2. Обобщенные характеристики орогидрографии Данырской площади

ление гидросети имели выраженное юго-западное направление (в сторону Тунгусской синеклизы), в котором и происходил снос терригенного материала. К настоящему времени произошла перестройка гидросети и рельефа (для последнего – незавершенная): снос терригенного материала идет в юго-юго-восточном направлении.

С поисковой точки зрения представляют интерес участки пересечения древних и современных долин как возможные зоны концентрации индикаторных минералов кимберлитов (ИМК). Анализ интенсивности наклонов рельефа позволил выделить зоны современной денудации рельефа (рис. 3). Они занимают лишь незначительную часть площади участка (менее 15 %), а часть водораздельных пространств (выделенное белым на рис. 3) характеризуется отсутствием размыва. В зонах денудации происходит размыв геологических формаций, в том числе алмазоносных юрских и нижнечетвертичных терригенных отложений, их сползание по склонам (солифлюкция) и смыв по сети делли в современную гидросеть. Площадь современного размыва карбонатных и терригенных пород возрастает в восточном направлении, т. е. постоянно увеличивается количество материала, поступающего по восточным притокам транзитных водотоков. Совместный анализ стока гидросети и горизонтальной расчлененности (наклонов) рельефа позволил ранжировать ее по потенциальной интенсивности переноса материала. Именно на этих участках максимально концентрируется аллювиальный материал, в том числе и ИМК, т. е. подобные участки – природные ловушки, подлежащие обязательному опробованию при полевых работах. Можно предположить, что существенное перемещение аллювиального материала на указанных участках происходит только во время сезонных паводков. Сопоставление участков максимального размыва современного рельефа и участков, благоприятных для накопления и аллювиальных отложений, позволяет наметить схему массопереноса терригенного материала, в том числе ИМК в пределах площади, что было использовано при планировании схемы шлихоминералогического опробования. В ходе последующих полевых работ большая часть этих участков была опробована, на них выявлены повышенные концентрации ИМК.

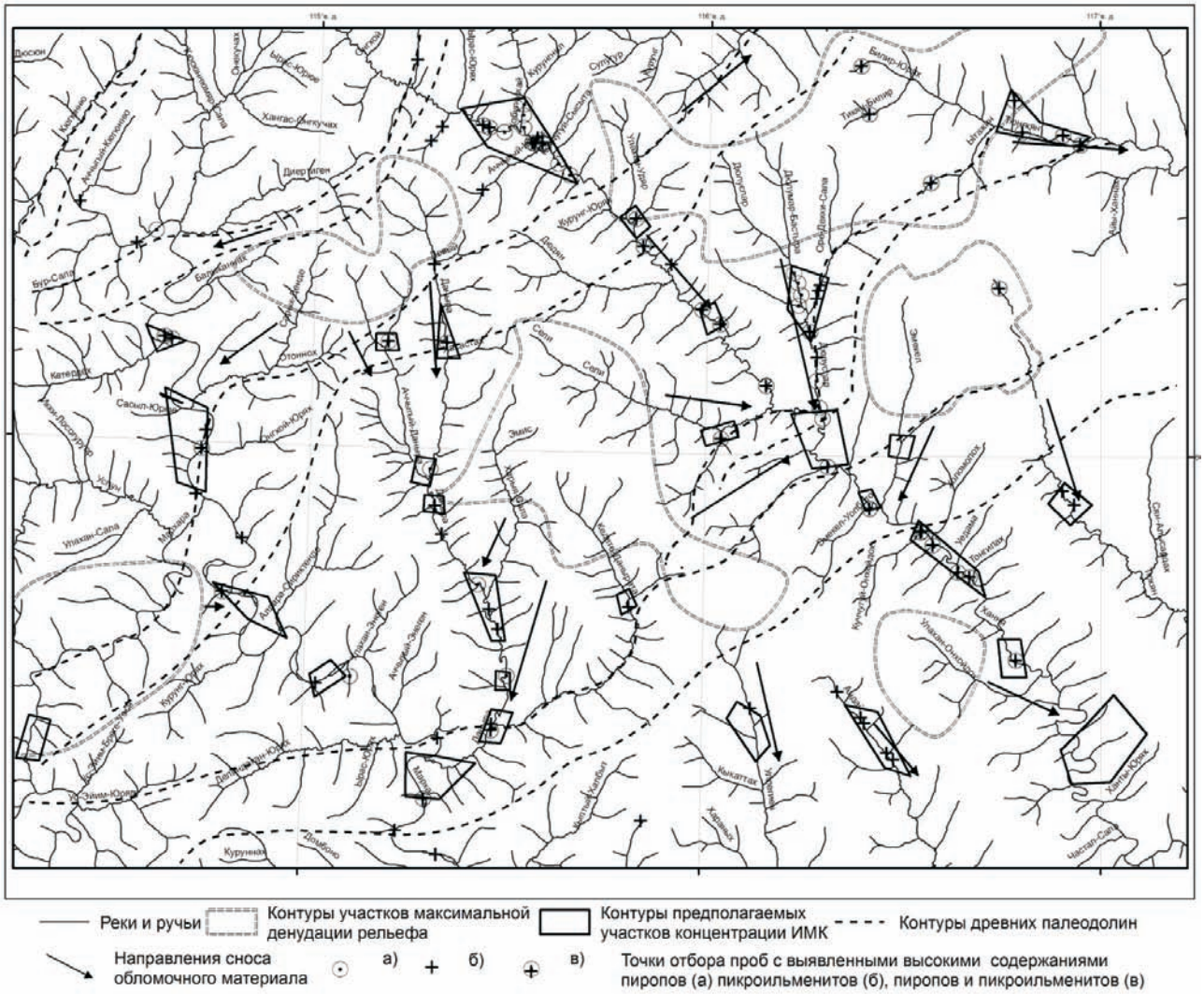


Рис. 3. Схема переноса обломочного материала на Данырской площади

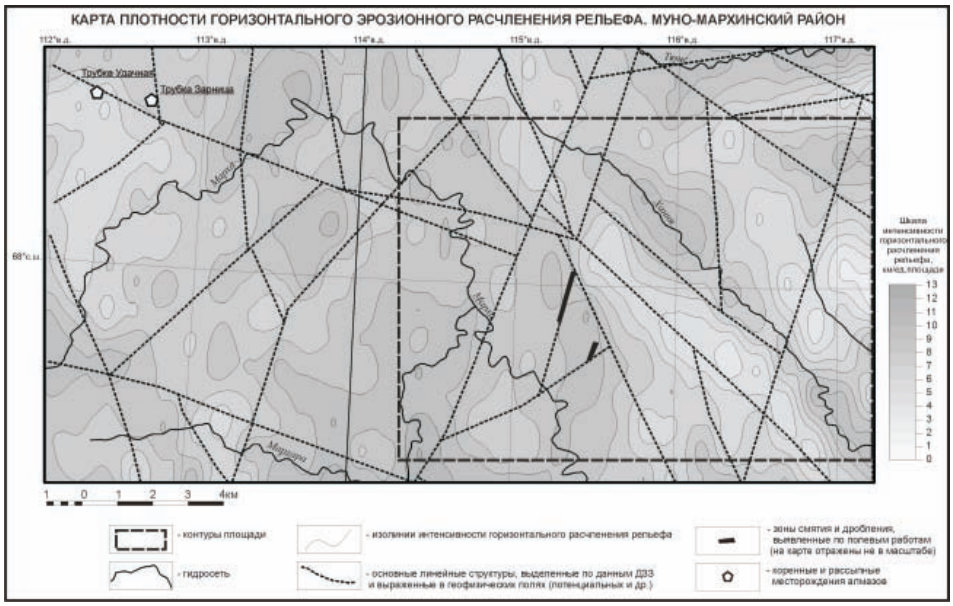


Рис. 4. Результаты дешифрирования и линеаментного анализа космоснимков ASTER и LANDSAT

По результатам дешифрирования и линеаментного анализа космоснимков ASTER 90м и LANDSAT15 построена схема плотности линеаментов или горизонтального расчленения осадочного чехла с выделением наиболее протяженных линеаментов, отражающихся и в геофизических полях (рис. 4). Наличие зоны разломов северо-северо-восточного (до субмеридионального) простирания проверено

полевыми тектонофизическими наблюдениями. Известно[1], что кимберлитовые трубки локализуются в структурах типа пулл-апарт, возникающих в сдвиговых зонах. На двух участках по р. Даныра, в ее верхнем – среднем течении, выявлены интенсивные зоны дробления и смятия горных пород, сходные с таковыми, фиксируемыми в пределах кимберлитовых полей. Первая (нижнепалеозойских карбонатных пород) располагается немного ниже устья р. Оччугуй-Даныра и простирается в субмеридиональном направлении. На втором участке, находящемся ниже устья р. Харыйа-Салаа, закартирована надвигово-взбросовая зона, фронтальная ось которой также имеет примерно субмеридиональное простирание. К северу от долины р. Даныра возможно пересечение указанных зон с крупным северо-западным Октябрьским разломом, выделяемым по геофизическим данным. На первом участке в зоне их возможного пересечения наблюдается еще несколько линеаментов различной ориентировки, т. е. это крупный узел, который по тектоническому положению сходен с кластером трубок в Далдынском поле, расположенном на том же Октябрьском разломе далее к северо-западу и подлежащем первоочередному изучению.

Таким образом, в результате опережающего использования комплекса пространственных данных удалось выполнить локализацию объектов полевого изучения, что позволило сконцентрировать объемы поисковых работ в пределах наиболее перспективных участков и тектонических узлов.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ АЛМАЗОНОСНОСНОСТИ БАССЕЙНА ВЕРХНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. МУНА (РЕСПУБЛИКА САХА (ЯКУТИЯ))

С. Г. Мишенин, А. И. Дак

ФГУП «СНИИГГиМС», Новосибирск

Территория исследований находится в бассейне верхнего течения р. Муна (левый приток р. Лена). В административном отношении она относится к Оленекскому (Эвенкийскому) национальному району Республики Саха (Якутия) с районным центром пос. Оленек. В ходе предшествующих геолого-разведочных работ (1959–2006 гг.) на выявленных кимберлитовых телах Верхнемунского поля посчитаны промышленные категории запасов по основным трубкам поля – Заполярной, Поисковой, Новинке, Комсомольской – Магнитной и Деймосу. Запасы остальных тел признаны не представляющими промышленного интереса. Алмазопоисковыми работами на Верхнемунской площади установлена повсеместная алмазоносность современной гидросети, в нижнем течении р. Улах-Муна проведены разведочные работы. Находки алмазов отмечены ниже по течению р. Муна и по ряду ее мелких притоков, а также выше ее слияния с р. Улах-Муна. Россыпных месторождений, пригодных для промышленной отработки, не обнаружено.

Несмотря на достаточно хорошую в целом изученность площади, ее потенциал, на наш взгляд, остается недооцененным. В 2010–2012 гг. были выполнены тематические и ревизионные (в том числе полевые) работы в бассейне верхнего течения р. Муна, которые позволили предположить наличие на этой территории неизвестных коренных источников алмазов. На это указывают минералогические признаки.

1. По результатам анализа коллекции кристаллов алмазов, собранной в ходе полевых работ, отмечено, что алмазы из россыпей участка «Усть-Улах-Мунского» отличаются по кристалломорфологии и распределению азота от алмазов близлежащих трубок. Так, в аномально обогащенной россыпи косы Аэродромная присутствует лишь 20–60 % алмазов, сопоставимых с таковыми трубок Верхнемунского поля. Большой интерес вызывают практически безазотные алмазы типа IIa (10 %), которые не встречаются в известных кимберлитовых телах в значительном количестве (их повышенное количество отмечено лишь в трубке Аэрогеологическая) и наиболее надежно свидетельствуют о подпитке из неизвестных источников. Кроме того, для алмазов из Верхнемунских трубок характерны каверны каталитического окисления (75–80 %) – углубления неправильной формы, смоделированные нами и представляющие собой вытравливание алмаза в точке соприкосновения с катализатором (каким-либо минералом в кимберлите). Алмазы с кавернами систематически встречаются вниз по течению р. Муна, что говорит об их происхождении из кимберлитов Верхнемунского поля. Но в россыпи косы Аэродромная таких алмазов не более 10–15 %, что дополнительно указывает на преобладание алмазов из иных источников, чем алмазы Верхнемунского поля.

2. В аллювии площади присутствует значительное количество минералов – индикаторов кимберлитов (МИК), не связанных с известными телами Верхнемунского кимберлитового поля. Часть их принадлежит фоновой для района ассоциации МИК, внутри нее встречаются зерна разной степени ме-

[1] **Тектонофизические** исследования при алмазопоисковых работах [Текст] / А. С. Гладков, С. А. Борняков [и др.]. – М. : Научный мир, 2008. – С. 100–118.

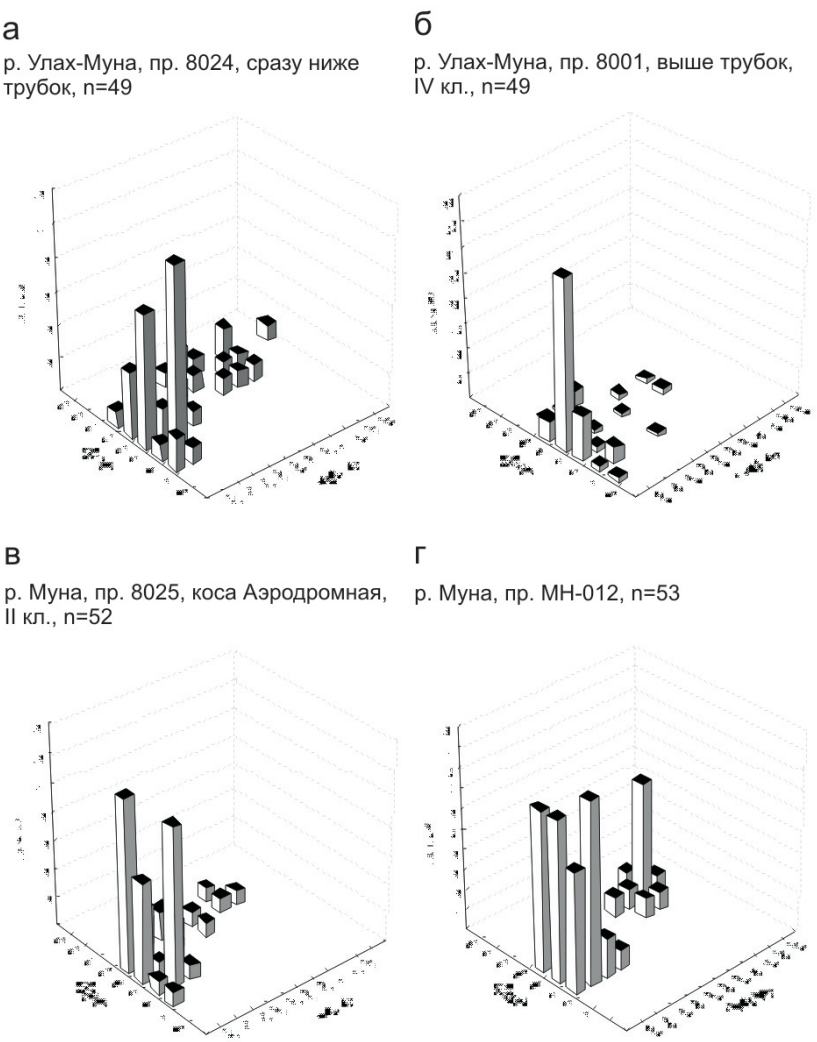


Рис. 1. 3D-гистограммы составов пикроильменитов, отражающие особенности интегральной пробы известных кимберлитов Верхнемунского поля (а), регионального фона (б), предполагаемого неизвестного кимберлита участка «Усть-Улах-Муна») (в) и объединяющая все пробы из высокоалмазоносных галечников косы Аэродромной (г)

ханического износа, между которыми намечаются определенные различия, позволяющие говорить о множественности источников ее питания. Кроме того, в современном аллювии р. Муна, на участке примерно в 4,5 км выше устья р. Улах-Муна, отмечены находки МИК (оливин, пироп, пикроильменит, хромшпинелид) 0–I классов сохранности, относящихся по типоморфным особенностям к ассоциации Верхнемунского кимберлитового поля, но отличающихся по некоторым особенностям от интегральной пробы поля. На рис. 1 приведены 3D-гистограммы составов пикроильменитов на базе графика $MgO–Cr_2O_3$, демонстрирующие основные свойства интегральной выборки известных кимберлитов Верхнемунского поля (см. рис. 1, а), аномальной пробы из аллювия р. Муна выше устья р. Улах-Муна (см. рис. 1, в), регионального фона (см. рис. 1, б) и пикроильменитов из высокоалмазоносной россыпи косы Аэродромная (см. рис. 1, г).

3. Комплекс данных по минералогии МИК и алмазов позволяет предположить, что в россыпи алмазов косы Аэродромная (содержание в галечниках 5–10 кар/м^3) просматривается влияние трех составляющих:

• Известные трубки Верхнемунского поля, материал которых поступает из долины р. Улах-Муна. Алмазоносность отрезка реки ниже трубок изучена как м/о опробованием, так и горными работами. По данным АГРЭ, содержания алмазов в современном аллювии р. Улах-Муна не превышают первых десятых карат на кубометр. По данным физических исследований алмазов доля кристаллов с признаками, типоморфными для Верхнемунских кимберлитов, составляет в россыпи коса Аэродромная 20–60 %, что соответствует примерно 5,12–7,99 кар/м^3 (среднее 6,55 кар/м^3). Среднее фактическое содержание в алмазоносных трубках Верхнемунского поля около 0,60 кар/т. Коэффициент концентрации алмазов 10.

• Региональный фон с совершенно иными типоморфными особенностями МИК и алмазов. Основываясь на доле в пробе додекаэдроидов с шагренью и полосами пластической деформации, мы оцениваем его вклад примерно в 3 кар/м^3.

• Прогнозируемое неизвестное кимберлитовое тело, расположенное в пределах участка и родственное, судя по минералогии пробы МН-012, кимберлитам Верхнемунского поля. Существенной особенностью алмазов данного источника может являться наличие заметной доли безазотных алмазов.

Попробуем оценить потенциал кимберлитового источника, ореол которого был подсечен пробой МН-012. Как уже отмечалось, среди зерен пикроильменита хорошей сохранности пробы 8025 материал указанного источника составляет около 15 %, а всего слабоизношенных пикроильменитов в этой пробе 20 %. Суммарная минералогическая продуктивность по пикроильмениту кимберлитов Верхнемунского поля ранее оценена нами приблизительно в 1800 м^3. Решив пропорцию, получим оценку минералогической продуктивности неизвестного кимберлита по пикроильмениту около 320 м^3. Данный расчет неявно допускает, что неизвестный источник находится примерно на том же удалении от точки опробо-

вания, что и известные кимберлиты. Учитывая, что, скорее всего, он расположен несколько ближе, его минералогическая продуктивность будет ниже приведенной оценки. В Верхнемунском поле подобный уровень продуктивности по пикроильмениту имеют трубки Зимняя и «325 лет Якутии». Если допустить, что содержания пикроильменита в неизвестном кимберлите будут близки к таковым в кимберлитах тел Зимняя и «325 лет Якутии», площадь этого источника может составить 0,4–0,8 га. Если содержания пикроильменита окажутся на уровне самых высокоалмазоносных кимберлитов поля (что более ожидаемо), площадь прогнозируемого кимберлита может возрасти на порядок – до 4–8 га (тело радиусом 112–160 м).

Содержание пиропов алмазной ассоциации дунит-гарцбургитового парагенезиса в пробе МН-012 5,8 %, хромитов алмазной ассоциации – 6,6 %. Это очень высокие показатели, характерные, как правило, для высокоалмазоносных кимберлитов, хотя они и несколько ниже обычных для Верхнемунского поля значений. Алмазы в кимберлитах Верхнемунского поля несут следы сильного каталитического растворения, которое могло уничтожить какую-то (вероятно, значительную) их часть. Видимо, это объясняет дисбаланс между высокой долей МИК алмазной ассоциации и алмазоносностью известных кимберлитов. Доля алмазов со следами растворения в пробах с косы Аэродромная существенно ниже наблюдаемой в известных кимберлитах. Нам кажется вероятным допустить, что кимберлиты неизвестного прогнозируемого источника избежали процессов окисления алмазов, и за счет этого его возможная алмазоносность может оказаться существенно выше значений, наблюдаемых в известных телах. Если принять, что новый источник предположительно поставил в россыпь примерно 15 % материала от доли ореолов Верхнемунского поля, то можно предположить, что он отвечает минимум за 1 кар/м^3 содержаний алмазов в галечниках косы Аэродромная. Тогда суммарная продуктивность по алмазам неизвестного кимберлита займет промежуточное положение между трубками Поисковая и Новинка. В зависимости от размеров тела параметры его коренной алмазоносности могут оцениваться для кимберлита площадью 8 Га в пределах 0,17 кар/т, в 0,4 га – 3,5 кар/т (в среднем 1,8 кар/т для кимберлита площадью 4 га (тело радиусом 112 м)). Полученные данные использовались для подсчета прогнозных ресурсов предполагаемого коренного источника.

Поскольку кимберлитовые тела, особенно продуктивные, не встречаются поодиночке, а всегда сопровождаются более мелкими трубками и дайками, следует ожидать наличия неизвестного кластера (куста) кимберлитовых тел, являющегося промежуточным объектом поиска ранга кимберлитов в полекластере (кусте) кимберлитовых тел. Объекты подобного ранга локализуются в определенных структурно-тектонических обстановках (зоны сдвиговых деформаций, наличие высокопроницаемых структур и локальных поднятий в фундаменте и осадочном чехле и другие признаки). Нами установлен комплекс таких признаков, позволивший локализовать участок возможного размещения неизвестного кластера кимберлитовых тел на северо-восточном фланге Верхнемунского поля.

1. В структуре поверхности кристаллического фундамента Верхнемунское поле находится в юго-восточной части валообразной седловины, разделяющей два выступа и две впадины. Выделяемый нами участок занимает аналогичное положение в северо-восточном углу этой седловины. Верхнемунское поле расположено на краю Мархинского террейна практически в зоне диафтореза, катаклаза и милонитизации верхнеламуйского комплекса, как и большая часть участка «Усть-Улах-Мунский», а его юго-восточная часть (бассейн р. Муна ниже устья р. Улах-Муна) размещена уже в зоне диафтореза северо-западного окончания Тюнгского террейна, наиболее перспективного в отношении алмазоносных кимберлитов (рис. 2). Сходная ситуация и на Далдынском поле, на котором наиболее продуктивная часть локализуется внутри зоны верхнеламуйского диафтореза. В магнитном поле указанной зоне соответствует участок аномально низких значений намагниченности. В связи с этим ожидаемой особенностью неизвестных коренных источников на исследуемой площади может быть их низкая петромагнитная контрастность относительно вмещающих пород.

2. По результатам анализа глубинных закономерностей аномального гравитационного поля на уровне раздела нижняя кора – верхняя мантия выделены крупные несогласия в его структуре северо-восточного, северо-западного и субширотного плана, по которым их можно интерпретировать прежде всего как зоны действующих напряжений – сдвигов, растяжений, рифтоподобных зон и т. д. Примечательно, что Верхнемунское кимберлитовое поле находится в области пересечения трех таких разнонаправленных зон, образующих своеобразный тектонический блок высокой проницаемости. Его площадь значительно превышает размеры Верхнемунского поля, занимающего лишь один из узлов указанного блока.

3. По результатам анализа среднечастотных компонент региональных магнитных и гравитационных полей здесь также выделяется участок сложной структуры геофизических полей, по-видимому, отражающей физико-геологические неоднородности в консолидированной коре, возникшие в процессе тектонической и термальной переработки. Размеры этой термоблемы также значительно больше Верхнемунского поля. По результатам анализа энтропии тектонических нарушений на изучаемом участке

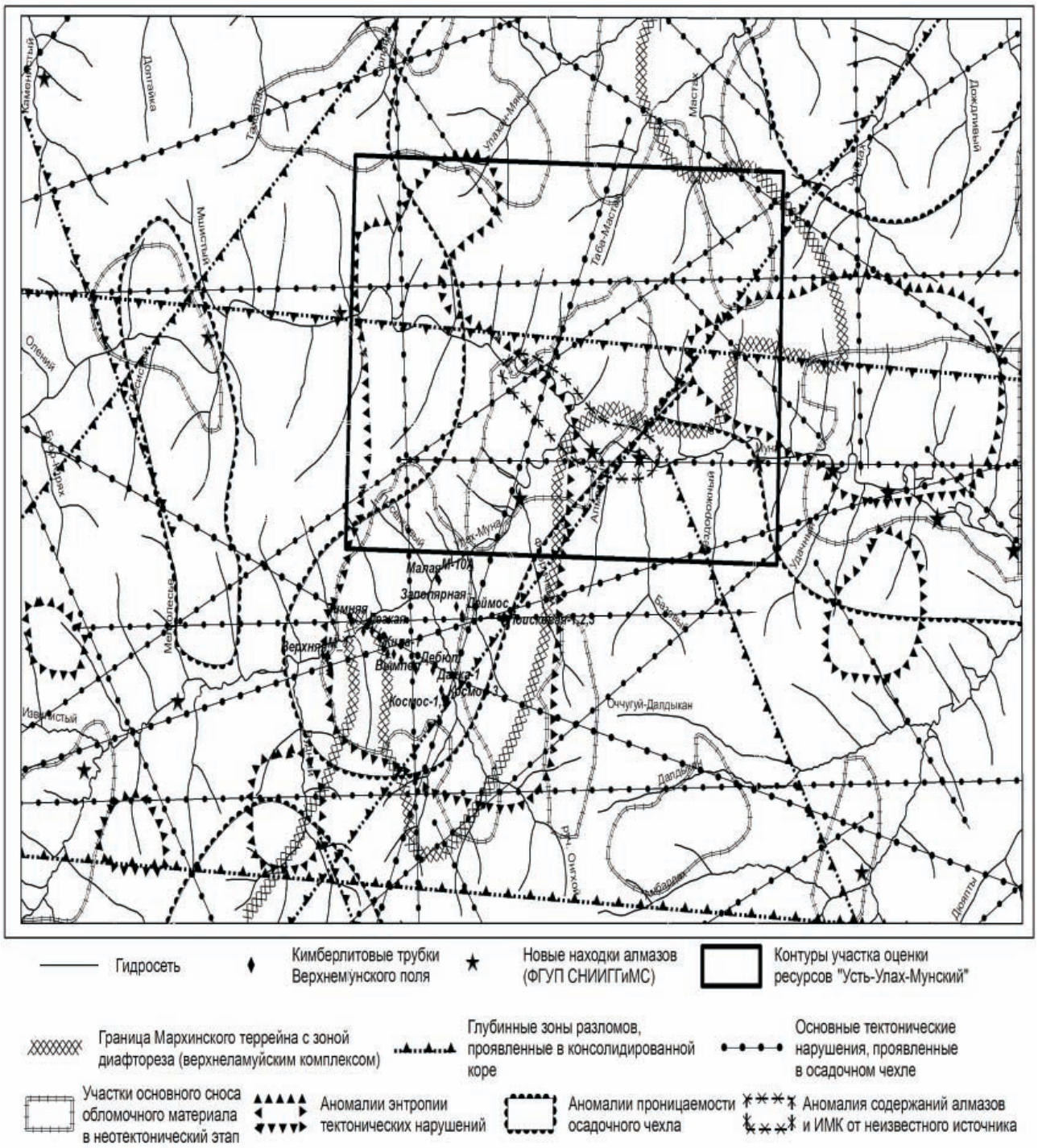


Рис. 2. Структурно-тектоническая схема района участка «Усть-Улах-Мунский»

выявляется зона высокой тектонической проницаемости. Известно, что кимберлитовые поля тяготеют к подобным зонам, а отдельные кусты трубок – к градиентным изменениям показателя энтропии. Такие зоны – участки, благоприятные для локализации кластеров кимберлитовых тел. Требуется первоочередное их изучение и постановка поисковых работ.

4. Особенности трещиноватости осадочного чехла участка позволяют предполагать, что прогнозируемый в районе слияния рр. Улах-Муна и Муна кимберлитовый кластер будет иметь также запад-северо-западное простирание, т. е. совпадать с простиранием речной долины. Наиболее вероятные ориентировки самих трубок – северо-восточные и субширотные. Совпадение возможных простираний кустов тел и широкой речной долины резко усложняет поисковую обстановку, что вызывает необходимость использования более сложного поискового комплекса при поисковых работах.

Учитывая особенности геологического строения участка «Усть-Улах-Мунский» и ожидаемые параметры коренных источников алмазов (низкую петрофизическую контрастность), на следующей ста-

дии геолого-разведочных работ с целью обнаружения коренных источников алмазов необходима постановка комплекса работ:

1. Комплексная вертолетная съемка м-ба 1:10 000 на сверхмалых высотах, включающая магнитную градиентометрию, 256-канальную аэрогаммаспектрометрию и аэроэлектроразведочный канал зондирования в частотно-временном варианте (типа «Экватор»). Целевые задачи съемки – выявление слабых и низкоконтрастных локальных аномалий, специальный анализ наблюденных полей с выделением локальных объектов с аномальным затуханием.

2. Дистанционные исследования с использованием детальных гиперспектральных и радарных снимков. Целевые задачи – выделение аномальных участков и локальных объектов.

3. Наземная заверка аэрогеофизических аномалий комплексом методов электро- и магниторазведки. Целевые задачи – определение морфологии и эпицентров локальных аномалий, их разбраковка и передача для заверки бурением.

4. Комплексные наземные геофизические работы на участках, выделенных под постановку наземных работ (грави-, магниторазведка, электроразведка МСГ и ЧВЗ, георадар). Цель работ – определение строения комплекса долинных отложений, выявление отложений, перспективных на россыпную алмазоносность, обнаружение локальных погребенных объектов, перспективных на коренную алмазоносность.

5. Заверка аэрогеофизических и наземных геофизических аномалий бурением с комплексом ГИС и опробованием вскрываемых объектов на физические свойства. Цель работ – установление природы аномальных объектов, оценка их на алмазоносность, формирование моделей аномальных объектов для интерпретации данных АГФС.

6. Специализированное изучение комплекса долинных и древних терригенных (железистые галечники и карстовые образования) отложений участка работ. Целевые задачи – выявление и оконтуривание источников поступления алмазов и ИМК в современные отложения, оценка перспектив россыпной алмазоносности.

Таким образом, в результате выполненных исследований в бассейне верхнего течения р. Муна по совокупности структурно-тектонических, геофизических и минералогических признаков был выделен локальный участок «Усть-Улах-Муна», первоочередной в плане перспектив на обнаружение нового куста (кластера) алмазоносных кимберлитовых тел. Накопленные данные по минералогии участка позволили обосновать и произвести оценку прогнозных ресурсов его коренной алмазоносности по категории P_3 – 34 млн кар. Предложен комплекс поисковых методов для установления неизвестного коренного источника.

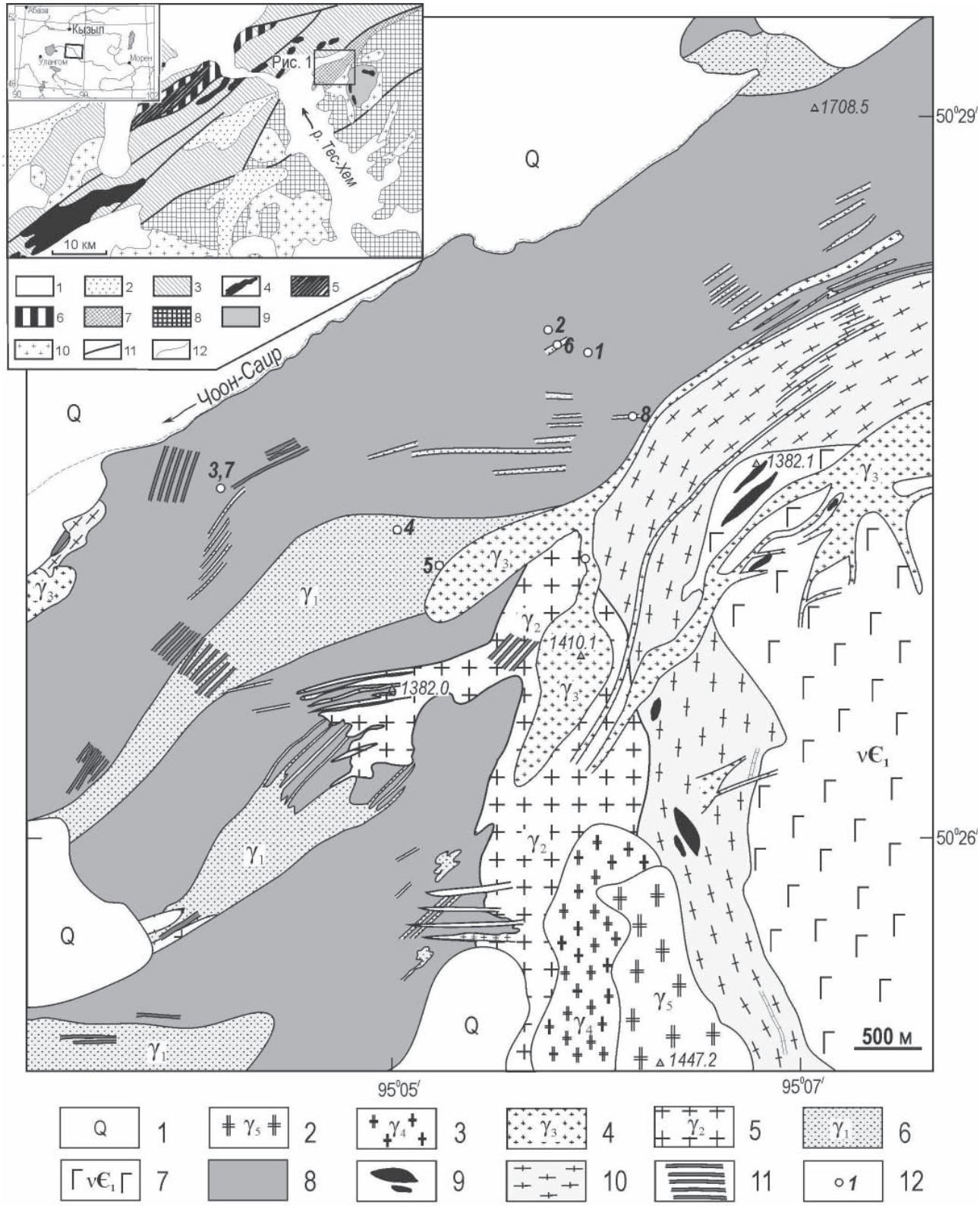
Работы выполнялись в рамках Государственного контракта № ВБ-04-34/08 от 17 мая 2010 («Локализации невыявленных коренных источников алмазов Сибирской платформы»).

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О U-PB (SHRIMP-II) ВОЗРАСТЕ ПЛАГИОГРАНИТОВ ЧОН-САИРСКОГО ОФИОЛИТОВОГО МАССИВА (ЮЖНАЯ ТУВА) – СВИДЕТЕЛЬСТВО РАННЕОРДОВИКСКОГО ЭТАПА ОФИОЛИТОГЕНЕЗА?

А. А. Монгуш, Н. И. Гусев, Е. К. Дружкова
ТувИКОПР СО РАН, Кызыл

Чон-Саирский массив расположен на правобережье р. Тес-Хем и протягивается в северо-восточном направлении вдоль левого борта долины и водораздела лога Чон-Саир – рч. Тарлашкын. Целенаправленные исследования офиолитов в данном районе начались более двадцати лет назад, однако некоторые аспекты их возраста, геологического положения, строения и состава до сих пор имеют дискуссионный характер [1, 3]. Настоящая статья основана на результатах U-Pb (SHRIMP-II), Sm-Nd и ICP-MS исследований плагиогранитов, залегающих среди «верхних» габбро и дайкового комплекса, и данных о геохимическом составе диабазов Чон-Саирского офиолитового массива.

Геолого-петрографическая характеристика. Чон-Саирский офиолитовый массив расположен на стыке терригенно-вулканогенной V_2–$Є_1$ кускуннугской толщи Агардагской зоны [1] и полиметаморфического моренского комплекса Тувино-Монгольского массива [5] (рис. 1). Важно отметить, что фрагменты моренского комплекса располагаются и на северо-западном фланге Чон-Саирского массива (см. рис. 1), что предполагает офиолитогенез после образования моренского метаморфического комплекса. Терригенные протолиты моренского комплекса были сформированы в результате размыва преимущественно позднерифейских рифтогенных вулканоплутонических ассоциаций пассивных континентальных окраин [5]. Время завершения коллизионного этапа (или метаморфизма моренского комплекса) для данного сегмента каледонид – около 490 млн лет назад [6]. В зоне контакта моренского комплекса с чон-саирскими офиолитами развиты позднеордовикские гранитоиды разного состава, прорывающие породы как офиолитового, так и моренского полиметаморфического комплекса (рис. 2)



[1]. Контакт чон-саирских офиолитов с кускуннгуской толщей в основном перекрыт четвертичными отложениями (см. рис. 2), но местами можно наблюдать гнейсовидные полосчатые габбро на контакте с песчаниками [3], что свидетельствует о тектоническом характере контакта.

Чон-саирские офиолиты прослеживаются на расстоянии более 15 км при мощности более 1,5 км и представлены полосчатыми габбро, «верхними» габбро и субширотными дайковыми комплексами типа «дайка в дайке» диабазов и габбро-диабазов [3, 4]. Вместе с тем, по данным [1], некоторая часть чон-саирских офиолитов представлена лавами и гиалокластитами толеитовых базальтов, содержащими силлы габбро-долеритов.

Рис. 1. Схема геологического строения юго-западной части Чон-Саирского офиолитового массива (составлена на основе неопубликованной карты А. С. Гибшера с использованием данных [3])

1 – четвертичные отложения; 2–6 – раннеордовикские гранитоиды: 2–3 – Байдагский массив (473±7 млн лет, см. ссылки в [1]: 2 – биотитовые лейкограниты II фазы, 3 – биотит-мусковитовые граниты I фазы, 4 – субщелочные гранит-лейкограниты, 5 – биотитовые граниты, 6 – плагиограниты, тоналиты (477±5 млн лет); 7 – раннекембрийские габброиды Правотарлашкинского массива; 8 – габбро, диабазы, базальты Чон-Саирского офиолитового массива; 9 – серпентиниты; 10 – моренский метаморфический комплекс (кристаллические сланцы, гнейсы, мраморы); 11 – базитовые дайки нерасчлененные; 12 – точки отбора образцов. На врезке – положение Чон-Саирского офиолитового массива в структуре Агардагской зоны [4]: 1 – четвертичные отложения; 2 – неогеновые отложения; 3–7 – венд-кембрийские комплексы Агардагской зоны: 3 – эффузивно-осадочные толщи, 4 – гипербазиты, 5 – габбро-гипербазитовые комплексы, 6 – габброиды, 7 – габбро-дайковые комплексы; 8 – высокометаморфические комплексы; 9 – раннекембрийские габброиды; 10 – гранитоиды; 11 – крупные разломы; 12 – геологические границы

Под микроскопом видно, что диабазы или габбро-диабазы с редкими порфировыми выделениями плагиоклаза приблизительно одинаково раскристаллизованы, осложнены вторичными изменениями. Возможно, исходной для них являлась порода базальтового типа. Первичный плагиоклаз в них высокой основности, слагает лейсты, а роговая обманка наложенная, в основном замещает межлейстовые пространства в виде зерен и агрегатов. В базитах часто проявлена начальная стадия бластеза, сохраняются только реликты офитовой структуры (лейсты), плагиоклаз в основном перекристаллизован в грано бластовый агрегат, но при этом основность его остается высокой. Такие изменения плагиоклаза могут быть результатом контактового воздействия интрузивного или субвулканического тела. Возможно, и амфиболизация связана с этим процессом. В некоторых измененных базитах, кроме бластезного плагиоклаза и игольчатого, лучистого амфибола, появляется хлорит. По отношению к нему роговая обманка более поздняя и «забивает» его. Несмотря на характерный набор минералов (плагиоклаз – хлорит – амфибол), породы не следует относить к регионально метаморфизованным, так как для стадии зеленых сланцев не подходит плагиоклаз высокой основности (должен быть альбит), а в стадии амфиболитов не должно быть хлорита. Для диабазов и габбро-диабазов в целом имеет место локальный характер амфиболизации, перекристаллизации, хлоритизации.

Все базитовые члены офиолитовой ассоциации вмещают жильные и дайковые тела плагиогранитов и небольшие интрузии тоналит-плагиогранитного состава. Плагиограниты отличаются повышенными содержаниями кварца (около 40 %), в жильных разновидностях (см. рис. 1, точки 6–8) плагиоклаз имеет средний состав, для них характерны аплитовая, микрографическая, сферолитовая, местами порфировидная структуры, в порфировидных выделениях размером менее 1 мм и количестве до 10 % – плагиоклаз, кварц, роговая обманка. В образце Аг-41б-12 наблюдается частичное замещение плагиоклаза эпидотом. Интрузивная фация плагиогранитов (см. рис. 1, точки 4 и 5) характеризуется сочетанием гипидиоморфнозернистой и микрографической структур, кислым составом плагиоклаза.

Геохронологические исследования. В Чон-Саирском массиве из жильного тела в перекристаллизованных, хлоритизированных, амфиболизированных диабазах отобрана проба плагиогранита

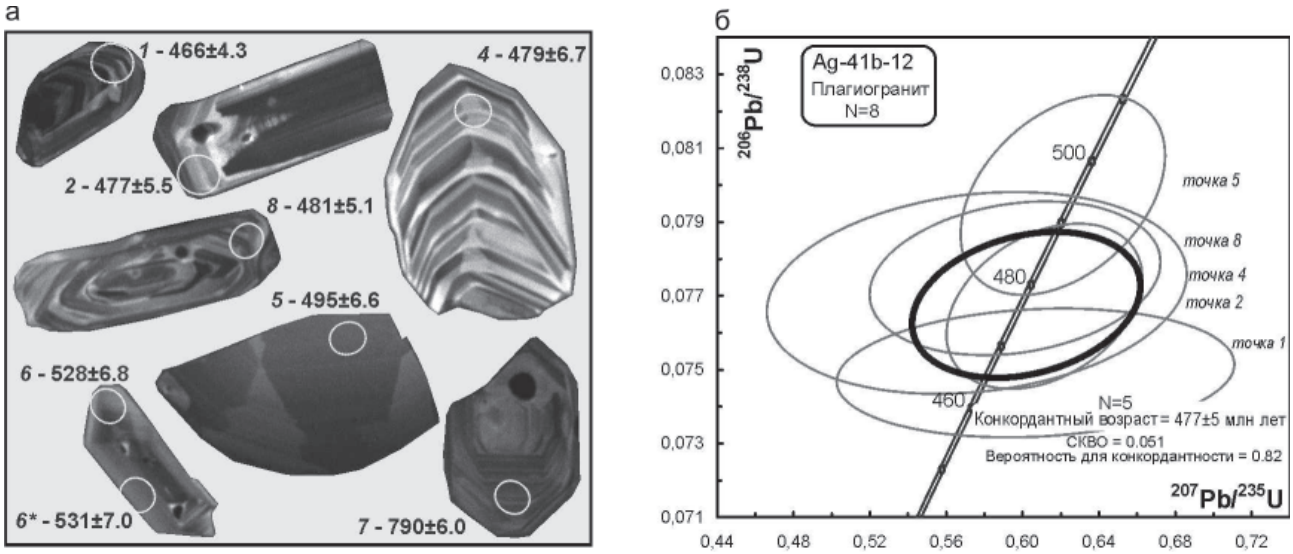


Рис. 2. Катодолюминесцентные изображения цирконов из плагиогранита Ag-41b-12 (а) и U-Pb-диаграмма с конкордией для цирконов с результатами измерения возраста на масс-спектрометре SHRIMP II (б). Белые кружки на цирконах – точки измерения, рядом показаны их номера и полученные значения возраста, млн лет

массой около 10 кг (обр. Ag-41б-12). Монофракция циркона выделялась под бинокуляром после магнитной и гравитационной сепарации. Цирконы монтировались в эпоксидную смолу вместе с зернами цирконового стандарта TEMORA. Для выбора участков (точек) датирования использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодолюминесцентные изображения циркона. Локальный U-Pb анализ циркона проведен по методике [11] на вторично-ионном масс-спектрометре SHRIMP II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (аналитик Е. Н. Лепехина). U-Pb отношения нормализовались на значение $^{206}Pb/^{238}U$ = 0,0668 стандартного циркона TEMORA [10]. Погрешности измерений единичных анализов приведены для интервала 1σ, погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией – 2σ. Графики построены с использованием программы ISOPLOT/EX [9].

Циркон представлен прозрачными призматическими зернами и их обломками розовато-серого и серого цвета. Размер зерен 120–200 мкм, $К_у$ (коэффициент удлинения) 1,5–3. В катодолюминесцентных изображениях проявлена ритмичная осцилляторная зональность, иногда встречаются зерна двухфазного строения с незональными ядерными частями, реже наблюдается грубая секториальная зональность (см. рис. 2). По результатам изучения семи зерен получено несколько резко различающихся конкордантных возрастов. Кластер из пяти измерений характеризуется содержанием U 182–850 мкг/г, Th 91–285 мкг/г, отношением Th/U 0,24–0,60 и конкордантным возрастом 477±5 млн лет (ранний ордовик) (см. рис. 2). Полученный возраст (477±5 млн лет) имеет небольшое СКВО 0,051, высокую вероятность для конкордантности 0,82 и рассматривается как возраст кристаллизации плагиогранитов.

Наиболее древнее значение (790±6 млн лет) получено по зональной оболочке двухфазного зерна (см. рис. 2, точка 7) с кристаллографической огранкой хорошей сохранности и содержанием U 582 мкг/г, Th 298 мкг/г, отношением Th/U 0,53. По двум измерениям в точках 6 и 6* в зерне с секториальной зональностью (см. рис. 2), с содержанием U 229–245 мкг/г, Th 118–166 мкг/г, отношением Th/U 0,50–0,75, получен конкордантный возраст 529±10 млн лет (СКВО 0,015). Цирконы возрастом 790±6 и 529±10 млн лет рассматриваются как ксеногенные, они не окатаны и могут указывать на присутствие в магматическом источнике позднерифейских и раннекембрийских магматических пород.

Sm-Nd изотопным методом в Геологическом институте Кольского научного центра РАН для плагиогранита Ag-41b-12 получены следующие результаты: Sm 5,02 г/т, Nd 15,78 г/т, $^{147}Sm/^{144}Nd$ = 0,192155, $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0,512984, Err = 4, $\varepsilon_{Nd}(T)$ = +7,04. Эти данные являются типичными для плагиогранитов вендских (578–570 млн лет) офиолитов Тувы [7] и указывают на ювенильный характер источника магм, т. е. на незначительную роль или отсутствие в нем долгоживущего корового компонента, характерного для контактирующих с чон-саирскими офиолитами метаморфитов мугурского комплекса ($\varepsilon_{Nd}(T)$ = –2,5…–11,5) [5].

Геохимическая специфика габбро-диабазов и диабазов офиолитовой ассоциации Чон-Саирского массива состоит в том, что в них сочетаются характеристики N-MORB (La_N/Yb_N 0,4–0,6, диаграмма Zr–Nb–Y) и надсубдукционных базальтов (отрицательная Nb и положительные U, Sr аномалии, диаграммы Th–Zr–Nb, Th–Hf–Ta, Zr–Ti–Y, Mn–Ti–P), что характерно для вендских офиолитов Тувы и Западного Саяна [7].

Изученные нами плагиограниты характеризуются рядом признаков, типичных для океанических плагиогранитов: высокое содержание SiO_2 73,06–76,61 %, низкие содержания K_2O 0,02–0,22 %, Al_2O_3 11,25–13,88 %, соответствие составу ORG на диаграмме Пирса Yb–Ta. Отметим также близкий к диабазам дайкового комплекса характер распределения большинства редких элементов в плагиогранитах, повышенные содержания редкоземельных элементов в них ($РЗЭ_\Sigma$ 81–87 г/т, $La_{N\text{-}MORB}$ 2,0–3,1) по сравнению с диабазами ($РЗЭ_\Sigma$ 15–21 г/т, $La_{N\text{-}MORB}$ 0,3–0,5). Геохимической спецификой чон-саирских плагиогранитов по сравнению с плагиогранитами из других офиолитовых массивов Тувы [7] являются низкие содержания (г/т) Rb (0,7–3,9) и Ba (13–92), высокие – Th (1–1,4), Y (53–77), высокозарядных (Zr 171–18, Nb 3,4–4,2) и редкоземельных (La 5–7,7, Yb 5,7–7) элементов.

Обсуждение результатов, заключение. Чон-саирские офиолиты традиционно считались докембрийскими, доаккреционными образованиями Агардагской офиолитовой зоны на основании следующих данных: 1) зеленосланцевый метаморфизм чон-саирских офиолитов; 2) наличие в гальке верхневендских конгломератов шурмакской толщи петрографических аналогов чон-саирских базитов и плагиогранитоидов, уже претерпевших зеленосланцевое изменение; 3) петро- и геохимическая близость состава офиолитов Чон-Саирского массива с доаккреционными офиолитами Кара-Шатского массива Агардагской зоны [1 и др.]. Однако первый и второй пункты этого положения (или предположения) опровергаются нашими петрографическими данными (см. выше). По вещественному составу чон-саирские и доаккреционные офиолиты имеют как сходства, так и различия [3, 4, наши данные]. Существует мнение, что офиолиты Агардагской зоны формировались в ходе рифтогенно-спрединговых процессов в сиали-

ческом блоке (рифтинг красноморского типа); согласно традиционным воззрениям, возраст рифтинга отнесен к доаккреционному этапу [3, 4].

В соответствии с вышесказанным плагиограниты в Чон-Саирском массиве можно отнести к типу океанических плагиогранитов. Для чон-саирских плагиогранитов характерны низкие содержания TiO_2 (0,21–0,45 мас. %), что, согласно экспериментальным данным, не может быть получено при фракционировании магмы N-MORB и является одним из ключевых индикаторов анатектического происхождения океанических плагиогранитов [8]. В пользу этого также косвенно свидетельствуют заметные изменения отношений несовместимых элементов в диабазах (Th_N/Yb_N 0,3–0,8, La_N/Yb_N 0,4–0,6) и в плагиогранитах (Th_N/Yb_N 0,8–1,3, La_N/Yb_N 0,5–0,9), т. е. такие изменения были бы невозможны, если бы диабазы и плагиограниты образовались при фракционировании базальтовой магмы. Судя по всему, чон-саирские плагиограниты образовались при анатектическом плавлении базитовых членов офиолитов чон-саирского типа 477±5 млн лет назад, т. е. на постколлизионном этапе. О постколлизионном возрасте самих офиолитов могут свидетельствовать геологические (наличие коллизионных метаморфитов на обоих бортах офиолитового рифта) и петрографические данные – локальный (не региональный) характер вторичных изменений офиолитов.

Офиолиты Чон-Саирского массива могли образоваться в обстановке трансформно-сдвигового растяжения, имевшего место на северо-западной окраине Сангиленского блока в раннем ордовике [6]. Отметим, что близкая ситуация характерна для синрудных андезитов в Кызыл-Таштыгском колчеданно-полиметаллическом месторождении в Восточной Туве – их возраст составляет 478±12 млн лет (U-Pb, SHRIMP-II по цирконам), а геодинамическая позиция может соответствовать транстенсивной обстановке в сдвиго-раздвиговом (pull-apart) бассейне, наложенном на раннекаледонскую островодужную структуру [2].

Авторы благодарят Р. В. Кужугета (полевые работы), Л. И. Петрову (отбор цирконов), Е. Н. Лепехину, И. В. Николаеву, А. Л. Финкельштейна и П. А. Серова (аналитические работы).

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 13-05-00354), экспедиционного гранта Президиума СО РАН.

Список литературы

1. **Гибшер, А. С.** Региональная стратиграфия позднего докембрия – раннего палеозоя Сангилена [Текст] / А. С. Гибшер, А. А. Терлеев // Структурно-вещественные комплексы Юго-Восточной Тувы. – Новосибирск : Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1989. – С. 3–26.

2. **Гусев, Н. И.** Геохимические особенности и возраст (U-Pb, SHRIMP II) «внутрирудных» андезитов Кызыл-Таштыгского колчеданно-полиметаллического месторождения в Туве [Текст] / Н. И. Гусев // Тектоника, рудные месторождения и глубинное строение земной коры : Тез. докл. Всерос. конф., посвящ. 100-летию С. Н. Иванова. – Екатеринбург : ИГиГ УрО РАН, 2011. – С. 73–76.

3. **Куренков, С. А.** Геодинамика палеоспрединга [Текст] / С. А. Куренков, А. Н. Диденко, В. А. Симонов. – М. : ГЕОС, 2002. – 294 с.

4. **Магматизм** и геодинамика Палеоазиатского океана на венд-кембрийском этапе его развития [Текст] / Н. Л. Добрецов, В. А. Симонов, М. М. Буслов, А. В. Котляров // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46, № 9. – С. 952–967.

5. **Метатерригенные** толщи Тувино-Монгольского массива: возраст, источники, тектоническая позиция [Текст] / И. К. Козаков, Е. Б. Сальникова, А. Натман [и др.] // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2005. – Т. 13, № 1. – С. 3–25.

6. **Модель** тектоно-метаморфической эволюции Сангилена (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизионного тектогенеза [Текст] / В. Г. Владимиров, А. Г. Владимиров, А. С. Гибшер [и др.] // Докл. РАН. – 2005. – Т. 405, № 1. – С. 82–88.

7. **Офиолиты** Западной Тувы – фрагменты поздневендской островной дуги Палеоазиатского океана [Текст] / А. А. Монгуш, В. И. Лебедев, А. В. Травин, В. В. Ярмолюк // Докл. РАН. – 2011. – Т. 438, № 6. – С. 796–802.

8. **Koepke, J.** The formation of SiO_2-rich melts within the deep oceanic crust by hydrous partial melting of gabbros [Text] / J. Koepke, J. Berndt, F. Holtz // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2007. – Vol. 153, N 1. – P. 67–84.

9. **Ludwig, K. R.** User's Manual for ISOPLOT/Ex 3.22. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel [Text] / K. R. Ludwig. – Berkeley : Geochronology Center Spec. Publ., 2005. – 71 p.

10. **Temora 1**: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology [Text] / L. P. Black, S. L. Kamo, C. M. Allen [et al.] // Chem. Geol. – 2003. – Vol. 200, N 1–2. – P. 155–170.

11. **Williams, I. S.** U-Th-Pb geochronology by ion microprobe [Text] / I. S. Williams // Rev. in Econ. Geology. – 1998. – N 7. – P. 1–35.

СРЕДНИЕ СОДЕРЖАНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В БОЛОТНЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Е. И. Никитина[1], М. В. Попова[2]

[1]СГУПС, Новосибирск
[2]ФГУП «СНИИГГиМС», Новосибирск

Территория Западной Сибири – крупнейшая торфяная провинция мира, в ней сосредоточено 40 % мировых ресурсов торфа. Здесь и в настоящее время продолжаются болотообразующие процессы. Торф – классический сорбент различных минеральных отложений, в том числе металлов. Концентрации элементов иногда настолько высоки, что минерализованный торф становится экономически выгодным источником рудных концентраций. Торфяные месторождения – интересный объект для оценки минерагенического потенциала торфов, выявления комплекса элементов, способных образовывать рудные концентрации, и возможного использования рудных концентраций различных элементов в торфах в качестве поискового признака коренных рудных месторождений.

Западная Сибирь – мировой природный феномен заболоченности, в неоген-четвертичное время она стала ареной интенсивного торфонакопления [2]. Благоприятные климатические и структурно-геоморфологические условия обеспечили возможность формирования в западносибирских болотных системах разнообразных видов болотных образований: торфов, сопутствующих им болотных фосфатов, гажи, сапропеля и т. д. Перечисленные болотные отложения, выступающие непосредственно как полезные ископаемые, содержат значительные количества разнообразных химических элементов. В некоторых странах в торфах встречаются накопления цинка, меди, марганца, ванадия и др., используемые промышленностью.

Геохимические процессы в торфяных залежах изучались по методике, основанной на применении системного анализа, включающего методы генетических реконструкций процессов болотного литогенеза на основе раскрытия валентных связей элементов [5] и современных методов математической статистики. Системный анализ позволил изучить процесс торфонакопления как единое целое, провести ранжировку его отдельных стадий. Это привело к рассмотрению процесса литогенеза на стадиях седиментодиагенеза, которые в свою очередь включали определение степени минерализации, ее типа, времени проявления (синхронная торфонакоплению или предшествующая ему).

Результаты исследований свидетельствуют о том, что степень концентрации микроэлементов, их качественный состав и распределение зависят от ряда факторов, и в первую очередь от состава пород обрамления, определяющего набор минеральных компонентов в торфах. Существенное значение имеет геоморфологическое положение области сноса, которое обусловливает не только характер привносимого в торфяную залежь минерального вещества, его количество, но и, как следствие, литологический состав торфов. Третий фактор, контролирующий распределение микроэлементов, – степень интенсивности процессов последующего преобразования минеральной составляющей, поступившей в торфяные залежи. Характер и степень интенсивности преобразования минерального вещества определяются несколькими причинами. Ключевое значение среди них занимает степень преобразования растительного вещества: чем больше степень разложения остатков растительного происхождения, тем выше содержание гуминовых кислот, регулирующих разложение обломочного минерального материала и его концентрацию [6].

Геохимическая характеристика болотных образований

В данной работе рассчитываются средние содержания химических элементов для болотных образований как конкретных типов пород. Указанные образования различаются не только по своему ботаническому составу и техническим характеристикам, но и по составу присутствующих в них минеральных примесей. С этим связано, в первую очередь, накопление в торфяных залежах, помимо торфов, гажи ($CaO>30,0$ %), сапропелей и болотных фосфатов – вивианитовых торфов и торфовивианитов (P_2O_5 0,5–28,0 %).

Средние содержания химических элементов рассчитывались для геохимических провинций, представляющих собой крупные территории, характеризующиеся едиными чертами геохимической эволюции, отраженными в химическом составе их комплексов. К таким провинциям мы относим провинции торфонакопления.

Вся рассматриваемая территория согласно схеме районирования торфяных месторождений Западной Сибири [2] делится на торфяные провинции, соответствующие трем крупным структурно-геоморфологическим элементам первого порядка – Западно-Сибирской аккумулятивной равнине (молодая плита), Салаиро-Кузнецкому плоскогорью (новейший щит) и Алтае-Саянскому глыбовому высокому нагорью, которые и обусловили особенности образования и накопления торфов, их интенсивность и распределение залежей на площади указанных торфяных провинций.

По методам обработки данных [1, 7, 8] проблема расчета средних содержаний – это статистическая проблема, поскольку касается нахождения параметров распределения случайных величин – результатов анализов геологических проб, а конкретно – анализов геохимических выборок. Геохимическая выборка отражает статистические закономерности распределения содержаний исследуемых элементов в конкретном природном образовании. Выбранный статистический подход основан на методике расчета средних концентраций химических элементов при 95 %-ном достоверном уровне с учетом законов распределения и среднеквадратичных отклонений, характеризующих точность средних значений относительно опробованной части.

Учитывая все перечисленное и имеющиеся материалы, приведем средние содержания для 29 химических элементов основных типов болотных образований для наиболее изученных территорий юга Западной Сибири (1 – юго-восточная часть Западно-Сибирской, 2 – Салаиро-Кузнецкая провинции торфонакопления) (см. таблицу)).

В работе использовались сводные результаты спектральных анализов 3300 проб болотных отложений из 38 торфяных месторождений. Золото диагностировалось для шести месторождений методами атомно-абсорбционного, инструментального нейтронно-активационного и радиохимического нейтронно-активационного анализов.

Анализ результатов позволяет установить ведущие геохимические ассоциации элементов в болотных образованиях для территорий с различными геолого-геохимическими особенностями формирования торфяных залежей. Количественная характеристика геохимической ассоциации определяется значением средних содержаний каждого элемента, отражающим уровень накопления в период образования торфяных залежей. Такой подход позволяет ответить на ряд вопросов, касающихся возможности накопления химических элементов в болотных отложениях.

Средние содержания химических элементов в болотных образованиях провинций (1 – Западно-Сибирская, 2 – Салаиро-Кузнецкая) юга Западной Сибири, %

Элемент	Торфы	Болотные фосфаты	Гажа	Сапропель	Торфы	Болотные фосфаты
	1	2	1	2	1	2
Li	$1{,}77\cdot10^{-3}$ (1513)	$1{,}60\cdot10^{-3}$ (8)	$1{,}83\cdot10^{-3}$ (86)	$1{,}43\cdot10^{-3}$ (21)	–	$2{,}00\cdot10^{-3}$ (4)
Be	$1{,}60\cdot10^{-4}$ (1832)	$1{,}50\cdot10^{-4}$ (66)	$1{,}39\cdot10^{-4}$ (208)	$1{,}29\cdot10^{-4}$ (63)	$1{,}76\cdot10^{-4}$ (5)	$0{,}99\cdot10^{-4}$ (18)
B	$8{,}80\cdot10^{-4}$ (525)	$5{,}11\cdot10^{-4}$ (209)	$1{,}58\cdot10^{-3}$ (66)	$5{,}28\cdot10^{-4}$ (306)	$1{,}07\cdot10^{-3}$ (7)	$1{,}71\cdot10^{-3}$ (15)
P	$6{,}99\cdot10^{-2}$ (2048)	$3{,}43\cdot10^{-2}$ (200)	0,56 (247)	$5{,}54\cdot10^{-2}$ (326)	$9{,}68\cdot10^{-2}$ (2)	$4{,}51\cdot10^{-2}$ (15)
Sc	$1{,}30\cdot10^{-3}$ (2042)	$2{,}35\cdot10^{-4}$ (209)	$1{,}13\cdot10^{-3}$ (214)	$2{,}74\cdot10^{-4}$ (338)	$1{,}42\cdot10^{-3}$ (7)	$4{,}33\cdot10^{-4}$ (4)
Ti	$5{,}51\cdot10^{-2}$ (2048)	$7{,}95\cdot10^{-2}$ (209)	$7{,}74\cdot10^{-3}$ (247)	$3{,}37\cdot10^{-2}$ (346)	$2{,}16\cdot10^{-2}$ (7)	0,11 (24)
V	$1{,}44\cdot10^{-3}$ (2038)	$1{,}61\cdot10^{-3}$ (209)	$2{,}25\cdot10^{-3}$ (211)	$6{,}72\cdot10^{-4}$ (313)	$1{,}44\cdot10^{-3}$ (7)	$2{,}73\cdot10^{-3}$ (13)
Cr	$2{,}85\cdot10^{-3}$ (1864)	$1{,}86\cdot10^{-3}$ (80)	$3{,}88\cdot10^{-3}$ (189)	$1{,}44\cdot10^{-3}$ (72)	$4{,}00\cdot10^{-4}$ (2)	$5{,}88\cdot10^{-3}$ (24)
Mn	0,10 (2048)	$5{,}13\cdot10^{-2}$ (209)	0,28 (236)	0,19 (346)	0,45 (7)	0,16 (24)
Co	$4{,}03\cdot10^{-4}$ (1800)	$5{,}64\cdot10^{-4}$ (32)	$5{,}71\cdot10^{-4}$ (204)	$3{,}80\cdot10^{-4}$ (68)	$4{,}80\cdot10^{-4}$ (3)	$5{,}05\cdot10^{-4}$ (24)
Ni	$7{,}16\cdot10^{-4}$ (1920)	$1{,}19\cdot10^{-3}$ (88)	$1{,}05\cdot10^{-3}$ (246)	$9{,}39\cdot10^{-4}$ (82)	$4{,}80\cdot10^{-3}$ (7)	$1{,}46\cdot10^{-3}$ (24)
Cu	$1{,}17\cdot10^{-3}$ (2048)	$7{,}65\cdot10^{-4}$ (209)	$1{,}17\cdot10^{-3}$ (247)	$5{,}54\cdot10^{-4}$ (346)	$9{,}49\cdot10^{-4}$ (7)	$1{,}92\cdot10^{-3}$ (24)
Zn	$2{,}90\cdot10^{-3}$ (1707)	$2{,}11\cdot10^{-3}$ (23)	$4{,}51\cdot10^{-3}$ (110)	$2{,}22\cdot10^{-3}$ (29)	–	$3{,}55\cdot10^{-3}$ (11)
Ga	$1{,}95\cdot10^{-4}$ (1889)	$4{,}16\cdot10^{-4}$ (61)	$3{,}75\cdot10^{-4}$ (196)	$2{,}60\cdot10^{-4}$ (55)	$3{,}30\cdot10^{-4}$ (1)	$5{,}84\cdot10^{-4}$ (11)
Ge	$1{,}04\cdot10^{-4}$ (366)	$0{,}87\cdot10^{-4}$ (2)	$1{,}03\cdot10^{-4}$ (41)	$1{,}33\cdot10^{-4}$ (7)	$0{,}57\cdot10^{-4}$ (1)	$1{,}67\cdot10^{-4}$ (3)
Sr	$8{,}68\cdot10^{-2}$ (2048)	$3{,}69\cdot10^{-2}$ (209)	0,10 (247)	$3{,}12\cdot10^{-2}$ (346)	0,56 (7)	0,12 (24)
Y	$1{,}32\cdot10^{-3}$ (1856)	$1{,}09\cdot10^{-3}$ (209)	$1{,}91\cdot10^{-3}$ (245)	$6{,}70\cdot10^{-4}$ (231)	$2{,}34\cdot10^{-3}$ (7)	$8{,}61\cdot10^{-4}$ (19)
Zr	$6{,}98\cdot10^{-3}$ (2048)	$8{,}35\cdot10^{-3}$ (209)	$8{,}86\cdot10^{-3}$ (247)	$6{,}88\cdot10^{-3}$ (346)	$1{,}79\cdot10^{-2}$ (7)	$1{,}02\cdot10^{-2}$ (24)
Nb	$5{,}88\cdot10^{-4}$ (465)	$7{,}92\cdot10^{-4}$ (13)	$8{,}30\cdot10^{-4}$ (48)	$5{,}58\cdot10^{-3}$ (8)	–	$2{,}50\cdot10^{-3}$(3)
Mo	$0{,}86\cdot10^{-4}$ (2023)	$0{,}71\cdot10^{-4}$ (209)	$1{,}40\cdot10^{-4}$ (247)	$1{,}23\cdot10^{-4}$ (346)	$1{,}34\cdot10^{-4}$ (7)	$4{,}34\cdot10^{-4}$(24)
Ag	$0{,}33\cdot10^{-4}$ (592)	$0{,}16\cdot10^{-4}$ (21)	$0{,}17\cdot10^{-4}$ (57)	$0{,}08\cdot10^{-4}$ (35)	$0{,}31\cdot10^{-4}$ (7)	$0{,}24\cdot10^{-4}$(1)
Sn	$1{,}13\cdot10^{-4}$ (1653)	$1{,}32\cdot10^{-4}$ (12)	$1{,}42\cdot10^{-4}$ (199)	$1{,}12\cdot10^{-4}$ (27)	–	$1{,}58\cdot10^{-4}$ (10)
Ba	$4{,}66\cdot10^{-2}$ (1966)	$4{,}06\cdot10^{-2}$ (116)	0,11 (245)	$3{,}22\cdot10^{-2}$ (346)	0,15 (7)	$8{,}07\cdot10^{-2}$ (24)
La	$3{,}44\cdot10^{-3}$ (289)	–	$5{,}89\cdot10^{-3}$ (37)	$3{,}00\cdot10^{-3}$ (15)	–	$4{,}34\cdot10^{-3}$(6)
Yb	$0{,}95\cdot10^{-4}$ (1196)	$0{,}80\cdot10^{-4}$ (209)	$1{,}43\cdot10^{-4}$ (244)	$0{,}70\cdot10^{-4}$ (221)	–	$0{,}87\cdot10^{-4}$ (19)
W	$5{,}51\cdot10^{-4}$ (460)	–	$5{,}24\cdot10^{-4}$ (80)	$5{,}00\cdot10^{-4}$ (1)	–	$5{,}00\cdot10^{-4}$ (3)
Au	$8{,}05\cdot10^{-7}$ (141)	$5{,}77\cdot10^{-7}$ (107)	$0{,}21\cdot10^{-7}$ (6)	$4{,}87\cdot10^{-7}$ (105)	$6{,}10\cdot10^{-7}$ (2)	–
Pb	$3{,}18\cdot10^{-4}$ (1867)	$2{,}87\cdot10^{-4}$ (49)	$6{,}24\cdot10^{-4}$ (198)	$2{,}07\cdot10^{-4}$ (72)	$1{,}90\cdot10^{-4}$ (2)	$4{,}77\cdot10^{-4}$ (15)
Bi	$0{,}56\cdot10^{-4}$ (1029)	–	$0{,}52\cdot10^{-4}$ (70)	$0{,}50\cdot10^{-4}$ (25)	–	$0{,}50\cdot10^{-4}$ (3)

Примечание. В скобках – количество анализов; «–» – элемент данным методом анализа не обнаружен.

Торфы – наиболее представительные и изученные типы болотных образований юга Западной Сибири. В них постоянно присутствуют P, Sc, V, Ti, Sr, Zr, Cu, Mn, Au, основным концентратором которых является органическое вещество. Сравнивая Западно-Сибирскую и Салаиро-Кузнецкую торфяные провинции (см. таблицу), можно отметить, что специфика геохимических ассоциаций в них определяется главным образом составом пород областей сноса. В геологическом строении южной окраины Западно-Сибирской торфяной провинции принимают участие разнообразные осадочные, изверженные и метаморфические комплексы пород, слагающие северные отроги Кузнецкого Алатау и Салаира. Поэтому в торфах в количественном отношении преобладают элементы, характерные для ассоциаций элементов колчеданно-полиметаллических скарновых месторождений, проявлений золотокварц-сульфидного типа и т. д.: Mn, Cu, Cr, Zn, Au, Ag, W. Салаиро-Кузнецкой торфяной провинции свойственна ассоциация Ti, V, Co, Ni, Ga, Nb, Zr, связанная с гематитовыми рудами, Pb-Zn, Zr минерализациями. В то же время известно, что процесс рудообразования в торфах обусловливается степенью преобразования растительного вещества [4, 9] и, соответственно, содержанием гуминовых кислот, регулирующих преобразование минеральной составляющей. Значительный объем терригенного материала, поступившего в болотную систему Салаиро-Кузнецкой торфяной провинции из областей сноса, сдерживает проходящие в ней биохимические процессы, что, в свою очередь, влияет на скорость его разложения и, как следствие, концентрацию элементов.

Болотные фосфаты характерны преимущественно для южных территорий Западно-Сибирской торфяной провинции. В них постоянно встречаются Ti, Ni, Cu, Y, Zr, Mo, Yb, Au, по сравнению с торфами они содержат больше P (в 8,0 раз); Mn, Ba (в 2,0–3,0 раза); B, V Ni, Ga, Zn, Mo, La, Yb, Pb (в 1,5–2,0 раза); Nb, Zr, B, Cr, Co, Y (в 1,2–1,5 раза). Источниками поступления фосфора в торфяную залежь служат грунтовые воды, терригенный материал фосфорсодержащих пород областей сноса и отложений субстрата и органика. С появлением железа в составе поверхностных и грунтовых вод связано увеличение концентраций и сонахождение в болотных фосфатах таких элементов, как Mn, V, Cr, Ni, Co, Zn, Mo [3].

В ***гаже*** к постоянно встречающейся группе элементов относятся Ti, Mn, Cu, Sr, Zr, Mo, Ba, Au, но преимущественно накапливаются только Mn и Mo, в меньшей степени Ni, реже B, P, Cu, Ga, Ge, Sr, Zr, Ag, Ba и Au. Повышенные содержания элементов связаны с аккумуляцией их на различных геохимических барьерах: на карбонатном торфяная залежь обогащается карбонатами Ca и Mn, на сорбционно-органическом – B, Ag, Mo и другими элементами за счет сорбции ряда металлов органическими коллоидами веществ гумусового ряда.

Из болотных образований наименее изучены ***сапропели***, поэтому объем выборки незначительный. Формирование геохимического облика сапропелей с постоянной ассоциацией элементов (Ti, Sc, Mn, Cr, Ni, Cu, Sr, Zr, Mo, Co, Ba) происходит под воздействием нескольких факторов; главный – формирование за счет сапропелеобразователей органического вещества (ОВ). С накоплением ОВ сапропелей связана аккумуляция целого комплекса элементов – Cu, Mo, Zn и др. За счет высоких сорбционных свойств ОВ накапливались Ge, Sr, Ba и др. Такие элементы, как Ti, V, Ni и Zr поступают в сапропели с терригенным материалом и его глинистой составляющей, а Mn, Sr, Pb и др. – в виде хемогенного материала и растворов. С формированием карбонатной составляющей сапропелей связано не только накопление кальцита, но и ряда элементов, совместно осаждающихся с карбонатом кальция – Mn, Cu, Pb и др.

Анализ распределения средних содержаний химических элементов в различных типах болотных образований позволил охарактеризовать геохимический фон и оценить геохимическую специализацию только отдельных территорий Западно-Сибирской и Салаиро-Кузнецкой торфяных провинций. Однако выбранный подход и методы расчета средних содержаний химических элементов позволяют использовать их как основу для последующей характеристики болотных образований Западной Сибири и определения их минерагенического потенциала.

Список литературы

1. **Белонин, М. Л.** Факторный анализ в геологии [Текст] / М. Л. Белонин, В. А. Голубева, Г. Т. Скублов. – М. : Недра, 1982. – 269 с.

2. **Карта** торфяных месторождений Западной Сибири м-ба 1:1 000 000. Объяснительная записка [Текст] / Науч. ред. Р. Г. Матухин. – Новосибирск : Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. – 33 с.

3. **Ковалев, В. А.** Болотные минералого-геохимические системы [Текст] / В. А. Ковалев. – Минск : Наука и техника, 1985. – 327 с.

4. **Кулачкова, А. Ф.** Роль природных ископаемых органических веществ в концентрации микроэлементов [Текст] / А. Ф. Кулачкова // Матер. к IX совещ. работников лабораторий геол. организаций. Вып. 7. – Л., 1965. – С. 116–122.

5. **Малюшко, Л. Д.** Способ определения концентраций элементов : Пат. РФ № 1337740 [Текст] / Л. Д. Малюшко // Официальный бюл. Госкомизобретений. № 34. – М. : ВНИИПИ, 1987.

6. **Матухина, В. Г.** Геохимические особенности минералообразования в болотной среде (на примере Западной Сибири) [Текст] / В. Г. Матухина, М. В. Попова // Проблемы геологии, рудогенеза и минералогии Сибири. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 2000. – С. 139–148.

7. **Смирнов, Б. И.** Корреляционные методы при парагенетическом анализе [Текст] / Б. И. Смирнов. – М. : Недра, 1981. – 125 с.

8. **Справочник** по математическим методам в геологии [Текст] / Д. А. Радионов, Р. И. Коган, В. А. Голубева [и др.]. – М. : Недра, 1987. – 335 с.

9. **Тимофеев, П. П.** Роль минерального вещества различных фациальных типов осадков в преобразовании растительного материала в раннем литогенезе [Текст] / П. П. Тимофеев, Л. И. Богомолова, М. П. Семенова // Природа органического вещества в современных и ископаемых осадках. – М. : Наука, 1973. – С. 245–255.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ И ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ КОНТРОЛЯ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ ОРТОН-БАЛЫКСИНСКОЙ ПЕРСПЕКТИВНОЙ ПЛОЩАДИ

А. В. Окулов

ФГУП «ЦНИГРИ», Москва

Ортон-Балыксинская рудоносная площадь находится на территории Кемеровской области и республики Хакасия, в междуречье Балыксу и Мрас-Су, в бассейне рр. Ортон (правый приток р. Мрас-Су) и Веселая (левый приток р. Балыксу). Ю. В. Алабиной, Е. А. Белоножко, Ю. В. Беспаловой, А. И. Черных и др. она рассматривается как фрагмент тектонической зоны длительного развития, расположенной между двумя блоками: южный соответствует обрамлению Мрасского срединного массива (по В. С. Суркову и др.), северный сложен терригенно-карбонатными образованиями (западносибирская R_3zs и белкинская $V–Є_1bl$ свиты), вмещающими Ортонский массив гранитоидов ($v–ργЄ_2m$).

Рудоносная площадь сложена образованиями мрасской свиты ($Є_1mr$) нижнего кембрия, формирующими Чашкатскую антиклиналь, которая имеет северо-восточное простирание, ее ядерная часть составлена породами нижнемрасской подсвиты, крылья складки – отложениями верхнемрасской подсвиты. Состав нижней подсвиты ($Є_1mr_1$) существенно вулканогенный: афировые палеобазальты, базальтовые порфириты, андезито-базальты и их туфы.

Верхняя подсвита мрасской свиты включает в себя две пачки – туфогенно-сланцево-карбонатную ($Є_1mr_2^1$) и существенно-карбонатную ($Є_1mr_2^2$). Контакт верхней и нижней подсвит тектонический. Первая пачка характеризуется большим разнообразием состава – от андезито-базальтов до андезито-дацитов с преобладанием пирокластических пород и продуктов их переотложения. Вверх по разрезу количество и мощность туфогенных прослоев уменьшаются, а карбонатных и кремнистых пород увеличивается.

Вторая пачка завершает разрез свиты: мраморированные известняки с прослоями черных углеродисто-глинистых сланцев сменяются известняками без прослоев, известняки – пачкой силицитов, сложенной микрокварцитами, углеродисто-кремнистыми и кремнистыми сланцами.

На описываемой территории распространены породы четырех магматических комплексов – кундустуюльского габбро-диоритового раннекембрийского ($v–δЄ_1kd$), среднекембрийского(?) габбро-порфиритового ($vЄ_2?$), мартайгинского габбро-диорит-плагиогранитового среднекембрийского ($v-ργЄ_2m$), раннедевонского микрогаббрового – габбрового ($mv–vD_1$).

Интрузивные образования кундустуюльского комплекса размещаются исключительно среди вулканогенно-осадочных отложений мрасской свиты. Большая часть пород комплекса слагает многочисленные силловые и дайкообразные, часто сближенные и ветвящиеся тела северо-восточного простирания, конкордантные телам тектонической рамы. Контакты с вмещающими породами сорванные, что свидетельствует о внедрении в ослабленные тектонические зоны. Простирание тел согласное с общим простиранием структуры. Наиболее крупное тело локализуется в ядре Чашкатской антиклинали.

Дайки мелкозернистых габбро и габбро-порфиритов среднекембрийского(?) комплекса закартированы в междуречье Федоровки, Кедровки и Магызы, где они распространены среди отложений мрасской свиты и роговообманковых габбро кундустуюльского комплекса.

Интрузивные массивы мартайгинского комплекса ограничивают поле распространения пород мрасской свиты с севера (Ортонский массив), а также прорывают юго-восточное крыло Чашкатской антиклинали, сложенное туфогенно-сланцево-карбонатными породами верхнемрасской подсвиты (Федоровский массив). В составе комплекса выделяются три фазы, которые в полной мере проявляются в крупных плутонах:

1) габбро и диориты,

2) кварцевые диориты и тоналиты, гранодиориты,

3) плагиограниты и низкощелочные граниты, лейкограниты.

Субвулканические отложения раннедевонского возраста слагают дайковый пояс субмеридионального простирания, в структурном плане они контролируются Балыксинским и Азыхгольским разломами, ограничивающими Балыксинский грабен. Образование даек связано с герцинским этапом тектономагматической активизации.

На Ортон-Балыксинской площади широко развита золоторудная минерализация. Россыпи золота, известные по рр. Федоровка, Веселая, Кедровка, Магызы, Федоровское месторождение и многочисленные рудопроявления (участки Кедровский, Пахомовский, Асановский, Медвежий, Веселый, Ортонский и др.) локализуются преимущественно в юго-восточных и северо-западных крыльях Чашкатской антиклинали.

Коренное оруденение имеет, вероятно, наложенный характер. Однако нет единого мнения относительно роли конкретных магматических комплексов в формировании золоторудной минерализации. Ее пространственная и генетическая связь по ряду признаков устанавливается с породами кундустуюльского, среднекембрийского и мартайгинского магматических комплексов.

Важный фактор для локализации оруденения – системы разломов. Федоровско-Кедровская система разломов северо-восточного простирания залегает согласно со складчатостью, она возникла, очевидно, одновременно с формированием складчатости раннекембрийских пород. Указанные нарушения контролируют внедрения пластовых тел кундустуюльского комплекса, о чем свидетельствуют линейный характер контакта этих интрузий и их северо-восточная ориентировка. К ним приурочены большинство кварц-золоторудных жил и все известные зоны прожилкования с золотом.

Кроме того, благоприятными структурами для локализации золотооруденения являются зоны линейных дислокаций. Это протяженные, линейно-вытянутые тектонические структуры, в которых под влиянием многократных подвижек происходит дислокационно-метаморфическое преобразование пород, независимо от их первичной природы. Возникновение полосчатых хлорит-амфиболовых и интенсивно плойчатых серицит-хлорит-кварцевых сланцев связано, вероятно, с зонами дислокаций, которые образовались на контакте пластообразных габброидных тел с вмещающими породами в процессе их перемещения. Большинство золоторудных и золоторудно-мышьяковых литохимических аномалий в пределах Чашкатского хребта приурочено именно к интенсивно-дислоцированным породам.

Таким образом, в качестве основного фактора контроля золотоносных жил и жильно-прожилковых зон большинство исследователей рассматривают системы разрывов северо-восточного простирания и зоны линейных дислокаций.

Однако в последние годы обосновывается представление об определяющей роли литологического контроля оруденения пачками граувакковых песчаников в графитсодержащих карбонатных толщах на Федоровском месторождении.

Список литературы

1. **Алабин, Ю. В.** Металлогения золота Кузнецкого Алатау [Текст] / Ю. В. Алабин, Ю. А. Калинин. – Новосибирск : Изд-во СО РАН, 1999.

2. **Геологическая** карта СССР М 1:1000000 (новая серия). Лист N-(44)-45 – Новосибирск. Объяснительная записка, геологическая карта и карта полезных ископаемых [Текст]. – Л., 1988.

3. **Геологическое** доизучение м-ба 1:50 000 с общими поисками месторождений полезных ископаемых на площади листов N-45-94-Б-б, N-45-94-Г, N-45-95-А-а, N-45-95-В, N-45-107-А, N-45-107-Б (Балыксинская площадь) : Отчет Коммунаровской партии за 1991–1995 гг. [Фондовая литература] / Ю. В. Беспалов [и др.]. – Минусинск, 1997.

4. **Конышев, В. О.** Оценка сырьевой базы крупнообъемного месторождения Федоровское-1 и перспективы развития золотодобычи из первичных и окисленных руд [Текст] / В. О. Конышев, Е. В. Савостьянов, В. Н. Власов. – М. : Изд-во МГГУ, 2003.

НЕРЕАЛИЗОВАННЫЙ ПОТЕНЦИАЛ РАЗВИТИЯ СИБИРИ НА ПРИМЕРЕ ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ

М. С. Паровинчак

Томская горно-металлургическая компания (ООО «ТомГМК»), ЗАО «ТОМКО», Томск

Один из главных принципиально новых проектов Томской области в «Стратегии социально-экономического развития Сибири до 2020 г.», утвержденной 05.07.2010 г. Председателем Правительства

Таблица 1

Запасы и ресурсы Бакчарско-Колпашевского железорудного района (авторская оценка)

Полезные ископаемые	Запасы и ресурсы ТО			Запасы РФ	
	C_2	P_1	C_2+P_1	$C_2+P_1+P_2$	C_1
Типы железных руд, млрд т:					
крепко сцементированные	0,10	2,7	2,8	15	100
слабо сцементированные	0,24	10,7	10,9	35	–
сыпучие (рыхлые)	0,17	4,0	4,2	25	–
Всего	0,51	17,4	17,9	75	100
Попутные компоненты, млн т:					
алюминий (5,5 % Al_2O_3)	–	–	956,3	–	1000
марганец (0,25 % Mn_2O_5)	–	–	43,5	–	100
ванадий (0,14 % V_2O_5)	–	–	24,3	–	40

Таблица 2

Предварительные ТЭП Бакчарского проекта (авторский вариант)

Запасы C_2, млн т	475
Ресурсы P_1, млрд т	17,4
Инвестиции	
в доразведку (за 2 года), млн руб.	250
в добычу и переработку (за 10 лет), млн дол. США	5000
в инфраструктуру (за 10 лет), млн дол. США	15000
Добыча руды (за 1 год), млн т	50
Производство ЖРС (65 %-ный концентрат, брикеты, слябы) (за 1 год), млн т	5
Производство металлопроката (за 1 год), млн т	15
Налоги областного бюджета (ОБ) (за 1 год), млн дол. США	292
Рентабельность, %	17,5
Окупаемость, лет	7,5
Количество новых рабочих мест, тыс. чел.	125
Средняя зарплата, тыс. руб./мес.	75

В. В. Путиным, – создание Бакчарского горно-металлургического комплекса, на котором в 2020 г. предусмотрено производство 7–10 млн т металлопродукции различного назначения с использованием железной руды одноименного месторождения.

Включение данного проекта в главный документ перспективного развития крупнейшего Сибирского мегарегиона стало возможным благодаря многолетней последовательной системной работе областной администрации и специализированной организации – Томской горнодобывающей компании по доразведке и началу опытно-промышленных работ по добыче, обогащению и металлургии, а также участию указанной компании в многочисленных выставках, конференциях, круглых столах области, СФО, Роснедр, МПР (табл. 1).

В ходе работ в 2005–2010 гг. на двух перспективных участках оценены запасы категории C_2 (около 500 млн т) и ресурсы категории P_1 (около 20 млрд т). Кроме того, с использованием инновационных методов (скважинная гидродобыча СГД), уникальных даже для мировой практики, добыто около 2 тыс. т железной руды (рис. 1).

К сожалению, по различным, преимущественно субъективным, причинам оцененные с относительно высокой достоверностью запасы и ресурсы не поставлены на государственный баланс, а относительно высококачественная руда, для добычи которой несколько поколений геологов и жителей местных районов прилагали столько усилий, преодолевая трудности, уже более 5 лет лежит «мертвым грузом» на двух открытых картах намыва, готовая к дальнейшим исследованиям по обогащению и металлургии.

Проведенные по заказу «ТомГДК» предварительные лабораторные химико-аналитические исследования и обогатительно-металлургические испытания в Томске, Новокузнецке, Новосибирске, Москве показали, что из этой руды можно получить высококачественные концентраты, окатыши, брикеты, а также сплавы чугуна, чистого природно-легированного железа, стали, ферросплавы с высоким содержание дефицитных попутных компонентов – ванадия, марганца, титана, циркония, редкометалльных элементов.

Предмет отдельных обсуждений – высокое содержание благородных металлов в рудах особых типов на некоторых участках уникального Бакчарско-Колпашевского рудного района, известных только авторам, проводившим там работы в 2005–2010 гг. Дополнительные исследования на этих участках могут поменять местами главные и попутные компоненты и привести к открытию в Томской области месторождения мирового масштаба не только железа, но и по благородных металлов (табл. 2).

Предварительные технико-экономические показатели реализации Бакчарского горно-металлургического комплекса, выполненные специалистами «ТомГДК» еще в 2005 г. и подтвержденные в 2007 г. группой австралийских и британских экспертов, показывают безусловную высокую экономическую рентабельность и огромную социальную важность для региона этого уникального проекта. Количество рабочих



Рис. 1. Добыча методом СГД «первой тысячи тонн» бакчарской руды. Октябрь, 2007 г. Фото автора

мест только в основном добывающем и перерабатывающем производстве может достигать 125 тыс., а вместе с сервисными и вспомогательными службами оно может удвоиться и даже утроиться. НДПИ за один год будут достигать 292 млн дол., при этом более половины (60 %) останется в областном бюджете.

Можно только сожалеть, что прежняя областная администрация, первоначально очень активно поддержившая проекты и работы по доизучению и освоению Бакчарского железорудного месторождения и группы других месторождений твердых полезных ископаемых (Георгиевского титан-циркониевого и Таловского буроугольного, Каменского известнякового, Кандинского гравийного) в последние 3–5 лет начала занимать странную, непоследовательную, пассивную позицию, отдав эти уникальные месторождения на откуп сомнительным инвесторам, которые в течение нескольких лет откровенно саботировали развитие данных проектов, получая, тем не менее, солидные бюджетные ассигнования.

Остается надеяться, что новое руководство области одновременно с продолжением инновационного пути развития региона уделит внимание и реальным производственным проектам, без реализации которых большинство инноваций могут по-прежнему остаться невостребованными. Вероятность продолжения такого сценария существует, поскольку на уровне областной администрации за истекшие полтора года бакчарскому проекту не было посвящено ни одного организационно-методического или финансово-инвестиционного мероприятия. Даже несмотря на то, что Бакчарский проект в «Стратегии социально-экономического развития Сибири до 2020 г.» является одним из основополагающих, ни в одном из региональных документов перспективного планирования Томской области он по-прежнему не числится. Хотя, по оценке газеты «Природные ресурсы» МПР России за 2008 г., экономическая эффективность инвестиций в геолого-разведочные работы железорудной отрасли Томской области признана одной из самых высоких в России за последние 10 лет.

Для сравнения: в доказательство нефтегазоносности так называемого правобережья Томской области вложено около полутора десятков миллиардов госбюджетных денег, а в итоге не было открыто ни одного не только крупного, но даже среднего или мелкого нефтегазового месторождения.

В доизучение Бакчарского и Колпашевского железорудных месторождений за то же время из различных источников вложено не более 100 млн руб. Результатом стало подтверждение открытия двух крупнейших месторождений мирового масштаба. Еще более существенная эффективность может быть получена от инвестиций в освоение и разработку этих уникальных геолого-экономических объектов.

Естественно, освоение такого крупного месторождения не может быть реализовано без участия государства и частного бизнеса. В связи с этим в 2005–2008 гг. была проведена огромная организационная работа по формированию схемы частно-государственного партнерства с участием Инвестиционного фонда РФ. В результате проект «Бакчарская сталь» вошел в «двадцатку» Инвестфонда с планируемыми инвестициями более 150 млрд руб. (выбран из более 3500 проектов из всех регионов России). К сожалению, финансово-экономический кризис 2008 г. помешал реализовать эти планы, и в ближайшее время нам предстоит повторить уже проделанный путь.

Аналогичная комплексная работа проведена специалистами Томской горнодобывающей компании на Георгиевском титан-циркониевом, Таловском буроугольном и Каменском известняковом месторождениях, в результате подтверждена высокая экономическая эффективность и социальная значимость новых потенциальных отраслей промышленности – редкометалльно-рудной, угольно-энергетической, строительно-цементной, стекольно-керамической, которые могут и должны быть созданы в ближайшие 5–7 лет.

Группой ученых, специалистов и производственников Томска под руководством автора настоящей статьи в первом квартале 2012 г. была составлена и предложена новому руководству региона комплексная перспективная концепция «Новая стратегия горнопромышленного и социально-экономического кластерного развития Томской области на 2013–2025 гг.», которая предусматривает создание

на территории большинства современных административных районов 10 основных территориально-промышленных комплексов (кластеров) в составе новых проектов по освоению месторождений твердых полезных ископаемых:

– нефтегазодобывающий;
– нефтегазохимический;
– Бакчарско-Колпашевский железорудный горно-металлургический;
– Георгиевско-Туганский титаноциркониевый горно-металлургический;
– Тым-Кеть-Чулымский угольно-энергетический и биотехнологический;
– Томь-Яйский горно-строительный;
– Томь-Обский аграрно-промышленно-сырьевой;
– научно-инновационный горнопромышленный;
– транспортно-логистический;
– территориально-административный управленческий.

В отличие от нефтегазовой отрасли, где практически все добываемое сырье поставляется в соседние регионы с минимальным переделом и там на НПЗ перерабатывается в конечные высоколиквидные нефтепродукты, а сама добывающая область вынуждена завозить их обратно по высоким рыночным ценам, в предлагаемых проектах по освоению месторождений твердых полезных ископаемых максимальная прибавочная стоимость будет достигаться за счет наиболее глубокой переработки минерального сырья с использованием самых современных технологий, что станет возможным только с участием сибирских, в особенности томских ученых, инновационных предприятий и всех структур томской технико-внедренческой зоны (ТВЗ).

Один из наиболее существенных комплексов-кластеров – транспортно-логистический, которому авторы уделяют особое внимание и без осуществления которого не может быть реализован ни один из остальных девяти комплексов-кластеров. Распространено мнение о том, что развитая сеть дорог может существовать сама по себе, что она является первичной и определяющей. Однако авторы настоящей Стратегии уверены, что наиболее весомый аргумент в пользу доказательства целесообразности строительства дорог областного и федерального значения – обоснование их будущей загрузки. Это подтверждается примером участка железной дороги Томск – Асино – Белый Яр, который руководство ЗСУ РЖД в текущем году намерено закрыть из-за его незагруженности.

В пояснительной записке к предлагаемой Стратегии приводится краткое описание 10 главных территориально-промышленных комплексов (кластеров), составляющих ее основу (два из них уже сформированы, а остальные могут и должны быть созданы в течение предстоящих 10–15 лет), реализация которых обеспечит Томской области вхождение в десятку самых развитых регионов России.

В результате осуществления предлагаемой концепции будут решены главные проблемы, препятствующие дальнейшему развитию Томской области.

1. Будет устранена транспортная недоступность преобладающей территории региона и обеспечена круглогодичная связь областного центра со всеми новыми районными центрами и крупными населенными пунктами за счет формирования внутриобластной каркасной сети железных и автомобильных дорог и их выход на федеральные и международные магистрали. Это позволит преобразовать Томскую область из «транспортного тупика» в транзитный регион, связывающий северные Урало-Сибирские территории с промышленными центрами Восточной Сибири и регионами Дальнего Востока и стран АТР.

2. Будет обеспечена энергетическая независимость региона от внешних поставщиков электрической энергии благодаря созданию новых генерирующих мощностей в объеме более 2500 МВт с использованием относительно дешевого местного энергетического сырья (бурый уголь, торф). Как следствие, будут значительно (на 25–50 %) снижены тарифы ЖКХ для всех жителей Томской области.

3. Будут сформированы несколько принципиально новых отраслей промышленности с созданием более 250 тыс. новых рабочих мест: горнодобывающая, металлургическая, угледобывающая, торфодобывающая.

4. Развитая сеть дорог во всех районах области и относительно низкая стоимость электрической и тепловой энергии будут способствовать созданию благоприятных условий для появления десятков новых предприятий малого и среднего бизнеса по добыче и глубокой переработке полезных ископаемых, производству строительных материалов и строительству жилья, лесозаготовке и деревообработке, использованию других природных ресурсов.

5. За счет формирования новых отраслей промышленности и создания новых рабочих мест будет обеспечено трудоустройство большого количества выпускников томских высших и средних учебных заведений, которые в настоящее время вынуждены после 4–6 лет учебы в Томске уезжать в другие регионы России в поисках работы и для дальнейшего карьерного роста.

6. В связи с необходимостью применения в процессе доразведки месторождений, добычи минерального сырья и его глубокой переработки, включая металлургию, самых современных методов, технологий, оборудования, будут обеспечены активное участие в проектах большинства инновационных предприятий Томской экономической зоны и безотлагательная коммерциализация инноваций, изобретений, «ноу-хау», будет гарантировано финансирование новых разработок.

7. Реализация предлагаемых горнопромышленных комплексов (кластеров) даст возможность максимально вовлечь природный и человеческий потенциал региона в промышленно-экономический оборот и позволит Томской область не только выйти в лидеры инновационно-промышленного развития Сибири, но и войти к 2025 г. в десятку самых развитых регионов России (рис. 2).

Выводы и заключения

Томская область обладает огромным неиспользованным минерально-ресурсным потенциалом, на базе которого начато и должно быть продолжено создание нескольких принципиально новых направлений промышленности (комплексов): горнодобывающего, металлургического, угольно-энергетического, биотехнологического, которые являются новым потенциальным источником социально-экономического развития и через 10 лет не уступят нефтегазовой и лесопромышленной отраслям.

Большинство соседних регионов СФО располагают не менее значительными запасами и ресурсами различных полезных ископаемых, однако состояние их изученности и освоенности по многим показателям уступает Томской области.

На протяжении предыдущих десятилетий промышленно-индустриальный и социально-экономический уровень развития практически всех регионов Сибири определялся состоянием разведанности и освоенности различных минеральных ресурсов, в дальнейшем нефтегазовая и горнопромышленная отрасли останутся основой их дальнейшего развития, естественно, с учетом современных технологий, оборудования и экологических требований.

Рекомендации и предложения

1. Рассмотреть предложенную авторами «Новую стратегию горнопромышленного и социально-экономического кластерного развития Томской области на 2013–2025 гг.» на расширенных совещаниях экспертных советов при заместителях губернатора, а также подготовить решение по ее утверждению руководством и законодательными органами региона с приданием ей статуса приоритетной программы развития области на ближайшие десятилетия.

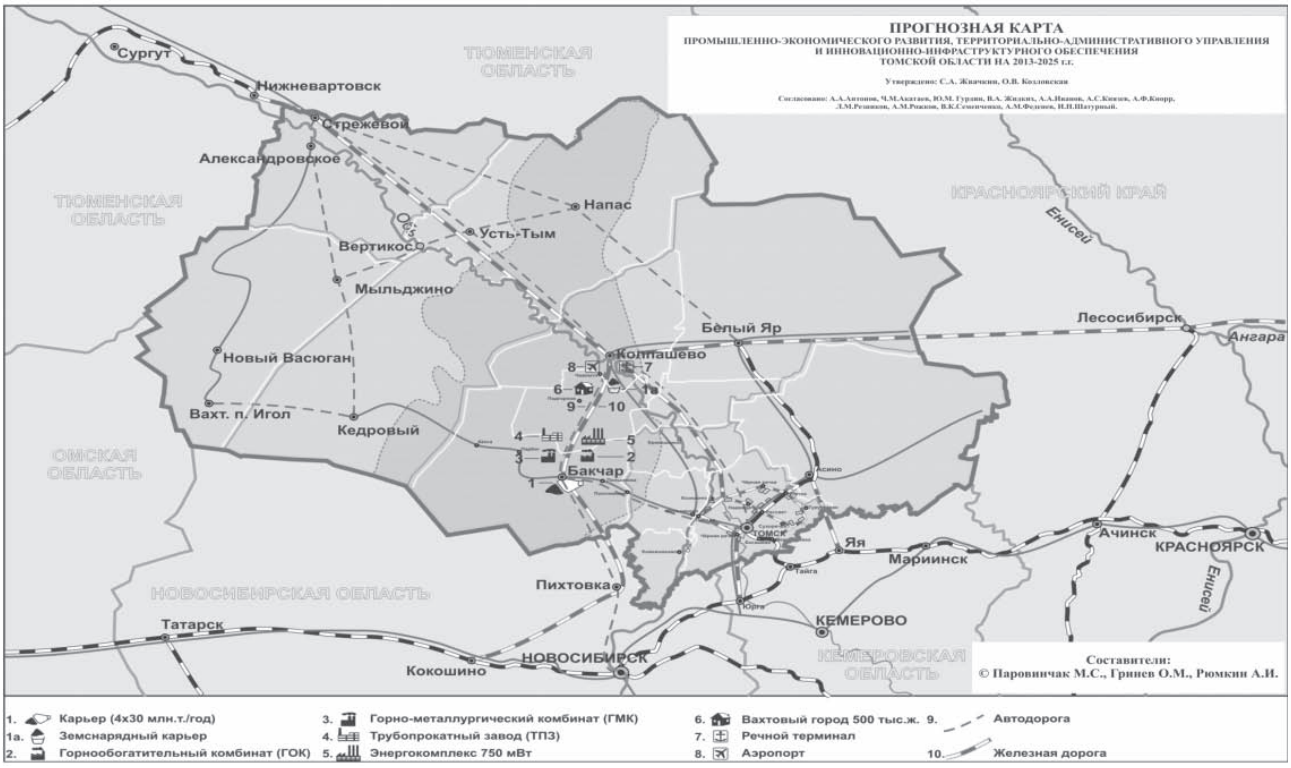


Рис. 2. Прогнозная карта развития Томской области на 2025 г.

2. Привести в соответствие действующую «Стратегию социально-экономического развития Томской области до 2020 г.» и другие региональные документы с утвержденной федеральной программой «Стратегия социально-экономического развитии Сибири до 2020 г.» в части ускорения работ по созданию Бакчарского горно-металлургического комплекса, предусматривающего производство к 2020 г. 7–10 млн т различной высоколиквидной металлопродукции.

3. Рекомендовать руководству области ускорить создание аналогичной существующим в соседних регионах корпорации «Комплексное развитие Томской области» для реализации предложенных в «Новой стратегии…» горнопромышленных и инфраструктурных проектов по принципу частно-государственного партнерства с участием администрации, инвестиционно-финансовых структур и специализированных компаний.

4. Рекомендовать руководству региона создать в структуре администрации под руководством заместителя губернатора по промышленности и ТЭК отдельный департамент по новым минерально-ресурсным и производственно-инфраструктурным проектам и развитию горно-металлургической отрасли Томской области.

5. Рассмотреть варианты повторной экспертизы запасов Бакчарского железорудного месторождения в ГКЗ и постановки их в 2014 г. на Государственный баланс с целью ускорения проектирования, начала разработки и добычи железной руды на Бакчарском и Колпашевском железорудных месторождениях и строительства на них производственной (добывающей, обогатительной, металлургической), транспортной, энергетической и социальной инфраструктуры.

Список литературы

1. **Западно-Сибирский** железорудный бассейн [Текст] / Под ред. Н. Х.Белоус. – Новосибирск : Изд-во СО АН СССР, 1964.

2. **Материалы** Круглого стола в администрации Томской области : Проблемы и перспективы освоения Бакчарского железорудного, Георгиевского титан-циркониевого, Таловского буроугольного месторождений [Текст] / Под ред. В. Г. Емешева, А. В. Комарова, М. С. Паровинчака. – Томск, 2006.

3. **Паровинчак, М. С.** Томская область – потенциальный железорудный район азиатской части России [Текст] / М. С. Паровинчак, В. Г. Емешев, А. В. Комаров // Маркшейдерия и недропользование. – 2006. – № 2. – С. 17–20.

ПРОБЛЕМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ РОССЫПНОЙ ЗОЛОТОДОБЫЧИ НА ВОСТОКЕ РОССИИ

В. К. Прейс[1], И. М. Хасанов[2]

[1]СВГУ, Магадан
[2]СВКНИИ ДВО РАН, Магадан

Перспективы добычи золота из россыпей в районах Сибири и Дальнего Востока видны уже из анализа ее развития. В Магаданской области в последние годы количество россыпного золота составляет 60–65 % от общей добычи. В Иркутской области, в Якутии и других регионах россыпная золотодобыча также возрастает. Поэтому говорить о исчерпании этого ресурса, видимо, преждевременно. Для повышения уровня россыпной золотодобычи есть несколько путей. Основной – расширение сырьевой базы, его потенциал весьма значителен.

В старых приисковых районах возможно обнаружение новых пластовых россыпей в долинах низких порядков, на склонах и водоразделах, во впадинах. Однако необходима переоценка выявленных месторождений в долинах высоких порядков; следует более полно осваивать потери, вызванные дефектами разведки и разработки. В новых районах могут быть открыты пластовые россыпи (не только погребенные). Все перечисленное требует оптимизации методики, технологии, техники ГРР, законодательной базы. На рис. 1 показана схема разведки и отработки россыпи в долине р. Дебин, на которой видно, что большая часть долины не только не разведана, но и не опоискована.

Среди факторов, сдерживающих увеличение объемов добычи, – отсутствие поискового задела за пределами основных районов золотодобычи. Сейчас недропользователи на аукционе часто приобретают лицензии либо на недоразведанные месторождения, либо на объекты с прогнозными ресурсами и сами выполняют геолого-разведочные работы в пределах действующей лицензии. Крупные предприятия способны это сделать собственным разведочным подразделением, но уже средним это не всегда по силам. Для поисков новых россыпей в освоенных районах (особенно в новых) надо создавать специализированные фирмы типа юниорских компаний.

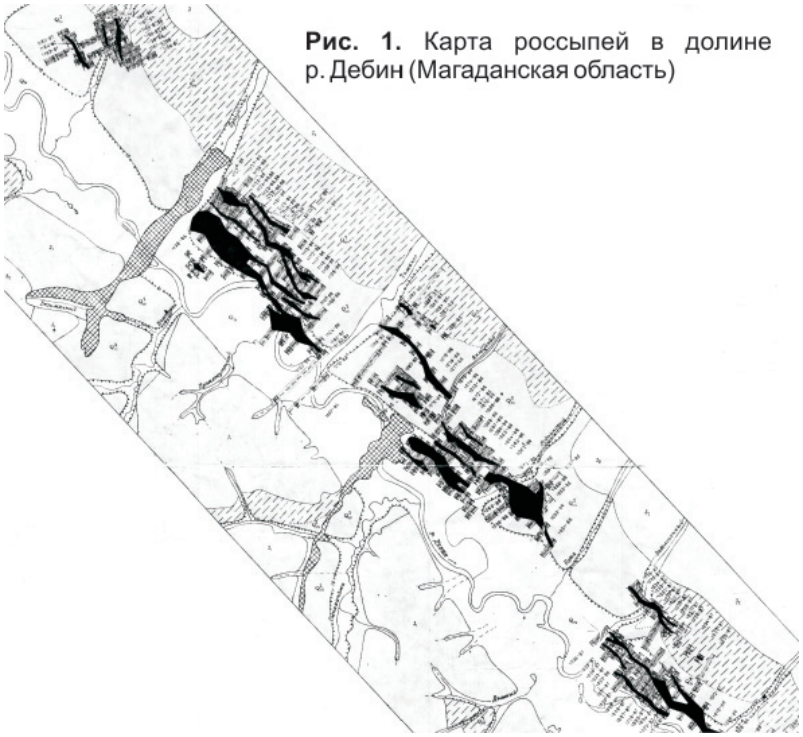


Рис. 1. Карта россыпей в долине р. Дебин (Магаданская область)

Значительное повышение уровня золотодобычи может быть достигнуто при увеличении прогнозных ресурсов и запасов россыпного золота в новых месторождениях и при правильной оценке количества и, главное, качества техногенных ресурсов. Для этого необходим учет больших генетических различий видов аллювиальных россыпей и часто россыпных месторождений значительной сложности, состоящих из россыпей разных видов. Поэтому требуется изменить методику ГРР на площадях, перспективных на россыпи, методы и направления оценки техногенных россыпей.

В Магаданской области много золоторудных районов и узлов, в которых россыпная золотоносность изучена слабо. В них проведено лишь шлиховое опробование при геологических съемках м-ба 1:200 000, в лучшем случае 1:50 000. Подобные участки есть в Приколымском антиклинории, Омолонском массиве, Охотско-Чукотском вулканогенном поясе. Золотое оруденение там представлено в основном золотосеребряной и золото-сульфидно-кварцевой формациями с преимущественно мелким, весьма мелким и тонким золотом, которые, по мнению многих исследователей, имеют низкий россыпеобразующий потенциал. Но именно такое золото характерно для многих россыпей Амурской области, Якутии, Южной Америки. В перечисленных районах встречаются подобные россыпи с запасами золота в сотни килограммов (руч. Пепенвеем, Надежда – на Чукотке, Куранах – в Якутии, Нанамандыканский узел – в Магаданской области).

Перспективные золотоносные площади (узлы) мы разделяем на три группы:

1) ранее выделенные единичные мелкие промышленные россыпи и россыпные проявления;

2) россыпные проявления и многочисленные рудопроявления золота, на которых россыпи не установлены;

3) потенциальные узлы, на которых известно большое количество золоторудных проявлений, но россыпная золотоносность не установлена.

На территории области при анализе фондовых материалов нами выделено около 30 таких площадей. Поисковые работы на них должны выполняться за счет средств федерального бюджета. Общий недостаток большинства этих районов – их труднодоступность. Прогнозные ресурсы золота по категории P_2 в незатронутых отработкой пластовых россыпях мы оцениваем в Яно-Колымской провинции в 500 т, на Северо-Востоке России в целом – до 3000 т. Можно предположить, что подобных районов много и в других регионах Сибири и Дальнего Востока.

Отсутствие в золоторудных районах установленных россыпных проявлений (или их малая распространенность) может быть вызвано низким качеством шлихового опробования из-за неблагоприятных условий отбора проб и неадекватной методикой проведения и интерпретации его данных. Однако указанный способ – лишь косвенный метод обнаружения пластовых россыпей, некоторые виды которых не связаны, слабо связаны или вообще не связаны (наиболее древние) со шлиховыми потоками. Рекомендуемая сейчас обобщенная для всех аллювиальных россыпей методика их более детальных поисков с помощью шурфов или буровых скважин оказывается неэффективной для россыпей некоторых видов, особенно в больших долинах. Необходима новая методика – дифференцированная для каждого вида россыпей. Только при этом условии возможно получение надежных результатов. То же относится к оценке и разведке россыпей.

Один из путей совершенствования ГРР на россыпи – более широкое применение геофизических исследований, роль которых в настоящее время недооценивается. Наиболее ценные геофизические данные можно получить при проектировании и выполнении поисковых работ. Основные задачи геофизических исследований при поисках россыпных месторождений золота:

– определение морфологии границы между рыхлыми отложениями и коренными породами, которая во многих случаях соответствует нижней границе пласта;

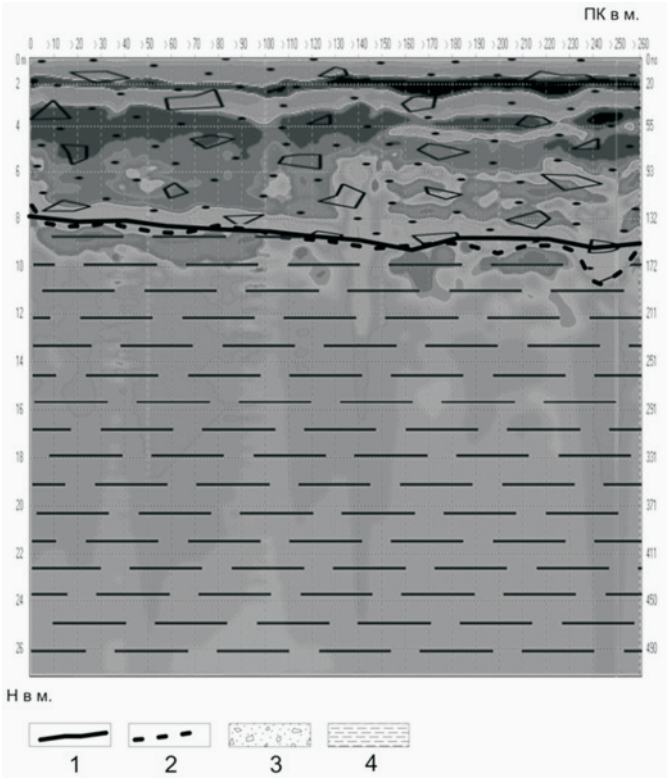


Рис. 2. Результаты работ георадарного зондирования (участок Калинка, верхнее течение р. Дебин)

1 – граница поверхности коренных пород по данным бурения; 2 – граница поверхности коренных пород по данным георадарного зондирования; 3 – рыхлые четвертичные образования; 4 – коренные породы. Светлые и темные участки (по фототону) среди рыхлых отложений показывают положение мерзлоты и таликовых зон

– установление мощности рыхлых четвертичных отложений, что дает основание для расчета объемов буровых или горных работ;

– расчленение рыхлых четвертичных отложений, выделение пластов глин или глинистых слоев, которые могут быть «ложными плотиками» висячих пластов;

– выделение обводненных зон дробления в плотике россыпи;

– определение сквозных, надмерзлотных, межмерзлотных, подмерзлотных таликовых зон;

– выделение в плане и разрезе участков многолетнемерзлых пород.

Для решения перечисленных задач выполнен комплекс полевых геофизических исследований в пределах россыпных месторождений Центрально-Колымского района, включающий георадарное зондирование, электропрофилирование, электрозондирование и магнитометрические измерения.

В ходе работ установлено, что при решении задач, связанных с оценкой мощности рыхлых отложений и определения морфологии рельефа жесткого основания, наиболее эффективно георадарное зондирование. Принцип георадиолокационного зондирования базируется на излучении импульсов электромагнитных волн и приеме сигналов, отраженных от границ раздела слоев среды, имеющих различные электрофизические свойства. В основе георадиолокации лежит различие горных пород по диэлектрической проницаемости и проводимости. Изменение электрических параметров приводит к частичному отражению зондирующего сигнала, при этом в зависимости от величин диэлектрической проницаемости и проводимости часть энергии сигнала отражается, фиксируя положение границы, а часть проникает глубже и отражается от нижележащих границ. В результате применения метода достаточно уверенно выделяется граница раздела «рыхлые отложения – коренные породы» (рис. 2). При площадном варианте исследований становится возможным плановое определение особенностей строения перекрытой поверхности коренных пород (рельеф плотика) – выявление палеорусел, ложков и т. д., существенно влияющих на формирование россыпи.

Электропрофилированием решаются задачи выделения в плане участков распространения многолетнемерзлых пород (ММП) сквозных таликовых и обводненных зон. Данным методом в модификации электротомографии устанавливаются параметры распространения ММП, а также разноранговых (сквозных, надмерзлотных, межмерзлотных, подмерзлотных) таликовых зон в разрезе.

Магнитометрические исследования с использованием высокоточных магнитометров-градиентометров позволяют по парамагнитным (ильменит, гранаты (альмандин и андрадит), гематит, гетит, вольфрамит-гюбнерит) и ферромагнитным (магнетит, пирротин) минералам определять участки концентраций тяжелой фракции и, соответственно, золота в рыхлых отложениях потенциально золотоносных долин. При относительно небольших мощностях рыхлых образований можно оценить геометрические параметры ожидаемой россыпи в плане.

Магнитометрическая съемка проводилась с помощью пешеходного оверхаузеровского магнитометра MMPOS-2. Работы выполнялись в варианте градиентной съемки с использованием двух датчиков на высотах 170 и 300 см от дневной поверхности. Таким образом, были получены три параметра – аномальное магнитное поле на высотах 170 и 300 см, их вертикальный градиент. На графиках соотношения результатов магниторазведочных работ с данными бурения и георадарного зондирования видно, что повышенные содержания золота в россыпи уверенно коррелируются с локальными положительными аномалиями магнитного поля, они характеризуются высокой дифференциацией градиента аномального магнитного поля и приурочены к локальным понижениям в рельефе поверхности коренных пород (рис. 3).

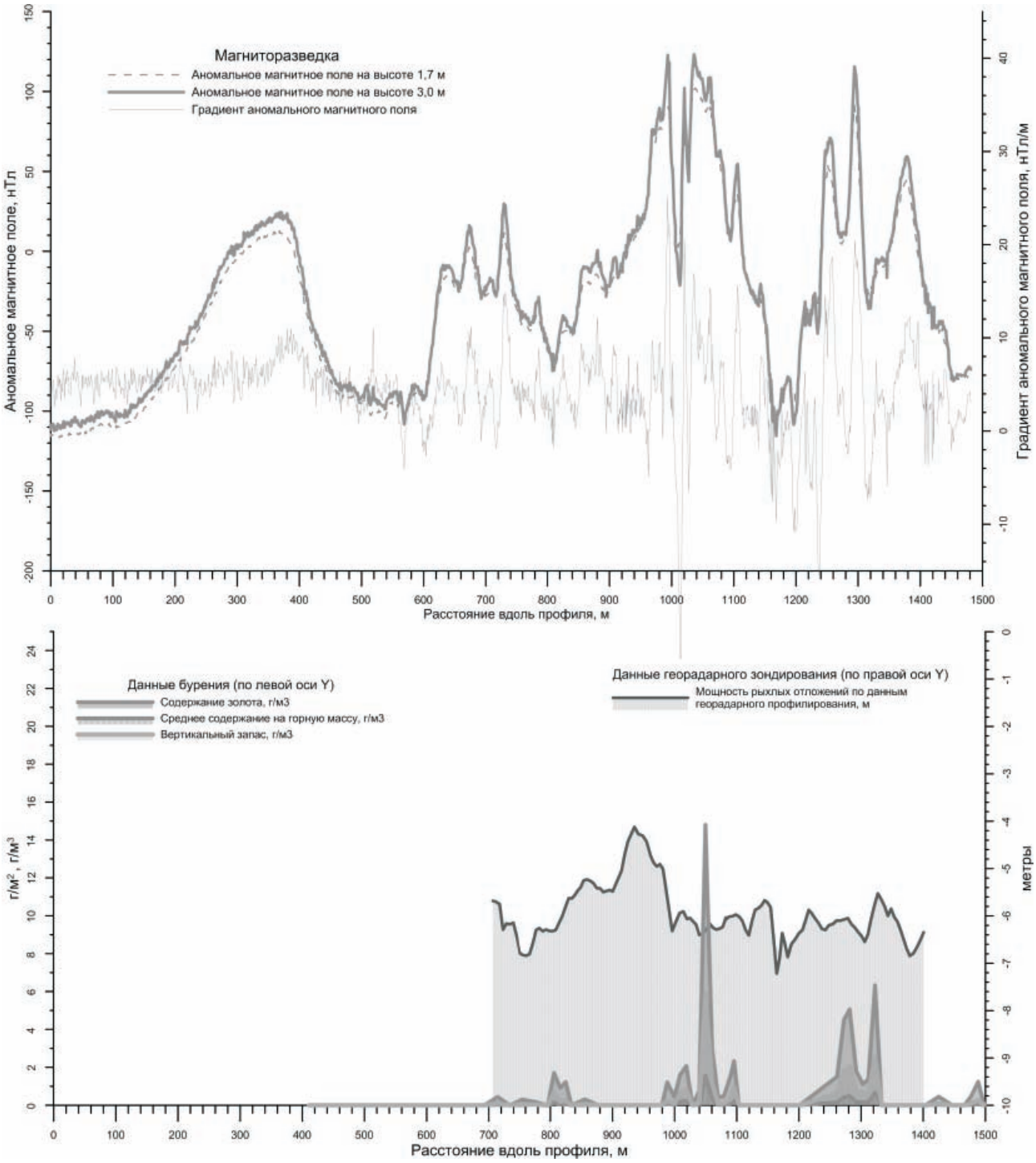


Рис. 3. Соотношение результатов магниторазведочных работ с данными бурения и георадарного зондирования (участок Эфка, среднее течение р. Дебин)

Но следует иметь в виду, что к понижениям плотика приурочены золотоносные пласты не всех аллювиальных россыпей, а лишь отдельных их видов[1], локализованных в долинах преимущественно низких порядков. Положение подошвы пласта россыпи в крупных долинах чаще всего не связано пространственно с понижениями поверхности коренных пород. Но и в этом случае установление мощности и положения коренного ложа долины для проектирования поисковых и разведочных работ до начала проходки разведочных выработок остается приоритетным, поскольку позволяет более рационально выбрать систему ГРР и более объективно подсчитать объемы бурения или горных работ и, соответственно, затраты на их проведение.

[1] **Гольдфарб, Ю. И.** Динамическая классификация аллювиальных россыпей золота Северо-Востока России [Текст] / Ю. И. Гольдфарб // Геология рудных месторождений. – 2007. – Т. 49, № 4. – С. 275–305.

Кроме методических и чисто геологических проблем, есть и другие, не менее важные. Обеспечение ГРР техникой и персоналом неудовлетворительно. Обычно для разведки используются 1–2 станка УКБ. Однако подготовка специалистов разведочного УКБ (установка комплексного бурения) уже более 30 лет нигде не ведется, поэтому квалификация большинства имеющихся очень низкая. На работах заняты люди, которые специализировались на бурении скважин для целей строительства. Кроме того, геологов-россыпников тоже остались единицы.

Предприятия не пытаются заменить УКБ более современными методами бурения, хотя отечественная промышленность выпускает универсальные станки с возможностью изменения способа бурения (колонкового, пневмоударного или ударно-канатного) заменой бурового инструмента в процессе проходки. Зарубежные фирмы производят качественное оборудование для виброударного бурения с производительностью, в разы превышающей УКБ. Недропользователям, видимо, постепенно необходимо обновлять парк бурового оборудования. В одном из городов или на базе крупного россыпного предприятия Сибири или Дальнего Востока желательно организовать учебно-курсовой центр для подготовки бурильщиков. Услуги такого центра будут, безусловно, востребованы, и он вполне сможет существовать на основе самоокупаемости.

Перечисленные проблемы касаются в той или иной степени любого региона россыпной золотодобычи. Реализация приведенных прогнозов и выполнение предложенных рекомендаций поможет не только сохранить добычу золота из россыпей на нынешнем уровне, но и увеличить ее и продлить на десятки лет.

ЭНДОГЕННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ЛУГОКАНСКОГО РУДНОГО УЗЛА (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Ю. О. Редин[1], Ю. А. Калинин[1,2], П. А. Неволько[1,2], В. М. Козлова[3]

[1]ИГМ СО РАН, Новосибирск
[2]НГУ, Новосибирск
[3]ООО «Востокгеология», Чита

Восточное Забайкалье богато многочисленными месторождениями золота различной формационной принадлежности, сложенными самостоятельными, часто оторванными по времени формирования, но совмещенными в пространстве, минеральными парагенезисами. Лугоканский рудный узел – уникальный пример совмещения разных типов оруденения на небольшой площади. Он включает в себя три месторождения – Лугоканское, Серебряное (в 7 км южнее) и Солонеченское (еще через 3,5 км к югу).

Отчетливо проявляется площадная рудно-метасоматическая зональность: Лугоканское месторождение золотомедных руд, наложенных на среднетемпературные скарны, пропилиты и высокотемпературные березиты – Серебряное золотокварц-полисульфидное с его высоко-средне-низкотемпературным кислотным метасоматозом – Солонеченское сурьмяное золотосодержащее с низкотемпературным кислотным метасоматозом (джаспероиды) [5].

Здесь выражен полный ряд минеральных ассоциаций, характерных для большинства золоторудных и комплексных месторождений Восточного Забайкалья. Общая последовательность рудообразования включает следующие стадии (от ранних к поздним): молибденитовую – магнетитовую – золотохалькопиритовую – золотопирит-арсенопиритовую – золотовисмутовую – золотополиметаллическую – золотосеребряную – сурьмяную – мышьяковую – ртутную.

Геология лугоканского рудного узла

Лугоканский рудный узел расположен в междуречье Аргунь – Шилка, на северо-востоке Аргунского террейна – составной части Монголо-Охотской складчатой системы. Главные структуры района – Газимуровское антиклинорное поднятие, Газимуровская мобильная зона и Урово-Джалирский разлом. Первое сложено карбонатно-терригенными отложениями нижнего и среднего палеозоя, сильно осложнено многочисленными разломами и гранитоидным магматизмом. Газимуровская мобильная зона северо-восточного простирания представлена сложной системой сопряженных глубинных разломов (Аэмканским, Северо-Солонеченским, Сивачинским, Солонеченским). Большинство главных разломов заложено в позднеюрское – раннемеловое время, соответствующее коллизионному и постколлизионному этапам развития Монголо-Охотской складчатой области. Магматические образования представлены раннепермскими порфировидными гранитами ундинского комплекса, развитыми на флангах рудного узла. Важное значение для рудообразования имеют позднемезозойские интрузивные комплексы – кукульбейский и особенно шахтаминский, широко проявленный на Лугоканском и Серебряном месторождениях.

Мезозойские магматические образования (амуджикано-сретенский, шахтаминский и другие интрузивные комплексы) занимают особое место в геологии Забайкалья. Наиболее значимая в практическом отношении особенность мезозойского магматизма состоит в том, что с ним связана подавляющая масса эндогенных месторождений цветных, редких и благородных металлов в регионе [6, 8]. Интрузивы шахтаминского комплекса – силло- и дайкообразные тела кислого и среднего состава, приуроченные к крупным зонам разрывных нарушений. В составе шахтаминского комплекса выделяются две фазы внедрения. Первая представлена дайкообразными телами кварцевых монцонит-порфиров, развитых в срединной части рудного узла (Серебряное месторождение), вторая, наиболее проявленная в центральной части, – крупным силлообразным телом гранодиорит-порфиров (Лугоканская интрузия). Заключительная дайковая серия сложена гранит-, гранодиорит-, диорит-порфирами, широко распространенными на Лугоканском и Серебряном месторождениях. Многочисленные определения K-Ar методом возраста пород шахтаминского комплекса соответствуют интервалу 155–167 млн лет [3]. Это подтверждается и нашими данными: возраст монцонит-порфиров Серебряного месторождения, которых относятся к шахтаминскому комплексу, определенный Ar^{39}/Ar^{40} методом (плато) по высокотитанистому биотиту (Ti 3,5–4 %), составляет 154,6 млн лет.

Формирование Лугоканского рудного узла происходило на протяжении средне-позднеюрской и раннемеловой эпох тектономагматической активизации. Средне-позднеюрский этап соответствует коллизионному орогенезу, с которым связана большая часть проявлений золоторудной минерализации в Восточном Забайкалье. Образованные надвиговые зоны служили наиболее благоприятным субстратом как для рудопродуцирующих магматических расплавов, так и для золотоносных флюидов. Переход к растяжению относится к концу поздней юры – раннему мелу. С этим этапом связывают формирование Балейского, Тасеевского и других эпитермальных золоторудных месторождений [6]. Происходившие тектонические события на рубеже юры и мела сыграли главную роль в образовании различных типов оруденения для всего Забайкалья, и в частности для Лугоканского рудного узла.

Вещественный состав руд и последовательность минералообразования

Лугоканский рудный узел входит в состав Будюмкано-Култуминского рудного района, расположенного на северо-восточном окончании Лугокан-Бугдаинской рудной зоны. Образование руд – следствие многостадийного поступления рудообразующих растворов с выделением разновременных минеральных ассоциаций, создающих современную картину эндогенной зональности. Общая последовательность рудообразования включает следующие стадии (от ранних к поздним): молибденитовую – магнетитовую – золотохалькопиритовую – золотопирит-арсенопиритовую – золотовисмутовую – золотополиметаллическую – золотосеребряную – сурьмяную – мышьяковую – ртутную. Различия в интенсивности проявления разных стадий на месторождениях обусловлено двумя факторами – тектоническим и магматическим.

К наиболее ранним и высокотемпературным минеральным ассоциациям относятся молибденитовая, магнетитовая, золотохалькопиритовая, золотопирит-арсенопиритовая и золотовисмутовая.

Молибденитовая минерализация проявлена только на Лугоканском месторождении в виде чешуек молибденита, пластинок и их скоплений преимущественно в окварцованных гранодиорит-порфирах. С внедрением интрузивных тел шахтаминского комплекса связано формирование скарнов с ***магнетитовой*** минерализацией, наиболее широко распространенных на Лугоканском и в меньшей степени на Серебряном месторождениях. Магнетит ассоциирует в основном с актинолитом, эпидотом, хлоритом и гранатом, по нему развивается гематит с образованием пятнистых, прожилковых, псевдоморфных и реликтовых структур. ***Золотохалькопиритовая*** минерализация представлена наиболее высокопробным самородным золотом (910 ‰, Hg 0,35 %) в ассоциации с пирротином и халькопиритом, содержащим сфалерит как продукт распада твердого раствора. Золотохалькопиритовая ассоциация накладывается на известковые скарны. Минерализация подобного типа встречается на Култуминском, Шахтаминском и Жирекенском месторождениях. На генетическую связь ранних высокотемпературных ассоциаций с гранитоидами шахтаминского комплекса указывает близкий возраст формирования: время образования молибденитовой и золоторудной минерализации (на Шахтаминском и Жирекенском месторождениях) охватывает интервал 158–168 млн лет [1]; возраст пород шахтаминского комплекса соответствует интервалу 155–167 млн лет.

К наиболее ранним и высокотемпературным ассоциациям относится также ***золотопирит-арсенопиритовая***. Пирит представлен катаклазированными агрегатами, трещины и межзерновое пространство которых залечиваются тонкопризматическим арсенопиритом. Арсенопирит относится к сернистой разновидности (S/As>1), локально в нем отмечены максимумы концентрации элементов-примесей (%): Co 0,5, Ni 0,1 и Au 0,08. Золото наблюдалось как в виде отдельных зерен изометрической формы, так и в виде скоплений зерен неправильной формы в трещинах и в срастаниях с пиритом и арсенопиритом. Пробность золота 800–860 ‰ (примесь ртути около 0,6 %).

В составе ***золотовисмутовой*** минерализации выделяются два подтипа – ***висмут-арсенидно-сульфоарсенидный и висмут-сидерит-полисульфидный.*** Первый встречается на Серебряном месторождении и представлен самородным золотом, арсенопиритом, пирротином, висмутином, жозеитом В, ингодитом, мальдонитом и леллингитом. Отличительная особенность руд – тонкодисперсный характер распределения золота в сульфидах. Пробность золота 730–820 ‰ (Hg до 0,6 %). Минералы висмута представлены в основном сульфотеллуридами и теллуридами висмута, которые образуют мелкокристалические выделения, тяготеющие к микротрещинам или микропорам в арсенопирите. Отмечается генетическая связь золотовисмутовых месторождений с интрузивными комплексами кислого и среднего состава [2]. Этот подтверждается и нашими наблюдениями. Так, рудные зоны с золотовисмутовой минеральной ассоциацией находятся и в самих дайках монцонит-порфиров, и на контактах с ними.

Второй подтип встречается на Лугоканском месторождении и представлен самородным золотом средней пробности (750–890 ‰) в ассоциации с висмутином, арсенопиритом, эмплектитом ($CuBiS_2$), виттихенитом (Cu_3BiS_3), соучекитом ($PbCuBi(S,Se)_3$), козалитом ($Pb_2Bi_2S_5$), ширмеритом ($Ag_4PbBi_4S_9$), галенитом и самородным висмутом. В висмутине в виде включений в микротрещинах отмечается гессит. Золото находится в сростках, а в виттихените, эмплектите, соучеките, козалите, ширмерите – в виде включений.

Арсенопирит ***золотовисмутовой минеральной ассоциации*** месторождений (Лугоканское, Серебряное) представлен катаклазированными идиоморфными кристаллами и относится к мышьяковистой разновидности (As/S>1). Локальные концентрации других элементов-примесей достигают в отдельных точках (%): Ni 0,1, Co 0,05, Sb 0,4, Au 0,179.

Степень проявленности высокотемпературных ассоциаций обусловлена, в первую очередь, их генетической связью с позднеюрским магматизмом. Общая закономерность состоит в том, что по мере удаления от центральной части рудного поля к его периферии степень проявленности ранних высокотемпературных ассоциаций уменьшается. В этом направлении снижается и интенсивность позднеюрского магматизма: на Лугоканском месторождении присутствует крупное силлообразное тело гранодиорит-порфиров, на Серебряном – дайки диорит- и монцонит-порфиров, а на Солонеченском позднеюрский магматизм полностью отсутствует.

Золотополиметаллическая минерализация встречается на всех трех месторождениях и представлена самородным золотом, галенитом (Bi до 1 %, Ag до 0,1 %), сфалеритом, блеклой рудой, которые образуют вкрапленность и прожилки в интенсивно брекчированных породах. Золотополиметаллическая ассоциация проявлена на многих золоторудных месторождениях Восточного Забайкалья – Дарасунском, Лугиинском, Новоширокинском и др., ее охватывает интервал 156,7–158,5 млн лет [1].

К наиболее поздним и низкотемпературным ассоциациям относятся золотосеребряная, сурьмяная, ртутная и мышьяковая.

Золотосеребряная минерализация на Лугоканском месторождении представлена низкопробным золотом (электрум) (390–660 ‰, Hg до 2,2 %,) и ртутьсодержащим (до 1 %) кюстелитом в ассоциации с высоко- и среднепробным самородным золотом, самородным серебром и висмутом, арсенопиритом, пиритом, галенитом (Ag около 2 %), сульфосолями Sb и Pb, антимонитом, киноварью, хлораргиритом, акантитом, ковеллином, самородной медью (с примесью Sn до 15 %). Помимо высокортутистого электрума и кюстелита наблюдалась природная амальгама золота (Hg до 50 %), что можно объяснить наложением на раннюю золоторудную минерализацию низкотемпературной ртутной. Эталонные объекты с золотосеребряной минерализацией – Балейское и Тасеевское месторождения, на которых возраст ее формирования укладывается в интервал 143,6–150 млн лет [1].

Сурьмяная минерализация разной степени интенсивности встречается на всех трех месторождениях. Она представлена двумя парагенезисами – *антимонитовым* и *сульфосольным*. Первый наиболее широко распространен на Серебряном месторождении. Он представлен буланжеритом, джемсонитом, бурнонитом, менегинитом, робинсонитом и самородным серебром. В тектонических зонах северо-восточного простирания сконцентрировано наиболее богатое сурьмяное оруденение, сопровождаемое интенсивной метасоматической проработкой пород. Брекчированные породы, как правило, имеют сульфидизированный цемент, в составе которого господствуют буланжерит, джемсонит и бурнонит, которые цементируют катаклазированные зерна более ранних сульфидов (пирита, арсенопирита, сфалерита, галенита). Характерная примесь для сульфосолей – As (до 2,5 %), примесь Bi отмечается в буланжерите (до 1,75 %). Наибольшие концентрации висмута установлены в менегините (до 10%). Атомно-абсорбционным анализом в мономинеральных фракциях сульфосолей установлены повышенные содержания серебра (до 150 г/т) и золота (до 1 г/т). Наличие золота также объясняется наложением поздней низкотемпературной сульфосольной минерализации на раннюю золоторудную.

Сурьмяное оруденение представлено на Солонеченском месторождении вкрапленными и гнездово-вкраплеными минерализованными зонами в джаспероидах, на Серебряном и Лугоканском – редкой вкрапленностью. Наиболее богатые сурьмяные рудные тела приурочены к Солонеченской зоне взбросо-надвига, где пластообразные тела джаспероидов формировались по субсогласным с напластованием зонам разломов. Рудные залежи локализуются в пластах и линзах интенсивно окварцованных брекчированных известняков, алевролитов, доломитов под экраном надвинутых на них гранитов. Главный рудный минерал сурьмяной стадии – антимонит, образующий как плотные зернистые массы, так и скопления призматических кристаллов. Геологические и минераграфические наблюдения отчетливо показывают, что сурьмяное оруденение наложено на ранние золотосульфидные руды.

Антимонит – один из наиболее поздних рудных минералов, который играет роль цемента в катаклазированных джаспероидах. При наложении поздней антимонитовой минерализации на ранние золотосульфидные руды возникают комплексные золотосурьмяные рудные тела. Аналогичная ситуация характерна для многих крупных месторождений, где совмещены золотые и сурьмяные руды [2, 4, 7].

В мономинеральных фракциях антимонита максимальные концентрации золота (по данным атомно-абсорбционного анализа) составляют 0,1 г/т. Сурьмяная минерализация – одна из наиболее распространенных ассоциаций на большинстве золоторудных месторождений Восточного Забайкалья. Изотопно-геохронологические данные свидетельствуют о том, что возраст ее формирования охватывает интервал 142–146 млн лет (Балейское месторождение) [1].

Степень проявленности сурьмяной минерализации зависит, в первую очередь, от положения месторождения относительно главных рудоконтролирующих разломов северо-восточной ориентировки. Наиболее широко сурьмяная минерализация представлена на Солонеченском месторождении, на котором она приурочена непосредственно к надвиговой зоне северо-восточного простирания. На Лугоканском месторождении доминируют разрывные нарушения северо-западного направления, поэтому сурьмяная минерализация встречается фрагментарно. Серебряное месторождение занимает промежуточное положение: оно располагается между двумя крупными разломами северо-восточного простирания (Сивачинским и Северо-Солонеченским). Эти оперяющие разломы более низких порядков служили зонами разгрузки низкотемпературных гидротермальных растворов, что обусловило широкое распространение сурьмяной минерализации.

Общая закономерность заключается и в том, что от центральной части рудного узла к его периферии меняется ориентировка главных разрывных нарушений: на Лугоканском месторождении они северо-западного направления, а на Солонеченском и Серебряном – северо-восточного, следствием чего становится постепенное возрастание доли сурьмяной минерализации от центра рудного узла к его периферии.

Завершается рудный процесс формированием наиболее низкотемпературных ***мышьяковой и ртутной минерализации*** (встречаются преимущественно на Солонеченском месторождении). ***Мышьяковая минерализация*** представлена очень локально в виде прожилков реальгара и аурипигмента, секущих антимонитовые агрегаты, ***ртутная*** – редкой вкрапленностью киновари.

Эволюция Лугоканской рудно-магматической системы отражается в смене высокотемпературных минеральных ассоциаций эпитермальными золотосеребряным, сурьмяно-ртутными, что проявляется и в составе самородного золота. Отчетливо наблюдается тенденция: с понижением пробности золота (от 910 до 390 ‰) от ранних высокотемпературных минеральных ассоциаций к поздним низкотемпературным возрастает ртутистость золота (от 0,3 в золотомедных до 2,2 % в золотосеребряных и сурьмяно-ртутных). Был проанализирован изотопный состав серы рудных минералов, показывающий достаточную однородность (вариации в диапазоне 2–5,8 ‰). Незначительные изменения значений $\delta^{34}S$ в пределах месторождений и отдельных стадий свидетельствуют о глубинном и ***гомогенном (едином)*** источнике серы рудного вещества и для собственно золотых, и для сурьмяных руд.

Выводы

Лугоканский рудный узел – яркий пример эндогенной зональности, характерной для большинства комплексных золоторудных объектов Восточного Забайкалья. Он представляет собой локальную рудно-магматическую систему, имеющую общий источник рудного вещества и объединяющую разные по масштабам месторождения. Эндогенная зональность выражается в последовательной смене многоэтапного высокотемпературного скарнового и золотосульфидно-кварцевого оруденения на низкотемпературное эпитермальное золотосеребряное, сурьмяное и ртутное. Это обнаруживается как в последовательном снижении в рудах доли высоко- и среднетемпературных минеральных ассоциаций от центральной части рудного узла к его флангам, так и в снижении проявления позднеюрского магматизма, в результате на флангах рудного узла золотохалькопиритовая и золотовисмутовая минеральные ассоциации отсутствуют.

Степень проявленности минеральных ассоциаций определяется преимущественно двумя факторами – тектоническим и магматическим.

Идеализированную модель формирования Лугоканского рудного узла можно представить в следующем виде.

В поздней юре в условиях растяжения сформировались главные тектонические зоны, по ним внедрялись рудопродуцирующие интрузивные образования Шахтаминского комплекса, с которыми связано формирование ранних высокотемпературных ассоциаций (молибденитовой, магнетитовой, золотохалькопиритовой и золотовисмутовой). Затем в связи с вновь проявленной тектонической деятельностью образуется золотопирит-арсенопиритовая и золотополиметаллическая минерализация. В конце юры – начале мела в обстановках растяжения формируется эпитермальное золотосеребряное, сурьмяное, мышьяковое и ртутное оруденение. Наличие таких полиформационных типов месторождений в структурах активизированной континентальной коры Забайкалья нацеливает на поиски подобных месторождений в сходных типах земной коры Алтае-Саянской складчатой области.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 13-05-00998).

Список литературы

1. **Возрастные** рубежи формирования золотого оруденения Восточного Забайкалья [Текст] / А. С. Борисенко, С. М. Жмодик, Е. А. Наумов [и др.] // Матер. Всерос. конф. – М. : ИГЕМ РАН, 2010. – С. 82–83.

2. **Гамянин, Г. Н.** Золоторедкометалльные месторождения Северо-Востока России [Текст] / Г. Н. Гамянин, В. И. Гончаров, Н. А. Горячев // Тихоокеанская геология. – 1998. – Т. 17, № 3. – С. 94–103.

3. **Геологическое** строение Читинской области : Объяснительная записка к геологической карте м-ба 1: 500 000 [Текст] / Отв. ред. И. Г. Рутштейн, Н. Н. Чабан. – Чита : ГГУП «Читагеолсъемка», 1997. – 239 с.

4. **Золотосурьмяные** месторождения Сарылах и Сентачан (Саха-Якутия): пример совмещения мезотермальных кварцевых и эпитермальных антимонитовых руд [Текст] / Н. С. Бортников, Г. Н. Гамянин, О. В. Викентьева [и др.] // Геология рудных месторождений. – 2010. – Т. 52, № 5. – С. 381–417.

5. **Козлова, В. М.** Особенности метасоматоза и вещественный состав руд рудопроявления Серебряное (Лугоканский рудный узел, Восточное Забайкалье) [Текст] / В. М. Козлова, А. А. Федорова, Н. Е. Чернышева // Геология и минерагения Забайкалья : Сб. докл. и ст. к науч.-практ. конф., посвященной 60-летию ФУГП «Читагеолсъемка». – Чита : ЗабГГПУ, 2010. – С. 192–200.

6. **Спиридонов, А. М.** Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья [Текст] / А. М. Спиридонов, Л. Д. Зорина, Н. А. Китаев. – Новосибирск : Акад. изд-во «Гео», 2006. – 291 с.

7. **Сурьмяная** минерализация на золоторудных месторождениях Восточного Казахстана [Текст] / Ю. А. Калинин, К. Р. Ковалев, Е. А. Наумов, М. К. Мягкая // Рудообразующие процессы: от генетических концепций к прогнозу и открытию новых рудных провинций и месторождений : Матер. Всерос. конф. – М. : ИГЕМ РАН, 2013. – С. 39.

8. **Тимофеевский, Д. А.** Геология и минералогия Дарасунского золоторудного региона [Текст] / Д. А. Тимофеевский. – М. : Недра, 1972. – 260 с.

ГЕОХИМИЯ УРАНА В ПРОЦЕССАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ГИДРОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

Н. А. Росляков, С. М. Жмодик

ИГМ СО РАН, Новосибирск

Общие сведения по геохимии урана. Поведение урана в экзогенных процессах контролируется его валентностью. Уран известен в природе в четырех- и шестивалентных формах. В водных растворах зоны гипергенеза U^{4+} легко окисляется и гидролизуется с образованием иона уранила по схеме: $U^{4+}+2H_2O=(U^{6+}O_2)^{2+}+4H+2e$. В экзогенных условиях U^{+4} присутствует в минералах, образующихся при недостатке кислорода и при наличии энергичных восстановителей. В природных условиях U^{+4} малоподвижен и в остаточном обломочном субстрате склонен к изоморфизму с торием, цирконием и редкими землями благодаря близости их ионных радиусов. Важная геохимическая особенность – способность U^{6+} легко восстанавливаться из шестивалентного в четырехвалентное. Шестивалентный уран, обычно представленный ионом уранила UO_2^{2+}, с кислотами образует разнообразные соли, а с водой – соединение желтого цвета $[U(OH)_4]^{2+}$. Легкая растворимость сульфатных и карбонатных соединений урана U^{6+} *играет исключительную роль в миграции и концентрации урана в гипергенных процессах* [2], в поверхностных условиях обусловливает их широкую миграцию. Наиболее распространенная форма

миграции урана – уранил-карбонатные и уранил-гуматные комплексы, меньше гидроксил-уранильные, еще меньше – уранил-сульфатные. Итак, основной закон геохимии урана в экзогенных условиях: слабая биофильность (уран ядовит), энергичная водная миграция в окислительной (Ca, Mg, Na, Sr, F, Zn) и слабая в восстановительных условиях приводит к концентрации урана на восстановительных барьерах (Al, Ti, Zr, Th, TR).

Природный уран состоит из трех изотопов ^{234}U, ^{235}U, ^{238}U с резко различающимися периодами полураспада (от $2{,}475 \cdot 10^5$ до $4{,}51 \cdot 10^9$ лет) [4, 7]. Уран – типичный литофильный элемент, что выражается в его отчетливом сродстве к кислороду, в отсутствии в природе сернистых и мышьяковистых соединений и металлического урана. Среднее содержание урана (кларк) в земной коре $2{,}5 \cdot 10^{-4}$ %, в магматических породах с повышением основности оно уменьшается: наименьшее значение ($3 \cdot 10^{-6}$) в ультраосновных, максимальное ($3{,}5 \cdot 10^{-4}$) в кислых породах [1]. По мнению авторитетных исследователей, эффузивные породы в 1,5–2 раза более ураноносные, чем их интрузивные аналоги. В метаморфических образованиях наблюдается снижение кларка урана с интенсивностью проявления метаморфизма. В экзогенных процессах уран способен мигрировать в кислородсодержащих водах и переходить в твердую фазу при смене окислительно-восстановительной обстановки (геохимический барьер).

Поведение урана в процессах выветривания, как и всех других рудообразующих элементов, эволюционирует во времени и пространстве по схеме: переход из первичных пород в воды зоны гипергенеза – водная миграция – гипергенная концентрация и рассеяние. Количество таких циклов обусловливается тектоническими и климатическими условиями. Один из главных факторов, определяющих уровень концентраций урана в корах выветривания, – их содержание в материнских породах. Наблюдается линейная зависимость между содержанием урана и тория в корах выветривания и в субстрате. Большая часть точек для урана расположена ниже линии прямой пропорциональной зависимости, что указывает на уменьшение концентраций элемента в процессе выветривания исходных пород (см. рисунок). Из этих данных видно, что вероятность образования высоких концентраций урана и тория в корах выветривания по породам с низким их содержаниям мала. Случаи повышенного содержания урана в корах выветривания связаны либо с остаточными ореолами рассеяния месторождений, либо с вторичными процессами (инфильтрация, инсоляция).

При формировании коры выветривания имеет место перераспределение радиоактивных элементов, приводящее как к их выносу, так и к накоплению (табл. 1). В общем случае отмечается заметный дефицит (около 50–60 % от исходного содержания) урана в продуктах выветривания относительно материнских пород, что обусловлено высокой миграционной способностью U^{+6} в окислительной обстановке. Факты показывают, что вынос урана из пород значительно опережает их глубокое химическое изменение. Характерно, что торий при этом остается на месте и, таким образом, о выносе урана в известной мере можно судить по торий-урановому отношению.

Таблица 1

Распределение урана в профиле выветривания гранитов Колыванского массива

Глубина, м	Зона профиля выветривания	Содержание урана, г/т
1,4	Глинистая каолинитовая	45
20	Каменного структурного элювия, каолинит-гидрослюдистая	50
37		85
45		75
46	Каменного структурного элювия, гидрослюдистая	110
60,5		110
95	Исходных гранитоидов	84

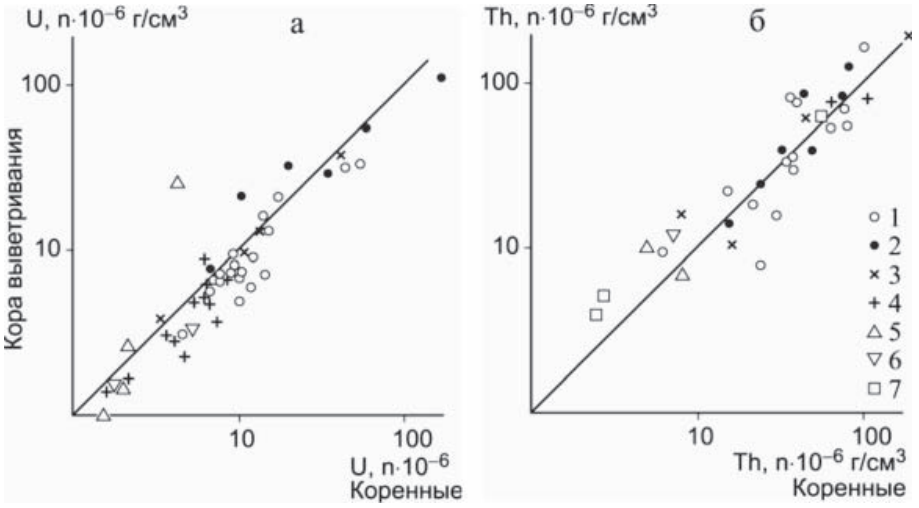


График зависимости между содержанием урана (а) и тория (б) в коренных породах и корах выветривания [3]

Продукты выветривания: 1–3 – кислых (1), щелочных (2) и карбонатных (3) пород; 4 – сланцев; 5 – диабазов, долеритов; 6 – туфов; 7 – амфиболитов, пироксенитов

Таблица 2

Типы гипергенных месторождений урана

Группа	Класс	Тип	Примеры	
			Россия	Ближнее и дальнее зарубежье
Остаточные и эпигенетические кор выветривания (I)	Связанные с зонами окисления урановых месторождений	Штокверковые зоны в гранитоидах	Малиновское, Енисейский кряж; Пригородное, Лапинский Лог, Салаир	
Инфильтрационные, контролируемые окислительной зональностью (II)	Экзодиагенетические, грунтово-инфильтрационные стадии диагенеза	Торфяники	Пензинское, Мокрушинское, Салаир	Камышановское, Киргизия
		Бурые угли	Бельское, Мосбасс	
		Рудоносные зоны в орогенных впадинах: приморский тип (U, Mo, As); усть-Уюкский тип (U, Mo, Se)	Приморское, Усть-Уюк, Алтае-Саянская область	
	Эпигенетические, грунтово-инфильтрационные постседиментационных стадий	Бурые угли (дакотский тип U, Ce, Mo, Se и др.)	Вероятны в России	Грейт, США; Нижнеилийское, Казахстан
		Базальные палеодолины (далматовский тип U, Sc, TR)	Долматовское, Зауралье; Малиновское, Енисейский кряж	Тоно, Япония
		Внутриформационные палеодолины (черепановский тип U)	Черепановское, Пермское, Предуралье	Плато Колорадо, США
		Калькреты, гипкреты, силькреты (тип Йилирри, U, V)	Вероятны в аридных зонах России	Йилирри, Австралия; Кулон-Кетнес, Казахстан
	Эпигенетические, пластово-инфильтрационные	Границы выклинивания локальных зон пластового окисления с очагами и без очагов восстановления (кызылкумский и и вайомингский типы U, Mo, Se, Re и др.)	Чалгыс-Хыр, Минусинская впадина	Учкудук, Кызыл-Кумы
		Выклинивание зон пластового окисления регионального распространения (чусарысуйский и паудерриверский типы U, Se, Re и др.	Михайловское, Кулундинская впадина	Инкай, Казахстан
	Эпигенетические, трещинно-инфильтрационные	На цеолитовом барьере (чикойский тип U)	Горное, Забайкалье	
		На сульфидных барьерах (киикталь-ский и михайловский типы U)	Вероятны в России	Михайловское, Украина; Киктал,Узбекистан
	Эпигенетические, карстово-инфильтрационные, инфлюационно-карстовые	На восстановительном барьере с очагами и без очагов вторичного восстановления (аризонский тип U)	Вероятны в России	Пижон, Плато Колорадо; Гелен, Средняя Азия
Инфильтрационные с участием эксфильтрационных процессов (III)	Пластово-трещинные	Гидротермально-инфильтрационные (имской и орловский типы)	Орловское, Имское, Россия	
		В вулканотектонических структурах (стрелковский тип U, fl)	Стрельцовское, Забайкалье	Дорнот, Монголия
		В зонах структурно-стратиграфических несогласий (U, Au)	Ансах, Восточный Саян	Атабаска, Канада
Эксфильтрационный, контролируемый восстановительной зональностью (IV)	Урано-битумный		Репьевское, Приволжье	Адамовское, Донбасс, Украина

Поведение U, как и других элементов с переменной валентностью (Mn, Mo, V, Be), характеризуется выносом из зоны окисления и относительным временным накоплением на восстановительном барьере в промежуточных зонах. Наши расчеты показывают (табл. 2), что при этом U во всех зонах ведет себя, как элемент подвижный, склонный к рассеянию, по величине коэффициента геохимической подвижности он действительно близок к Mn, Ni, Co, Cr, V, Mo и Ba [6]. Доля урана, вынесенного из разных зон, составляет 25–42 % (0,11–0,19 г/м^3), в абсолютном выражении она максимальна в каолиновой зоне.

Согласно обобщению [5] при выветривании разнотипных по составу и радиоактивности пород отмечается некоторое (в целом незначительное) уменьшение (по отношению к материнским породам) содержания урана, радия и тория в нижнем горизонте коры выветривания (зоне дезинтеграции). Это связано, вероятно, с изменением формы нахождения элементов, увеличением пористости дезинтегрированных пород и, как следствие, некоторым выносом урана и радия в процессе механического и частично химического преобразования. Наиболее характерно для данного горизонта значительное изменение формы нахождения урана, проявляющееся в резком увеличении содержания его легкорастворимой (подвижной) разности. Обогащение указанного горизонта ураном и радием, а также многими другими элементами (Mo, Cu, Pb, Zn, V) обусловлено их сорбцией гидрослюдистым, гидрохлоритовым и монтмориллонитовым материалом.

В верхнем (каолинитовом) горизонте кор выветривания, как правило, фиксируется существенное уменьшение содержания урана и радия, в то время как количество тория несколько увеличивается. В латеритной коре, резко обогащенной гидроокислами алюминия и железа (бокситы Тихвинского района, Енисейского кряжа и др.), часто отмечается повышенное содержание тория, до $(50–70)\cdot10^{-4}$ %, что связано с накоплением в горизонтах выноса устойчивых к разрушению акцессорных минералов и сорбцией тория глинистыми частицами. По данным Л. М. Гофмана, количество тория в глинистом горизонте значительно увеличивается (до $63\cdot10^{-4}$ %) на конечной стадии корообразования.

К настоящему времени выделены и изучены генетические **типы гипергенных месторождений урана**, связанные с корами химического выветривания и их переотложенными продуктами (см. табл. 2). Гидрогенные руды, приуроченные к зонам пластового окисления водопроницаемых горизонтов осадочных толщ, играют лидирующую роль, в зарубежных публикациях они объединяются термином «месторождения песчаникового типа».

По содержанию урана выделяют промышленные сорта руд (%): богатые – более 1, рядовые – 0,1–1, бедные – 0,03–0,1, убогие – менее 0,03. По объему запасов (тыс. т) месторождения делятся на мелкие (0,5–5), средние (5–20), крупные (20–100) и уникальные (более 100).

При классификации запасов и ресурсов урана, принятой Международным агентством по атомной энергии (МАГАТЭ), помимо степени геологической изученности используется показатель рентабельности их отработки при существующих способах добычи, который учитывает прямые затраты на добычу, транспортировку и получение уранового концентрата (U_3O_8), а также затраты, связанные с проведением геолого-разведочных работ для продления деятельности добывающего предприятия, с обеспечением экологической безопасности в период отработки месторождения и после ее завершения, капитальные затраты на строительство новых производственных мощностей (если это необходимо), на амортизационные и другие расходы.

Выделяется три стоимостных категории урановых руд в зависимости от себестоимости добычи 1 кг урана: более 40 дол./кг; более 80 дол./кг; более 130 дол./кг.

Список литературы

1. **Виноградов, А. П.** Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах [Текст] / А. П. Виноградов. – М. : Изд-во АН СССР, 1957. – 238 с.

2. **Евсеева, Л. С.** Геохимия урана в зоне гипергенеза [Текст] / Л. С. Евсеева, А. И. Перельман. – М. : Атомиздат, 1962. – 240 с.

3. **Жмодик, С. М.** Геохимия радиоактивных элементов в процессе выветривания карбонатитов, кислых и щелочных пород [Текст] / С. М. Жмодик. – Новосибирск : Наука, 1984. – 145 с.

4. **Рихванов, Л. П.** Радиоактивные элементы в окружающей среде и проблемы радиоэкологии [Текст] / Л. П. Рихванов. – Томск : Изд-во STT, 2009. – 430 с.

5. **Смыслов, А. А.** Уран и торий в земной коре [Текст] / А. А. Смыслов. – Л. : Недра, 1974. – 459 с.

6. **Фомин, Ю. А.** Поведение урана в процессах эволюции альбититовых месторождений Кировоградского мегаблока [Текст] / Ю. А. Фомин, Ю. Н. Демихов, Е. Г. Сущук // Reports of the National Academy of Sciences of Ukraine. – 2010. – № 1. – С. 131–136.

7. **Черепнин, В. К.** Геохимия и типы урановых месторождений [Текст] / В. К. Черепнин. – Томск : Изд-во ТГУ, 1967. – 313 с.

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ ПОКРОВНАЯ СТРУКТУРА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ

Е. С. Рубанова, М. М. Буслов
ИГМ СО РАН, Новосибирск

В Алтае-Саянской складчатой области широко распространены крупноамплитудные позднепалеозойские сдвиги северо-восточного простирания [2, 10, 11, 17]. Доказано, что в Восточных Саянах сдвиговые движения Главного Саянского разлома сопровождаются формированием тектонических покровов [3, 8, 9, 12]. В Горном Алтае выделено несколько позднепалеозойских крупных структур – Телецко-Башкаусская зона сдвигов, Чарышско-Теректинская и Телецко-Курайская покровно-сдвиговые структуры [2, 10, 11, 17].

В северной части Горного Алтая расположена крупная Каимская покровно-надвиговая структура [13], которая совместно с Чарышско-Теректинской и Курайско-Телецкой покровно-сдвиговыми структурами ограничивает автохтон Ануйско-Чуйской зоны, сложенный фрагментом вендско-раннекарбоновых окраинно-континентальных комплексов пород Сибирского континента различной геодинамической природы [13, 14]. Указанная структура включает серию разломов, образующих в плане субширотную дугообразную структуру северной вергентности. Она разбита поперечными взбросо-сдвигами и сбросо-сдвигами: с востока через Катунский сдвиг она граничит с Бийско-Катунской зоной, представленной фрагментом позднедокембрийско-раннекембрийского аккреционного клина, которые включают тектонические пластины, сложенные вулканогенно-осадочными породами Катунского палеосимаунта и офиолитов, олистостром и турбидитов; на юге надвинута на Ануйско-Чуйскую зону, на севере перекрыта мезозойско-кайнозойским чехлом Бийско-Барнаульской впадины. Каимская структура в качестве самостоятельной тектонической единицы обоснована по результатам крупномасштабных геологических съемок [4, 6]. Ранее она частично или полностью включалась в состав Бийско-Катунской зоны, имеющей сходный вещественный состав.

В Каимской зоне выделяются надвиги двух возрастных типов: ранние, вероятно поздневендско-раннекембрийского возраста, плоскости которых трассируются серпентинитовыми меланжами с блоками габбро-пироксенитов и габбро, и более молодые – позднепалеозойского возраста, плоскости которых выполнены метаморфическими породами пренит-пумпеллиитовой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма [4, 6, 13].

Фронтальный надвиг Каимской покровно-чешуйчатой структуры отчетливо фиксируется проявлением позднепалеозойских глубокометаморфизованных пород белокурихинского метаморфического комплекса [5, 7]. В западном сегменте плоскости надвигов представлены кристаллосланцами и биотит-амфиболовыми гнейсами эпидот-амфиболитовой фации повышенных давлений. Отмечаются зоны наложенного диафтореза, ориентированные под углом к первичной сланцеватости. Диафториты зелено-серой окраски, плойчатой текстуры, представлены серицит-хлоритовыми сланцами. Восточнее, в верховьях р. Белокуриха, плоскости надвигов сложены преимущественно кордиеритсодержащими гнейсами амфиболитовой фации, отличающимися от метаморфитов западного сегмента минеральным составом и минимально проявленным диафторезом. Гнейсы представлены кварцем, биотитом, гранатом, иногда микроклином, часто кордиеритом, реже андалузитом и силлиманитом. Среди них распространены мигматиты и массивные амфиболиты. Формирование пород происходило в условиях высоких температур и низких давлений. Возраст высокотемпературного метаморфизма (U/Pb метод по циркону из гнейсов) 311±12 млн лет [1, 16].

В основании фронтального надвига Каимского аллохтона расположены кембрийско-раннекарбоновые осадочные породы Ануйско-Чуйской зоны, интенсивно дислоцированные в широкой приразломной полосе (до нескольких десятков километров) с формированием изоклинальных складок с послойным и осевым кливажем. Падение сместителей надвигов у поверхности крутое – 50–70°, по геофизическим данным отмечается выполаживание с глубиной до 30° [5, 7].

Для установления возраста проявления коллизионного воздействия Каимского аллохтона на Ануйско-Чуйский были проанализированы синтектонические слюды (мусковит и серицит) из разломных и кливажных зон. Ar-Ar методом датированы (аналитик к. г.-м. н. А. В. Травин, ИГМ СО РАН) образцы рассланцованных кембрийских базальтов аллохтона (обр. 10-58, устье р. Мал. Шемиловка, 51°52’50’’ с. ш., 86°14’15’’ в. д., h=430 м), слюдистых диафторитов по гранат-андалузитовым кристаллическим сланцам белокурихинского комплекса (обр. 10-67-1, левый борт р. Песчаная, 51°49’13’’ с. ш., 81°47’58’’ в. д., h=477 м), кливажированных песчано-сланцевых пород среднеордовикской булухтинской свиты автохтона (обр. 10-70, 51°47’15’’ с. ш., 84°45’16’’ в. д., h=520 м) и рассланцованных позднекембрийских турбидитов автохтона (обр. 11-148, пос. Солоновка, левый борт р. Каменушка, 51°59’01,6’’ с. ш., 84°34’43,3’’ в. д.,

h=262 м). Получены следующие датировки: обр. 10-58 – 306±3 млн лет, обр. 10-67-1 – 266±3 млн лет, обр. 10-70 – 258±2 млн лет, обр. 11-148 – 255±2 млн лет.

Возраст мусковитов из разломных зон Каимской надвиговой структуры и деформированного Ануйско-Чуйского автохтона соответствует позднему карбону – перми. Таким образом, Каимская зона северной части Горного Алтая представляет собой, наряду с указанными позднепалеозойскими структурами, внутриконтинентальную покровно-надвиговую структуру, сформировавшуюся в ходе крупного коллизионного процесса и, по-видимому, связанную со столкновением Восточно-Европейского и Северо-Азиатского континентов в позднепалеозойское время [2].

Особенности образования внутриконтинентальных орогенов установлены на примере кайнозойской коллизии Индийского континента с Евроазиатским. Показана роль эффекта дальнего распространения деформаций внутрь континента при их взаимодействии [1, 15, 16]. В результате коллизии были сформированы современные горы Центральной Азии, а также сопутствующие им осадочные бассейны, сдвиго-надвиговые структуры и рифты. Современный Центрально-Азиатский горный пояс протягивается более чем на 4000 км на север от зоны активных деформаций в Гималаях и Тибете (Индия, южный Китай) до Памира и Тянь-Шаня (Киргизия, Узбекистан, Таджикистан, западный Китай), до горных систем Южной Сибири и далее на северо-восток вплоть до Байкальской рифтовой зоны в Восточной Сибири. Формирование кайнозойской структуры Центральной Азии – результат передачи деформаций от Индо-Евроазиатской коллизии на дальние расстояния по принципу домино через жесткие структуры докембрийских микроконтинентов, расположенных среди палеозойско-мезозойских складчатых зон. В процессе сжатия складчатые зоны перерастали в горные системы, а микроконтиненты служили фундаментом для кайнозойских бассейнов (Таримского, Джунгарского и др.). Следует предполагать, что позднепалеозойская структура Алтае-Саянской складчатой области в целом и северной части горного Алтая в частности были образованы по аналогичному сценарию, но в большем масштабе, поскольку взаимодействовали тектонические плиты, включающие крупные континентальные массы Восточно-Европейского и Сибирского кратонов. При рассмотрении вопросов роста и деформаций континентальной коры Евразии масштабы указанного события еще не достаточно учитываются.

Список литературы

1. **Буслов, М. М.** Мезозойско-кайнозойская тектоника и геодинамика Алтая, Тянь-Шаня и северного Казахстана по результатам трекового датирования апатитов [Текст] / М. М. Буслов, Д. А. Кох, Й. Де Граве // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49, № 9. – С. 862–870.

2. **Буслов, М. М.** Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов [Текст] / М. М. Буслов // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52, № 1. – С. 66–90.

3. **Геохимия** и Rb/Sr возраст графитсодержащих гранитоидов юго-восточной части Главного Саянского разлома [Текст] / В. Б. Савельева, Ю. А. Костицын, А. В. Травин [и др.] // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47, № 2. – С. 216–231.

4. **Зыбин, В. А.** Петротип Каимского базальтового комплекса раннего кембрия (Горный Алтай) [Текст] / В. А. Зыбин. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 2012. – 115 с.

5. **Корреляция** магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области [Текст] / С. П. Шокальский, Г. А. Бабин, А. Г. Владимиров [и др.]. – Новосибирск : Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. – 188 с.

6. **Кривчиков, В. А.** Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200 000. Серия Алтайская. Лист M45-I (Солонешное) : Объяснительная записка [Текст] / В. А. Кривчиков, П. Ф. Селин, Г. Г. Русанов ; Ред. С. П. Шокальский ; изд. 2-е. – СПб. : ВСЕГЕИ, 2001. – 183 с.

7. **Метаморфический** комплекс в обрамлении Белокурихинского гранитного массива [Текст] / С. А. Карголопов, О. Ю. Маликова, А. Г. Владимиров, Е. В. Бибикова // Геологическое строение и полезные ископаемые западной части Алтае-Саянской горной области : Сб. матер. науч.-практ. конф. – Новокузнецк, 1995. – С. 228–230.

8. **Позднепалеозойская** складчато-покровная структура Тункинских гольцов Восточного Саяна [Текст] / А. Б. Рябинин, М. М. Буслов, Ф. И. Жимулев, А. В. Травин // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52, № 12. – С. 2087–2109.

9. **Проявление** позднекарбоново-раннепермских этапов формирования покровно-складчатых структур в южном обрамлении Сибирской платформы (Восточные Саяны, Южная Сибирь) [Текст] / М. М. Буслов, А. Б. Рябинин, Ф. И. Жимулев, А. В. Травин // Докл. РАН. – 2009. – Т. 428, № 4. – С. 1–4.

10. **Роль** сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей [Текст] / М. М. Буслов, Т. Ватанабе, Л. В. Смирнова [и др.] // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 1–2. – С. 49–75.

11. **Смирнова, Л. В.** Кинематика и динамика формирования позднепалеозойской структуры Телецкого региона (зона сочленения Горного Алтая и Западного Саяна) [Текст] / Л. В. Смирнова, К. Тениссен, М. М. Буслов // Геология и геофизика. – 2002. – Т. 43, № 2. – С. 115–127.

12. **Соотношение** ордовикских и каменноугольно-пермских коллизионных событий в юго-восточной части Тункинских гольцов Восточного Саяна (юго-западное обрамление Сибирской платформы) [Текст] / Ф. И. Жимулев, М. М. Буслов, С. Глорие [и др.] // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52, № 12. – С. 2056–2074.

13. **Тектоника** и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области [Текст] / М. М. Буслов, Х. Джен, А. В. Травин [и др.] // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54, № 10. – С. 1600–1627.

14. **Фрагменты** океанических островов в структуре Курайского и Катунского аккреционных клиньев Горного Алтая [Текст] / Н. Л. Добрецов, М. М. Буслов, И. Ю. Сафонова, Д. А. Кох // Геология и геофизика. – 2004. – Т. 45, № 12. – С. 1381–1403.

15. **De Grave, J.** Distant effects of India – Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia : Constraints from apatite fission-track thermochronology [Text] / J. De Grave, M. M. Buslov, P. Van den Haute // Journal of Asian Earth Sciences. – 2007. – Vol. 29. – P. 188–204.

16. **De Grave, J.** Intercontinental deformation in Central Asia: distant effects of India – Eurasia convergence revealed by apatite fission-track thermochronology [Text] / J. De Grave, M. M. Buslov, P. Van den Haute // Himalayan Journal of Sciences. – 2004. – Vol. 21, Issue 41 (special issue). – P. 121–122.

17. **Late** Paleozoic faults of the Altai region, Central Asia: tectonic pattern and model of formation [Text] / M. M. Buslov, T. Watanabe, Y. Fujiwara [et al.] // Journal of Asian Earth Sciences. – 2004. – Vol. 23. – P. 655–671.

НЮЕКТАМИНСКИЙ РУДНЫЙ УЗЕЛ: ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ДИСТАНЦИОННЫЕ КРИТЕРИИ ПРОГНОЗА ЗОЛОТОСЕРЕБРЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ (ЗАПАДНОЕ ВЕРХОЯНЬЕ, ЯКУТИЯ)

В. С. Сенкевич

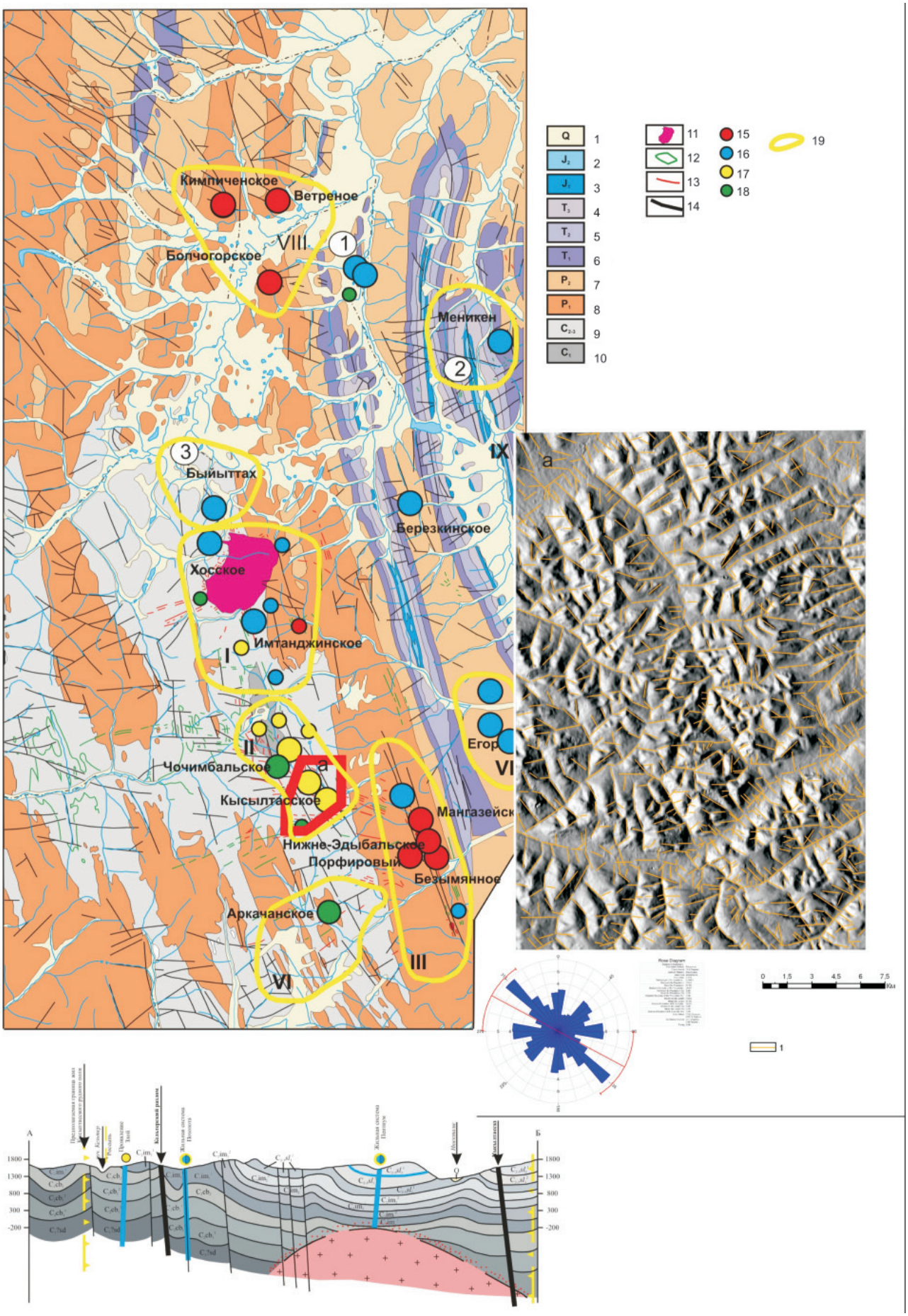
ФГУП «СНИИГГиМС», Новосибирск

Нюектаминский рудный узел (350 км^2) расположен в верховьях рр. Нюектаме и Дянышка, в системе водотоков рр. Яна и Лена. Территория находится в Куранахском антиклинории, который является частью Верхоянского мегаантиклинория – одного из крупных тектонических элементов Верхояно-Колымской складчатой области. Нюектаминский рудный узел относится к Приленскому металлогеническому поясу и объединяет многочисленные проявления золотокварцевой малосульфидной, золотосульфидной, золотокварцевой, касситерит-сульфидной и молибденит-кварцевой формаций, а также россыпные, частично отработанные месторождения золота в долинах руч. Чочимбал и его притоков (рис. 1).

Рассматриваемый рудный узел приурочен к крупной гравитационной аномалии, которая протягивается от среднего течения р. Бытантай до верхнего течения р. Дулгалах. К выходам кровли интрузива приурочены поля ороговикованных сульфидизированных пород, которые хорошо фиксируются на космоснимках (КС). В контурах гравитационной аномалии расположены все наиболее крупные узлы Западного Верхоянья.

Геологическая позиция узла определяется широким развитием продольных и поперечных разрывных нарушений, осложняющих сводовую часть Кысылтасской антиклинали, сложенной алевролитами и песчаниками серджахской, чочимбальской, имтанжинской, солончанской и кыгылтасской свит нижнего и среднего карбона. Магматические образования представлены дайками лампрофиров, диоритовых порфиров, гранодиорит- и гранит-порфиров, кварцевых порфиров, мелким штоком в верховьях р. Кысылтас. Полоса распространения секущих и пластовых рудных тел контролируется двумя разрывными нарушениями долготного простирания – Кельтерским и Кысылтасским разломами (рис. 2), кинематика которых носила как сдвиговый, так и сбросовый характер. Сдвиги фиксируются геологическим картированием по смещениям маркирующих пластов песчаников и алевролитов в среднем течение руч. Кысылтас. Характер сдвигов правосторонний с горизонтальной амплитудой в первые сотни метров. Сбросовая кинематика указанных разломов подчеркивается цепочками узких и довольно глубоких провальных озер и водопадов.

В рудном узле выделяются различные рудные формации, среди которых наиболее значимы медно-молибденовая, золотомедно-порфировая, золото(мышьяково)-сульфидная, золотосульфидная и золотосеребряная. Все рудопроявления генетически и пространственно связаны с Кыгылтасским штоком гранодиоритов (частично вскрытым эрозией), который, согласно результатам аэромагнитных работ Гуторовича и Изаров в 1966 г., формирует крупную аномальную зону, вытянутую в долготном направлении на 5 км и уточняющую контур невскрытого плутона (см. рис. 2).


Кимпиченское
Ветреное
Болчогорское
VIII
1
Меникен
2
IX
3
Быыыттах
Березкинское
Хосское
Имтанджинское
I
II
Чочимбальское
а
Кысылтасское
Егор
VI
Мангазейск
Нижне-Эдыбальское
Порфировый
Безымянное
Аркачанское
III
VI
Q 1
J2 2
J1 3
T3 4
T2 5
T1 6
P2 7
P1 8
C2-3 9
C1 10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
а
0 1.5 3 4.5 6 7.5
км
1
А
Б
1800
1300
800
300
-200

Наиболее четкая пространственная связь с Кыгылтасским плутоном наблюдается у проявлений молибденит-кварцевой формации, локализованных в эндо- и экзоконтактах штока гранодиоритов, и полиметаллической формации сфалерит-пирротинового типа, связанных с полями сульфидизированных пород. Примечательно, что в пиритах сульфидизированных отложений отмечаются повышенные концентрации Au и Ag – 1,14 и 12,5 г/т соответственно.

В пределах полей контактово-метаморфизованных пород располагаются проявления золотосульфидной формации (минерализованная зона ГИС-1: Au 0,1–1,9 г/т, редко до 4,4 г/т). По периферии рудного узла (особенно на западном и южном флангах) локализуются рудопроявления золотосульфидной, золотокварцевой формаций (группа Чочимбальских рудопроявлений, проявления Позолота: Au 8,17 г/т, Ag 401,73 г/т; Пентиум-2: Au 3,84 г/т и Ag 542,47 г/т; система жил Пентиум-1: Au 3,42 г/т и Ag 209,62 г/т).

Для уточнения деталей разрывной тектоники рудного узла использовались материалы современных космических съемок: радарный снимок высот Aster GDEM WordWide Elevation Data 1.5 arc-sec и космоснимки высокого разрешения – World View 02–2,6 m (съемка 05.08.2012 г.). Картирование линеаментов проводилось по следующим признакам:

– прямолинейные участки элементов рельефа;
– прямолинейные фрагменты границ между блоками с различной текстурой рельефа;
– линейные границы разновидностей растительного покрова;
– ландшафтные неоднородности линейной морфологии;
– прямолинейные участки границ между геологическими телами и др.

Полученные элементы дешифрирования ранжировались по возможной природе (линейные структуры тектонического происхождения, дайки, контакты субвулканических и интрузивных тел), размерам (локального и регионального порядков для разрывных нарушений). Каждый класс объектов выделен в соответствующий слой ГИС-проекта. Дополнительно для относительно крупных линейных объектов, имеющих тектонический характер, были вычислены азимуты простирания, занесенные в соответствующее поле атрибутивной таблицы, проведена классификация линеаментов по направлениям. Всего дешифрировано более 1200 линеаментов разной природы, протяженности и направлений (см. рис. 1).

Закономерность в распределении участков с интенсивным оруденением в рудоконтролирующих разломах определяется оперяющими сколами северо-восточного простирания, благоприятными для образования открытых трещин. В этой обстановке главным способом отложения минералов в жилах стала кристаллизация в открытых полостях, иногда имевших значительные размеры. Отсутствие метасоматических преобразований вмещающих песчаников также свидетельствует о рудоотложении в условиях растяжения.

В ходе дешифрирования космоснимков по принципу от общего к частному выделены два перспективных участка: жильная система Пентиум и рудная зона ГИС-1, для которых были уточнены и построены структурно-литологические схемы м-бов 1:5 000 и 1:2 000. Указанные схемы (см. рис. 2) составлены по результатам предыдущих геологических исследований, а при использовании новых космоснимков высокого разрешения World View 02–2,6 m были значительно детализированы.

С учетом приведенных работ очевидно, что рудные зоны и приуроченные к ним зоны прожилкования, кварцевые жилы и прожилки тяготеют к замкам синклинальных и антиклинальных складок третьего порядка, сложенных песчаниками и алевролитами среднего карбона. Рудные зоны северо-восточного и субширотного направления (50–60° и 270°), образуют систему кулисообразных эшелонированных жил, зон прожилкования и прожилков. Рудные тела секутся разрывными нарушениями третьего порядка и трещинами сдвиго-сбросового характера, направление дизъюнктивов 320° и 180° северо-западной и субмеридиональной ориенитровки.

Выводы

1. Использование космоснимков высокого разрешения позволило уточнить особенности размещения благороднометального оруденения Нюектаминского рудного узла, в том числе детализировать геометрию полей сульфидизированных пород.

Рис. 1. Схема размещения месторождений и рудных узлов Западно-Верхоянской металлогенической зоны и модельный разрез Нюектаминского рудного узла

Отложения: 1 – четвертичные, 2,3 – юрские, 4–6 – триасовые, 7, 8 – пермские, 9, 10 – каменноугольные; 11 – интрузии кислого состава; 12 – силлы и покровы базальтов; 13 – дайки кислого состава; 14 – разрывные нарушения; 15–18 – рудные формации: 15 – серебросурьмяная, 16 – серебросульфидная, 17 – золотосеребряная, 18 – золотосульфидная; 19 – границы рудных узлов и перспективных площадей. Цифрами обозначены рудные узлы (Хобояту-Эчийский (I), Нюектаминский (II), Эндыбальский (III), Аркачанский (VI), Кимпиче-Берелехский (VIII)), Березкинское проявление (V), Кюнкурская (VII) и Матагиская (IX) площади, Нюэлинское рудопроявление (1), Меникенское (2) и Быйытахское (3) рудные поля

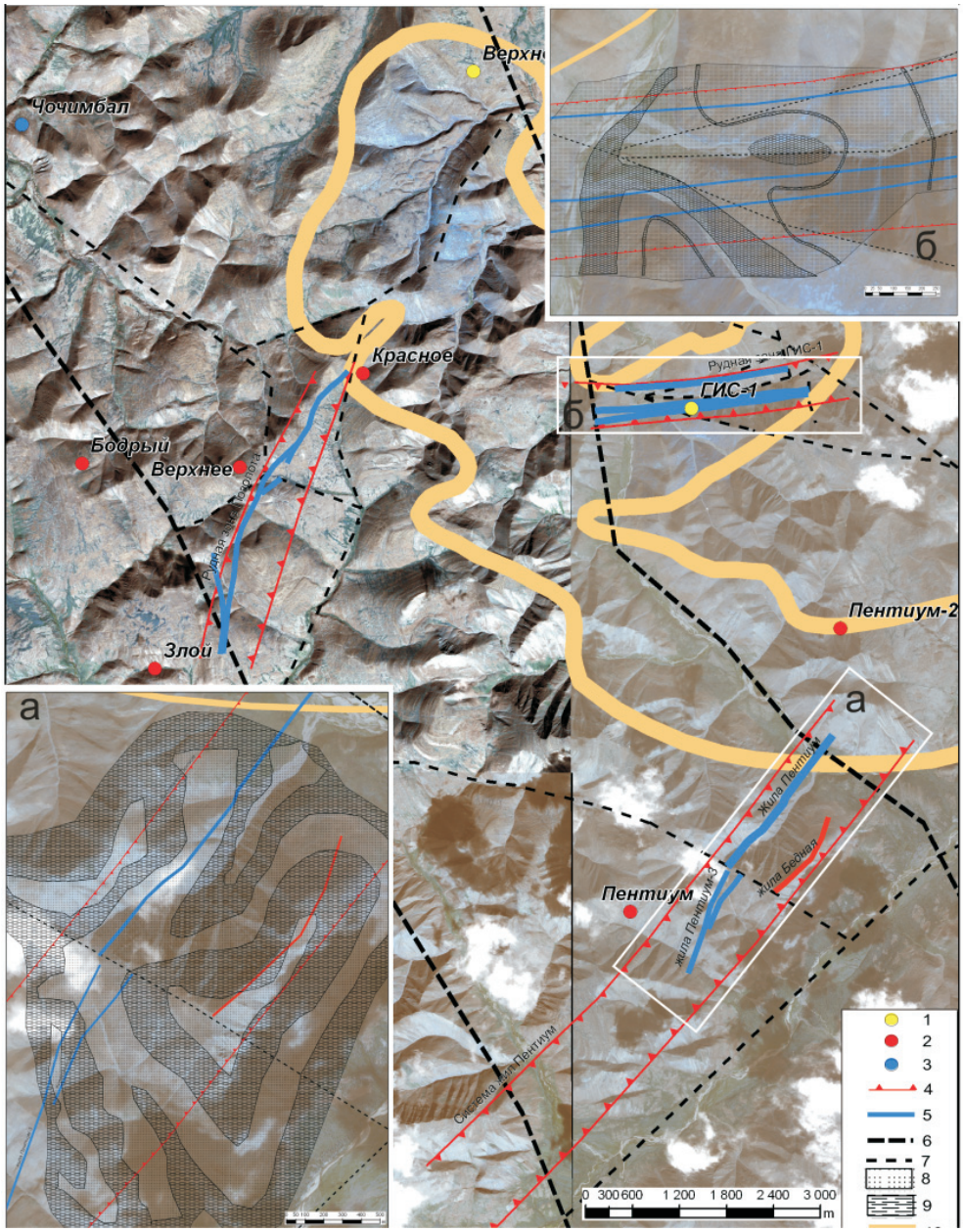


Рис. 2. Схема рудоконтролирующих структур Нюектаминского рудного узла с визуализацией перспективных проявлений на подложке композитного снимка

1 – золоторудные проявления; 2 – золотосеребрянные проявления; 3 – золотополиметаллические проявления; 4 – рудные зоны; 5 – рудные тела; 6 – главные рудоконтролирующие разломы; 7 – разрывные нарушения второго порядка; 8 – песчаники; 9 – алевролит

2. На территории Нюектаминского рудного узла золотосеребряно-полиметаллические проявления тяготеют к зоне долготных сдвиговых и сбросовых дислокаций Кельтеского и Кысылтасского разломов и к их пересечению более мелкими оперяющими разрывными нарушениями. Основная масса нарушений находится в диапазоне 270–320°, т. е. на пересечении субширотных и северо-северо-западных дизъюнктивов.

3. Рудные зоны и жильные системы образуют конструкцию кулисообразных эшелонированных жил, зон прожилкования и прожилков, которые тяготеют к замкам синклинальных и антиклинальных складок третьего порядка. Разрывные нарушения третьего порядка и трещины сдвиго-сбросовой кинематики (простирание дизъюнктивов 320° и 180°) усложняют строение рудных зон.

Список литературы

1. **Дистанционные** методы геологических исследований, прогнозирования и поиска полезных ископаемых (на примере Рудного Алтая) [Текст] / А. А. Поцелуев, Ю. С. Ананьев, В. Г. Житков [и др.]. – Томск : Изд-во STT, 2007. – С. 228.

2. **Костин, А. В.** Прогноз золотосеребряных месторождений мирового класса в Куранахской рудной зоне (Западное Верхоянье) [Текст] / А. В. Костин // Отечественная геология. – 2001. – № 5. – С. 62–67.

3. **Тектоника**, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) [Текст] / Ред. Л. М. Парфенов, М. И. Кузьмин. – М. : МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. – 571 с.

РОЛЬ РЕНТНЫХ ПЛАТЕЖЕЙ В ПОВЫШЕНИИ ИНВЕСТИЦИОННОЙ ПРИВЛЕКАТЕЛЬНОСТИ ПРОЕКТОВ ОСВОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТПИ

Д. И. Слободник

ФГУП «СНИИГГиМС», Новосибирск

Проблема природной ренты (ее форм, условий образования, методов учета, принципов и механизма распределения) всегда является одной из самых сложных в мировой экономике. Россия, как богатейшей страна по рентному потенциалу, должна собрать весь накопленный опыт решения вопроса изъятия природной ренты и сформировать правильную налоговую политику. С учетом того, что значительный опыт Россия приобрела в нерыночной системе хозяйствования, нам необходимо проанализировать и частично заимствовать у развитых зарубежных стран механизм изъятия природной ренты, в которых доходы от эксплуатации природных ресурсов, как правило, получают через систему налогов, ориентированных на изъятие ренты у пользователя природных ресурсов. В государствах, богатых естественными ресурсами, практикуются такие налоги, как роялти, налог суверена, специальные налоги на прибыль добывающих компаний, дифференцированные рентные платежи, земельный налог и т. д. Кроме того, доходы от эксплуатации природных ресурсов могут перераспределяться на основе договоров о разделе продукции и другими способами.

С учетом специфики России нами могут быть заимствованы различные элементы налоговых систем, применяемых в странах с развитой рыночной экономикой, или неналоговые методы изъятия рентных доходов (например, договоры о разделе продукции), используемые в странах с формирующимися рыночными отношениями.

Экономический механизм природопользования России представляет собой систему методов, способов и приемов взимания государством платы с хозяйствующих субъектов, использующих в своей деятельности природные ресурсы, и распределения всей совокупности полученных средств на природовосстановительные и природоохранные мероприятия. Основное назначение экономического механизма природопользования – регулирование процесса хозяйственного использования природных ресурсов.

Проблемы совершенствования экономических отношений в системе добычи и обогащения полезных ископаемых сегодня основные среди проблем управления природными ресурсами. Государственное регулирование деятельности отраслей, связанных с добычей и обогащением полезных ископаемых, приобретает тенденцию к снижению, поскольку сокращается государственный портфель акций в этой отрасли, но благодаря непосредственному влиянию на законодательно-нормативную базу остается достаточно весомой.

Проблема функционирования рентных отношений в горнодобывающей промышленности в последнее время наиболее актуальна, поскольку затрагивает две сферы доходоформирования: во-первых, государства как собственника недр; во-вторых, хозяйствующего субъекта как собственника капитальных активов, инициатора инновационно-инвестиционной деятельности и собственника предпринимательского капитала – в одном лице.

При рассмотрении субъектов рентных отношений в недропользовании, учитывая специфику хозяйственного механизма функционирования российской экономики, целесообразно выделение государства и недропользователя.

Рентный принцип налогообложения предполагает установление дополнительного налога на сверхприбыль, которую получают пользователи лучших по запасам и местоположению месторождений. В этом случае изъятие части дополнительной ренты вполне справедливо с точки зрения создания равных условий хозяйствования. Таким образом, одновременно будет сформирован дополнительный источник для бюджета.

Организация полноценного механизма изъятия природной ренты важна не только для реализации принципа социальной справедливости, но и для создания равных условий хозяйствования для всех участников производства, что необходимо для обеспечения эффективности работы самого рыночного механизма хозяйствования.

Действовавшая до 2002 г. система ресурсного налогообложения подвергалась критике из-за стабильности ставок регулярных платежей за право пользования недрами, из-за отсутствия механизма корректировки ставок данных платежей при изменении горно-геологических и географо-экономических характеристик месторождения в процессе его освоения.

В 2002 г. вместо регулярных платежей за право пользования недрами и отчислений на воспроизводство минерально-сырьевой базы был введен налог на добычу полезных ископаемых, что позволило обеспечить:

Таблица 1

Налоговые механизмы изъятия рентных доходов у предприятий, ведущих разработку полезных ископаемых

Комплексная рента	Налоговые способы изъятия
Геологическая	1. Разовые платежи за пользование недрами при наступлении определенных событий, оговоренных в лицензии 2. Регулярные платежи за пользование недрами 3. Плата за геологическую информацию о недрах 4. Сбор за участие в конкурсе (аукционе) 5. Сбор за выдачу лицензий
Горная	1. Налог на добычу полезных ископаемых 2. Акцизы

– рост доли ресурсных налогов и платежей в структуре налоговых доходов консолидированного бюджета с 3,4 % в 2001 г. до 10 % в последующие годы [2];

– предположительно снижение затрат по администрированию налога, сокращение трансакционных издержек государства по мониторингу условий хозяйствования и изъятию рентных доходов.

Основные недостатки существующего механизма изъятия горной ренты – слабая привязка указанных платежей к конкретным условиям добычи полезных ископаемых (в качестве единственного конкретного параметра, связывающего размер налога с условиями добычи, установлена площадь используемого участка) и, как следствие, неточное определение размеров горной ренты, в результате недропользователи получают возможность не перечислять часть горной ренты в бюджет (причем суммы были значительными), платя ее в меньшем размере.

При действующей системе ресурсного налогообложения наиболее полно изымается государством только геолого-разведочная рента через платежи, указанные в табл. 1.

После введения налога на добычу полезных ископаемых государство позволяет организациям, разрабатывающим месторождения с лучшими характеристиками, оставлять себе большую часть дифференциальной горной ренты.

Система ресурсного налогообложения недропользователей приобрела дискриминационный характер. Например, для предприятий, разрабатывающих месторождения нефти и газа, применяются более гибкие условия освоения месторождений (подп. 8 п. 1 ст. 3 Налогового кодекса РФ [1]):

– дифференциация ставок налога в зависимости от горно-геологических и географо-экономических особенностей месторождения;

– скидки на истощение недр;

– нулевая ставка для налога на добычу полезных ископаемых.

С введением налога на добычу полезных ископаемых были изменены параметры функционирования системы ресурсного налогообложения, ликвидирован целый ряд положительных аспектов ее применения, а именно:

– отменена дифференциация ставок ресурсных налогов и платежей в зависимости от горно-геологических и географо-экономических особенностей месторождения (за исключением месторождений нефти и газа);

– отменены верхние предельные и нижние предельные границы ресурсных налогов и платежей;

– регионы утратили возможность влиять на конечную ставку ресурсных налогов и платежей;

– ликвидирована возможность формирования целевых государственных ресурсов для геолого-разведочных работ за счет целевых налоговых поступлений;

– исключена скидка на истощение недр, запасов полезных ископаемых (сохранена для месторождений нефти и газа);

– упразднена практика понижения размеров ресурсных платежей до выхода месторождения на проектную мощность в рамках региональной доли ставки ресурсных налогов и платежей;

– создана дискриминационная система ресурсного налогообложения по отраслевому признаку.

При всех как положительных, так и негативных изменениях после 2002 г. с введением налога на добычу полезных ископаемых сохранилось существовавшее в советской и российской системе налогообложения недропользователей противоречие теории ренты с налоговым механизмом изъятия ренты через выручку.

Рента от использования природных ресурсов – это дополнительная часть прибыли природопользователей, получаемая за счет эксплуатации природных ресурсов сверх нормы прибыли, объективно определяемой средней величиной банковской учетной ставки. Следовательно, для недропользователя рента – дополнительный доход, полученный не за счет эффективного использования имеющихся в его распоряжении ресурсов, а за счет лучших горно-геологических и географо-экономических характеристик месторождения.

Прибыль, согласно теории ренты, «представляет тот фонд, из которого берется всякая рента. Нет такой ренты, которая в какое-то время не составляла бы прибыли» [2, с. 161]. Рента, таким образом, должна изыматься из прибыли недропользователей.

В Российской Федерации недропользователь уплачивает рентные доходы через налог на добычу полезных ископаемых (для ряда отраслей изъятие финансовой ренты происходит через акциз), налогооблагаемой базой которого является выручка, т. е. косвенно данный налог уплачивает потребитель продукции добывающих предприятий. При действующей в России системе ресурсного налогообложения все виды рент перекладываются на потребителя, поскольку налогооблагаемой базой налога на добычу полезных ископаемых является выручка. Хотя, согласно теории ренты и мировой налоговой практике, именно общество в лице государства должно получать рентный доход.

Организационные формы рентных отношений неразрывно связаны с особенностями деятельности ее субъектов, включая организационную структуру, функции, права и обязанности, а также соответствующее законодательное, нормативное, информационное обеспечение и др., они могут носить индивидуальный, коллективный или общественный характер. Методы, направленные на реализацию интересов субъектов, разделяются на прямые и опосредованные (не прямые). Стимулирование рентных отношений может быть экономическим, административным, моральным.

Адекватность интересов, методов и стимулов условиям ведения хозяйства приводит к повышению результативности процесса рентоизъятия и рентополучения, а неадекватность усложняет процессы рентополучения, обостряет противоречия между субъектами рентных отношений и тормозит создание эффективного экономического механизма их реализации. Регулирование экономического механизма происходит через согласование интересов в границах и вне границ соответствующих аспектов функционирования бизнес-среды при помощи избранных методов и стимулов.

Специфика рентных отношений заключается в том, что цели и интересы относительно получения ренты, которые присущи субъектам, реализуются в пределах как внутренней, так и внешней среды. Это приводит к согласованию целей между владельцем недр и хозяйствующими субъектами, т. е. между макро- и микроуровнем. Фактически микроуровень осуществляет рентогенерацию, поскольку рента создается в процессе добычи и обогащения недр, а уже потом проводится межуровневое распределение всей совокупности созданной ренты на две дифференцированные части – ренту владельца недр (макроуровневую) и ренту хозяйствующего субъекта (микроуровневую).

Задача снижения налогового бремени – одна из основных, которые приходится решать любому предприятию. Льготное налогообложение – полное или частичное освобождение плательщика от налога. Основной задачей является дифференцирование НДПИ в зависимости качества месторождений. Необходимость изменения налогообложения отрасли и введения дифференцированной ставки НДПИ назрела давно. Использование регулирующих функций налоговой политики позволит обеспечить индивидуальный подход к каждому месторождению в зависимости от геолого-технических условий и экономических показателей его разработки. Недостатки налоговой системы приводят к снижению темпов роста добычи. По мере истощения существующих месторождений приходится тратить все больше средств на поддержание текущих уровней добычи. Освоению новых месторождений мешает существующий режим налогообложения. Дифференцированная в зависимости от качества месторождений ставка НДПИ существенно увеличит финансовые результаты их освоения. Использование гибкой налоговой политики позволяет привлечь инвесторов к освоению многочисленных мелких месторождений, что выгодно отличает данный подход от основанного на Соглашении о разделе продукции (СРП), который сопровождается длительной процедурой согласований. Рост прибыли и льготное налогообложение месторождений ТПИ способны существенно увеличить инвестиции в их освоение и, соответственно, темпы роста добычи. Иными словами, изменения в налоговой политике позволят увеличить прибыль от освоения месторождений ТПИ и, как следствие, их капитализацию.

Развитые страны с нормально работающим законодательством действуют на условиях лицензии и национальных режимов, предусматривая широкую систему льгот.

Если в ЮАР ренту платит хозяйствующий субъект, разрабатывающий месторождения золота, за счет прибыли, остающейся в его распоряжении, то в РФ, как уже отмечалось, ренту уплачивают потребители продукции золотодобывающей промышленности, т. е. государство, граждане, юридические лица и т. д. Таким образом, использование выручки в качестве налогооблагаемой базы НДПИ не представляется целесообразным как для потребителя продукции недродобывающих предприятий, так и для государства, которое заинтересовано в обеспечении полноты и рациональности использования природно-ресурсной базы страны.

Правильность указанного вывода подтверждается тем, что горнодобывающее предприятие не заинтересовано применять в процессе освоения месторождения инновационные разработки, использование которых сопряжено с риском и определенными капиталовложениями, которые увеличивают

издержки и, как правило, выручку, но снижают прибыль. Следовательно, предприятие, которое не рисковало, внедряя нововведения, заплатит в бюджет такой же налог при прочих равных условиях, что и предприятие, которое понесло затраты на инновационное освоение месторождения.

Следовательно, пока основным богатством страны являются природно-сырьевые ресурсы необходимо использовать это преимущество для развития дальнейшего экономического поведения. В связи с этим требуется перестройка системы налогообложения недропользования с внесением в нее рентной составляющей.

В современных условиях необходима налоговая система, которая в отношении производства как главного фактора существования и развития любого общества и государства обладала бы мощными стимулирующими свойствами, одновременно обеспечивая регулирование и строгий контроль. Эта система должна предусматривать постепенное введение и увеличение рентных платежей, получаемых обществом за эксплуатацию месторождений минерально-сырьевых ресурсов. Рента должна являться и платой за недропользование, дифференцированной в зависимости от уровня ресурсного потенциала: чем он выше, тем выше рента. Но при этом должно происходить адекватное снижение налогового бремени при эксплуатации худших месторождений.

Таким образом, существует возможность сделать многие проекты освоения месторождений и модернизации горнодобывающих предприятий инвестиционно привлекательными, опираясь на использование механизма дифференцирования НДПИ.

Дифференциации налога на добычу можно достичь двумя основными способами. Первый – модифицировать действующую формулу расчета величины НДПИ в зависимости от цены товарного продукта на рынке. Второй способ – создать чисто экономическую модель, положив в основу ее построения ограниченное число экономических показателей.

В статье представлены результаты расчета экономических показателей инвестиционного проекта освоения Белининского рудного узла по модели, построенной именно по этому принципу – исчислять НДПИ не от цены производимого продукта, как это делается сейчас, а от дохода недропользователей, получаемого ими при реализации полезных ископаемых, добытых на данном объекте. Предлагаемый подход основан на том, что величина дохода отражает соотношение цены и затрат на производство и реализацию продукции, а затраты определяются горно-геологическими, природно-географическими, экономическими и другими условиями разработки полезного ископаемого, т. е. теми условиями, которые учитываются при определении дифференцированной горной ренты.

Модель развития различных сценариев для инвестиционного проекта разработки Белининского рудного узла представлена в условиях действующей системы налогообложения (НДПИс) и в условиях применения методики расчета дифференцированной ставки (НДПИн, НДПИнг) налога на добычу полезных ископаемых от дохода недропользователя, предлагаемой автором (табл. 2).

Таким образом, предлагаемая модель изъятия ренты путем дифференцирования НДПИ, как современная перспективная форма регулирования экономических отношений в недропользовании, включает в себя два взаимодополняющих подхода, обеспечивая, с одной стороны, усиление роли государства путем сбалансирования экономических интересов производителей и потребителей минерального

Таблица 2

Сравнительные параметры развития различных сценариев для инвестиционного проекта освоения Белининского рудного узла

Показатели проектов, млн руб.	Месторождения Белининского рудного узла					
	Белининское (н/к)	Александровское (н/к)	Комсомольское (хризопраз)	Комсомольское (н/к)	Верх-Яминское	Мартыново-Шалапское (магнезит)
Стоимость продукции	7935,8	358,5	613,8	64,4	197,8	3225,8
Затраты	2876,4	127,2	314,7	28,2	89,9	1594,5
Доход	5059,4	231,3	299,1	36,2	107,9	1631,3
$Налоги_{пост}$	436,0	20,1	53,9	4,2	13,03	233,9
$НДПИ_{с}$	380,9	17,2	29,5	3,0	9,5	154,8
$Прибыль_{с}$	3225,8	147,5	162,6	22	66,9	944,4
$НДПИ_{н}$	2409,9	110,0	114,3	16,2	49,4	683,7
$Прибыль_{н}$	1770,8	81,0	104,7	12,7	38,8	571,0
$НДПИ_{г}$	2558,8	117,5	110,5	16,4	50,1	660,9
$Прибыль_{г}$	1651,7	74,9	107,7	12,5	38,2	589,2

сырья, создавая экономико-правовую среду недропользования, определяемую уровнем согласованности экономических интересов производителей минерального сырья, его потребителей и собственника недр, с другой – либерализацию отечественной законодательной базы в сфере недропользования и привлечения частных инвестиций в геолого-разведочные работы по освоению минерально-сырьевой базы России.

Список литературы

1. **Налоговый** кодекс Российской Федерации [Электронный ресурс] // http://base.garant.ru.

2. **Латков, А. В.** Рентные отношения и особенности их функционирования в России [Текст] / А. В. Латков. – Саратов : Наука, 2008. – 194 с.

О ПОЛИГЕННОСТИ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНОЙ И ОЛОВЯННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА ПРИМЕРЕ МУНИЛКАНСКОГО РУДНО-МАГМАТИЧЕСКОГО УЗЛА (ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКИЕ МЕЗОЗОИДЫ)

В. А. Трунилина, С. П. Роев

ИГАБМ СО РАН, Якутск

Соотношение базитового и гранитоидного магматизма и ассоциирующего оруденения является одной из наиболее интересных проблем петрологии. В данной работе эти соотношения рассматриваются на примере Мунилканского массива, локализованного в окраинной восточной части Тас-Хаяхтахского горст-антиклинория Верхояно-Колымской орогенной области. Массив интрудирует складчатую терригенно-карбонатную толщу палеозоя, разбитую многочисленными тектоническими нарушениями преимущественно северо-северо-западного направления (рис. 1). С ним ассоциируют проявления золота, серебра, полиметаллов, олова.

В результате детального изучения геологической ситуации, типоморфизма минералов, петро- и геохимических особенностей всех петрографических разностей массива установлено полиформационное полихронное его строение и полигенность ассоциированного оруденения. Согласно Rb-Sr изотопному датированию, магматическая деятельность протекала в несколько сближенных этапов, охватывающих временной интервал с оксфордского века поздней юры до конца раннего мела (119–157 млн лет).

Наиболее ранние магматические образования сохранились в виде крупных ксеноблоков в гранитах силлов и даек габбро-долеритов, долеритов и базальтов, по параметрам состава близким островодужным образованиям (рис. 2).

Подъем верхнемантийного диапира (La/Yb = 3,5–5 при Yb = 1,8–4 г/т [2]) обусловил селективное плавление низкотемпературных субстратов на уровне метаграувакк при давлении около 4 кбар и температуре 850 °С. Возникший гранитный расплав сформировал субвулканические тела риолит- и гранит-порфиров, ксеноблоки которых также «забронированы» в гранитах. Породы характеризуются отчетливо выраженной геохимической специализацией на Au, Ag, Pb по высоким средним содержаниям при резко неравномерном распределении (от 0 до 0,4 г/т Au и до 70 г/т Ag), присутствию концентрирующих Ag, Pb и Bi (десятые доли процента) сульфидов. Кристаллизация расплава в близповерхностных условиях при параметрах, характерных для продуктивных благороднометалльных систем [2] (от высокой до аномально высокой активности кислорода, воды и хлора: $-\log fO_2 = 13,5$, $f \log H_2O = 3,5$, $\log f HCl = 3,9$, $\log f HF = 0,4$), обусловила формирование рудопроявлений Ag в ассоциации с Au, Pb и Zn, тяготеющих в основном либо непосредственно к выходам риолит- и гранит-порфиров, либо к их ближайшему окружению (рис. 3).

С началом орогенических движений в нижние горизонты коры вновь поступал основной расплав из горизонтов метасоматизированной мантии (La/Yb = 7–12 при Yb = 1,9–3 г/т). Его внедрение обусловило селективное плавление реститового корового субстрата при давлении 4–5 кбар и температуре около 1000 °С с формированием гранитного расплава, производные которого по параметрам состава близки гранитам А-типа позднепостколлизионной или внутриплитной обстановок.

Породы геохимически специализированы на Mo (2–50 г/т) и слабо – на W (1,5–5,5 г/т), Sn (2–15 г/т). Эти данные и кристаллизация гранитного расплава при низкой активности галогенов и умеренной – воды ($-\log f O_2 = 16–17$, $f \log H_2O = 2,6–3$, $\log f HCl = 1,9–2,5$, $-\log f HF = 0,4–2$) не могли обеспечить сколько-нибудь значительного редкометалльного оруденения в связи со становлением гранитов.

В глубоких горизонтах гранитного очага в процессе его кристаллизации формируется обогащенный летучими остаточный расплав, давший начало лейкогранитам – аляскитам трещинных и штокообразных тел, кристаллизовавшихся в восстановительных условиях при высокой активности воды и HF

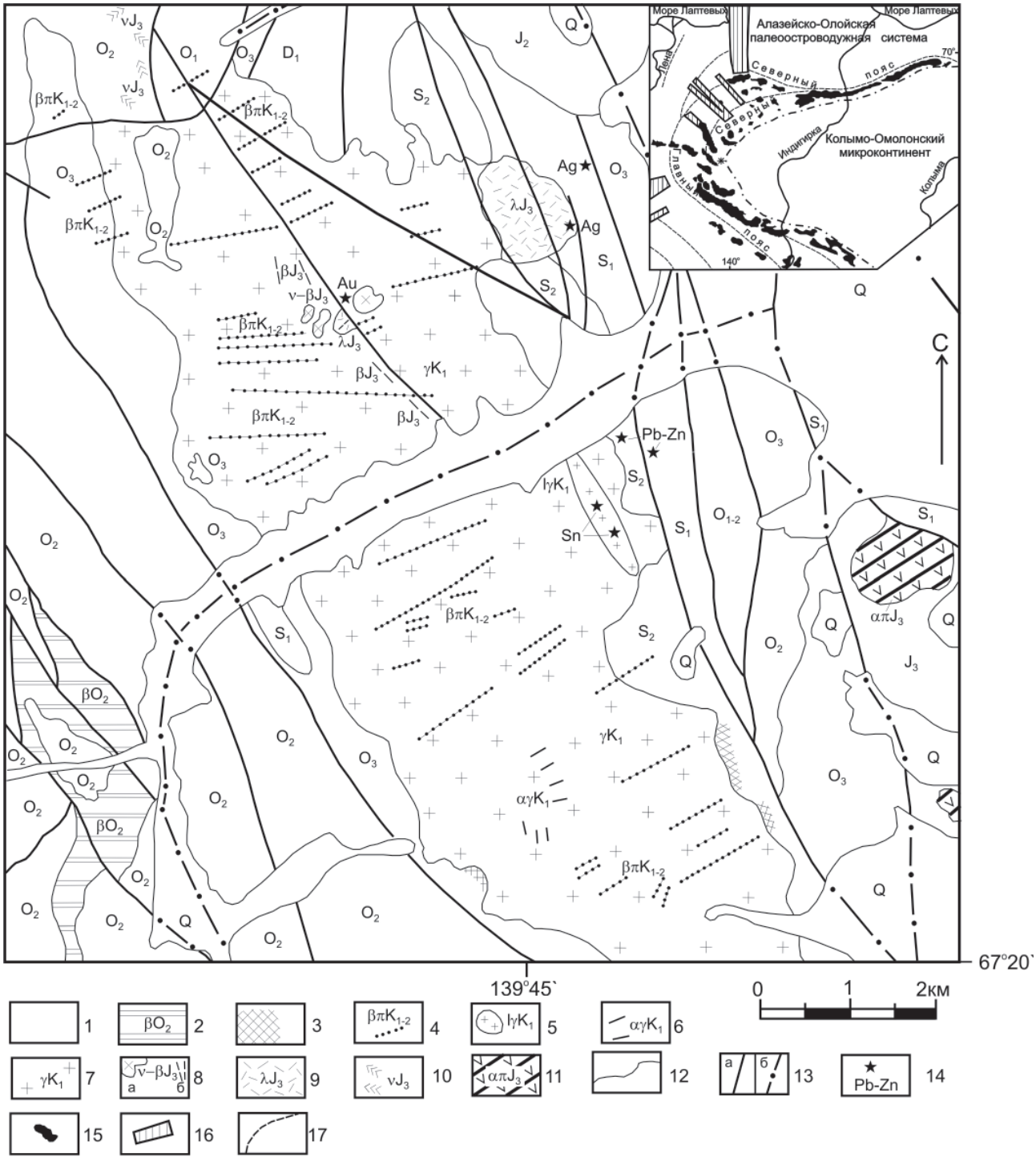


Рис. 1. Схема геологического строения Мунилканского магматического узла (по материалам С. У. Вагапова, 1993 г., с добавлениями авторов)

1 – четвертичные отложения; 2 – метабазальты и метаперидотиты Pz; 3 – скарны; 4 – дайки базальтов, трахибазальтов, трахидолеритов K_2; 5 – трещинные тела и дайки лейкогранитов – аляскитов; 6 – дайки аплитов и мелкозернистых лейкогранитов; 7 – граниты Мунилканского массива; 8 – габбро-диориты, диориты, монцониты; 9 – субвулканические риолит- и гранит-порфиры; 10 – дайки и силлы габброидов и долеритов J_3; 11 – андезиты J_3; 12 – геологические границы; 13 – тектонические нарушения: а – установленные, б – предполагаемые; 14 – пункты минерализации. На врезке: 15 – гранитоидные массивы батолитовых поясов; 16 – поперечные интрузивные пояса; 17 – направления основных складчатых структур

(–log f O_2 = 17,5–18,6, log f H_2O = 3–4,2, log f HF = 0,1–0,74, log f HCl = 1,2–1,8), т. е. при параметрах редкометалльных систем. Породы часто преобразованы в грейзены и несут вкрапленность касситерита. Именно с ними мы связываем формирование оловорудных проявлений в эндо- и экзоконтактах Му-

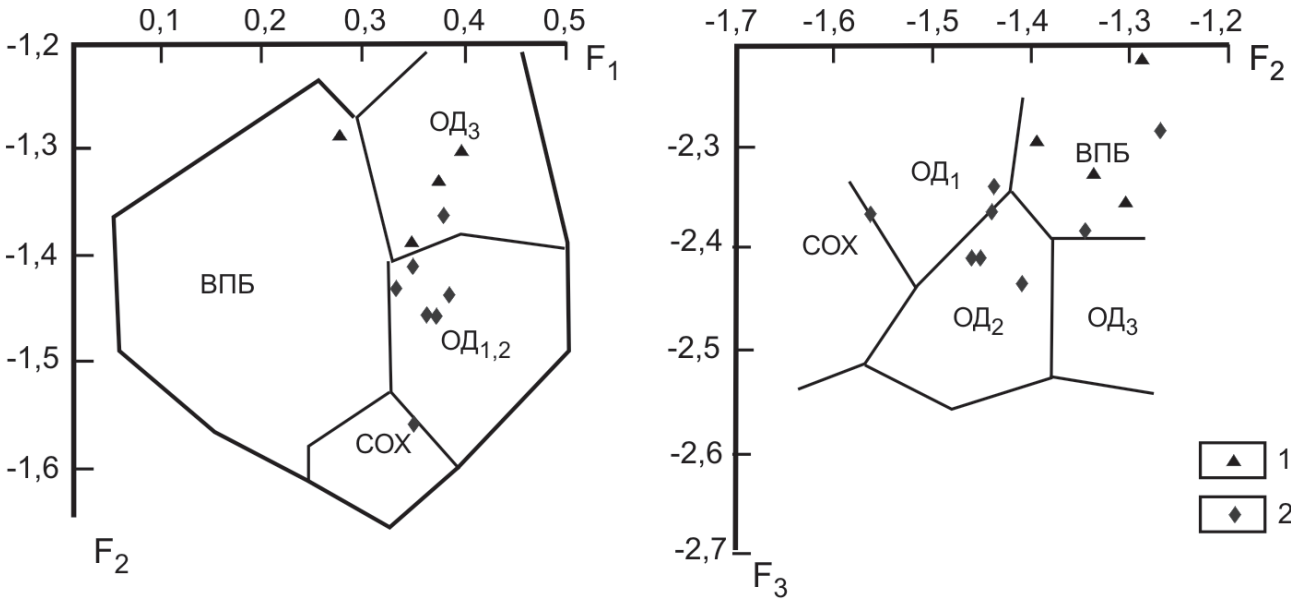


Рис. 2. Геодинамические обстановки формирования основных магматических пород Мунилканского узла

1 – догранитные габбро, базальты, долериты; 2 – постгранитные базальты, трахибазальты, трахидолериты. Поля диаграммы [5]: СОХ – базальты срединно-океанических хребтов; $ОД_1$ – низкокалиевые толеиты островных дуг; $ОД_2$ – известково-щелочные базальты островных дуг; $ОД_3$ – субщелочные базальты – шошониты; ВПБ – внутриплитные базальты. F_1 = +0,0088 SiO_2 – 0,0774 TiO_2 + 0,010$_2$ Al_2O_3 + 0,0066 FeO – 0,0017 MgO – 0,0143 CaO – 0,0155 Na_2O – 0,0007 K_2O; F_2 = –0,013 SiO_2 – 0,0185 TiO_2 – 0,0129 Al_2O_3 – 0,0134 FeO – 0,03 MgO – 0,0204 CaO – 0,0481 Na_2O – 0,0715 K2O; F_3 = –0,221 SiO_2 – 0,0532 TiO_2 – 0,0361 Al_2O_3 – 0,0016 FeO – 0,031 MgO – 0,0237 CaO – 0,0614 Na_2O – 0,0289 K_2O

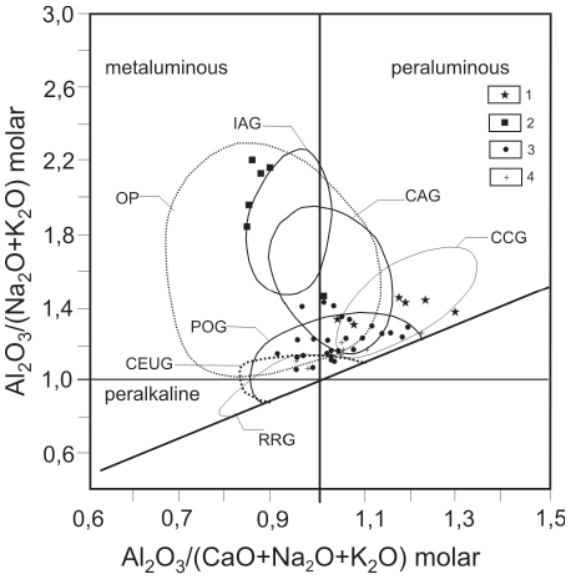


Рис. 3. Глиноземистость и геодинамические обстановки формирования пород Мунилканского массива

1 – риолит- и гранит-порфиры; 2 – диориты, монцониты; 3 – биотитовые граниты; 4 – лейко-граниты – аляскиты. Поля диаграммы [4]: OP – океанические плагиограниты, IAG – островодужные гранитоиды, CAG – гранитоиды континентальных дуг, CCG – континентальные коллизионные гра-нитоиды, POG – посторогенные гранитоиды, CEUG – гранитоиды континентального эпейрогенического воздымания, RRG – рифтогенные гранитоиды

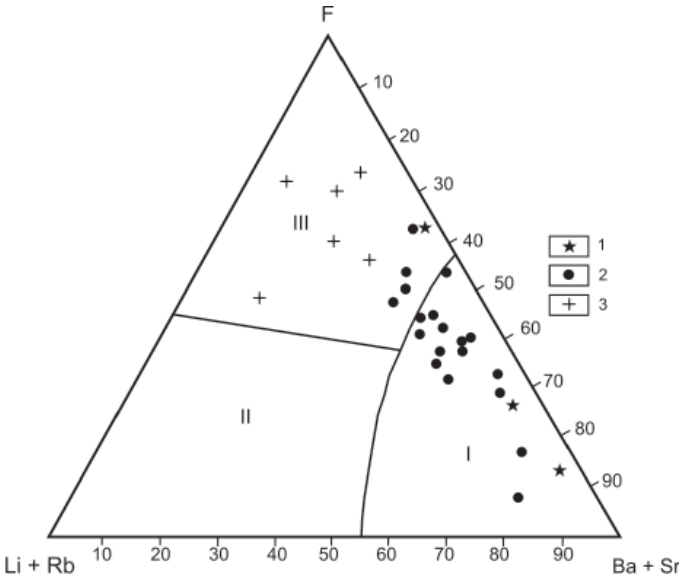


Рис. 4. Соотношения Li+Rb – F – Ba+Sr в гранитоидах Мунилканского массива

1 – риолит- и гранит-порфиры; 2 – граниты; 3 – лейкограниты – аляскиты. Поля диаграммы [1]: I – нерудоносные гранитоиды, II – ограниченно рудоносные, III – ультрарудоносные

нилканского массива. По геохимическим параметрам [1] они трактуются как ультрарудоносные в отношении редкометалльного оруденения образования (рис. 4).

Одновременно на границе основного и гранитного расплава в результате их взаимодействия формируется гибридный расплав, состав производных

которого варьируется от габбро-диоритов до монцодиоритов и монцонитов. Породы слабо специализированы на золото (7–20 мг/т), но кристаллизуются в окислительных условиях при высокой активности воды и HCl, что могло обеспечить образование мелких проявлений этого металла, приуроченных к центральной части масива.

Завершается магматическая деятельность участка внедрением даек трахидолеритов и трахибазальтов.

С учетом околокларковых содержаний всех элементов-примесей как в ранних, так и в поздних мантийных производных с большой вероятностью можно предполагать существенно коровый источник давших рудопроявления металлов.

Список литературы

1. **Козлов, В. Д.** Петрохимия, геохимия и рудоносность гранитоидов Центрального Забайкалья [Текст] / В. Д. Козлов, Л. Н. Свадковская. – Новосибирск : Наука, 1985. – 150 с.

2. **Foerster, H. J.** Halogen Fugicities (HF, HCl) in Melts and Fluids [Text] / H. J. Foerster // Z. geol. Wissenschaft. – 1990. – Vol. 18. – P. 255–266.

3. **Geochemistry** of basalts from the West Woodlark, Lau and Manus basins: implication for their petrogenesis and source rock composition [Text] / S. I. Drill, M. I. Kuzmin, S. S. Tsipukova, L. P. Zonenshain // Marine Geology. – 1997. – Vol. 142. – P. 57–83.

4. **Maniar, P. D.** Tectonic discrimination of granitoids [Text] / P. D. Maniar, P. M. Piccoli // Geological Society of America Bulletin. – 1989. – Vol. 101. – P. 635–643.

5. **Pearce, J. A.** Statistical analysis of major element patterns in basalts [Text] / J. A. Pearce // J. Petrology. – 1976. – Vol. 17. – P. 41–67.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ПРОГНОЗ ИСТОЧНИКА ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ РУД БУОТАМО-ЛЮТЕНГСКОГО ПОЛЯ В ФУНДАМЕНТЕ ЯКУТСКОГО БЛОКА ЛИТОСФЕРЫ

Г. Н. Черкасов, Е. Ю. Гошко, С. С. Долгушин, О. Г. Садур, А. С. Сальников
ФГУП «СНИИГГиМС», Новосибирск

При создании опорного профиля 3-ДВ (Невер – Томмот – Якутск – Хандыга – Адыгалах, 2009–2013 гг.) получен интересный с точки зрения металлогении материал, позволяющий обосновать прогноз некоторых видов полезных ископаемых. Комплексные геофизические работы на профиле включали обработку и построение сейсмических структурных динамических изображений по разрезу земной коры, отражающих ее современное физическое состояние, измерение скоростей прохождения сейсмических волн, распределение силы тяжести, характеристики электромагнитных полей и газового флюидного потока по геолого-минералогическим признакам на дневной поверхности, что позволило в какой-то мере реконструировать геологическую эволюцию Якутского блока литосферы во времени и пространстве.

Расположение трассы опорного геофизического профиля 3-ДВ показано на современной тектонической схеме строения фундамента Северо-Азиатского кратона (рис. 1), составленной А. П. Смеловым [2]. По его мнению, в архее (древнее 2500 млн лет) Северо-Азиатский кратон не являлся единой структурой: Якутский и Алданский блоки были разделены подвижным бассейном с океанической корой. Это разделение четко отражается на частотно-энергетическом разрезе земной коры Северо-Азиатского кратона вдоль профиля 3-ДВ (рис. 2). На юго-западном борту этого подвижного бассейна выделяется Южно-Алданский железорудный район (в пределах пикетов 550–570 км).

Представлен он Таежнинским и Дес-Савгельским железорудными узлами, локализованными в федоровской свите архея и перекрытыми доломитами нижнего кембрия или выходящими на поверхность. Каждый рудный узел включает одно крупное (как Таежное с общими запасами свыше 1 млрд т) или среднее месторождение и 6–8 мелких. Руды представлены гематит-мартит-магнетитовыми горизонтами среди биотит-амфибол-пироксеновых кристаллических сланцев или экзоконтактовыми скарнированными образованиями диопсид-скаполитового и авгит-андрадит-эпидотового состава с магнетитом. Изредка в железных рудах некоторых месторождений (например, Пионерское) отмечается присутствие MnO (первые проценты). Сведений о присутствии в фундаменте месторождений железных руд на северо-восточном борту подвижного бассейна нет. Но в бассейнах низовий рр. Буотама и Лютенге якутскими геологами установлено и изучено поле железомарганцевых руд (рис. 3), расположенное между глубинными разломами Кетеме и Якутским. Локализовано оно на кембрийских известняках и перекрыто юрскими терригенными породами. В пределах поля выявлены четыре непромышленных месторождения, 21 рудопроявление и 16 пунктов минерализации.

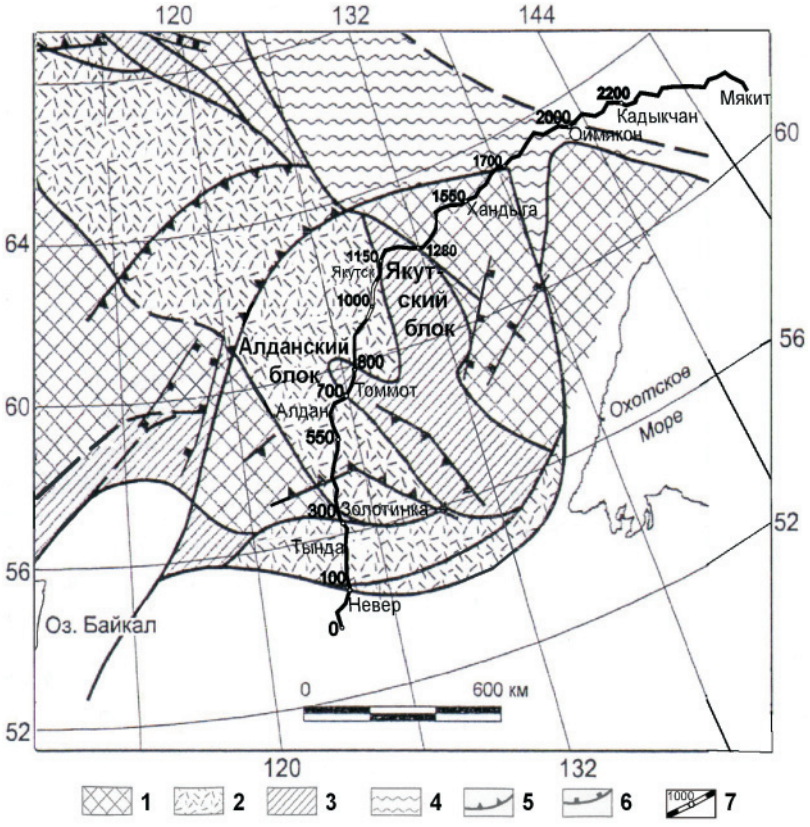


Рис. 1. Тектоническая схема фундамента Северо-Азиатского кратона (по А. П. Смелову и др., 2003, с исправлениями и дополнениями)

1 – террейны архейских кратонов; 2 – Алданский палеопротерозойский орогенный пояс; 3 – Якутский палеопротерозойский орогенный пояс; 4 – Лено-Алданский мезопротерозойский орогенный пояс; 5 – Нюрбинский мезопротерозойский рифтовый пояс; 6 – неопротерозойские рифты; 7 – линия опорного геофизического профиля 3-ДВ с указанием пикетов (км) и участка Буотамо-Лютенгского рудного поля

По мнению якутских геологов-съемщиков [1], в Буотамо-Лютенгском рудном поле наиболее широко распространены экзогенные осадочные руды и лишь несколько объектов, не представляющих промышленного интереса, имеют гидротермальный генезис. Руды оолитовые, землистые, брекчиевидные и плотные, сложены гетитом, гидрогетитом, лимонитом, пиролюзитом и псиломеланом, составляющими 75–80 % общей массы. Кроме рудных минералов, 20–25 % руды приходится на опал с примесью обломков полевого шпата и чешуек слюд. Мощность рудоносного горизонта колеблется от 1,5 до 3,5 м. Он заключен в глинистой толще мощностью 8,1 м и содержит повышенные концентрации тантала и ниобия. Последнее позволило В. М. Мишнину и др. (2006 г.) отнести руды к продуктам коры выветривания по Мендской щелочной ультрабазитовой интрузии одноименного поднятия, несущего на поверхности следы в виде местных мелких куполов, образованных апофизами интрузии, расположенной в непосредственной близости с юго-восточной границей Буотамо-Лютенгского рудного поля. По заключению специалистов ВИМСа (Мстиславский, 1994 г.), буотомские бурожелез-

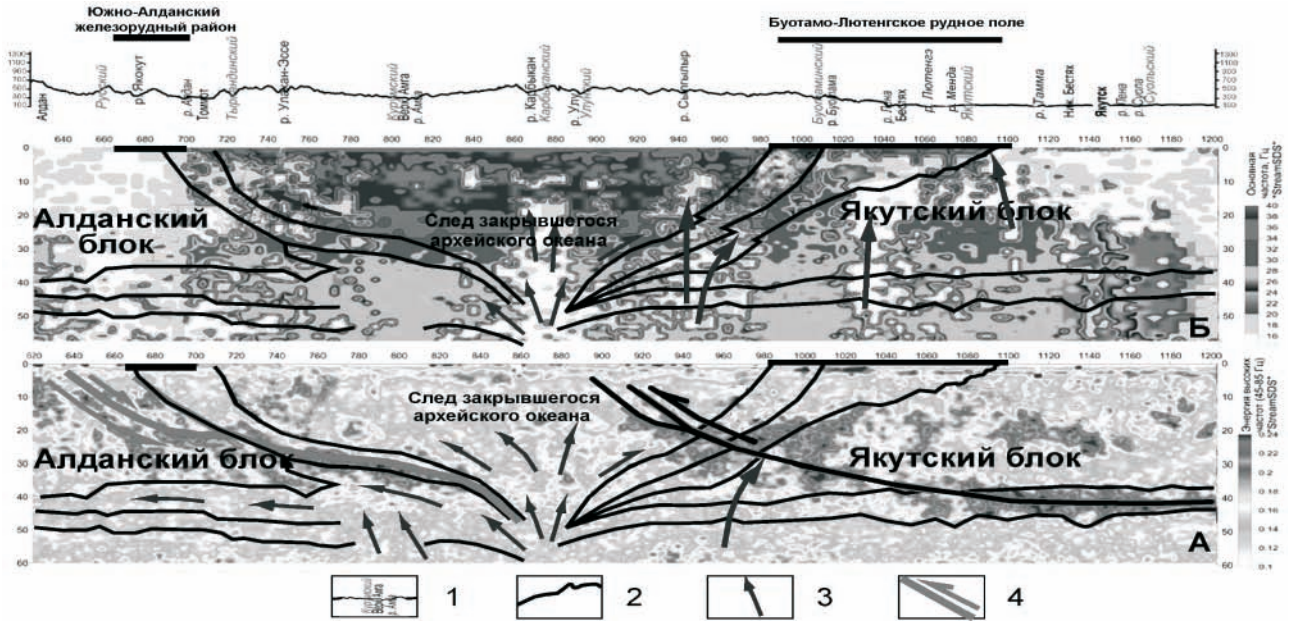


Рис. 2. Частотно-энергетические разрезы земной коры Северо-Азиатского кратона вдоль профиля 3-ДВ

1 – рельеф дневной поверхности вдоль линии профиля 3-ДВ с указанием названий разломов, населенных пунктов и рек; 2 – структурные линии внутри коры; 3 – подъема мантийных флюидов вверх; 4 – пути и направления перемещения древних блоков земной коры

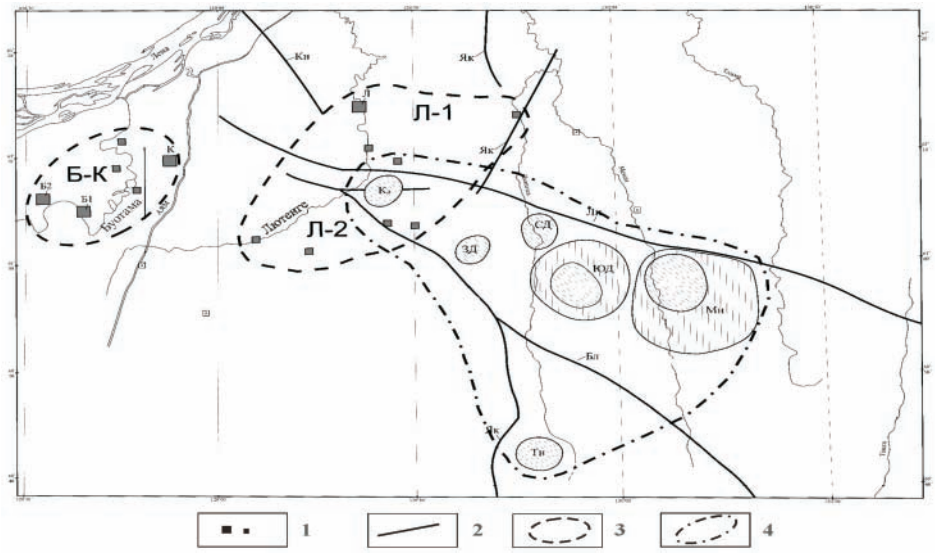


Рис. 3. Схематический план Буотамо-Лютенгского поля железомарганцевых руд

1 – непромышленные месторождения (а) (Б1 – Буотамское-1, Б2 – Буотамское-2, К – Куртанское, Л-1 – Лютенгское-1, Л-2 – Лютенгское-2), проявления (б); 2 – разломы; 3 – примерные границы рудных участков; 4 – примерные границы Мендской интрузии, спроецированные на поверхность с мелкими купольными поднятиями от ее апофиз

няковые руды, хотя часто и имеют слоистое и плитчатое строение, представляют собой не монолитную по простиранию пластовую залежь, а высокодискретную систему мелких и мельчайших разобщенных между собой рудных тел на карбонатном ложе, представляя неглубокие «карманы», воронкообразные западины, чаше- и блюдцеобразные просадки, заполненные делювиальными свалами, пропитанными бурожелезняковыми с марганцем растворами.

По нашему мнению, Буотамо-Лютенгское рудное поле, скорее всего, лишь «телескопирует» крупное месторождение железных руд с марганцем, залегающее под ним в фундаменте Алданской антеклизы и сформировавшееся в протерозое одновременно с железорудными узлами Южно-Алданского района. Буотамо-Лютенгское рудное поле обязано своим появлением неоднократной активизации Ноторской зоны разломов, расположенной в настоящее время восточнее рудного поля (между пикетами 1300–1450 км) и представленной массой субмеридиональных нарушений, заполненных дайками основного состава от диабазов до траппов. На протяжении неогея Ноторская зона неоднократно переживала эпохи активизации, попадая при этом в режим растяжения земной коры.

Западным плечом зоны обеспечивался надвиг (см. рис. 2) пород фундамента на отложения архейского подвижного бассейна, приведший в конечном счете к выходу в этом районе пород фундамента близко к поверхности (по геофизическим данным – до глубины 150–300 м). Само же рудное поле оформилось в предъюрскую эпоху очередной тектономагматической активизации восходящими водами минеральных источников, пересекавшими рудные залежи протерозойского гематит-магнетитового с марганцем оруденения, аналогичного алданским леглиерского или хатыминского (Десовское, Леглиер, Комсомольское и др.) типов, сконцентрированных в архейских кварцитах, сланцах и карбонатных породах.

Для аргументации нашего мнения об источнике Буотамо-Лютенгского железомарганцевого оруденения проведем аналогию с генетической моделью современного Тыйского проявления подобных руд, формирующегося в долине р. Олокит в Северном Прибайкалье. Водораздел рр. Абчады и Олокита слагается различными сланцами ондокской и олокитской свит позднего протерозоя (рис. 4). В олокитской свите встречаются горизонты мощностью 1–40 м гематит-магнетитовых кварцитов (джеспилитов), залегающих согласно с вмещающими породами, содержащих $Fe_{вал}$ 30–38 %, MnO 1–8 %, и рудными ресурсами около 1 млрд т. Долина р. Олокит, представляющая собой эмбриональную впадину байкальского типа, заполнена четвертичными водно-ледниковыми отложениями мощностью 2–40 м, залегающими на сланцах ондокской свиты. Вдоль Ондокско-Олокитской зоны разломов на четвертичных отложениях и черных сланцах ондокской свиты известны покровы железных руд размером от 50×100 до 700×1200 м и мощностью 3–8 м [3]. Таких покровов вдоль зоны разломов зафиксировано на протяжении 10 км более 20. Железные руды образуют землистые, губчатые или плотные слоистые породы красно-бурого, красного цветов плитчатого, массивного, брекчиевидного или пористо-кавернозного облика. Состав руд гетит-гидрогетит-лимонитовый с окислами марганца. Содержание основных рудных компонентов приводится в таблице. Как видим, по минеральному и химическому составам ботомские и олокитские руды аналогичны. Но накопление железомарганцевых руд в долине р. Олокит из минеральных источников, обильно сопровождающих гетит-лимонитовые покровы продолжается и в настоящее время. Там, где эти источники располагаются вблизи Довыренской ультраосновной интрузии, лимониты в покровах обогащаются Ni и Co. Ресурсы руд постоянно наращиваются и сейчас, по экспертной оценке различных авторов, составляют от 15 до 50 млн т. Воды источников, переносящих железо, холодные +2–4 °C,

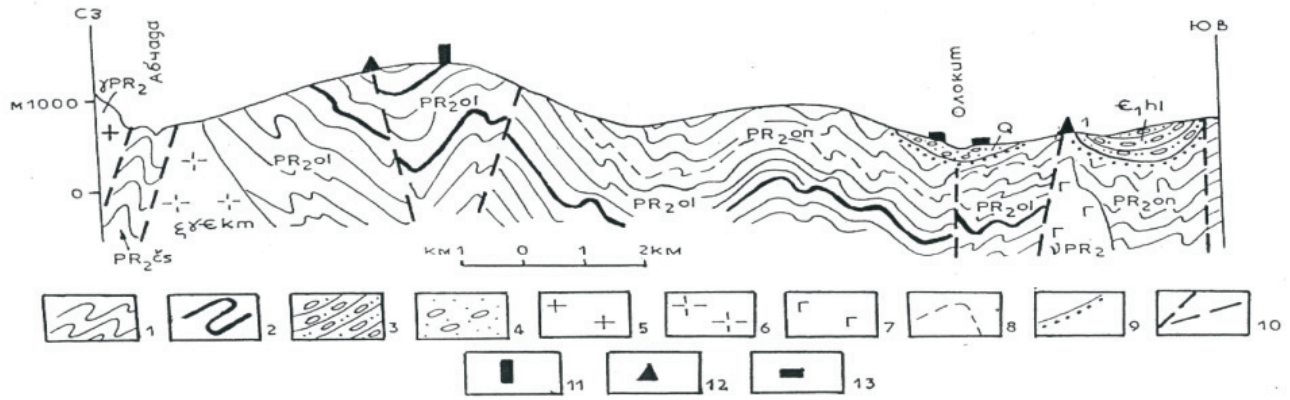


Рис. 4. Схематический геологический разрез через Абчадо-Олокитский водораздел (по П. Б. Дедюхину и др., 1971)

1 – отложения PR, смятые в складки; 2 – горизонты гематит-магнетитовых кварцитов; 3 – терригенные отложения $Є_1$; 4 – четвертичные водно-ледниковые отложения; 5 – граниты ирельского комплекса; 6 – граносиениты конкудеро-мамаканского комплекса; 7 – габбро-нориты довыренской интрузии; 8 – геологические границы; 9 – граница несогласного налегания; 10 – разломы; 11–13 – проявления на поверхности и вскрытые шурфами: 11 – железистых кварцитов, 12 – «выветрелых» лимонитовых руд (1 – Ондоко-Олокитское), 13 – современных осадочных гетит-гидрогетит-лимонитовых руд

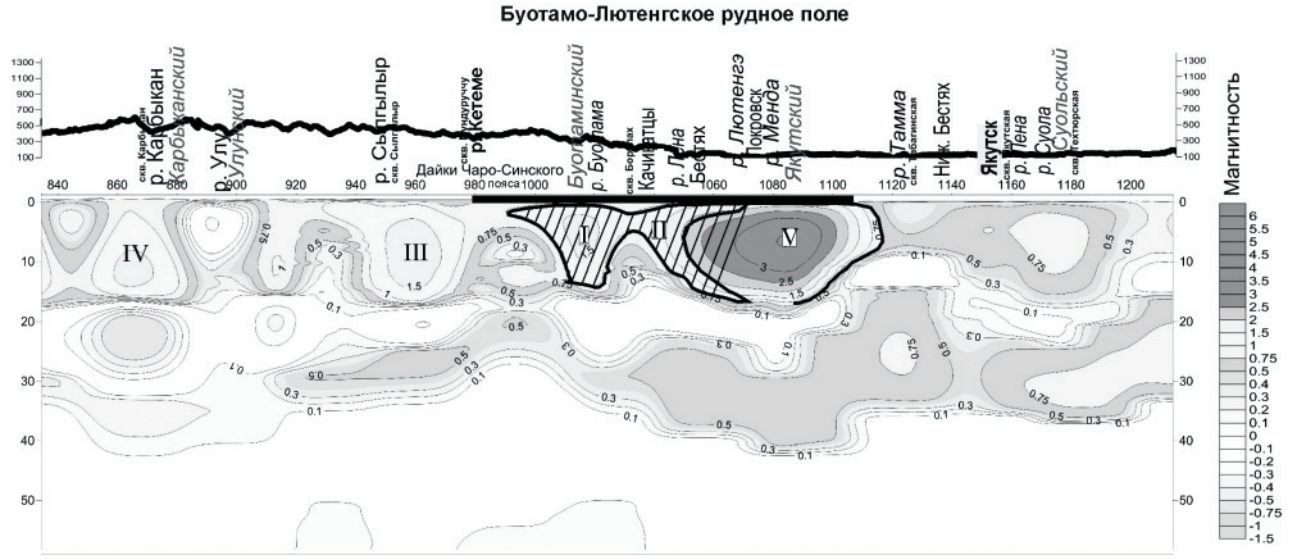


Рис. 5. Магнитометрический разрез по профилю 3-ДВ Северо-Азиатского кратона. Штриховкой выделена магнитная аномалия предполагаемого железорудного узла в фундаменте Якутского блока

гидрокарбонатно-сульфатно-натриевые с минерализацией 0,1–0,3 г/л, pH 5,8–6,3 с содержанием Fe 15–50 мг/л. Пересекая рудные горизонты, воды изменяют их до гидрослюдисто-каолинит-лимонитового состояния. Руды Тыйского и Буотамо-Лютенгского рудных полей, по существу, одинаковы по минералогическому, химическому составам (см. таблицу) и генезису.

Исходя из таких генетических представлений, под рудным полем Буотамо-Лютенгских месторождений в фундаменте (благо он здесь подходит близко к поверхности) должно находиться крупное месторождение первичных железомарганцевых руд гематит-магнетит-псиломеланового состава.

Химический состав руд Буотамо-Лютенгского и Тыйского рудных полей [1,3]

Месторождение	Компоненты, вес. %.				
	$Fe_{вал.}$	Fe_2O_3	FeO	MnO	SiO_2
Куртанское	26,89–37,39	38,45–53,45	0,014–0,056	0,0–3,29	27,56–99,66
Ботомское I	32,57–39,30	46,66–54,10	0,0–1,52	6,58–8,58	20,82–26,72
Ботомское II	26,75–32,10	36,36–44,01	1,63–1,70	3,70–8,83	28,32–41,45
Лютенгское	48,09	68,7–68,8	0,0–0,20	6,20–8,50	4,80–10,20
Тыйское (на р. Олокит)	47,6–51,8	68,0–74,0	Не опр.	1,0–10,0	Не опр.

Этот вывод подтверждается геомагнитными данными, которые дают под Буотамо-Лютенгским рудным полем на магнитометрическом разрезе крупную и четкую магнитную аномалию I–II (рис. 5), прослеживающуюся до глубины 15 км. Отмечается также магнитная аномалия III, расположенная юго-западнее первой, на местоположении разлома Кетеме (пикеты 950–980 км), заполненного дайками и силами базитов. Магнитная аномалия IV присутствует на пикетах 860–880 км и отвечает Карбыканской ультрабазит-базитовой интрузии. Еще одна мощная магнитная аномалия V соответствует залеганию Мендской щелочной ультрабазитовой интрузии (пикеты 1050–1120 км).

Список литературы

1. **Государственная** геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:1 000 000. Лист P-52, 53. Объяснительная записка [Текст] / Под ред. Л. М. Натапова. – СПб. : ВСЕГЕИ, 1999. – 186 с.

2. **Смелов, А. П.** Террейновый анализ и геодинамическая модель формирования Северо-Азиатского кратона в раннем докембрии [Текст] / А. П. Смелов, В. Ф. Тимофеев // Тихоокеанская геология. – 2003. – Т. 22, № 6. – С. 42–54.

3. **Тайсаев, Т. Т.** Приразломные лимониты северного Прибайкалья [Текст] / Т. Т. Тайсаев // Этапы литогенеза и закономерности локализации осадочных полезных ископаемых Сибири и Дальнего Востока : Матер. X совещ. Сиб. отд-ния. Комиссии по осадочным породам при отделении геологии, геофизики и геохимии АН СССР. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 1975. – С. 46–48.

ЗОЛОТАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ПЕРМСКО-ТРИАСОВОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЭПОХИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

А. И. Черных

ФГУП «СНИИГГиМС», Новосибирск

Алтае-Саянская складчатая область характеризуется длительной историей изучения и добычи золота. Здесь выделяется несколько металлогенических зон и узлов с разнообразным по условиям образования и возрасту золотым оруденением. На основании анализа изотопно-геохронологических, геологических и металлогенических данных в формировании золоторудного потенциала Алтае-Саянской складчатой области можно выделить пять металлогенических эпох – венд-раннекембрийскую, позднекембрийско-ордовикскую, ранне-среднедевонскую, пермско-триасовую и мел-палеогеновую.

Наиболее изученными являются золоторудные объекты венд-кембрийского и позднекембрийско-ордовикского возрастов. С месторождениями именно этих эпох связывают известный золоторудный потенциал Алтае-Саянской металлогенической провинции. Такие месторождения представлены объектами золотосодержащей колчеданно-полиметаллической, золотокварцевой и золотоскарновой формаций. Их формирование происходит в островодужную и коллизионную стадии тектономагматической эволюции Алтае-Саянского региона.

Золотое оруденение золотосеребряной формации формируется в ранне-среднедевонскую металлогеническую эпоху, соответствующую активной континентальной окраине развития Алтае-Саянской складчатой области.

С мел-палеогеновым этапом связано формирование глинистых площадных и линейных золотоносных кор выветривания, развитых по золотоносным сульфидизированным вулканогенно-осадочным породам кембрийского возраста.

Наименее изучено в Алтае-Саянском регионе золотое оруденение пермско-триасового возраста. Во многом это объясняется сложностями при разделении молодой пермско-триасовой золотой минерализации и золотого оруденения более древних металлогенических эпох. Очень часто в одних и тех же золоторудных узлах золотое оруденение имеет полихронный характер. Золотая минерализация накладывается на породы с возрастом от венда до девона, и определить ее возрастную принадлежность, отделив пермско-триасовую минерализацию от более древней, крайне сложно. Решение возрастных взаимоотношений усложняется дефицитом и часто неоднозначностью интерпретации прецизионных изотопно-геохронологических данных золотых руд. В связи с этим особую ценность представляют геологические данные, указывающие на молодой пермско-триасовый возраст золотой минерализации, который определяется на тех участках, где золотая минерализация накладывается на относительно молодые породы позднепалеозойского и раннемезозойского возрастов.

Кундельский участок находится на южной окраине угленосного Кузнецкого прогиба, на границе с ранне-среднедевонскими вулканогенно-осадочными отложениями Тельбесского блока. Участок сложен терригенно-карбонатными девонско-раннекарбоновыми отложениями мозжухинской группы свит и терригенными ранне-среднекарбоновыми породами острогской подсерии. Осадочные породы проры-

ваются силлами долеритов триасового абинского комплекса. Здесь, в пределах участка по р. Кундель и ее притокам, развиты аллювиальные россыпи золота (частично отработанные). В головке россыпи золота по р. Кундель, по результатам геолого-съемочных работ Кузнецовым **ИНИЦИАЛЫ** в 1963 г. выявлен золотосульфидно-кварцевый штокверк, секущий породы острогской подсерии и долериты абинского комплекса. В протолочке из долеритов абинского комплекса с многочисленными маломощными сульфидно-кварцевыми прожилками установлены золото в количестве 2 г/т, малахит, азурит и борнит. В подошве силла песчаники острогской подсерии брекчированы, по ним развиваются кварц-хлорит-серицитовые метасоматиты с сульфидами. В шлиховых пробах из элювия и протолочки измененных песчаников также присутствуют золото, малахит, борнит и куприт.

Конюхтинский участок расположен в северо-восточной части угленосного Кузнецкого прогиба на границе позднедевонско-раннекарбоновых терригенно-карбонатных и венд-кембрийских вулканогенно-осадочных пород Кузнецкой складчатой зоны. Терригенно-карбонатные породы участка слагают ядро и восточное крыло Тугонаковской синклинали. С востока участок ограничен крупным региональным разломом, разграничивающим Кузнецкий прогиб и Кузнецкую складчатую зону. Терригенно-карбонатные отложения прорываются триасовыми долеритовыми дайками абинского комплекса, которые часто сопровождаются зонами прокварцевания и сульфидизации. Для Конюхтинского участка характерно наличие россыпей с высоким содержанием золота (на уровне 2–6 г/т). В центральной части участка в брекчированных глинистых известняках раннекарбонового возраста в керне скважин установлены карбонат-кварц-сульфидные прожилки с золотом. Сульфиды представлены пиритом, галенитом и арсенопиритом. Содержание золота составляет 2–3 г/т на инт. 2–3 м. Золотая прожилковая минерализация сопровождается окварцеванием и серицитизацией вмещающих пород в зоне разлома. В северной части участка известно рудопроявление золота, представленное золотосульфидно-кварцевым штокверком, секущим долериты триасового абинского комплекса. Содержание золота по штуфным пробам достигает 12 г/т. Таким образом, золотосульфидно-кварцевая минерализация Кундельского и Конюхтинского участков, наложенная на долериты триасового возраста, песчаники ранне-среднекарбонового возраста и известняки раннекарбонового возраста, является хорошим примером проявления в Алтае-Саянской минерагенической провинции золотой минерализации с возрастом не древнее триаса.

Легостаевский участок расположен на стыке каледонских структур Салаирской складчатой зоны и Горловского угленосного герцинско-эпигерцинского прогиба. Здесь среди терригенно-карбонатных отложений позднедевонско-карбонового возраста установлена золотая минерализация, локализованная в тектонических зонах. Золотоносными являются линейные зоны сульфидизированных, окварцованных и карбонатизированных, часто углеродистых известняков, песчаников и алевролитов девонского и раннекарбонового возраста. Сульфидная минерализация представлена пиритом, пирротином, арсенопиритом, реже блеклыми рудами, галенитом, сфалеритом. Содержание золота варьируется от 0,5 до 20 г/т. Максимальные содержания золота (3–11 г/т) наблюдаются в зонах сульфидно-кварцевого прожилкования. Установленная мощность рудных тел от 1 до 3 м, по простиранию они прослеживаются на 200–300 м. По геофизическим данным на глубине около 1,5 км предполагается наличие гранитоидного массива пермско-триасового возраста. Подобные массивы широко распространены в Салаирской и Колывань-Томской складчатых зонах. На поверхности в пределах Легостаевского участка известны дайки микрогранитов, которые рассматриваются как производные предполагаемого на глубине гранитоидного массива.

Приведенные примеры указывают на наличие в северо-западной части Алтае-Саянской складчатой области золотой минерализации с возрастом на уровне перми-триаса. В связи с отсутствием в этом регионе более молодых значимых магматических событий, пермско-триасовый возраст эндогенной золотой минерализации можно считать самым молодым.

Пространственное распределение пермско-триасовой золотой минерализации в северо-западной части Алтае-Саянской складчатой области свидетельствует о ее приуроченности к тектонически ограниченным бортам крупных прогибов – Кузнецкого и Горловского. На основе комплекса данных нами здесь выделена Кузнецкая металлогеническая зона [1]. В ее пределах установлено несколько узлов, для которых характерно наличие не только золотой минерализации, но и ртутной, иногда баритовой и полиметаллической. Широко развита сульфидная минерализация – пирит, арсенопирит, блеклые руды, киноварь. Зоны золотой минерализации сопровождаются геохимическими аномалиями Au, Ag, As, Sb, Hg, Pb, Zn, иногда Bi, Mo, Tl. Распространены джаспероиды, аргиллизиты, зоны окварцевания, сульфидизации и карбонатизации.

Приуроченность пермско-триасовой золотой минерализации к бортам крупных впадин, вероятно, определяется, с одной стороны, тем, что их формирование происходило в девонско-триасовое время, а с другой – высокой проницаемостью тектонических разломов, ограничивающих эти впадины. Именно к таким тектоническим структурам приурочены многочисленные дайки и силлы долеритового состава,

маркирующие области мантийного внутриплитного базитового магматизма. Их возраст по изотопно-геохронологическим данным составляет 241–259 млн лет. Возраст гранитоидов, с которыми предположительно также связана золотая минерализация, – 249–258 млн лет. Формирование пермско-триасовых базитовых и гранитоидных комплексов и связанной с ними золотой минерализации определяется эволюцией Сибирского суперплюма [2]. С плюмовым базитовым и гранитоидным магматизмом также связано формирование медно-никелевого, никель-кобальтового арсенидного, ртутного и медно-молибден-порфирового оруденений, которые определяют металлогеническую специализацию пермско-триасовой эпохи. Такой комплекс руд является производным корово-мантийных магматических систем с различным соотношением мантийных и коровых компонентов. Северо-западная часть АССО находится в периферийной зоне влияния Сибирского и Таримского плюмов, что рассматривается как благоприятный фактор для формирования именно золотого и золотортутного оруденения [2].

Таким образом, приведенные данные указывают на наличие в Алтае-Саянской складчатой области пермско-триасовой золотой минерализации, которая занимает свое закономерное положение в ряду разного типа оруденений этой металлогенической эпохи, а ее формирование, вероятно, связано с плюмовым мантийно-коровым базитовым и гранитоидным магматизмом.

Список литературы

1. **Chernykh, A. I.** Exploration model for the Kuznetsk gold ore zone [Text] / A. I. Chernykh // Large igneous provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny. Russia, International Symposium. – Novosibirsk, 2009. – P. 67–69.

2. **Permian-Triassic** mineralization of Asia and its relation to plume magmatism occurrences [Text] / A. S. Borisenko, V. I. Sotnikov, A. E. Izokh [et al.] // Russian geology and geophysics. – 2006. – Vol. 47, N 1. – P. 166–182.

ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ЮЖНОЙ СИБИРИ: ОСНОВНЫЕ ТИПЫ, МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ, ПЕРСПЕКТИВЫ ОСВОЕНИЯ

А. И. Черных

ФГУП «СНИИГГиМС», Новосибирск

Южная Сибирь расположена в пределах горных систем Алтая, Кузнецого Алатау, Салаирского кряжа, Западного и Восточного Саяна. Это один из наиболее старых золоторудных районов России. Добыча золота началась здесь в 1828 г. и ведется уже на протяжении 185 лет. Наибольшее количество золота добыто из россыпных месторождений, преимущественно долинных аллювиальных, а также террасовых и делювиальных кайнозойского возраста. Кроме того, здесь известны многочисленные мелкие и средние по размерам коренные месторождения золотокварцевого, золотоскарнового и золотосодержащего колчеданно-полиметаллического типов. Добыча золота из коренных месторождений в этом регионе ведется с различной интенсивностью с 1905 г. Золоторудный потенциал таких россыпных и коренных месторождений в значительной степени выработан, и сейчас крайне актуальна проблема наращивания минерально-сырьевой базы золота региона за счет месторождений других типов.

В последние годы проведен ряд работ по обобщению и систематизации многочисленного фактического материала по золотоносности Алтае-Саянского региона [1, 2 и др.]. В результате сделан вывод о том, что основные перспективы коренной золотоносности Южной Сибири связаны с поисками месторождений золотосульфидного, золотосеребряного, золотопорфирового типов, а также в золотоносных корах выветривания.

Типизация золотого и золотосодержащего оруденения и металлогеническое районирование Южной Сибири

Территория Южной Сибири приурочена к южной и западной частям Алтае-Саянской складчатой области (АССО), сложенной преимущественно каледонскими и герцинскими комплексами пород. Сложная, насыщенная разновозрастными тектономагматическими событиями эволюция Алтае-Саянского региона определяет ее разнообразную и богатую металлогению. Нами разработана типизация золотого и золотосодержащего оруденения региона на основе формационного подхода (см. таблицу).

Южная Сибирь относится к Алтае-Саянской минерагенической провинции, которая пространственно соответствует геологическим структурам одноименной складчатой области. Распределение золота в пределах этой провинции носит линейно-узловой характер. Здесь выделяется несколько минерагенических зон, отличающихся особенностями геологического строения, металлогении и золоторудной специ-

Типизация золотого и золотосодержащего оруденения Южной Сибири

Рудная формация	Субформация	Пример золоторудного объекта
Золотокварцевая	–	Центральнинское
Золотосульфидно-кварцевая	Золотосульфидно-кварцевая	Первомайское
	Золотоскарновая	Натальевское
	Золотопорфировая	Краснокаменское
	Золотоберезитовая	Верхотурское
	Золотолиственитовая	Атласное
	Золотоаргиллизитовая	Бачатское
Золотосульфидная	**В углеродистых сланцах**	Верхнесуетинское
	В терригенно-карбонатных толщах	Тарлинское
Золотосеребряная	–	Каларское
Золотокварцитовая	–	Копна
Золотосодержащая скарново-железорудная	–	Казское
Золотосодержащая колчеданно-полиметаллическая	–	Кварцитовая Сопка
Золотоносных кор выветривания	–	Июнька
Золотоносных конгломератов	–	Татарское
Золотосодержащих песчано-гравийных смесей	–	Еденисское

Примечание. Выделены наиболее перспективные рудно-формационные типы.

ализации. Минерагенические зоны включают в себя ряд рудных районов, узлов и полей.

Анализ изотопно-геохронологических и геологических данных свидетельствует о том, что в Южной Сибири проявлено золотое оруденение четырех минерагенических эпох. Наиболее древней является позднерифейско-среднекембрийская, связанная с эволюцией активных окраин Палеоазиатского океана. Ее целесообразно подразделять на два этапа – ранний (позднерифейско-вендский) и поздний (ранне-среднекембрийский). На позднерифейско-вендском этапе происходило формирование углеродистых терригенных и карбонатных толщ, с которыми пространственно связана минерализация золотосульфидной и золотосульфидно-кварцевой формаций. К ранне-среднекембрийскому этапу приурочено образование комплексных золотосодержащих месторождений колчеданно-полиметаллической формации. Кроме того, к зонам интенсивных дислокаций ранне-среднекембрийских вулканогенно-осадочных толщ приурочены поисковые признаки оруденения золотосульфидно-кварцевой формации.

Наиболее продуктивной эпохой, по имеющимся данным, является кембрийско-ордовикская. В это время на аккреционно-коллизионном этапе геодинамической эволюции региона происходило формирование крупных массивов габбродиорит-гранодиорит-гранитной формации. Именно в ареалах гранитоидного магматизма наблюдается концентрация прямых и косвенных поисковых признаков, в первую очередь золотокварцевой формации, золотосульфидно-кварцевой и золотоскарновой субформаций.

Для ранне-среднедевонской минерагенической эпохи характерно формирование оруденения золотосеребряной и золотосодержащей скарново-железорудной формаций. золотосеребряное оруденение приурочено к вулканоплутоническим поясам, а золотоскарновое – к зонам сульфидизации среди магнетитовых скарнов в контактовых зонах массивов габбро-гранитной формации.

В мезозойскую эпоху в связи с эволюцией Таримского и Сибирского плюмов во внутриплитной обстановке в пермско-триасовое время происходило образование низкотемпературной эпитермальной золотосульфидной и золотосульфидно-кварцевой минерализации. С мел-палеогеновым этапом связано формирование глинистых золотоносных кор выветривания.

Первоочередные для промышленного освоения рудно-формационные типы золотого и золотосодержащего оруденения

Исходя из комплекса геологических, геохимических, геофизических и металлогенических данных можно утверждать, что в Южной Сибири существуют перспективы выявления золоторудных объектов эпитермальной золотосеребряной и золотосульфидной формаций, золотопорфировой субформации и в корах выветривания (см. таблицу). На основе проведенных нами исследований установлены особенности геолого-структурного положения, геологического строения, минералогические и геохимические поисковые признаки золоторудных объектов таких перспективных формационных типов Алтае-Саянского региона.

Золотое оруденение **эпитермальной золотосеребряной формации** приурочено к ранне-среднедевонскому вулканоплутоническому поясу в западной части АССО. Породы пояса прослеживаются

от южного и западного Алтая в северо-северо-восточном направлении до северных отрогов Кузнецкого Алатау почти на 800 км. По имеющимся геодинамическим реконструкциям формирование пород пояса происходило в обстановке активной континентальной окраины. Породы слагают серию вулкано-тектонических блоков и прогибов, налегающих на гетерогенном основании, сложенном каледонскими терригенно-карбонатными комплексами пассивных континентальных окраин и вулканогенно-осадочными породами островодужной природы.

Мелкие плохо изученные месторождения и рудопроявления известны в Кузнецком Алатау (Кувасское) и Горной Шории (Джелсайское, Каларское, Нижнеказское). Часто золотосеребряная минерализация приурочена к вулканоструктурам центрального типа, где сопровождается зонами эруптивных брекчий. Повышенные содержания Au и Ag устанавливаются в поле развития метасоматитов березитового, аргиллизитового и каолинит-кварц-гидрослюдистого составов. Максимальные содержания благородных металлов определены в сульфидизированных (арсенопирит, пирит, галенит, сфалерит и др.) и окварцованных разностях вулканитов и их субвулканических аналогах. По минералого-геохимическим особенностям среди объектов золотосеребряного типа в западной части АССО выделяются низко- и высокосульфидный подтипы [3, 5]. Кроме того, с полем ранне-среднедевонских вулканогенно-осадочных пород связано распространение и других поисковых признаков золотосеребряного оруденения – геохимических аномалий Au, Ag, Pb, Zn, As, Sb, Hg, шлиховых потоков мелкого и тонкого золота, галенита, арсенопирита, барита, полей низкотемпературных метасоматитов и др. Среди рудных золотосодержащих минералов характерно присутствие золота низкой пробности (700–800 ‰), электрума, кюстелита, калаверита, а также минералов серебра – пираргирита, гессита, прустита. Возраст золотосеребряного оруденения определен Ar-Ar методом по серициту из кварцевой жилы с сульфидной и золотой минерализацией Каларского месторождения на уровне 396 млн лет [3], что хорошо согласуется с геологическими данными.

Кабурчакский узел является одним из наиболее перспективных участков в западной части АССО с золотосеребряным оруденением. Породы узла образуют линзообразный тектонически ограниченный прогиб, сложенный преимущественно раннедевонскими вулканитами. В пределах узла известно мелкое Каларское месторождение, приуроченное к кольцевой структуре, осложненной серией разломов различных направлений. Рудное поле сложено вулканитами преимущественно андезитового состава, которые прорываются субвулканическими телами гранит-порфиров и риолит-порфиров. Наиболее крупная Центральная рудная зона приурочена к меридиональному разлому и представлена серией кварцевых прожилков среди аргиллизированных и березитизированных пород с обильной сульфидной (арсенопирит, блеклые руды, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, киноварь) минерализацией до 5–10, иногда до 20 %. Среднее содержание золота по рудным телам составляет 1,5–2,5 г/т, серебра 10–30 г/т. Прогнозные ресурсы золота категории P_2 Каларского рудного поля, по имеющимся данным, оцениваются на уровне 25 т. Прогнозные ресурсы золота категории P_3 всего Кабурчакского узла – на уровне 200 т. Прогнозные ресурсы золота золотосеребряной формации западной части АССО категории P_3 оцениваются на уровне 500 т.

Золотосульфидное оруденение в углеродистых сланцах приурочено к позднерифейским, раннекембрийским и девонским метаморфизованным комплексам. Эти породы сформированы в окраинных морских бассейнах. В результате метаморфизма и неоднократной тектономагматической активизации региона произошло перераспределение и концентрирование золота. На территории Южной Сибири накопление углеродистых толщ происходило в позднерифейско-кембрийскую и ранне-среднедевонскую минерагенические эпохи. Имеющиеся данные свидетельствуют, что наиболее продуктивны относительно золотого оруденения метаморфизованные углеродистые (черносланцевые) толщи позднерифейского и раннекембрийского возрастов.

Золоторудные зоны выражены интенсивным окварцеванием и сульфидизацией углеродистых сланцев. Наиболее характерно присутствие пирита нескольких генераций и арсенопирита. Золото встречается как свободное, так и в сульфидах. В геохимическом поле золоторудные зоны сопровождаются повышенным содержанием As, Ag, Sb, Cu, Hg.

В Южной Сибири выделяется несколько рудно-россыпных узлов с золотосульфидной минерализацией в углеродистых терригенных комплексах. Одним из наиболее перспективных является Камжелинский золоторудно-россыпной узел (Пезасско-Золотокитатский рудный район). Для углеродистых пород Камжелинского узла характерны значительные вариации в содержании золота, что указывает на их интенсивные метаморфогенно-гидротермальные преобразования. В настоящее время в наиболее изученной центральной части Камжелинского узла установлено около 40 пунктов минерализации и рудопроявлений золота, локализованных непосредственно в углеродистых сланцах. В окварцованных и интенсивно пиритизированных сланцах содержание золота достигает 11 г/т, а в кварцевых прожилках и брекчированных породах – до 338 г/т. Прогнозные ресурсы золота категории P_3 Камжелинского рудного

узла оцениваются на уровне 190 т, золотосульфидной формации в углеродистых терригенных комплексах западной части АССО категории P_3 – на уровне 550 т.

Кроме Камжелинского рудного узла, прямые и косвенные поисковые признаки золотосульфидного оруденения в углеродистых терригенных комплексах выявлены на многих участках – Кундусуюльском, Саралинском, Израсском в Кузнецком Алатау, Федоровско-Магызинском, Сийско-Кочуринском в Горной Шории и на некоторых других. На всех участках повышенное содержание золота отмечается в зонах анкеритизации, окварцевания, сульфидизации и брекчирования среди позднерифейских, раннекембрийских, реже девонских терригенных отложений.

Золотосульфидное оруденение в терригенно-карбонатных толщах (тип Карлин) приурочено к углеродистым доломитам и известнякам вендского и позднедевонско-карбонового возрастов. Формирование такого эпитермального оруденения связывается с эволюцией Сибирского и Таримского плюмов в мезозое [6].

Обобщение и анализ распределения признаков золотосульфидного оруденения в терригенно-карбонатных толщах позволили выделить Кузнецкую минерагеническую зону [4]. Минерализация данного типа локализуется в региональных тектонических зонах и дайковых поясах раннедевонского и мезозойского возрастов, среди терригенно-карбонатных и карбонатных комплексов пород. Известны примеры наложения золотосульфидной минерализации, с содержанием золота 2 г/т, на триасовые долериты (Кундельский узел). Эпитермальная золотая минерализация устанавливается в тектонических зонах среди каледонских складчатых образований (Малопезасский участок) и по периферии Кузнецкого угольного бассейна (Конюхтинский, Бачатский участки) [4]. Материалы геолого-разведочных работ последних 20 лет в АССО свидетельствуют о наличии потенциально промышленных объектов золотосульфидной формации в терригенно-карбонатных толщах (Легостаевский узел).

На территории Южной Сибири одним из наиболее перспективных представляется Конюхтинский узел. Здесь установлены содержания золота 2–3 г/т на 2–3 м в позднедевонско-карбоновых глинистых известняках. Золотая минерализация приурочена к тектоническим зонам, сопровождается лиственитами, джаспероидами и аргиллизитами, а также баритовой, полиметаллической и ртутной минерализацией. В геохимическом поле золоторудные зоны выражены повышенным содержанием As, Ag, Sb, Pb, Zn, Hg и Tl. Прогнозные ресурсы золота категории P_3 Конюхтинского узла оцениваются на уровне 70 т. Прогнозные ресурсы золота золотосульфидной формации в терригенно-карбонатных толщах категории P_3 оцениваются на уровне 350 т.

Золотопорфировая минерализация распространена поблизости от небольших массивов или дайковых полей диоритового, гранитоидного, монцонитоидного и сиенитоидного составов. Такие массивы распространены среди коллизионных комплексов (Кузнецко-Алтайская минерагеническая зона), ранне-среднедевонских вулканоплутонических ассоциаций и ареалов развития гранитоидов внутриплитной мезозойской активизации (Пезасско-Курайская и Салаирская минерагенические зоны). Золотопорфировая минерализация локализуется как среди интрузивных и субвулканических пород, так и в экзоконтактах в вулканогенно-осадочных отложениях. Часто она приурочена к тектоническим зонам среди многофазных гранитоидных массивов. Минерализация сопровождается кварц-калишпатовыми и березитоподобными метасоматитами. Характерна тесная ассоциация золота с медью и молибденом, что отражает общие закономерности формирования порфировых рудообразующих систем. Признаки золотопорфирового оруденения уже установлены в Кайгадатском и Верхнекондомском рудных узлах. Прогнозные ресурсы золота категории P_3 золотопорфировой формации оцениваются на уровне 300 т.

Золото в корах выветривания установлено в мел-палеогеновых глинистых и глинисто-щебнистых отложениях, развитых преимущественно по раннекембрийским золотоносным сульфидизированным вулканогенно-осадочным породам. Мел-палеогеновые коры выветривания широко распространены на территории Южной Сибири [1, 2]. Их золотоносность хорошо известна в Северо-Салаирском рудном районе. Здесь они развиваются по метасоматически измененным кембрийским вулканогенно-осадочным породам, содержащим сульфидную колчеданную и полиметаллическую минерализацию. После переоценки прогнозных ресурсов золота в корах выветривания северного Салаира прогнозные ресурсы категории P_1, P_2, P_3 оцениваются в 28,6 т, 56,9 т, 73,2 т, соответственно [2]. Не менее перспективными в отношении золотоносных кор выветривания представляются Федоровско-Ортонский, Викторьевский, Сынзасский участки. Прогнозные ресурсы золота категории P_3 в корах выветривания юго-западной части АССО оцениваются на уровне 500 т.

Выводы

Одной из актуальнейших проблем развития горнодобывающей промышленности Южной Сибири, как и многих других старых горно-рудных районов, является поиск новых источников минерального сырья. Наши исследования показали, что для наращивания объемов добычи золота в регионе необходи-

мо сконцентрировать геолого-разведочные работы на объектах золотосеребряной, золотосульфидной формаций, золотопорфировой субформации и в корах выветривания. Месторождения именно таких рудно-формационных типов наиболее востребованы потенциальными инвесторами. Они характеризуются сравнительно низкими содержаниями золота, большим объемом руды и обычно отрабатываются открытым способом с использованием технологии кучного выщелачивания. Проведенные нами работы свидетельствуют, что золоторудный потенциал Южной Сибири далеко не исчерпан и суммарные прогнозные ресурсы золота перспективных рудно-формационных типов оцениваются на уровне 2200 т.

Список литературы

1. **Калинин, Ю. А.** Золотоносные коры выветривания юга Сибири [Текст] / Ю. А. Калинин, Н. А. Росляков, С. Г. Прудников. – Новосибирск : Акад. изд-во «Гео», 2006. – 339 с.

2. **Черных, А. И.** Геолого-минерагеническое картирование на золото м-ба 1:500 000 северо-западной части Алтае-Саянской складчатой области (задачи, методика, результаты) [Текст] / А. И. Черных // Изв. ТПУ. – 2008. – Т. 314, № 1. – С. 16–22.

3. **Черных, А. И.** Эпитермальное золотосеребряное оруденение Кабурчакского рудного узла (Горная Шория): особенности локализации, минералогия и возраст [Текст] / А. И. Черных, П. А. Неволько, А. С. Борисенко // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2013. – № 3. – С. 76–82.

4. **Chernykh, A. I.** Exploration model for the Kuznetsk gold ore zone [Text] / A. I. Chernykh // Large igneous provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny. Russia, International Symposium. – Novosibirsk, 2009. – P. 67–69.

5. **Chernykh, A. I.** Prediction of epithermal gold-silver mineralization in the Altai-Sayany folded region based on correlation with reference objects of north-western Pacific [Text] / A. I. Chernykh // Gold of North Pacific Rim : II International geology and mining conference. – Magadan, 2011. – P. 233–235.

6. **Permian-Triassic** mineralization of Asia and its relation to plume magmatism occurrences [Text] / A. S. Borisenko, V. I. Sotnikov, A. E. Izokh [et al.] // Russian geology and geophysics. – 2006. – Vol. 47, N 1. – P. 166–182.

Секция 2

Региональная геология и стратиграфия

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ТЕХНОЛОГИЯ ПРОСТРАНСТВЕННОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГЛУБИННЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА, БЛАГОПРИЯТНЫХ ДЛЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЗАЛЕЖЕЙ УГЛЕВОДОРОДНОГО СЫРЬЯ

А. К. Алексеева, И. Г. Спиридонов, Т. А. Федченко, А. Г. Пилицын

ФГУП «ИМГРЭ», Москва

Повышение эффективности подготовки новых углеводородных ресурсов в труднодоступных регионах Ямала и Восточной Сибири, а также на северных шельфах РФ может быть достигнуто в результате разработки и внедрения в практику нефтегазопоисковых работ:

– новых научно-технических и технологических методов поиска и разведки как традиционных, так и нетрадиционных ресурсов нефти и газа, освоение которых позволит значительно расширить ресурсную базу нефтяной и газовой промышленности;

– новых геолого-геофизических технологий, которые не только позволят исключить механическое наращивание объемов разведочного бурения, но и приведут к их обоснованному сокращению;

– новых методов и технологий проведения трехмерных сейсмических работ.

Известно, что в общем комплексе геолого-разведочных работ на углеводороды один из основных – комплекс наземных и скважинных геофизических исследований. При этом, учитывая, что геофизические исследования носят не прямой характер по отношению к изучению внутреннего строения геологической среды, существенное значение имеют эффективность и качество методов, применяемых при интерпретации геофизических данных. На этапе локализации нефтегазоперспективных объектов достаточно было применения сейсмических исследований, которые в качестве основного геологического результата предоставляли структурные карты с выделенными структурами антиклинального, реже других типов, которые могли рассматриваться как потенциальные ловушки нефти и газа. В связи со значительным удорожанием поисково-разведочного бурения и переходом от пространственной локализации перспективных объектов к их детальному изучению в интерпретационном обеспечении процесса ГРР на нефть и газ наметился кризис, который привел к пересмотру требований нефтегазовой геологии к эффективности и достоверности результатов интерпретации геолого-геофизических данных. Причем основной упор делается на повышение достоверности и точности структурных построений, что обеспечивается не только активным применением технологий 3D-сейсморазведки, но и, что более важно, проведением оценки коллекторских свойств, и, возможно, потенциального характера насыщения пород коллекторов.

Особенности поставленной задачи предопределили путь ее решения – разработку методов и технологий углубленного извлечения предметно-ориентированной геолого-геофизической информации из результатов геофизических исследований, полученных одним геофизическим методом или комплексом методов. Теоретические работы А. И. Кобрунова в рамках так называемого критериального подхода к выражению априорной информации при решении обратных задач геофизики позволили разработать в 1980-х гг. автоматизированную систему интерпретации гравиметрических данных АСИГМ «Карпаты» для ЕС ЭВМ. В конце 1990-х гг. под руководством А. П. Петровского разработаны принципы количественной комплексной интерпретации потенциальных полей и сейсморазведочных данных при изучении сложнопостроенных сред, которые были реализованы в автоматизированной системе количественной комплексной интерпретации геофизических данных – GCIS (Geophysical Complex Interpretation System) для персональ-

ных компьютеров IBM PC. Отличительная особенность системы GCIS – ее ориентация на решение именно интерпретационных задач со всеми необходимыми для этого атрибутами. Технология прошла успешную апробацию в России и Украине при решении широкого круга нефтегазопоисковых задач – от региональных проблем до мониторинга разработки газовых месторождений и эксплуатации подземных газохранилищ.

С целью повышения эффективности геолого-разведочных работ на нефть и газ в 2012–2013 гг. нами были созданы интегральные геолого-геофизические модели южных склонов Байкитской антеклизы и Катангской седловины. Кроме того, на основе анализа применения существующих геохимических методов поисков углеводородов и с использованием результатов собственных полевых опытно-методических работ на месторождениях Ангаро-Ленской и Байкитской НГО был разработан рациональный комплекс геохимических исследований для включения в состав геолого-геофизической технологии поисков. Комплекс включает в себя методы поисков по свободным газам и сопровождающего литохимического опробования. Его апробация показала, что надсводовые части залежей характеризуются аномалиями газов ряда C_1–C_5 и диоксида углерода с оконтуриванием по периферии аномальными зонами углеводородных соединений C_6–C_7, ароматических углеводородов и ассоциациями ряда микроэлементов Mg, Ti, Ag, As, Sb, Pb. Полученные результаты позволяют считать геохимические исследования результативными и необходимыми для включения в комплекс несейсмических методов на региональной стадии изучения нефтегазовых провинций.

По результатам исследований характера проявлений эталонных объектов (Куюмбинского и Юрубченского блоков Юрубчено-Тохомского месторождения) в сейсмическом и гравиметрическом полях установлено наличие и значимые амплитуды сейсмических и гравиметрических аномалий от указанных объектов. Так, области разуплотнения разреза, связанные с улучшением коллекторских свойств и углеводородонасыщением пород-коллекторов, создают аномалии гравитационного поля до –1,2 мГл, превышающие по своему абсолютному значению аномальные эффекты от единичных интрузивных тел, представленных силлами и дайками. Результаты сейсмического моделирования показали, что наиболее контрастно во временных полях проявляются траппы, а также траппы в комбинации с месторождениями, что выражается в максимальных значениях статистических характеристик. Наличие углеводородонасыщения разреза также влияет на степень неоднородности временного поля, однако сейсмическая контрастность залежей значительно ниже контрастности, обусловленной траппами. Таким образом, результаты проведенных исследований подтверждают эффективность комплексирования данных сейсмических и гравиметрических наблюдений, реализованного в технологии количественной комплексной интерпретации геолого-геофизических данных.

Создание пространственных интегральных геолого-геофизических моделей Байкитской и Катангской площадей проводилось в несколько этапов:

– формирование 3D-структурных моделей по данным региональных сейсморазведочных работ МОГТ-2D;

– построение априорной 3D-геоплотностной модели непрерывного распределения геоплотностных свойств на основе всей суммы петрофизической информации и данных ГИС, ее верификация путем сопоставления наблюденного гравитационного поля с результатами решения прямой пространственной задачи гравиразведки, решение пространственной обратной задачи гравиразведки с максимальной компенсацией отклонения между измеренным и рассчитанным в процессе решения прямой задачи гравиметрии гравитационными полями.

С целью сопоставления результатов геоплотностного моделирования с результатами сейсморазведки был выполнен корреляционно-статистический анализ неоднородности волнового поля по ряду сейсмических профилей. Для этого использовались процедуры вероятностно-статистического анализа геофизической информации, реализованные в программном комплексе спектрально-корреляционного анализа данных «COSCAD 3D». Результаты сопоставления показывают близкие картины распределения плотностных и волновых неоднородностей в случае структурных объектов, а также возможность обнаружения по данным плотностного моделирования слабопроявленных в волновом поле объектов неструктурного типа.

При проведении адаптивной инверсии геолого-геофизических данных на основе решения обратной задачи гравиразведки с учетом сейсмической, скважинной и другой геологической информации были получены важные результаты:

– уточнено глубинное строение архей-протерозойского фундамента,

– выполнено прогнозирование особенностей неоднородного строения осадочного чехла, в частности нефтегазоперспективных образований вендского и рифейского комплексов,

– выполнено прогнозирование вероятных интервалов повышенных мощностей галогенных образований усольской, бельской, булайской, ангарской свит нижнего кембрия и литвинцевской свиты нижнего и среднего кембрия.

На основе созданных интегральных 3D-моделей в толщах рифея и венда выделено 27 перспективных локальных объектов аномально пониженной плотности в пределах Байкитской площади и 19 локальных участков в пределах Катангской площади, для которых выполнена количественная рейтинговая оценка. В суммарный рейтинговый коэффициент входили такие показатели, как коэффициенты ранжирования по площади объекта, по глубине залегания перспективных горизонтов, по амплитуде ловушки, по интенсивности разуплотнения и по признаку подтверждения перспективности объекта по результатам интерпретации аномалий резонансного затухания по данным CSD, а также коэффициент наличия геохимических признаков – аномалий алканов по результатам газовых съемок. Рейтинговая оценка позволила определить первоочередные объекты ГРР – Еломовское, Верхнееломовское и Хоролектинское поднятия в зоне сочленения Байкитской антеклизы и Енисейского кряжа, а также ряд объектов неструктурного типа – литологически экранированных ловушек в отложениях венда и трещиноватых коллекторов в зонах развития крупных тектонических нарушений рифейского комплекса в восточной части Байкитской площади. Наиболее перспективным объектом Катангской площади является Лаушкардинская структурная терраса и Мундукшинское поднятие. На площадях выявленных объектов предлагается выполнить комплекс детальных геофизических и геохимических работ для обоснования постановки глубокого бурения.

СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЮГА СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА (ДЛЯ ЦЕЛЕЙ ГОСГЕОЛКАРТЫ-1000/3)

Г. А. Бабин[1], С. П. Шокальский[2], М. В. Михаревич[1]

[1]ФГУП «СНИИГГиМС», Новосибирск
[2]ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

Представлена схема структурно-геологического районирования м-ба 1:2 500 000 территории пяти серий Госгеолкарты-1000/3: Алтае-Саянской, Ангаро-Енисейской, Алдано-Забайкальской, Дальневосточной и Охотоморской (см. рисунок). В качестве методической основы принято выделение тектонических структур в современных условиях залегания и распространения. Выделяемые подразделения районирования – ограниченные в пространстве (линейные или близкие изометричным) участки, специфика которых обусловлена совокупностью тектонических процессов формирования и преобразования их земной коры.

Предусмотрено шесть основных типов иерархически организованных структур [15]:

1) кратоны (Сибирский) или древние платформы с обособлением в них обнаженных щитов и выступов архейско-палеопротерозойских фундаментов, а также чехольных комплексов, в которых различаются структурные ярусы и подъярусы;

2) плиты (молодые платформы) двухъярусного строения (Западно-Сибирская) с палеозойским фундаментом и осадочным чехлом;

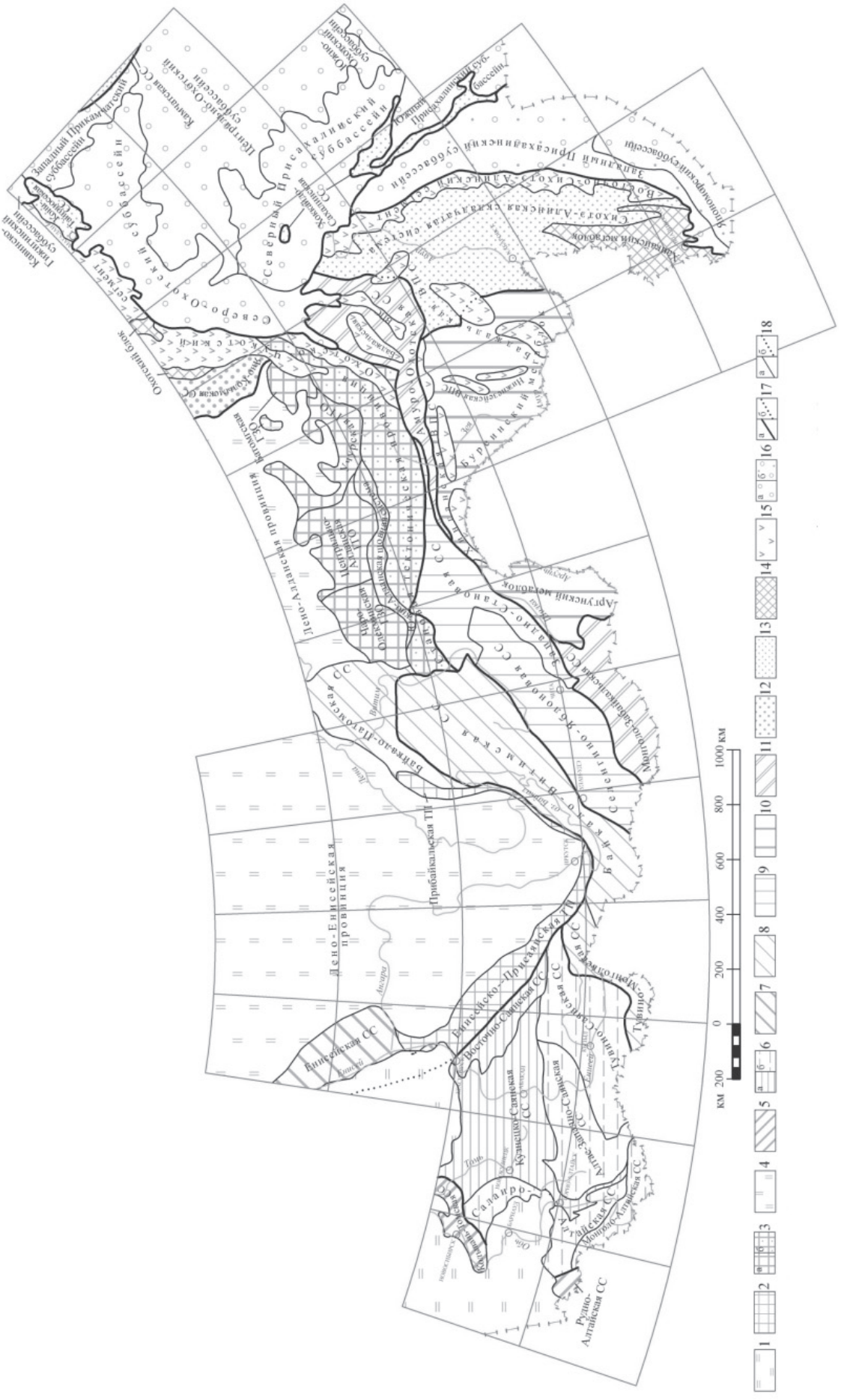
3) наложенные окраинно-континентальные вулкано-плутонические пояса (Восточно-Азиатский мезозойский);

4) складчатые пояса (Центрально-Азиатский и Тихоокеанский), в пределах которых выделяются складчатые области, системы (или в том же ранге стабильные массивы – жесткие тектонические блоки), зоны и подзоны;

5) наложенные рифтовые пояса (Восточно-Азиатский кайнозойский) и внутриконтинентальные вулканогенно-осадочные прогибы, по рангу сопоставляемые с зонами складчатых систем, но по времени главной складчатости резко отличающиеся от подстилающих и окружающих складчатых структур (например, Минусинский, Кузнецкий, Тувинский девонско-пермские прогибы в границах каледонской Алтае-Саянской складчатой области);

6) современные окраинно-морские бассейны (Охотский, Японский).

Для фундамента Сибирского кратона в качестве структур первого порядка предусматривается выделение Енисейско-Присаянской, Прибайкальской, Алданской и Становой *тектонических провинций*, обнажающихся в пределах краевых выступов кратона и Алдано-Станового щита [4, 12, 14]. Провинции объединяют крупные блоки архейского возраста, часто переработанные более поздними процессами, а также фрагменты раннепротерозойских наложенных прогибов (Туманшетский, Мангатгольский, Кодаро-Удоканский и др.) и вулканоплутонических поясов (Ангарский, Акитканский, Улканский) [5, 11]. Наиболее крупная Алданская провинция подразделяется на несколько *тектонических областей*, среди которых различают гранулит-гнейсовые и гранит-зеленокаменные. К их границам, а также к границе Алданской и Становой провинций приурочены *шовные системы* (Амгинская, Джелтулинская, Южно-Алданская), формирование которых связано с коллизией архейских и раннепротерозойских блоков в интервале 1,8–1,9 млрд лет [13].


Западный Прикамчатский суббассейн
Центрально-Охотский суббассейн
Камчатская СС
Южно-Охотский суббассейн
Северный Сахалинский суббассейн
Южный Сахалинский суббассейн
Восточно-Сахалинский суббассейн
Западный Приохотский суббассейн
Северо-Охотский суббассейн
Охотский блок
Ленско-Анадырская провинция
Ленско-Вилюйская СС
Вилюйско-Мирнинская СС
Предверхоянская СС
Предверхоянский прогиб
Верхоянская СС
Предверхоянская ТП
Прибайкальская ТП
Байкало-Патомская СС
Ангаро-Ленская СС
Ангаро-Ленский прогиб
Ангаро-Ленская ТП
Ангаро-Ленская ступень

Для отображения структур *платформенных чехлов* предусмотрено выделение литофациальных зон, представленных специфическими вещественными комплексами (формациями) [6], которые тектонически и хронологически согласованы с традиционно выделяемыми в разрезе чехла структурными ярусами. Проведены их корреляция и увязка с намеченными рубежами в складчатом обрамлении платформ. В строении чехла Сибирского кратона выделено пять *структурных ярусов* (от позднепротерозойского до раннемезозойского), Западно-Сибирской плиты – четыре (юрскийкий, меловой, палеогеновый, неоген-четвертичный).

Складчатые структуры представлены сегментами субширотного Центрально-Азиатского и субмеридионального Тихоокеанского складчатых поясов. В рамках *Центрально-Азиатского складчатого пояса* в зависимости от времени консолидации и специфики тектонической эволюции обособляются Обь-Зайсанская, Алтае-Саянская, Енисейская, Саяно-Байкальская, Байкало-Становая, Монголо-Охотская и Гоби-Хинганская *складчатые области*. Они подразделяются на *складчатые системы*, отличающиеся одна от другой относительным распространением геологических образований того или иного возраста, а среди одновозрастных – их вещественно-генетическими особенностями, которые позволяют реконструировать различные палеофациальные и геодинамические обстановки для соответствующего времени [7, 8]. Формирование геологических комплексов, как правило, приурочено к одной геодинамической обстановке или к двум-трем, составляющим латеральный ряд, при преобладании какой-либо одной из них. Кроме того, складчатые системы различаются кинематическими рисунками и преобладающей ориентировкой тектонических структур, что свидетельствует об их поведении в полях напряжений как самостоятельных относительно жестких тектонических глыб или систем аллохтонов с собственными направлениями перемещений.

Складчатые зоны в составе складчатых систем состоят из формационных рядов и серий, объединенных общностью геодинамического режима, и отвечают крупным тектоническим структурам (островные дуги, их склоны, спрединговые впадины и поднятия окраинных морей и др.). В основу их выделения положены вещественное наполнение геологических комплексов и особенности тектонических деформаций. С латеральными вариациями составов структурно-вещественных комплексов связано обособление *складчатых подзон*, отражающих первичную неоднородность тектонических структур в целом или на каком-то этапе их эволюции.

Для Гоби-Хинганской складчатой области докембрийской(?) консолидации предусматривается выделение *кратонных мегаблоков* (массивов) в ранге складчатых систем (Аргунский и Буреинский), в их составе – более мелких тектонических блоков (Гонжинский, Мамынский, Восточно-Буреинский и др.) в ранге складчатых зон и фрагментов этих блоков (ранг складчатых подзон) [3].

Тихоокеанский складчатый пояс [3] представлен Верхояно-Колымской (ранние мезозоиды) и Охотской (поздние мезозоиды и кайнозоиды) складчатыми областями. Первая из них представлена фрагментами Яно-Колымской складчатой системы и Охотского кратонного блока. Охотская область состоит из Кони-Тайгоносской, Камчатской, Сихотэ-Алинской и Хоккайдо-Сахалинской складчатых систем, а также включает Ханкайский кратонный мегаблок.

Окраинно-континентальные структуры представлены *Восточно-Азиатским мезозойским вулканоплутоническим поясом* (ВПП). Это отчетливо выраженная линейная, протяженная, относительно узкая, приуроченная к границе континент – океан полоса развития вулканических и связанных с ними интрузивных образований, близких между собой по тектоническим особенностям проявления, возрасту и составу магматических (реже осадочных) формаций и металлогении [2, 3, 10].

В современной структуре пояса выделяются отдельные протяженные полосы и цепочки крупных изолированных полей развития вулканоплутонических ассоциаций. Первые рассматриваются в качестве *сегментов* (Охотско-Чукотский, Восточно-Сихотэ-Алинский), вторые – *вулканогенно-плутоноген-*

Обзорная схема структурно-геологического районирования юга Сибири и Дальнего Востока

1 – Западно-Сибирская мезозойско-кайнозойская плита; 2–4 – Сибирская древняя платформа: 2 – краевые выступы фундамента, 3 – Алдано-Становой щит (Алданская (а) и Становая (б) тектонические провинции), 4 – чехол; 5–11 – Центрально-Азиатский складчатый пояс, складчатые области: 5 – Обь-Зайсанская (герциниды), 6 – Алтае-Саянская (каледониды: а – ранние, б – поздние), 7 – Енисейская (байкалиды), 8 – Саяно-Байкальская (байкалиды), 9 – Западно-Становая (докембрийские консолидации), 10 – Гоби-Хинганская (докембрийские консолидации), 11 – Монголо-Охотская (ранние мезозоиды); 12–14 – Тихоокеанский складчатый пояс, складчатые области: 12 – Верхояно-Колымская (ранние мезозоиды), 13 – Охотская (поздние мезозоиды – кайнозоиды), 14 – кратонные блоки; 15 – Восточно-Азиатский вулканоплутонический пояс; 16 – Охотоморский (а) и Япономорский (б) кайнозойские окраинно-морские бассейны; 17–18 – границы прослеженные (а) и скрытые под более молодыми отложениями (б): 17 – складчатых областей и осадочных бассейнов, 18 – складчатых систем (СС), суббассейнов, плитных комплексов и чехлов платформ, тектониче-ских провинций (ТП), вулканоплутонических поясов и систем (ВПС), гранит-зеленокаменных (ГЗО) и гранулит-гнейсовых (ГГО) областей

ных систем (Баджальская, Нижнезейская, Бол. и Мал. Хингана). Друг от друга они отличаются особенностями состава, возрастными рамками проявления магматических комплексов, иногда ориентировкой основных структур. Пространственно обособленные элементы сегментов и вулканоплутонических систем выделяются в ранге *вулканических (вулканоплутонических) зон* и *ареалов*.

В строении Восточно-Азиатского рифтового пояса [1] выделены *системы рифтовых впадин*, выполненных континентальной молассой, и ассоциирующих с ними *базальтовых плато*. Системы (Ямско-Тауйская, Тан-Лу-Охотская, Зейская, Предстановая) обособлены в пространстве, отличаются генеральным простиранием структур и интенсивностью внутриплитного базальтоидного магматизма [2]. В их составе по признакам общности строения разрезов и фациального единства обособлены *группы сопряженных впадин и базальтовых плато*.

Районирование Охотского и Японского окраинно-морских бассейнов Тихого океана проведено на стратиграфо-морфологической основе с выделением систем сопряженных рифтогенных прогибов, поднятий и фациальных зон шельфа, образующих цельные седиментационные структуры (*суббассейны*). Они отличаются особенностью тектонического строения акустического фундамента, спецификой процессов осадконакопления, фациальным содержанием, подразделяются на конкретные прогибы, поднятия (или их группы), фациальные зоны и подзоны, различающиеся полнотой, строением и составом стратиграфических разрезов [1].

Работа выполнена в рамках Государственного контракта № АМ-02-34/29 от 16.05.2011 г.

Список литературы

1. **Варнавский, В. Г.** Восточно-Азиатский грабеновый пояс [Текст] / В. Г. Варнавский, Ю. Ф. Малышев // Тихоокеанская геология. – 1986. – № 3. – С. 3–13.

2. **Геодинамика**, магматизм и металлогения Востока России. В 2 кн. Кн. 1 [Текст] / Ред. А. И. Ханчук. – Владивосток : Дальнаука, 2006. – 572 с.

3. **Геологическая** карта Приамурья и сопредельных территорий. М-б 1:2 500 000. Объяснительная записка [Текст] / Л. И. Красный, А. С. Вольский, Юньбяо Пэн [и др.]. – СПб. ; Благовещенск ; Харбин, 1999. – 135 с.

4. **Геологическое** строение западной части Алдано-Станового щита и химический состав пород раннего докембрия (Южная Якутия) [Текст] / А. П. Смелов, В. И. Березкин, В. Ф. Тимофеев [и др.]. – Якутск : Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2009. – 168 с.

5. **Геохимические**, геохронологические (U-Pb) и изотопные (Pb, Nd) свидетельства анорогенного характера магматизма Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса [Текст] / Л. А. Неймарк, А. М. Ларин, А. А. Немчин [и др.] // Петрология. – 1998. – Т. 6, № 4. – С. 139–164.

6. **Карта** геологических формаций чехла Сибирской платформы м-ба 1:1 500 000. Объяснительная записка [Текст] / Н. С. Малич, Е. В. Туганва, Н. Н. Тазихин [и др.]. – Л., 1977. – 108 с.

7. **Корреляция** магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области [Текст] / С. П. Шокальский, Г. А. Бабин, А. Г. Владимиров [и др.] ; гл. ред. А. Ф. Морозов. – Новосибирск : Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. – 187 с.

8. **Легенда** Алтае-Саянской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации м-ба 1:1 000 000 (третье издание) [Фондовая] / Г. А. Бабин (отв. исп.), Л. Л. Зейферт, А. Ф. Щигрев [и др.]. – Новокузнецк, 2006. – 172 с. – Фонды ВСЕГЕИ, НРС.

9. **Легенда** Охотоморской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации м-ба 1:1 000 000 (третье издание) [Текст] / О. П. Дундо (отв. исп.), В. Л. Безверхний, Т. Н. Воробьева [и др.]. – СПб., 2002.

10. **Мишин, Л. Ф.** Мезозойско-кайнозойские вулканоплутонические пояса и системы в континентальной части Востока Азии [Текст] / Л. Ф. Мишин, Чунцзин Чжао, А. И. Солдатов // Тихоокеанская геология. – 2003. – Т. 22, № 3. – С. 28–49.

11. **Ножкин, А. Д.** Раннепротерозойские окраинно-континентальные комплексы Ангарского складчатого пояса и особенности их металлогении [Текст] / А. Д. Ножкин // Геология и геофизика. – 1999. – Т. 40, № 11. – С. 1524–1544.

12. **Розен, О. М.** Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции [Текст] / О. М. Розен // Геотектоника. – 2003. – № 3. – С. 3–21.

13. **Розен, О. М.** Сибирский кратон: формирование, алмазоносность [Текст] / О. М. Розен, А. В. Манаков, Н. Н. Зинчук ; науч. ред. С. И. Митюхин. – М. : Научный мир, 2006.

14. **Тектоника**, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) [Текст] / Отв. ред. Л. М. Парфенов, М. И. Кузьмин. – М. : МАИК «Наука / Интерпериодика», 2001. – 571 с.

15. **Шокальский, С. П.** Создание сводной схемы структурно-геологического районирования м-ба 1:2 500 000 Дальнего Востока и юга Сибири с увязкой корреляцией и актуализацией серийных

легенд ГК-1000/3 [Фондовая] / С. П. Шокальский (отв. исп.). – СПб. ; Новосибирск, 2013. – (ФГУ НПП «Росгеолфонд»).

СТРАТОТИПЫ МЕЛА В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ (КРАСНОЯРСКОЙ) ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ, ИХ СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ

Е. И. Берзон, И. В. Смокотина

ОАО «Красноярскгеолсъемка», Красноярск

Изучением континентальных меловых отложений юго-восточной (Красноярской) части Западно-Сибирской плиты занимались многие исследователи в разное время (Саханова, 1969; Хлонова, 1961; Раевская, 1980, 1985; Байкалова, 1985; Берзон, Смокотина, 1997, 2003). В регионе с 1976 г. по 1991 г. проводились крупномасштабные геолого-съемочные работы, завершившиеся изданием комплекта Госгеолкарты-50 западной части Канско-Ачинского буроугольного бассейна (Раевская, Берзон и др., 1986), а с 1991 г. – ГДП-200 (Берзон и др., 1997, 2003). В 2001 г. изданы Госгеолкарты-200/2 листы О-46-XXXII (Козулька), О-46-XXXIII (Красноярск), в 2005 г. – лист О-46-XXXI (Ачинск), а в 2009 г. – Госгеолкарта-1000/3 лист О-46 (Красноярск) [2, 3]. Одновременно проводились палиностратиграфические исследования (Смокотина, 1997, 2003, 2005). Результаты комплексных литофациальных и палинологических исследований опубликованы в изданиях стратиграфических и палинологических совещаний (Берзон, Смокотина, 2008, 2010, 2011 и т. д.). В утвержденной Региональной стратиграфической схеме Западной Сибири (2004 г.) Красноярский район Западно-Сибирской плиты приведен как зона отсутствия меловых отложений (рис. 1) [5]. По этой причине необходимо показать степень изученности меловых отложений, в том числе состояние стратотипических разрезов нижнего и верхнего мела данного района на современном этапе.

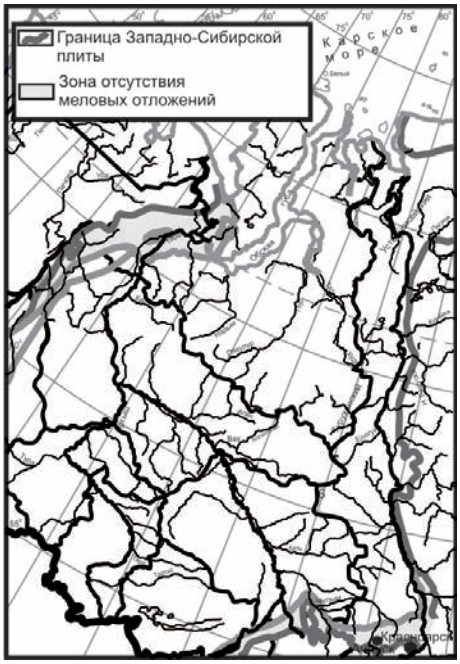


Рис. 1. Схема меловых отложений Западно-Сибирской плиты

Стратотип илекской свиты (нижний мел, неоком (берриас – валанжин – готерив – баррем))

В правом береговом обрыве р. Чулым, вниз по течению от Ачинска, на горе Илек в 1935 г. Л. А. Рагозин (1935 г.) описал разрез дельтово-озерных песчано-алевритовых отложений мощностью 60–65 м, которые были приняты в качестве стратотипа илекской свиты [4]. Палеонтологического обоснования они не имеют. В Региональной стратиграфической схеме меловых отложений юга Средней Сибири 1981 г. илекская свита на сопредельной территории, юго-западной окраине Чулымо-Енисейской впадины, фациально представлена мелководными озерно-лагунными отложениями и расчленена на палеонтологически обоснованные три подсвиты. В ходе геологической съемки м-ба 1:50 000 в центральной части Березовской мульды илекская свита также была расчленена литологически на три подсвиты. Здесь, в нижней и верхней подсвитах, П. А. Токарева определила пелециподы, соответственно, юрско-мелового и ранне-позднемелового возраста. По материалам спорово-пыльцевого анализа первоначально ввиду невыразительности видового состава все подсвиты относились к неокому. Позднее в результате проведенных исследований по сопоставлению палинокомплекса (*Aequitriradites verrucosus* (Cook. et Dett.) Cook. et Dett., *Foraminisporis asymmetricus* (Cook. et Dett.) Dett., *Gleicheniidites* spp., *Podocarpidites* spp., *Piceapollenites* spp., *Pinuspollenites* spp.) скв. К-6 (Березовская мульда) из нижней части разреза илекской свиты с комплексом палиностратиграфической шкалы севера Сибири уточнен возраст интервала разреза до раннего валанжина [6].

Свита широко развита и откартирована в бассейне рр. Чулым и Бол. Улуй в прибортовых частях Приаргинского и Кытатско-Шерчульского, а также в центральных частях Березовско-Назаровского и Гляденско-Сережского прогибов. Залегает с размывом на тяжинской свите. Граница между ними проводится по подошве желтоватых песчаников, реже с гравием, галькой кварца, кремней, алевролитов и аргиллитов, либо по появлению конгломератов, состоящих из гальки местных нижележащих пород и кварца, на слабом глинистом цементе с песчаным заполнителем. В составе свиты

песчаники и алевролиты с редкими прослоями аргиллитов, в нижней части – гравелиты и конгломераты.

Стратотип симоновской свиты (верхний мел, сеноман – турон)

В Приаргинском и Кытатско-Шерчульском мезозойских депрессионных прогибах южного крыла Тегульдетской впадины разрезы симоновской свиты были изучены геолого-съемочными работами в 1998–2001 гг. [2]. Свита слагает водоразделы рр. Чулым – Четь, Чулым – Бол. Улуй и Бол. Улуй – Бол. Кемчуг. Залегает несогласно на подстилающих породах нижнего мела и юры и с размывом перекрывается сымской свитой верхнего мела. Границы и объем симоновской свиты до сих пор четко не были определены. Изученные Л. А. Рагозиным (1935 г.) вблизи дер. Симоново разрезы по отдельным выходам аллювиально-озерных отложений, насыщенных хорошо сохранившимися растительными остатками сеноман-туронского возраста, которые до сегодняшнего дня рассматриваются в качестве стратотипа симоновской свиты, не имеют установленных нижней и верхней границ. Их мощность здесь 47 м. В результате геологического доизучения м-ба 1:200 000 листа O-46-XXXI (ГДП-200) ряд скважин (№№ 3, 5 и др.), пройденных на Четь-Чулымском и Чулым-Большеулуйском водоразделах, вскрыли ниже указанных отложений толщу аллювиально-озерных, иногда с признаками проточных болот, осадков, содержащих сеноман-туронский спорово-пыльцевой комплекс: *Stenozonotriletes radiatus* Chlon., *Osmundacidites granulatus* (Mal.) Chlon., *Taurocusporites reduncus* (Bolch.) Stover., *Appendicisporites insignis* (Mark.) Chlon., *A. tricostatus* (Bolch.) Pock. *Piceapollenites* spp., *Pinuspollenites* spp.

Аналогичные образования, вскрытые скв. 1 и 2, Н. Г. Шубина (1953 г.) [6] выделяла в кийскую свиту на основании полученных СПК альб-сеномана и апт-альба (?) (определения В. А. Попова). В стратотипе к кийской свите Л. А. Рагозин [4] и позднее А. Р. Ананьев [1] относили толщу пестроцветных бокситоносных отложений, сформировавшихся в условиях озерно-речного ландшафта и образованных за счет перемыва продуктов латеритного выветривания, мощность их в стратотипе не превышает 50 м.

Таким образом, на листе O-46-XXXI, мы наблюдаем единую толщу аллювиально-озерно-болотных отложений сеноман-туронского, возможно альб-сеноман-туронского возраста мощностью до 130 м, в которой можно выделить два мезоцикла. Полный разрез толщи с характерным сеноман-туронским палинокомплексом мощностью 132,7 м, получен нами в скв. 3 в инт. 169,2–36,5 м (рис. 2). Залегает на красноцветах илекской свиты и перекрывается с размывом сымской свитой сенона. На основании комплекса прямых и косвенных признаков данный разрез выделен нами в ранге гипостратотипа симоновской свиты с подразделением на две подсвиты. Нижняя граница проведена по появлению сероцветных, слабоугленосных отложений с зеленовато-серыми песчаниками, изобилующих галькой и гравием подстилающих пород, или конгломератами в основании; верхняя – по подошве галечно-гравийных кварц-кварцитовых отложений следующего ритма. Несогласная нижняя граница подтверждается выпадением из разреза позднего мезозоя осадков апта и низов альба. Следы предсимоновского перерыва устанавливаются и по косвенным признакам. С этим перерывом связано формирование пятнистоокрашенных пестроцветных, экзотических расцветок глин аргиллитоподобных, аргиллитов и алевролитов, мощность которых изменяется от 3 до 17 м. В основании разреза симоновской свиты продукты размыва и переотложения кор выветривания встречаются спорадически, и откартировать их на площади как самостоятельное геологическое тело не удается.



Рис. 2. Схема распространения меловых отложений в границах Чулымо-Енисейского фациального района

В симоновской свите присутствуют алевролиты, прослои аргиллитов (глин), песчаники, конгломераты. Характерной особенностью свиты является ее резкая фациальная изменчивость и присутствие обломков янтаря в песчаниках. Конгломераты мелкообломочные, гравелитистые светло-серые, иногда буроватые за счет ожелезнения. Галька и гравий размером от 0,5 до 3 см, угловатой и полуокатанной формы представлена кварцем, кремнями, каолинизированными и лимонитизированными породами, алевролитами и аргиллитами. Цементом служит плохо сортированный слабый песчано-алеврито-глинистый материал. Линзовидные прослои конгломератов кварц-кварцитового состава на крепком кремнистом цементе мощностью 1,5–3,0 м, которые можно принять в качестве локального маркирующего горизонта, обнаружены в нижней части верхнесимоновской подсвиты на водоразделе рр. Четь – Чулым и в береговых обнажениях р. Чулым (основание стратотипа симоновской свиты по Л. А. Рагозину).

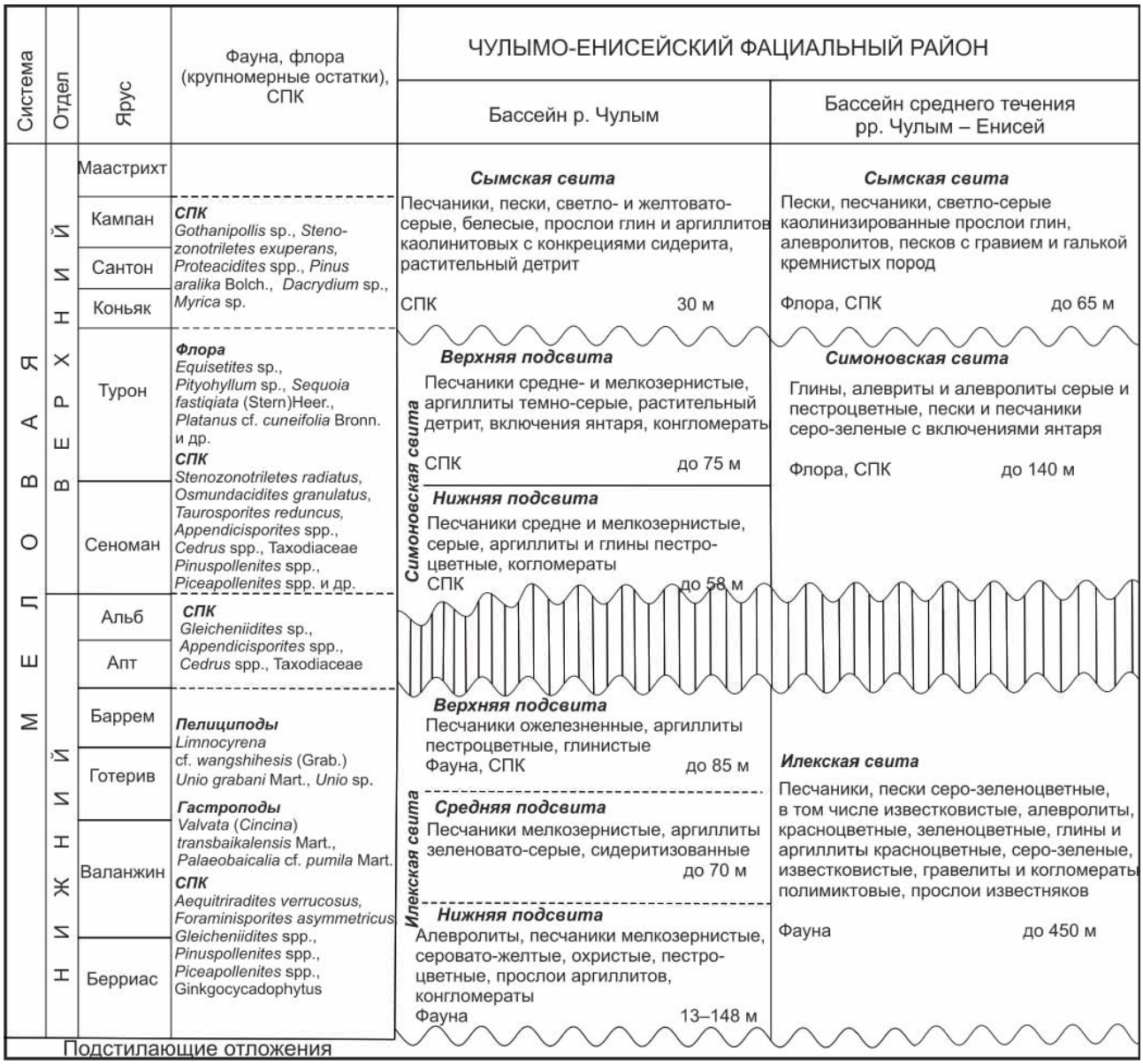


Рис. 3. Корреляционная стратиграфическая схема меловых отложений Красноярской части Чулымо-Енисейского фациального района Западно-Сибирской плиты

Предлагается в районе Четь-Чулым-Большеулуйского междуречья выделить стратотипический район распространения симоновской свиты, а скв. 3 рассматривать в качестве гипостратотипа (рис. 3). Кийская свита, установленная в соседнем районе со стратотипом на р. Кия) в юго-восточной (красноярской) части Западно-Сибирской плиты, как самостоятельное подразделение откартирована быть не может, так как только в отдельных разрезах пограничные слои нижнего и верхнего мела представлены переотложенными продуктами коры выветривания. Целесообразно объединение этих отложений в единое местное стратиграфическое подразделение – симоновскую свиту: было бы удобней для картирования и не противоречило фактическому материалу.

Список литературы

1. **Ананьев, А. Р.** Геология мезозойских отложений района деревни Усть-Серты на р. Кие [Текст] / А. Р. Ананьев. – Томск, 1948. – 68 с.

2. **Берзон, Е. И.** Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:200 000. Серия Минусинская. Лист O-46-XXXII (Козулька). Объяснительная записка [Текст] / Е. И. Берзон, В. Е. Барсегян, Т. А. Шаталина ; ред. Ю. С. Глухов. – М. : МПР РФ, 2001. – 123 с.

3. **Государственная** геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист O-46-Красноярск. Объяснительная записка [Текст] / В. К. Зуев [и др.] ; ред. Ю. С. Глухов. – СПб. : Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2009. – 500 с.

4. **Рагозин, Л. А.** Геологические исследования вдоль трассы Ачинск – Енисейск. Т. 1 [Текст] / Л. А. Рагозин. – Красноярск : ФГУ «КрТФГИ», 1935.

5. **Решения** 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири [Текст] / Отв. за выпуск Н. К. Могучева, Б. Н. Шурыгин, В. В. Сапьяник, О. С. Дзюба. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 2004. – 114 с.

6. **Шубина, Н. Г.** Материалы к государственной геологической карте СССР м-ба 1:200 000. Т. 1, 2 [Текст] / Н. Г. Шубина, М. Л. Абрамович, И. И. Павлова. – Красноярск : ФГУ «КрТФГИ», 1953.

7. **Pestchevitskaya, E. B.** Lower Valanginian palynostratigraphy of south-eastern regions of West Siberian: palaeoenvironment and vegetation reconstructions [Text] / E. B. Pestchevitskaya, I. V. Smokotina, G. E. Baykalova // Journal of Stratigraphy. – 2012. – Vol. 36, N 2. – P. 179–192.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЗОЯ СИБИРИ

И. В. Будников

ФГУП «СНИИГГиМС», Новосибирск

Верхнепалеозойские отложения, представленные полифациальными, сложно построенными песчано-алевритовыми толщами, формировавшимися в различных геодинамических и структурно-фациальных условиях, широко распространены в пределах Сибири.

Они слагают нижние части терригенных комплексов Кузбасса, чехла Сибирской платформы, где являются вместилищем огромных запасов каменного угля. Нефтегазоносные отложения карбона и перми широко распространены в пределах краевых прогибов, обрамляющих платформу с севера и востока, и развиты в складчатых поясах.

В пределах Ангарского материка в Тунгусской синеклизе верхнепалеозойские отложения относительно маломощны, они накапливались в так называемом внутриконтинентальном палеобассейне [4].

В краевых депрессиях платформы и в удаленных от центральной ее части разрезах Таймыра и Верхоянья мы имеем дело с древними осадками шельфовой зоны и глубоководной части палеобассейна, охарактеризованными морской фауной. В разрезах Западного Таймыра и западного склона Верхоянского хребта, наряду с морскими и прибрежно-морскими толщами, широко распространены прибрежно-континентальные отложения, в которых отмечается как морская фауна, так и флора. В пределах Вилюйской синеклизы это преимущественно дельтовые, на некоторых уровнях угленосные, реже прибрежно-континентальные толщи.

Мощные угленосные толщи Кузбасса формировались в прибортовой зоне палеобассейна, открывавшегося в северо-западном направлении.

Таким образом, Сибирь – это тот регион, где имеется реальная возможность для выявления основных аспектов терригенного седиментогенеза вообще и апробации существующих моделей формирования осадочных толщ на пассивных континентальных окраинах в частности.

В последние десятилетия геологи всего мира приходят к заключению, что без комплексной реконструкции условий накопления осадочных толщ в пределах всего осадочного палеобассейна, без знания обстановок седиментации, палеогеографии, палеогеоморфологии невозможно эффективное ведение поисков осадочных полезных ископаемых. Главной составляющей такого анализа являются комплексные стратиграфические исследования, включая биостратиграфический, морфоструктурный, вещественный, генетический и др. аспекты познания. Такое направление исследований, которое может быть названо *генетическим анализом,* помогает в раскрытии внутренней слоистой структуры одновременно разными методами, создании моделей развития палеобассейнов и, что самое главное, выявлении пространственно-временных закономерностей строения осадочных толщ.

Для успешного решения этой задачи необходимо было выбрать те разрезы, где наиболее полно запечатлена летопись верхнепалеозойского седиментогенеза. В Сибири таковыми являются разрезы Верхоянья и Таймыра.

Верхоянье, и в частности Западное Верхоянье, – это один из немногих регионов Северной Евразии, где в условиях пассивной континентальной окраины в каменноугольное (пенсильваний) и пермское время сформировалась мощная осадочная толща. Изучение ее позволяет нам выявить пространственно-временные закономерности строения осадочных образований, уверенно наметить этапность пермского седиментогенеза путем последовательного изучения литофациальных особенностей разрезов различных фациальных областей.

Верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья расчленены на ритмосвиты (мезоциклиты, секвенсы) или серии в новейших схемах карбона и перми Верхояно-Охотского субрегиона. По времени

они отвечают веку или двум векам. В стратотипической местности (разрезы восточного склона хребта и его присводовой части, характеризующие глубоководную часть палеобассейна) нижние части ритмосвит сложены тонкозернистыми породами, верхние – преимущественно песчаными дельтовыми и прибрежно-морскими. Эти нижняя и верхняя части получили в схеме ранг подсвит [12].

Каждая ритмосвита имеет характерный фациальный облик. В разрезах, характеризующих глубоководную часть палеобассейна, нижние подсвиты ритмосвит представлены преимущественно морскими алевролитами и аргиллитами, в которых отмечаются аммоноидеи, брахиоподы, двустворчатые моллюски, фораминиферы и другие беспозвоночные. Наиболее тонкозернистые породы фиксируются обычно в верхней части нижней трети ритмосвит или в их середине и приурочены к интервалам максимума подтопления (*maximum flooding surface – MFS),* характеризуемым «ацикличностью». В отложениях подножья континентального *склона* отмечаются гравититы, и в частности мелкие олистостромы и олистолиты (обломки угнетенных карбонатных биогермных построек) – так называемые рябчики.

Верхние части ритмосвит представлены здесь прибрежно-морскими песчаными отложениями и песчаными «клиньями» дельтового комплекса, охарактеризованными преимущественно двустворчатыми моллюсками и флорой. В целом каждая из ритмосвит отражает один из трансгрессивно-регрессивных этапов седиментогенеза в изученной части палеобассейна, на что указывает анализ последовательной смены фациальных обстановок по каждому из разрезов [8].

В разрезах западного склона хребта (бассейны р. Дянышки и правых притоков р. Тумара) структурные типы ритмосвит (мезоциклитов) стратотипической местности не просматриваются. Однако последовательная смена фациальных обстановок с востока на запад уверенно отражает «лицо» трансгрессивно-регрессивных этапов в данной части палеобассейна. Здесь во время максимума регрессий накапливались прибрежно-континентальные, авандельтовые преимущественно тонкозернистые осадки с редкими грубозернистыми врезами более высокодинамичных потоковых фаций. Поэтому большинство ритмосвит венчаются существенно тонкозернистыми породами лагун, эстуариев, пойм, прибрежных заболоченных озер, фиксирующихся тонкими прослоями глинистого угля. А наиболее грубозернистые осадки отмечаются в средней части верхних подсвит. Нижние подсвиты ритмосвит, сложенные здесь прибрежно-морскими существенно тонкозернистыми осадками, имеют значительно меньшие мощности по сравнению со стратотипической местностью [8].

В пределах наиболее прогнутой части Вилюйской синеклизы разрез представлен преимущественно грубозернистыми осадками. Трансгрессивные уровни здесь просматриваются не так ярко и проявляются отсутствием угленосности. Только наиболее мощные сакмарско-артинская и казанская трансгрессии представлены глинистыми «бассейновыми» фациями уровней MFS. Регрессивные уровни вышеохарактеризованных этапов проявлены более тонкозернистым составом пород и повышенной угленосностью.

В прибортовой зоне Тунгусской синеклизы мощности пермских толщ просто несоизмеримы (более чем на порядок) с разрезами Вилюйской синеклизы и тем более Верхоянья. Осадконакопление здесь происходило только в периоды MFS наиболее мощных трансгрессивных этапов. Именно поэтому в стратиграфических схемах этих районов отмечается масса региональных перерывов, приходящихся на периоды регрессий.

Таким образом, выяснено, что в большей степени грубозернистые отложения мощной дельты Палеовилюя через далеко вдающиеся в глубь палеобассейна клинья фронтальной части дельтового комплекса (в восточном направлении – закономерно переходят в преимущественно тонкозернистые отложения прибрежья и открытой части моря, формируя разрезы восточного склона Верхоянского хребта. Это типичная для пассивных континентальных окраин модель накопления осадочных образований большинства известных складчатых поясов.

В разрезах верхнего палеозоя восточного склона и присводовой части Западного Верхоянья это явление четко фиксируется по структурному, вещественному и генетическому аспектам изучения осадочных образований. Оно связано с возвратно-поступательным движением береговой линии в результате эвстатических колебаний уровня моря на фоне постепенного выдвижения фронтальной части дельты в глубь палеобассейна и заполнения его осадочным материалом [2, 5, 6, 8].

Эта модель сидиментации, выявленная Н. А. Головкинским более 130 лет назад при изучении пермских отложений Волго-Уральской провинции и около 50 лет назад положенная в основу создания ритмостратиграфической схемы, по которой проведено среднемасштабное геологическое картирование Верхоянья [1, 9], дала ключ к пониманию процесса цикличности осадконакопления и наряду с палеонтологическими данными позволила построить строго иерархичную, логичную в генетическом смысле стратиграфическую основу верхнего палеозоя Сибири.

Данная закономерность прослеживается в терригенных разрезах практически всех регионов Сибири, где имеется осадкоемкое пространство, на краях кратонов, в частности по периферии Ангарского

материка, в разрезах Таймыра, Кузбасса и др. С теми или иными особенностями она характерна для всех систем, по крайней мере, отчетливо видна при изучении верхнепалеозойских и мезозойских отложений Сибири.

Анализ имеющегося материала позволяет выделить более мелкие разноранговые этапы, нежели ритмосвиты (серии), и три более крупных этапа (макроциклита) в объеме среднего – верхнего карбона (пенсильвания) и двух обоснованно существовавших отделов пермской системы прежней российской немодернизированной шкалы. Эти этапы прослеживаются и закартированы не только в пределах Средней и Восточной Сибири, но и в разрезах всего мира, что подтверждает глобальную естественно-геоисторическую их природу [3].

Регрессивные фазы данных этапов:

– преимущественно песчаные толщи с редкой угленосностью в пределах западного склона Верхоянского хребта и в Лено-Анабарском прогибе,

– существенно угленосные (тарагайская и харбалахская) толщи в Вилюйской синеклизе,

– верхи дегалинской, угленосные уровни верхних подсвит бургуклинской и катской свит и их аналогов в разрезах Сибирской платформы,

– угленосные уровни в верхах кольчугинской серии, верхнебалахонской и нижнебалахонской подсерий в Кузбассе,

– время перерывов осадконакопления в прибортовых зонах Тунгусской синеклизы.

Трансгрессивные фазы этапов:

– мощные глинистые фаунистические охарактеризованные и широко прослеживающиеся тиксинская, эчийская свиты и нижняя подсвита деленжинской ритмосвиты и их аналоги в пределах Верхояно-Охотской провинции,

– мощные глинистые (нижняя часть тустахской и низы верхнекожевниковской) свит Лено-Анабарского прогиба и их аналогов,

– преимущественно безугольная, в нижней части существенно глинистая, а в верхней песчаная чочоская и в большей степени песчаная слабоугленосная кубалангдинская толща Вилюйской синеклизы,

– лапчанская, ботуобинская ахтарандинская свиты и их аналоги в пределах востока Тунгусской синеклизы,

– преимущественно безугольные и в большей степени «мористые» евсеевская и каезовская; верхи алыкаевской и промежуточная кузнецкая свиты Кузнецкого бассейна.

С уровнями максимумов широкомасштабных трансгрессий связаны значительные изменения в составе фаунистических ассоциаций, и в частности аммоноидей, что подтверждает одновременность седиментологических и биотических событий. Этот факт дает нам основание говорить о данных уровнях, как о глобальных хроностратиграфических реперах [7, 10, 11]. Изучение комплексов флоры из разрезов различных районов ангарского материка «зажатых» между комплексами бореальной фауны дало возможность более точно их датировать.

Важно отметить, что граница между вновь выделенными биармийским и татарским отделами модернизированной шкалы перми России совпадает с границей деленжинской и дулгалахской серий или ритмосвит Верхоянья. Этот факт свидетельствует о том, что биармийский и татарский отделы – крупные овеществленные трансгрессивно-регрессивные этапы, имеющие ту же природу образования, что и приуральский отдел, но ранг этих вновь выделенных подразделений ниже приуральского, как, кстати, и отделов пенсильвания. Об этом совершенно однозначно свидетельствуют несоизмеримость продолжительности данных эпох, соответственно, и мощностей накопившихся осадков, а также различная возможность прослеживания данных подразделений по латерали, значит, и их картирования, особенно в платформенных районах не только Сибири.

При этом изученные в Верхоянье разрезы приуральского отдела пермской системы четко подразделяются на два овеществленных трансгрессивно-регрессивных этапа (серии, ритмосвиты), эчийскую и тумаринскую. Эти подразделения имеют тот же ранг и ту же причину образования, что региональные аналоги биармийского и татарского отделов. Иерархические различия трех отделов перми новой ОСШ четко выявляются и биостратиграфическими данными по Верхоянью [10]. Исходя из вышеизложенного, в результате проведенной модернизации шкалы пермской системы России мы получили три разноранговых подразделения. Именно поэтому, следуя логике (концепции) естественно-геоисторической природы крупных стратиграфических подразделений (систем, отделов, ярусов), нужно вернуться к двучленному делению пермской системы или выделить в ней четыре отдела, подвергнув модернизации приуральский отдел.

Полученные материалы позволили нам выполнить палеогеографические реконструкции Сибирской платформы и ее обрамления. Выбор уровней палеогеографических реконструкций является весьма ответственным этапом исследований. Как правило, он обусловлен разрешающей способностью биостратиграфического метода.

К примеру, в «Атласе литолого-палеогеографических карт СССР», изданном в 1967–1969 гг. под редакцией А. П. Виноградова, карты отстроены в лучшем случае на ярус или на два-три. Сейчас становится все более очевидным, что ярусы и отделы систем в большинстве случаев – овеществленные естественно-геоисторические трансгрессивно-регрессивные этапы. Значит, палеогеографические схемы даже на ярус отражают какой-то усредненный древний ландшафт, будто бы неизменный на протяжении примерно 5–12 млн лет.

Для того чтобы увидеть динамику развития палеобассейна, нужно как минимум показать уровень максимума трансгрессии и максимума регрессии одного ранга. В данном случае нами отстроены палеогеографические схемы на достаточно большую территорию, где на северо-востоке реконструируется морской бореальный палеобассейн, а на западе осадконакопление происходило в платформенных условиях внутриконтинентального палеобассейна. Наши сегодняшние знания позволяют, в качестве примера такого подхода, остановить выбор на двух уровнях максимумов трансгрессии раннепермской и среднепермской эпох, которые практически всеми признаются и хорошо прослеживаются в пределах изученной территории. Это сакмарский (эчийское, клинтайгинское время) и казанский (раннеделенжинское, раннепеляткинское время) века.

В качестве двух регрессивных уровней нами выбраны уровни максимумов нижне- и верхнепермского угленакопления, очень отчетливо прослеживающиеся практически во всех угленосных бассейнах, включая Тунгусский, Кузнецкий и др., и синхронные им уровни регрессии Верхоянского и Таймырского палеобассейнов. Это позднекунгурское (позднетумаринское, позднебургуклинское) время и северодвинский век (позднедулгалахское, позднедегалинское время).

Список литературы

1. **Андрианов, В. Н.** Верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья [Текст] / В. Н. Андрианов. – М. : Наука, 1966. – 133 с.

2. **Будников, В. И.** Верхоянский складчатый пояс – ключевой регион для решения основных проблем стратиграфии верхнего палеозоя Сибири [Текст] / В. И. Будников, В. С. Гриненко, А. Г. Клец // Отечественная геология. – 1994. – № 8. – С. 42–46.

3. **Будников, В. И.** Главные этапы позднепалеозойского осадконакопления в Верхоянской геосинклинали и на Сибирской платформе [Текст] / В. И. Будников // Проблемы геологии и нефтегазоносности верхнепалеозойских и мезозойских отложений Сибири. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 1984. – С. 97–105.

4. **Будников, В. И.** Закономерности осадконакопления в карбоне и перми запада Сибирской платформы [Текст] / В. И. Будников. – М. : Недра, 1976. – 135 с. – (Тр. СНИИГГиМС ; вып. 183).

5. **Будников, В. И.** Обоснование корреляции морских и континентальных отложений Сибири на основе анализа закономерностей седиментогенеза осадочных толщ [Текст] / В. И. Будников // Формационный анализ в геологических исследованиях. – Томск : Изд-во ТГУ, 2002. – С. 26–29.

6. **Будников, В. И.** Принципы и результаты изучения цикличности осадконакопления верхнепалеозойских отложений Верхоянского палеобассейна [Текст] / В. И. Будников // Теоретические и методологические вопросы седиментационной цикличности и нефтегазоносности. – Новосибирск : Наука, 1988. – С. 106–113.

7. **Клец, А. Г.** Верхний палеозой окраинных морей Ангариды [Текст] / А. Г. Клец. – Новосибирск : Акад. изд-во «Гео», 2005. – 241 с.

8. **Модель** формирования верхнепалеозойских отложений востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления [Текст] / В. И. Будников, В. С. Гриненко, А. Г. Клец [и др.] // Отечественная геология. – 2003. – № 6. – С. 86–92.

9. **Обоснование** детальной стратиграфической шкалы пермских отложений Западного Верхоянья [Текст] / В. Н. Андрианов, Ю. Н. Петров [и др.] // Стратиграфия, палеонтология и литология осадочных формаций Якутии. – Якутск, 1975. – С. 50–94.

10. **Проблема** использования модернизированной ОСШ пермской системы в Верхоянье [Текст] / Р. В. Кутыгин, В. И. Будников, А. С. Бяков, А. Г. Клец // Верхний палеозой России: стратиграфия и палеонтология : Матер. Всерос. конф. – Казань : Изд-во КГУ, 2007. – С. 180–183.

11. **Событийные** уровни в среднем карбоне – ранней перми Верхоянья и региональная стратиграфическая схема [Текст] / А. Г. Клец, В. И. Будников, Р. В. Кутыгин, В. С. Гриненко // Тихоокеанская геология. – 2001. – Т. 20, № 5. – С. 45–57.

12. **Схема** пермских отложений Верхояно-Охотского субрегиона [Текст] / В. И. Будников, Р. В. Кутыгин, А. Г. Клец [и др.] // Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России. – СПб. : ВСЕГЕИ, 2009. – С. 98–110, 127–145.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ГЕОДИНАМИКА АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

М. М. Буслов
ИГМ СО РАН, НГУ, Новосибирск

В последние десятилетия складчатые сооружения Центральной Азии, расположенные между Восточно-Европейским, Сибирским, Таримским и Северо-Китайским кратонами, охарактеризованы как аккреционно-коллизионные, сформированные из фрагментов коры Палеоазиатского океана, островных дуг и микроконтинентов. Исходя из аналогии строения современных конвергентных границ океанических и континентальных плит и линейных складчатых областей, протягивающихся на многие тысячи километров, проводились попытки выделения маркирующих структурных единиц (фронтальных частей островных дуг, офиолитовых сутур, высокобарических метаморфических поясов), которые позволили бы в мозаике блоков Центральной Азии оконтурить палеотектонические зоны и выявить геодинамику и этапы формирования складчатых сооружений региона относительно окружающих кратонов. В связи с этим складчатые зоны, окружающие кратоны, рассмотрены как их окраинно-континентальные геодинамические комплексы.

Так в работах [3, 4, 7, 9, 10, 12] выделяют несколько разновозрастных аккреционно-коллизионных зон, образованных в течение венда – раннего карбона последовательным присоединением к Сибирскому континенту островных дуг, микроконтинентов и океанических поднятий. Согласно модели [11], в истории Палеоазиатского океана существовала единая венд-палеозойская субдукционная зона, над которой по обрамлению Восточно-Европейского и Сибирского кратонов сформировались дуги, Кипчак и Тувино-Монгольская соответственно. В течение палеозоя в результате дрейфа и вращения Сибирского и Восточно-Европейского континентов произошли деформации дуги, выраженные в формировании изгибов и крупноамплитудных сдвигов.

В работе [2] в рамках взаимосвязи геодинамических процессов в Центрально-Азиатском складчатом поясе и на Сибирской платформе проведено первое обобщение в изучении геохимических и изотопно-геохимических характеристик неопротерозой-палеозойских осадочных серий с целью синхронизации осадконакопления в бассейнах различного типа в пределах как платформы, так и складчатого пояса. Это позволило на основе реконструкций геодинамических обстановок седиментогенеза отдельных осадочных бассейнов более корректно проследить развитие орогенных структур, окружающих Сибирский континент. Показано, что в решении вопросов тектонического районирования наиболее обобщающей является схема, приведенная в статьях [1, 5, 6, 9]. Она включает в себя перечисленные выше достижения в тектоническом районировании Центрально-Азиатского складчатого пояса и фокусируется на выделении каледонской Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянско-Ольхонской сутурно-сдвиговой зоны, разделяющей Алтае-Саянскую складчатую область на два крупных сегмента. Северный сегмент включает окраинно-континентальные комплексы пород Сибирского континента, южный – Казахстанско-Байкальского составного континента с ювенильным и смешанным типами коры соответственно. В строении сутурно-сдвиговой зоны принимают участие фрагменты позднедокембрийско-раннеордовикской океанической коры Обь-Зайсанского бассейна, ордовикские голубые сланцы и кембро-ордовикские турбидиты, среднепалеозойские метаморфические породы зон смятий.

На Алтае-Саянском регионе выделены следующие тектонические элементы, характерные для Центрально-Азиатского складчатого пояса в целом [1, 5, 6, 9]:

1. Венд-палеозойские окраинно-континентальные комплексы западной части Сибирского континента (в современных координатах), состоящих из вендско-кембрийской Кузнецко-Алтайской островной дуги, комплексов пород ордовикско-раннедевонской пассивной окраины и девонско-раннекарбоновой активной окраины. В аккреционных клиньях островной дуги широко представлены фрагменты вендско-раннекембрийской океанической коры, состоящей из офиолитов и палеоокеанических поднятий. На западной окраине Сибирского континента отсутствуют докембрийские континентальные блоки Гондваны, что предполагает ее формирование на конвергентной границе Палеопацифики.

2. Казахстанско-Байкальский составной континент, фундамент которого сформирован в венде – кембрии в результате субдукции плиты Палеоазиатского океана, включающей докембрийские микроконтиненты и террейны Гондванской группы, под Казахстанско-Тувинско-Монгольскую островодужную систему, обрамляющую Сибирский континент с юго-востока (в современных координатах). Субдукция и последующая коллизия микроконтинентов и террейнов с островной дугой привели к консолидации земной коры и формированию фундамента составного континента. В раннем – среднем палеозое он был отделен от Сибирского континента Обь-Зайсанским океаническим бассейном.

3. Ранне-среднепалеозойская Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянско-Ольхонская сутурно-сдвиговая зона, разделяющая окраинно-континентальные комплексы Сибирского и Казахстанско-Байкальского континентов. В ее состав входят Чарышско-Теректинский, Улаганский, Северо-Саянский, Борусский и Куртушибинский сегменты, разделенные поперечными позднепалеозойскими разломами, включающие поздневендско-раннеордовикскую океаническую кору, ордовикские голубые сланцы и кембро-ордовикские турбидиты, ордовикско-силурийские коллизионные граниты. В восточном сегменте, в Туве и Прибайкалье сутурно-сдвиговая зона представлена глубоко метаморфизованными породами Сангиленской и Ольхонской сдвиговых зон, включающих также сильно деформированные фрагменты океанической коры. В раннем – позднем палеозое по сутурной зоне происходило смещение континентальных масс Казахстанско-Байкальского континента на запад вдоль юго-восточной окраины Сибирского с постепенным закрытием Обь-Зайсанского океанического бассейна.

4. Позднепалеозойские покровно-сдвиговые и сдвиговые зоны. Они формируют орогенический коллаж террейнов, образованный в позднем девоне – раннем карбоне при трансформной аккреции с последующей коллизией Казахстанско-Байкальского составного континента с Сибирским, создавшей единый Северо-Азиатский континент, и в позднем карбоне – перми при столкновении Восточно-Европейского континента с Северо-Азиатским.

Позднепалеозойские крупноамплитудные сдвиги (см. рисунок), связанные с коллизией Восточно-Европейского, Сибирского и Казахстанско-Байкальского континентов, во многом нарушили первичные соотношения, в связи с чем древние структуры различных континентов перемешаны друг с другом, что создало трудности в интерпретации палеогеографической, палеотектонической и палеогеодинамической зональностей Центрально-Азиатского складчатого пояса, в том числе Алтае-Саянского региона.

В результате коллизий окраины Сибирского и Восточно-Европейского континентов и весь Казахстанско-Байкальский составной континент разделились сдвигами и сопряженными надвигами на множество террейнов, внутри которых сохранились фрагменты салаирской и каледонской складчатостей. Они характеризуют аккреционно-коллизионные орогены, сформированные в обстановках активных окраин, и коллизионные орогены, образование которых происходило в сложных взаимодействиях между коллидирующими континентами, обусловленных сменой направлений конвергенции вмещающих их тектонических плит.

Наиболее ярко проявились разломные структуры позднекарбоново-пермской коллизии составного Восточно-Европейского континента с Северо-Азиатским континентом. Результаты коллизии выявлены на всей территории Алтае-Саянской области от восточного Казахстана до Байкальского региона (более 1500 км). Они сопровождались левосторонними перемещениями вдоль Чарской, Иртышской, Северо-Восточной, Телецко-Башкаусской и Шапшальской разломных зон, Главного Саянского разлома, а также формированием надвиговых структур на Горного Алтае, Западных Саянах и Тункинских гольцах Восточного Саяна. Амплитуда движений по сдвигам уменьшается в восточном направлении от нескольких тысяч километров до первых сотен-десятков километров. Региональные позднекарбоново-пермские сдвиги северо-западного простирания разделили субширотную каледонскую Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянско-Ольхонскую сутурно-сдвиговую зону на ряд сегментов [1, 5, 6, 9].

На основе новых геологических и геохронологических данных (Ar-Ar датированием синтектонических слюд разломных зон и U-Pb датированием обломочных цирконов осадочных толщ) показано [9], что в пределах Алтае-Саянской складчатой области широко развиты позднепалеозойские покровно-складчатые и покровно-сдвиговые структуры, представленные Каимской, Чарышско-Теректинской, Телецко-Курайской, Улаганской, Северо-Саянской, Борусской и Куртушибинской зонами, окружающие автохтон, сложенный фрагментом вендско-раннекарбоновых окраинно-континентальных комплексов пород Сибирского континента различной геодинамической природы. В позднепалеозойских аллохтонах и автохтоне сохранились фрагменты ранних этапов складчатости.

Так, на Горном Алтае позднепалеозойские покровы оконтуривают автохтонную структуру, сложенную фрагментом вендско-кембрийской Кузнецко-Алтайской островной дуги, включающей аккреционные клинья Бийско-Катунской и Курайской зон, покровно-складчатые деформации в которых проявились в позднем докембрии, т. е. соответствуют салаирской складчатости. В свою очередь салаирская покровно-складчатая структура стратиграфически перекрыта мощным, достигающим 15 км, стратифицированным комплексом пород Ануйско-Чуйской зоны, в которой среднекембрийско-раннедевонские образования преддугового прогиба и пассивной окраины имеют мощность до 8–10 км. Они несогласно перекрываются ранне-среднедевонской вулканогенно-осадочной толщей мощностью до 3 км. Выше с базальными конгломератами в основании залегают верхнеживетско-франские осадочные породы мощностью более 2 км. Завершает разрез фаменско-визейская моласса мощностью около 750 м, трансгрессивно перекрывающая ранне- и среднедевонские образования. Таким образом, Ануйско-Чуйская зона Горного Алтая является уникальным объектом, в котором запечатлена почти

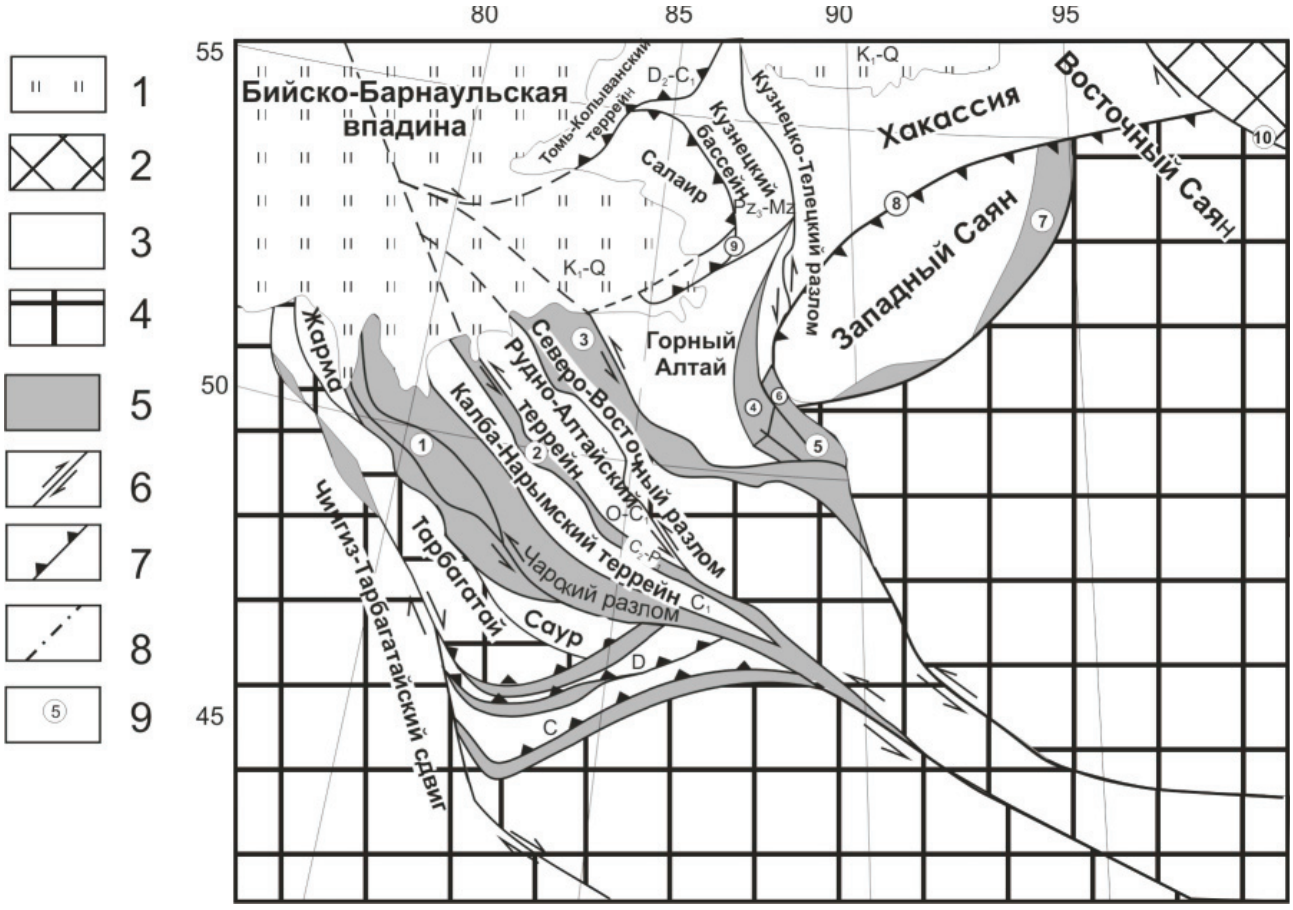


Схема позднепалеозойской сдвигово-надвиговой террейновой структуры Восточно-Казахстанской и Алтае-Саянской областей

1 – кайнозойские впадины; 2 – Сибирский кратон; 3 – сдвиговые террейны, оторванные от Сибирского континента; 4 – Казахстанско-Байкальский составной континент; 5 – зоны смятий; 6 – направления смещения по сдвигам; 7 – направления погружения надвигов; 8 – предполагаемое положение разломов; 9 – номера разломных структур (1 – Чарская, 2 – Иртышская, 3 – Чарышско-Теректинская, 4 – Курайская, 5 – Телецкая, 6 – Улаганская, 7 – Куртушибинская, 8 – Северо-Саянская, 9 – Каимская, 10 – Главный Саянский разлом)

непрерывная геологическая история длительностью около 200 млн лет (от 520 до 320 млн лет), характеризующая эволюцию окраинно-континентальных геодинамических комплексов Сибирского континента. Моласса и несогласие в ее основании фиксируют крупную позднепалеозойскую складчатость, которая интенсивно проявлена в деформациях краевых частей Ануйско-Чуйской зоны, а также в Бийско-Катунской и Курайской зонах, вблизи ограничивающих их Каимской, Чарышско-Теректинской и Телецко-Курайской покровно-сдвиговых структур. Учитывая, что Каимская надвиговая зона, ограничивающая с юга структуры Салаира, сложена вендско-раннекембрийскими тектоническими пластинами океанической коры (офиолитами и палеоокеаническими островами) и олистостромами, то следует предполагать, что в результате проявления позднепалеозойских надвигов на поверхность выведены фрагменты аккреционного клина, перекрытые до этого палеозойским чехлом вулканогенно-осадочных образований Ануйско-Чуйской зоны. При такой интерпретации вендско-кембрийские образования Каимской зоны и Салаира, Бийско-Катунской и Курайской зон являются частями единой раннекаледонской аккреционно-коллизионной структуры Кузнецко-Алтайской островной дуги Сибирского континета [9].

Возрасты детритовых цирконов из различных возрастных уровней (от позднего кембрия до карбона) Ануйско-Чуйской зоны свидетельствуют, что основным их источником являлись позднедокембрийско-раннеордовикские магматические породы Кузнецко-Алтайской островной дуги и в меньшей мере среднеордовикские плюмовые магматические породы Кузнецко-Батеневского ареала северной части Алтае-Саянской складчатой области. Малую долю составляют палеопротерозойские цирконы, которые могли быть принесены с Сибирского кратона.

Во многом отличаются популяции цирконов из чермашанской позднекарбоновой молассы юго-восточного Алтая. В них обнаружены цирконы, представляющие продукты разрушения пород Чарыш-

ско-Теректинско-Саянско-Улаганско-Ольхонской сутурно-сдвиговой зоны и Казахстанско-Байкальского составного континента.

В Западных Саянах поздневендско-раннеордовикская океаническая кора, ордовикские голубые сланцы и позднекембрийско-раннеордовикские турбидиты Северо-Саянской, Борусской и Куртушибинской зон формируют фрагменты единого складчатого покровного сооружения, налегающего на среднепалеозойские породы сложнодеформированной Центрально-Саянской зоны – аналогах Ануйско-Чуской зоны Горного Алтая.

Список литературы

1. **Буслов, М. М.** Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов [Текст] / М. М. Буслов // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52, № 1. – С. 66–90.

2. **Взаимосвязь** магматических, осадочных и аккреционно-коллизионных процессов на Сибирской платформе и ее складчатом обрамлении [Текст] / Н. Л. Добрецов, М. М. Буслов, Й. Де Граве, Е. В. Скляров // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54, № 102. – С. 1451–1472.

3. **Геодинамика** палеозойских океанов Центральной Азии [Текст] / А. Н. Диденко, А. А. Моссаковский, Д. М. Печерский [и др.] // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35, № 78. – С. 59–75.

4. **Геодинамическая** карта западной части Палеоазиатского океана [Текст] / Н. А. Берзин, Р. Г. Колман, Н. Л. Добрецов [и др.] // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35, № 7–8. – С. 8–28.

5. **Добрецов, Н. Л.** О проблемах геодинамики, тектоники и металлогении складчатых поясов [Текст] / Н. Л. Добрецов, М. М. Буслов // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52, № 12. – С. 1911–1926.

6. **Добрецов, Н. Л.** Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии [Текст] / Н. Л. Добрецов, М. М. Буслов // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48, № 1. – С. 93–108.

7. **Зоненшайн, Л. П.** Тектоника литосферных плит территории СССР [Текст] / Л. П. Зоненшайн, М. И. Кузьмин, Л. М. Натапов. – М. : Недра, 1990. – (Т. 1. – 327 с ; Т. 2. – 334 с.).

8. **Роль** сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей [Текст] / М. М. Буслов, Т. Ватанабе, Л. В. Смирнова [и др.] // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 1–2. – С. 49–75.

9. **Тектоника** и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области [Текст] / М. М. Буслов, Х. Джен, А. В. Травин [и др.] // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54, № 1–2. – С. 1600–1628.

10. **Центрально-Азиатский** складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования [Текст] / А. А. Моссаковский, С. В. Руженцев, С. Г. Самыгин, Т. Н. Хераскова // Геотектоника. – 1993. – № 6. – С. 3–33.

11. **Sengor, A. M. C.** Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia [Text] / A. M. C. Sengor, B. A. Natal'in, V. S. Burtman // Nature. – 1993. – Vol. 364. – P. 299–307.

12. **Tectonic** models for accretion of the Central Asian orogenic belt [Text] / B. F. Windley, D. Alexeiev, W. J. Xiao [et al.] // Journal of the Geological Society, London. – 2007. – Vol. 164. – P. 31–47.

ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЗДНЕГО КАЙНОЗОЯ СИБИРИ

В. С. Волкова[1], А. Г. Головина[2], О. Б. Кузьмина[1]

[1]ИНГГ СО РАН, Новосибирск
[2]ФГУП «СНИИГГиМС», Новосибирск

В последние годы в связи с совершенствованием методов картографирования при изучении некоторых разрезов континентальных отложений Западной и Средней Сибири возникают проблемы при составлении серийных легенд для листов Госгеолкарты-200 и Госгеолкарты-1000 и подготовке к изданию других геологических карт различного содержания как для северных (арктических) районов Сибири, так и для южных. Следует отметить, что составление стратиграфических схем позднего кайнозоя (особенно для рыхлых континентальных отложений палеогена, неогена и четвертичного периода) имеет большое практическое значение для районов Сибири, в которых ведется строительство автомобильных дорог, железнодорожных путей и других социальных объектов, а также осваиваются нефтегазоносные провинции. Примером могут служить территории Ямала, Тазовского полуострова. Здесь при восстановлении железнодорожного полотна Салехард – Надым – Игарка и строительстве Ноябрьска были использованы четвертичные камы – отложения последнего (ермаковского) позднечетвертичного оле-

денения. Совершенствование стратиграфической основы нового поколения должно осуществляться с позиции преемственности и учета всех накопленных данных, а также с учетом имеющихся недоработок, путем последовательного, все более детального расчленения кайнозойских отложений, изучения характера залегания, состава подстилающих пород, литологии, минералогии, физико-механических свойств и всех вмещающих органических остатков. Большую роль должны играть методы абсолютной геохронологии, что позволит проводить более точные реконструкции палеогеографических и палеоклиматических обстановок.

В последние годы коллективами геологов разных организаций были составлены следующие стратиграфические схемы: в 2000 г. – унифицированная региональная схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины (ЗСР) [11], в 2001 г. – схема неогеновых и палеогеновых отложений ЗСР [12], в 2010 г. – схема расчленения четвертичных отложений Средней Сибири и Таймыра [13]. Они были рассмотрены на рабочих совещаниях, на бюро комиссий СибРМСКА и утверждены МСК России с рекомендацией к изданию. Все схемы были изданы СНИИГГиМС, в тот период они считались валидными. Они сопровождались данными по разнообразным органическим остаткам (млекопитающие, пресноводные и морские моллюски, фораминиферы, остракоды, пыльца, споры, диатомеи, карпоиды), данными физических методов датирования (радиоуглеродный анализ, ТЛ, ЭПР), кроме того, широко были использованы данные палеомагнитного анализа. Тем не менее имеющийся материал не позволил до конца решить все проблемы стратиграфии позднего кайнозоя. В дополнительном изучении нуждается стратиграфия неогеновых отложений и их палеонтологическая характеристика на Арктическом побережье, на приморских низменностях Ямала, Гыдана, Тазовского полуострова, на шельфе и островах Карского моря, в бассейне нижнего течения р. Лена, Таймыр. Требуют доизучения и отложения кочковского горизонта и их аналоги на юге равнины, а также мыскаменской свиты Обского севера, туруханской свиты в долине Енисея. Большой интерес представляет изучение осадков неогена в переуглубленных и погребенных долинах на севере и юге равнины. При расчленении четвертичных отложений севера равнины геологи из Тюменского геологического управления настаивали на использовании литостратиграфического (с выделением литоциклов) метода, который не был одобрен МСК. Мы считаем, что все особенности расчленения континентальных осадков кайнозоя следует обсудить на последующих совещаниях при составлении стратиграфических схем нового поколения. В настоящем сообщении хотим остановиться на двух проблемах – границе олигоцена и неогена и границе и объеме четвертичной системы. Последняя проблема была затронута на 33-м Международном геологическом конгрессе в Норвегии.

В стратиграфической схеме неогена и палеогена [12] верхняя граница олигоцена проведена по основанию отложений абросимовского горизонта (нижний миоцен). В последние годы получен новый фактический материал по неогену центральной и южной частей Западно-Сибирской равнины [7]. Новые данные подтвердили, что пока нет полного единого разреза абросимовского горизонта. В скважине у с. Екатерининское на р. Иртыш условно вскрыты отложения стратотипа абросимовского горизонта [9]. Здесь отложения имеют палинологическую характеристику, по составу близкую к туртасской свите верхнего олигоцена. К. А. Меркулова [8], изучавшая пыльцу и споры, первая сделала заключение, что часть абросимовского горизонта еще следует относить к хаттскому ярусу, то есть включать его в состав верхнего олигоцена. В настоящее время такого же мнения придерживается О. Б. Кузьмина, впервые обнаружившая комплекс пресноводных (лагунных) диноцист в нижней части абросимовской свиты, состав которого мало отличается от комплекса журавского горизонта. В связи с этим пересматриваются данные палеомагнитного анализа [6]. Резкая перестройка растительных сообществ происходит на границе абросимовского и бещеульского горизонтов, поэтому целесообразнее было бы проводить границу между олигоценом и неогеном по основанию бещеульского горизонта, который представлен песчаными породами, содержащими спорово-пыльцевые спектры, резко отличающиеся от олигоценовых. Для решения проблемы этой границы следует продолжить изучение характера распределения диноцист в разрезе олигоценовых – миоценовых отложений по всей Западной Сибири.

Большие изменения произошли в структуре стратиграфической схемы неогена. В настоящее время нижний рубеж четвертичной системы понижен. В ее состав из неогена включены отложения гелазского яруса. В Западной Сибири рубеж находится в отложениях кулундинского горизонта, который охарактеризован подпуск-лебяжьинским комплексом крупных млекопитающих [3]. Этот комплекс представляет собой Западно-Сибирский вариант хапровского фаунистического комплекса В. И. Громова, сопоставляемого с верхним акчагылом Каспийской шкалы (начальная фаза верхнего виллафранка) [10]. В Западной Сибири (Ишимский, Барабинский, Кулундинский районы и частично Предалтайская равнина) в это время сформировалась толща осадков мощностью более 100 м. Палеоботанические данные указывают на относительное похолодание климата [1, 2, 4]. Кулундинский горизонт в состав

верхнего плиоцена входит лишь частично [12]. В полном объеме кулундинский горизонт по Международной шкале соответствует позднему занклию, пьяченскому и гелазскому ярусам и охватывает палеомагнитные ортозоны Гаусс-Матуяма [6]. Однако сопоставление внутриконтинентальных отложений этого горизонта с ярусами Международной шкалы, установленными по рубежам развития морских групп фауны, представляет большую проблему, связанную с корреляцией отложений и объемов ярусов. Ряд свит сопоставлен с ярусами условно (например, звенигородская, чановская, кулундинская свиты, яровские пески – пьяченский ярус). Очень плохо на территории Западной Сибири представлены отложения гелазского яруса. Лучше сохранились отложения кочковского горизонта, включающего каргатскую и убинскую свиты. Условия формирования свит различны. В настоящее время нижняя граница квартера проводится по основанию гелазского яруса на уровне 2,58 млн лет. Однако вопрос об объеме кулундинского горизонта и входящих в него свит окончательно не решен. По решению МСК государственная геологическая карта N-44 (Новосибирск, м-б 1:1 000 000, третье поколение) составлена по новым требованиям. В ней эоплейстоцен также делится на два звена. Нижнее звено – кулундинский горизонт, верхнее – кочковский горизонт с делением последнего на два подгоризонта: нижний и верхний кочковский. Следует отметить, что палеогеографическая и палеоклиматическая обстановки времени накопления обоих подгоризонтов различны. Нам представляется, что каргатский горизонт имеет более древний возраст, осадки его следует включить в кулундинский горизонт. Пожалуй, следует согласиться с мнением Ю. Б. Гладенкова [5], который считает, что в первую очередь необходимо изучать стратиграфическую последовательность состояний былых биосфер и палеоэкосистем: «Биосферная стратиграфия может приблизить настоящую стратиграфию к решению одной из крупнейших задач общей геологии – естественной периодизации геологической истории Земли». Ряд проблем возник и в периодизации отложений четвертичной стратиграфии. В отличие от четвертичной стратиграфии европейской части России трудности возникли в детализации схемы и привязке геологических тел к ступеням и стадиям изотопно-кислородной шкалы, особенно древнее МИС-5. Указанные проблемы необходимо будет иметь в виду при составлении стратиграфических схем кайнозойских отложений нового поколения.

Список литературы

1. **Волкова, В. С.** Становление бореального климата в позднем кайнозое Северной Азии [Текст] / В. С. Волкова // Позднекайнозойская геологическая история севера аридной зоны : Матер. междунар. симп. – Ростов-на-Дону : Изд-во ЮНЦ РАН, 2006. – С. 47–50.

2. **Волкова, В. С.** Стратиграфия и тренд палеотемператур в палеогене и неогене Западной Сибири (по данным палинологии) [Текст] / В. С. Волкова // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52, № 7. – С. 906–915.

3. **Волкова, В. С.** Стратиграфия верхнего плиоцена и эоплейстоцена аридных районов Западной Сибири и нижняя граница квартера [Текст] / В. С. Волкова, А. Г. Головина // VIII Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода : Сб. статей. – Ростов-на-Дону, 2013. – С. 113–115.

4. **Волкова, В. С.** Эволюция флоры и растительности в плиоцене Западной Сибири по данным палинологии [Текст] / В. С. Волкова // Эволюция жизни на Земле : Матер IV Междунар. симп. – Томск, 2010. – С. 448–450.

5. **Гладенков, Ю. Б.** Позднекайнозойские экосистемы и основания для пересмотра статуса и границ неогена и квартера [Текст] / Ю. Б. Гладенков // Актуальные проблемы неогеновой и четвертичной стратиграфии и их обсуждение на 33-м Международном геологическом конгрессе (Норвегия, 2008). – М. : ГЕОС, 2009. – С. 8–20.

6. **Гнибиденко, З. Н.** Палеомагнетизм кайнозоя Западно-Сибирской плиты [Текст] / З. Н. Гнибиденко. – Новосибирск : Акад. изд-во «Гео», 2006. – 161 с.

7. **Кузьмина, О. Б.** Палиностратиграфия континентальных олигоцен-миоценовых отложений южной части Западной Сибири [Текст] / О. Б. Кузьмина, В. С. Волкова // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2008. – Т. 16, № 5. – С. 87–100.

8. **Меркулова, К. А.** О границе палеогена и неогена в Западной Сибири [Текст] / К. А. Меркулова // Кайнозойские флоры Сибири по палинологическим данным. – М. : Наука, 1971. – С. 51–61.

9. **Никитин, В. П.** Палеокарпология и стратиграфия палеогена и неогена Азиатской России [Текст] / В. П. Никитин. – Новосибирск : Акад. изд-во «Гео», 2006. – 229 с.

10. **Стратиграфическая** схема четвертичных отложений СССР [Текст]. – М. : Изд-во ГИН, 1965.

11. **Унифицированная** региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины [Текст] / Ред. В. С. Волкова. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 2000. – 64 с.

12. **Унифицированная** региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Западно-Сибирской равнины [Текст]. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 2001. – 82 с.

13. **Унифицированная** региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Средней Сибири (Таймыр, Сибирская платформа) [Текст] / Ред. В. С. Волкова, Б. А. Борисов, В. А. Камалетдинов. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 2010. – 89 с.

ГЕОЛОГИЯ ГОРНОГО АЛТАЯ: МИФЫ И РЕАЛЬНОСТЬ

Я. М. Гутак
СибГИУ, Новокузнецк

В настоящее время для территории Горного Алтая создано множество вариантов геологических карт разного масштаба. Казалось бы, степень изученности территории столь высока, что особых проблем с интерпретацией геологического строения региона быть не должно. Однако целый ряд вопросов, поставленных еще на самой первой стадии изучения региона, так и не нашел своего решения до настоящего времени. Главная причина этого – недоучет фундаментальных принципов стратиграфических построений и недостаточное финансирование аналитических исследований.

Единственными способами определения относительного возраста горных пород были, есть и будут палеонтологический метод для осадочных формаций и точные методы абсолютной геохронологии для магматических и метаморфических образований. Это никем не оспаривается, однако требует проведения специализированных работ и отдельного и порой значительного финансирования. Как правило, последнего и не хватает составителям геологических карт. Поэтому появляются местные стратиграфические «условно валидные» подразделения, применяются впечатляющие своими названиями, но абсолютно не отвечающие стратиграфическим построениям методы. Например, метод аналогий: достаточно написать, что отложения изучаемой формации напоминают по составу отложения такой-то формации иного района – и обоснование возраста готово, и не надо ломать себе голову, доказывая относительный возраст слоев. Анализируя состояние изученности только девонских стратиграфических подразделений Горного Алтая, я выявил, что в регионе 40 % стратотипов местных формаций не имеют палеонтологической характеристики [5]. Это значит, что в любой момент относительный возраст формации в стратотипе может оказаться иным, нежели принято считать. И тогда получается парадокс: в стратотипе относительный возраст отложений не тот, чем в других местах распространения местного стратиграфического подразделения. Очень часто роль руководящего ископаемого придается генезису пород. Если в разрезе Горно-Алтайского региона встречаются вулканогенные образования субаэрального облика, то автоматически делается вывод об их принадлежности к девонской системе, поскольку во многих местах Горного Алтая в разрезах с вулканическими образованиями найдены остатки ископаемых девонских растений. При этом никто даже не задумывается, о том, что проявления вулканической деятельности могут быть на разных стратиграфических уровнях и что в каждом случае их обнаружения необходимо обоснование относительного геологического возраста. Еще первые исследователи юго-восточной части Горного Алтая, разрабатывая стратиграфическую схему региона, указывали, что здесь имеются древние карбонатные толщи, затем отложения кембрия, девона и пермо-карбона, а венчают разрез проявления мезозойского вулканизма [7]. Эти построения основывались на реальных взаимоотношениях отложений, наблюдаемых в поле. И если бы в дальнейшем они были подтверждены аналитикой, то геологическая карта Горного Алтая имела бы несколько иной облик. А вместе с ней и металлогеническая ее интерпретация. Однако, как только в нескольких вулканогенно-осадочных разрезах этой части Горного Алтая были обнаружены девонские ископаемые, обо всех наблюдениях предшественников было забыто, и за всеми подобными вулканогенными породами прочно закрепился термин «девонские». В то же время в изученных достоверно девонских вулканогенно-осадочных отложениях присутствуют только единичные пачки вулканогенно-осадочных пород (рр. Калгуты, Акая, Кызыл-Шин, Бугузун). При этом мощности собственно вулканогенных образований (а это для разностей кислого состава главным образом пирокластика) нигде не превышают десятков метров. И рядом с ними выделяются многокилометровые мощности монотонных риолитов, кварцевых порфиров, «туфов смешанного состава» (Калгутинское месторождение вольфрама, Северо-Чуйский хребет, верховья р. Кокоря и др.). В конце 1950-х гг. геологи пытались их изображать в виде интрузивных тел (и это соответствует реальности), и если бы эта практика сохранилась, то, наверное, впоследствии для них был бы определен возраст методами абсолютной геохронологии. Но их сопоставили со стратифицированными образованиями вполне фиксированного возраста, и необходимость в таких дорогостоящих исследованиях отпала сама собой. Автор статьи долгое время придерживался этой же точки зрения. Только материал собственных полевых наблюдений (небольшие штоки риолитов в устье р. Кам-Тытугем и окрестностях пос. Ташанта среди отложений живетского яруса среднего девона, охарактеризованных в этих местах окаменелостями) внес в эти представления свои коррективы. Они подкрепились наблюдениями за вза-

имоотношениями «вулканических» образований и вмещающих отложений в Северо-Чуйском хребте. Здесь при полевом прослеживании контактов осадочных и «вулканических» пород устанавливается, что последние прорывают все известные стратифицированные образования (до живетского яруса среднего девона включительно), контактируя в разных местах с различными литологическими разностями осадочных пород [6]. На контактах развито окварцевание, вплоть до образования тел вторичных кварцитов (по алевролитам) и скарноидов (по известнякам). В породах экзоконтакта фиксируется система «кольцевых» даек разной мощности (от первых метров до первых десятков метров). В глубинных частях интрузии (в местах наибольшего эрозионного вреза) обнажены полнокристаллические граниты (водораздел рр. Джело – Карагем).

Юго-Восток Горного Алтая не единственный, где стоит вопрос возраста вулканических образований среди девонских отложений. Аналогичная ситуация отмечается в его центральной части (туектинская и бичиктубомская формации). Здесь «вулканические образования» кислого состава включались в состав морских отложений в виде покровов и потоков. Но кислая лава не течет, она взрывается, тем более если извержение происходит в морскую среду. Мы же наблюдаем ровные контакты чистейших риолитов и кварцевых порфиров с аргиллитами, алевролитами, песчаниками и известняками. При детальном изучении оказалось, что границы тел риолитов совпадают с направлением регионального кливажа и срезают реальную слоистость. Поскольку региональный кливаж всегда значительно моложе осадочных пород, то возраст «вулканитов» также намного моложе и их генезис далек от принятого сейчас.

Нельзя не упомянуть и такое важное «руководящее ископаемое», как цвет пород. Совсем недавно, увидев осадочные породы красного цвета, геологи, изучавшие Алтай, автоматически ставили индекс «девон». Считалось, что до девона кислорода в атмосфере планеты было недостаточно для полного окисления горных пород. Поэтому многие осадочные формации Горного Алтая с красной окраской пород и не содержащие окаменелостей картировались как девонские (Улагангская впадина). Только находки в них ископаемых брахиопод убедительно опровергли такие построения, доказав присутствие там нижнесилурийских и нижнеордовикских отложений [4, 5].

Еще одна «неразрешимая» проблема геологии Горного Алтая касается возраста регионально метаморфизованных образований. Они широко представлены в Чульчинском, Курайском, Теректинском, Южно-Чуйском блоках (выступах). Процессам метаморфизма придавалось значение руководящего ископаемого. Раз порода метаморфизована, значит, она очень древняя. Из определений метаморфизма этого никак не следует. Породы изменяются при изменении температуры и давления. И для этого им необходимо только попасть на большую глубину и совсем не требуется миллиардов лет. Тем не менее преобладала точка зрения, что метаморфические породы (гнейсы и кристаллосланцы) – наиболее древние (возможно, архейские и раннепротерозойские) образования региона [8, 9]. Такие представления противоречили данным радиоуглеродного (K-Ar) анализа, широко применявшегося в 1970-х гг. В большинстве случаев они давали раннепалеозойский (ордовикский) возраст метаморфических процессов. Но поскольку это по определению самые древние образования, значит, калий-аргоновый метод ошибочен, и его нельзя применять. Современные результаты, основанные на анализе генераций циркона, показывают, что процесс метаморфизма приурочен к позднему ордовику и раннему силуру и метаморфизму были подвержены породы горно-алтайской серии (палеонтологически доказано их формирование в диапазоне кембрий – начало ордовика) [1].

Подобная ошибка характерна не только для Горного Алтая: древние метаморфические породы находят даже в альпийских складчатых структурах (Кавказ, Сербия, Камчатка). Велика вероятность, что и там реальный возраст процессов метаморфизма и геологический возраст исходных пород будет моложе докембрийского. В ряде случаев для датировки исходных пород наиболее низких ступеней регионального метаморфизма удается применить и палеонтологические методы. Так, удалось установить относительный возраст пород, исходных для алейского метаморфического комплекса Рудного Алтая (корбалихинская формация). В данном случае изучались микрофоссилии, выделяемые из реликтов исходных горных пород, которые подверглись метаморфизму в наименьшей степени [2].

Выводы

1. При проведении геолого-съемочных работ разного масштаба на первое место и по объему, и по финансированию должна выйти аналитика, не прикладная (массовое геохимическое опробование), а фундаментальная. Она требует существенных затрат, которые должны быть предусмотрены сметами.

2. Следует прекратить практику использования «временно валидных» подразделений, а также не имеющих палеонтологической характеристики либо определений абсолютного возраста. Только такой подход поможет вывести геологическую съемку на современный уровень и позволит составить надежный прогноз для поисков месторождений полезных ископаемых.

А что делать, если по тем или иным причинам выполнить предложенное не удалось? Ранее мне уже приходилось предлагать такую модель. На итоговой геологической карте цветовой гаммой показываются только те образования, для которых доказан относительный геологический возраст или имеющие точные радиоуглеродные датировки (магматические и метаморфические горные породы). На образования с неопределенным геологическим возрастом цветовая раскраска не наносится. Здесь остается только литология в виде крапа и предполагаемый геологический возраст в виде индекса с вопросом. При таком подходе к итоговой геологической карте будет сразу видно, сколько нерешенных вопросов имеется на данной территории и каковы они. При последующих исследованиях на эти моменты нужно будет обратить особое внимание и применить для их изучения особые методы. Ведь время бежит, совершенствуются методы и лабораторная аппаратура, возникают принципиально новые методы анализа. То, что нельзя было сделать вчера, уже реально сделать сегодня, и наверняка завтра наши возможности в аналитическом плане вырастут многократно.

Список литературы

1. **Гусев, Н. И.** Метаморфические комплексы Горного Алтая (вещественный состав и геохронология) [Текст] / Н. И. Гусев. – Saarbrucken : LAP (Lamberg Academic Publishing), 2013. – 71 с.

2. **Гутак, Я. М.** Корболихинская свита Рудного Алтая и проблема возраста Алейского метаморфического комплекса [Текст] / Я. М. Гутак, Ф. Л. Валиева, О. В. Мурзин // 300 лет горно-геологической службе России: история горнорудного дела, геологическое строение и полезные ископаемые Алтая. – Барнаул, 2000. – С. 200–205.

3. **Гутак, Я. М.** Нерешенные проблемы стратиграфии Алтая и их следствия для практики поисковых работ [Текст] / Я. М. Гутак // Бюл. «Природные ресурсы Горного Алтая: геология, геофизика, гидрогеология, геоэкология, минеральные, водные и лесные ресурсы». – 2004. – № 2. – С. 23–26.

4. **Гутак, Я. М.** О возрасте вулканогенно-осадочной толщи западного обрамления Улаганской впадины [Текст] / Я. М. Гутак, В. Н. Ляхницкий // Геология и геофизика. – 1984. – № 1. – С. 115–117.

5. **Гутак, Я. М.** О времени формирования Улаганской впадины (Горный Алтай) [Текст] / Я. М. Гутак // Сов. геология. – 1984. – № 11. – С. 77–82.

6. **Гутак, Я. М.** Постдевонский вулканизм Горного Алтая [Текст] / Я. М. Гутак, В. И. Крупчатников, С. И. Федак // Вулканизм и геодинамика. – Екатеринбург, 2003. – С. 254–258.

7. **Мухин, А. С.** Эпиконтинентальные отложения карбона в ЮВ Алтае [Текст] / А. С. Мухин // Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста. – 1936. – Вып. 1–2. – С. 67–70.

8. **Родыгин, А. И.** Докембрий Горного Алтая (зеленосланцевые толщи) [Текст] / А. И. Родыгин. – Томск : Изд-во ТГУ, 1979. – 200 с.

9. **Родыгин, А. И.** Докембрий Горного Алтая (Курайский метаморфический комплекс) [Текст] / А. И. Родыгин. – Томск : Изд-во ТГУ, 1968. – 327 с.

ГЕОМЕТРИЧЕСКИЙ ПРОГНОЗ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Г. И. Дьяченко

НГТУ, Новосибирск

Под геометрическим прогнозом здесь понимается использование закономерностей пространственного размещения месторождений для конкретизации перспективных площадей, выделенных традиционными методами. Эти закономерности в равной степени соответствуют рудным месторождениям различной формационной принадлежности и разного времени формирования. В положении 290 месторождений урана, золота, ртути, железа, молибдена и полиметаллических месторождений, выявленных в Российской Федерации, Казахстане, Чехии, Болгарии, на Украине, а также в Китае, устанавливается одна, общая для всех месторождений, закономерность. Во всех регионах наиболее крупные месторождения располагаются в пределах систем узких колец определенного размера. Полученные результаты позволяют использовать геометрические закономерности для конкретизации перспективных площадей, выделенных традиционными методами. Три примера иллюстрируют эти возможности.

1. В соответствии с металлогенической картой Восточного Казахстана 1956 г. по четырем крупным полиметаллическим месторождениям было определено положение полукольца. Его средний радиус равен 74 км, ширина – 10 км. В полукольце на карте полезных ископаемых М-44(45) 1974 г. дополнительно показано положение трех средних и одного крупного месторождения.

2. В Восточном Забайкалье геометрической системой было описано положение одного молибден-золоторудного и 11 золоторудных месторождений. Результаты опубликованы в 2000 г. В дальнейшем

распространение системы на сопредельную территорию показало, что она соответствует положению трех месторождений золота и единственному месторождению молибдена, выявленных на северо-востоке Китая.

3. Аналогично может быть показано положение ураново-рудного района Монголии. В этом случае кольцо шириной 40 км при среднем радиусе 205 км было отстроено по трем ураново-рудным районам Российской Федерации.

Таким образом, геометрические закономерности могут быть использованы для конкретизации перспективных площадей без существенных дополнительных затрат времени и средств.

При этом необходимо иметь в виду, что оруденение локализуется в благоприятных структурно-геохимических условиях. А это позволяет уточнить более детально первоочередные площади под поисково-разведочные работы в некоторой ограниченной части кольца.

КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВНУТРЕННИХ РАЙОНОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕЕ ОБРАМЛЕНИЯ НА ПРИМЕРЕ БАЙКАЛО-ПАТОМСКОГО РЕГИОНА И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ

И. В. Зенин, М. С. Якшин

ФГУП «СНИИГГиМС», Новосибирск

К настоящему времени поздний докембрий обрамления Сибирской платформы изучен достаточно полно, результаты изучения отражены в унифицированных стратиграфических схемах, принятых уже более 30 лет назад, в 1979 г. [3]. Поздний докембрий внутренних районов Сибирской платформы также изучен достаточно детально в многочисленных скважинах и представлен в корреляционных схемах, где их обоснование базируется в основном на геофизических методах [2].

Однако до сих пор остается до конца не решенной задача привязки стратиграфических схем платформы к эталонным разрезам ее обрамления, где были бы обоснованы расчленение и выделение основных подразделений докембрия (рифея и венда) с использованием традиционных (классических) методов стратиграфии: историко-геологического, биостратиграфического, радиологического и др. Таким образом, возникает необходимость сопоставления разрезов одновозрастных отложений, расчленение которых основано на различных методах (геофизических и традиционных).

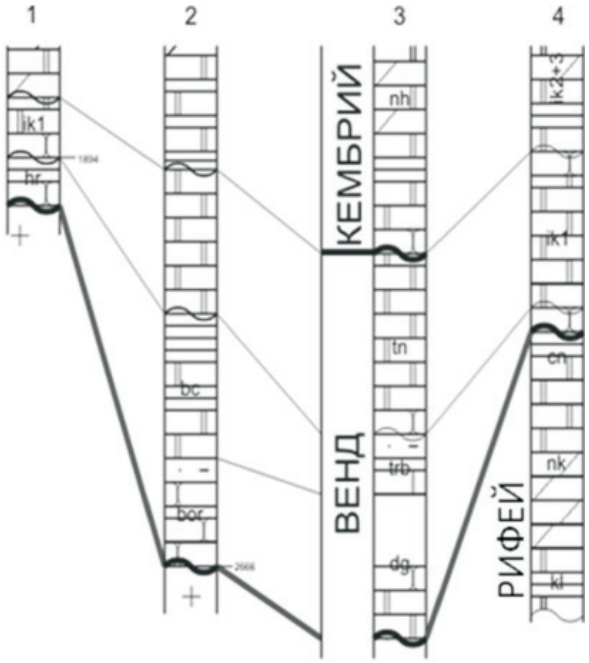


Рис. 1. Схема корреляции докембрийских отложений Сибирской платформы (по материалам В. И. Авдеевой [1])

1 – Среднеботуобинская скв. 4; 2 – Верхневилючанская скв. 602; 3 – Нохтуйский разрез Уринского антиклинория; 4 – Усть-Бирюкская скв. 1. Свиты: bc – бочугунорская, bor – борулахская, cn – ченчинская, dg – жербинская, hr – харыстанская, ik – иктехская, kl – каланчевская, nh – нох-туйская, nk – никольская, tn – тинновская, trb – тирбесская

Попытки решения этой проблемы в разных районах предпринимались и раньше. В. И. Авдеевой [1] была опубликована работа по юго-западной Якутии, в которой были детально, с применением основных методов стратиграфии описаны несколько разрезов (рис. 1). В 1990-е гг. В. Ю. Шенфиль [3] опубликовал монографию по позднему докембрию Сибирской платформы, в которой описал результаты работ по внутренней части платформы с использованием классических методов стратиграфии (рис. 2). В 2000-х гг. Н. В. Мельников [2] проводил широкое изучение Сибирской платформы с помощью геофизических методов и, основываясь именно на геофизических данных, выполнил корреляцию между разрезами внутренней части платформы и разрезами обрамления (см. рис. 2, 3).

Проводить корреляцию, опираясь исключительно на геофизические данные, не совсем корректно, так как в этих разрезах наблюдается постоянная смена фаций. Это осложняет корреляцию в связи с тем, что из-за смены физических свойств пород кривая каротажа меняется. В свою очередь, это отражает не разновозрастность отложений, а смену фаций, а может, и то и другое вместе. Но поскольку мы имеем только дан-

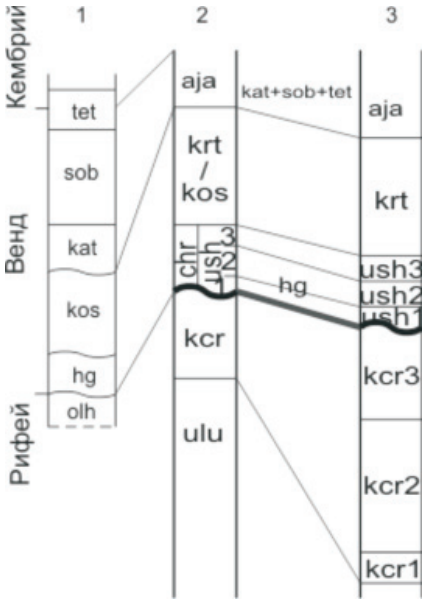


Рис. 2. Схема корреляции докембрийских отложений Сибирской платформы (по материалам В. Ю. Шенфиля и Н. В. Мельникова)

1 – Иркутская скв. 1 (Н. В. Мельников); 2 – Иркутская скв. 1 (В. Ю. Шенфиль); 3 – Ангарская скв. 130 (В. Ю. Шенфиль). Свиты: aja – аянканская, chr – чорская, hg – хужирская, kat – катангская, kcr – качергатская, kos – космическая, krt – куртунская, olh – олхинская, sob – собинская, tet – тэтэрская, ulu – улунтуйская, ush – ушаковская

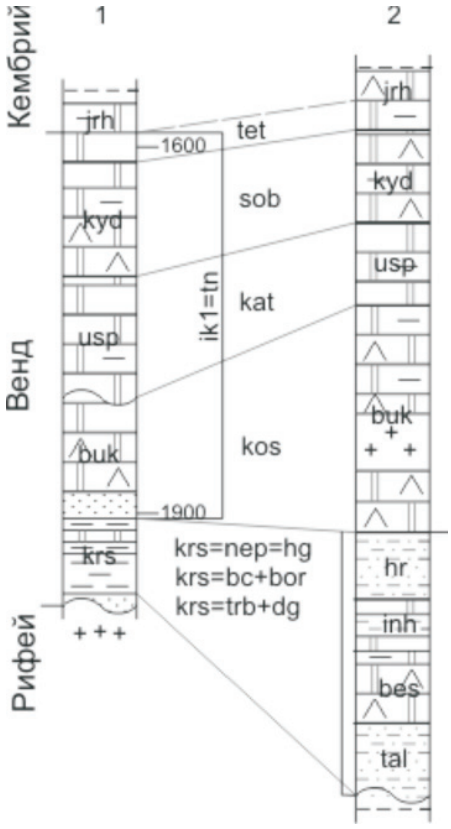


Рис. 3. Схема корреляции докембрийских отложений Сибирской платформы (по материалам Н. В. Мельникова)

1 – Среднеботуобинская скв. 10, 2 – Верхневилючанская скв. 602. Свиты: bc – бочугунорская, bes – бесюряхская, bor – борулахская, buk – бюкская, dg – жербинская, hg – хужирская, hr – хары-станская, ik – иктехская, inh – ынахская, jrh – юряхская, kat – катангская, kos – космическая, krs – курсовская, kyd – кудулахская, nep – непская, sob – собинская, tal – талахская, tet – тэтэрская, tn – тинновская, trb – тирбесская, usp – успунская

ные каротажа, отличить одно от другого невозможно. Поэтому достоверность корреляции Н. В. Мельникова может вызывать вопросы.

Таким образом, при корреляции разрезов Сибирской платформы и ее обрамления можно выделить два главных момента (по материалам разных авторов). С одной стороны, верхний венд все авторы понимают практически однозначно, корреляция свит не вызывает никаких споров. Границы венда и кембрия четко коррелируют на протяжении всей платформы и ее обрамления. С другой стороны, до сих пор нет единого мнения, где должна проходить граница нижнего венда и рифея. В. Ю. Шенфиль [4] достаточно четко разделяет рифей и нижний венд. В его материалах на качергатскую свиту (рифей) налегает чорская или ушаковская свита (венд), а другие авторы (например, Н. В. Мельников) включают в нижний венд часть рифейских комплексов, таких как торгинская свита.

Также наблюдаются разногласия у В. Ю. Шенфиля и Н. В. Мельникова при выделении чорской свиты. Если у Н. В. Мельникова с чорской свитой сопоставляются хужирская и космическая, то у В .Ю. Шенфиля космическая свита перекрывает чорскую (см. рис. 3).

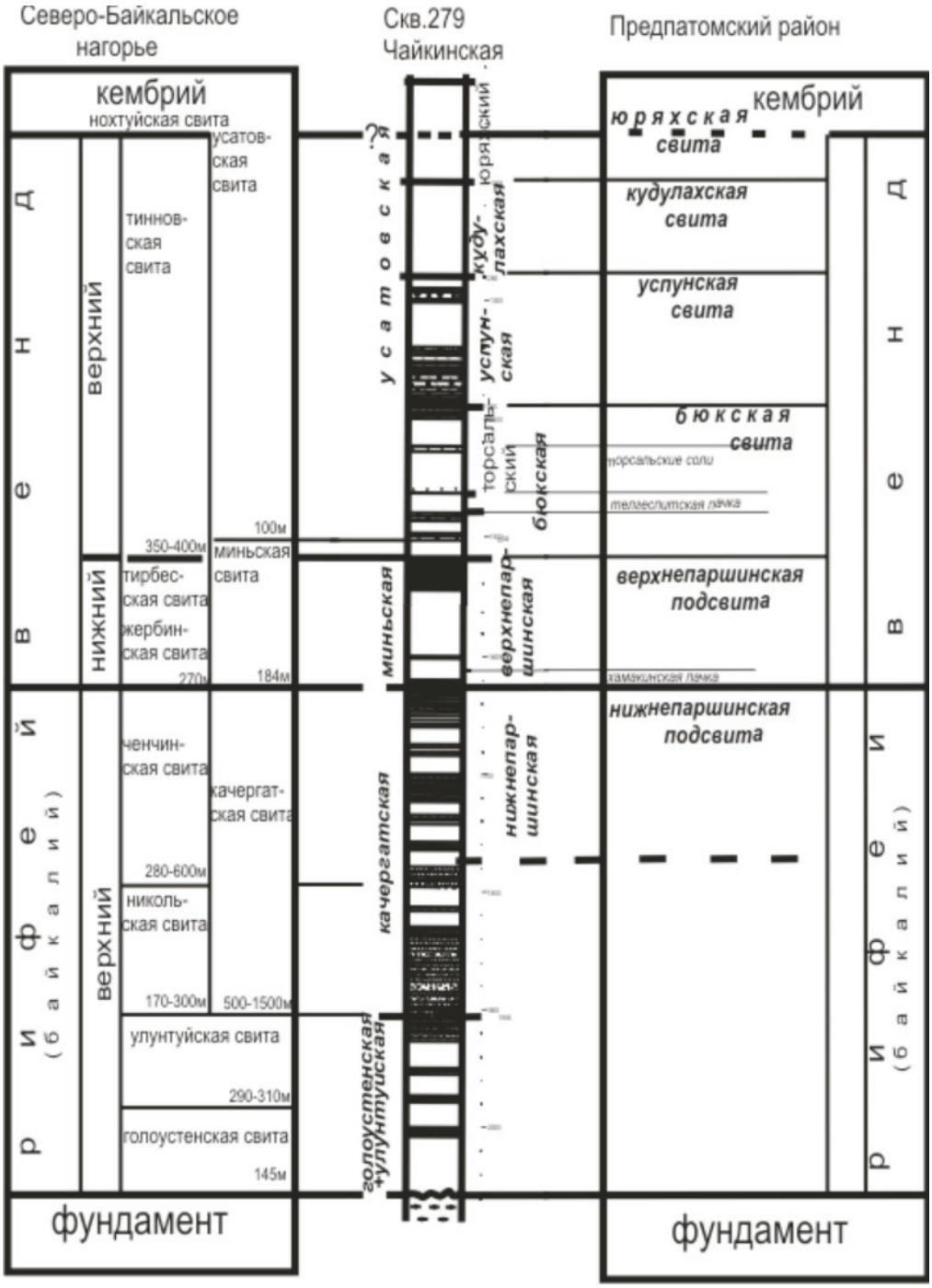


Рис. 4. Схема корреляции Чайкинской скв. 279 с разрезами рифея и венда Северо-Байкальского нагорья

М. С. Якшиным была изучена Чайкинская скв. 279, которая в силу своего географического положения является связующим звеном между внутренними районами и обрамлением. Литостратиграфическая колонка нижней (докембрийской) части Чайкинской скв. 279 приведена на рис. 4.

Внизу – залегающий на фундаменте терригенно-карбонатный комплекс пород, который может рассматриваться как наиболее вероятный аналог нерасчлененных голоустенской и улунтуйской свит.

Выше находится двуритмичный терригенный комплекс пород. По характеру строения и набору пород этот комплекс отложений аналогичен качергатской свите байкальского комплекса несколько уменьшенной мощности.

Выше с песчанистыми доломитами и песчаниками в основании залегает типичный, достаточно сложно построенный разрез венда, нижняя часть которого является прямым аналогом миньской свиты северного Прибайкалья. Миньская свита в данном случае соответствует тирбесской и жербинской свитам Байкало-Патомского района и паршинской свите Предпатомского района. Свиты, залегающие выше, отвечают свитам Предпатомского района и относятся к тинновской свите Байкало-Патомского района.

Список литературы

1. **Авдеева, В. И.** Стратиграфия нефтегазоносных отложений юго-западной Якутии (венд и нижний кембрий) [Текст] / В. И. Авдеева // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя средней Сибири. – Новосибирск : Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1983. – С. 73–94.

2. **Мельников, Н. В.** Венд-кембрийский соленосный бассейн Сибирской платформы (Стратиграфия, история развития) [Текст] / Н. В. Мельников. – Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2009. – 148 с.

3. **Решения** Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири [Текст] / Ред. В. И. Краснов. – Новосибирск : Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1982.

4. **Шенфиль, В. Ю.** Поздний докембрий Сибирской платформы [Текст] / В. Ю. Шенфиль. – Новосибирск : Наука, 1991. – 185 с.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ОБЪЕМ И ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА САЛАИРКИНСКОГО И ШАНДИНСКОГО ГОРИЗОНТОВ НИЖНЕГО ДЕВОНА САЛАИРА В ТИПОВОЙ МЕСТНОСТИ

Н. Г. Изох, А. Ю. Язиков

ИНГГ СО РАН, Новосибирск

Изучение девонских отложений Салаира имеет более чем вековую историю [8, 10, 19, 20, 22, 24, 26, 33–35 и др.]. Уже к концу 1960-х гг. был создан биостратиграфический каркас расчленения девонских отложений Салаира, который получил всеобщее признание [21, 23, 27 и др.]. Тем не менее с началом нового этапа детальных биостратиграфических исследований в конце 1970-х – начале 1980-х гг. исследователи столкнулись с необходимостью пересмотра многих устоявшихся стратиграфических представлений. Самостоятельный раздел этих работ проводила группа биостратиграфов под руководством Е. А. Елкина, в состав которой входили и авторы настоящего сообщения. За этот более чем 30-летний период были переизучены все известные ранее девонские разрезы Салаира (в первую очередь в его стратотипической северо-восточной части) и описаны десятки новых, ранее неизвестных. Результатом этих исследований стал цикл монографий [17, 29, 30] и сотни специализированных статей. Шаг за шагом авторы приближались к пониманию стратиграфической последовательности и характера седиментогенеза этого опорного для всей Средней Сибири участка Салаирского палеобассейна и лишь сейчас, после многолетнего анализа всех собранных материалов, уже на новой биостратиграфической основе смогли прийти к пониманию сложнейших фациальных взаимоотношений внутри и между выделяемыми биостратиграфическими подразделениями. Среди соавторов настоящего сообщения полноправно должны были бы присутствовать Е. А. Елкин, Р. Т. Грацианова и Н. К. Бахарев, которые безвременно покинули наш сложившийся многолетний коллектив.

Подробному описанию типовых разрезов теленгитского надгоризонта, объединившего салаиркинский и шандинский горизонты, посвящены две монографии [29, 30]. В них дан детальный биостратиграфический анализ по многим группам фауны (брахиоподы, ругозы, табуляты, остракоды, конодонты, рыбы, мшанки и растения), обосновано сопоставление десятков разрезов и на огромном фактическом материале построен фациальный профиль этого участка Салаирского палеобассейна для эмсского яруса. Тем не менее в последнее десятилетие получен ряд новых данных, существенно повлиявших на необходимость критического пересмотра ранее выполненных биостратиграфических интерпретаций, базирующихся преимущественно на данных по брахиоподам и ругозам.

В конце 1990-х гг. завершился этап обоснования ярусных подразделений девона по конодонтам и произошел переход МСШ на конодонтовый биозональный стандарт. За последние годы эта шкала не претерпела принципиальных изменений, хотя ее детализация продолжается и в настоящее время [43].

Первые данные по конодонтам нижнего и среднего девона Салаира появились в начале 1970-х гг. и имели фрагментарный характер [28, 31, 32]. С конца 1970-х гг. две группы биостратиграфов, возглавляемые Е. А. Елкиным и М. А. Ржонсницкой, начали проводить систематический детальный отбор образцов на конодонты. Полученные результаты были опубликованы в серии монографий и статей [5, 9, 15, 16, 18, 25, 29, 30 и др.]. Авторы продолжают эти работы и в настоящее время [1–4, 13, 14, 37, 42]. В результате многолетних исследований для эмсского интервала салаирского разреза была получена практически полная зональная последовательность по конодонтам, позволяющая в ряде случаев иначе взглянуть на прежние корреляционные построения.

В качестве стратотипа теленгитского надгоризонта, включающего салаиркинский, беловский и шандинский горизонты [21], был предложен разрез 9 в окрестностях Гурьевска [29, 30]. Предпола-

галось, что в этом разрезе данные горизонты представлены в полном объеме и присутствуют нижняя и верхняя границы надгоризонта. Салаиркинский горизонт сопоставлялся с интервалом конодонтовой зоны kitabicus, беловский горизонт – с зоной gronbergi (= excavatus + gronbergi), а шандинский отвечал интервалу конодонтовых зон nothoperbonus – partitus. Такая интерпретация существовала практически до настоящего времени и вошла в серию обобщающих работ по биостратиграфии [12, 17, 39]. Тем не менее, новейшие данные по конодонтам свидетельствуют об ошибочности этих сопоставлений.

В теленгитском надгоризонте наиболее древние находки полигнатид выявлены в слое 14 разреза 9 (и в его аналогах). Это вид-индекс зоны kitabicus, который характеризует основание эмса. Подходя формально, нижнюю границу эмсского яруса следует проводить по первому появлению Polygnathus kitabicus, т. е. в кровле среднесалаиркинских слоев. Нижне- и среднесалаиркинские слои почти в полном объеме должны быть сопоставлены с пражским ярусом. В принципе, это логично, поскольку *Polygnathus kitabicus* «рассек» пражскую формацию Баррандиена (Чехия) пополам [38], а в 1960–1990-е гг. пражская формация советскими биостратиграфами отождествлялась с пражским ярусом.

Первое появление *Polygnathus excavatus*, вида-индекса следующей зоны, зафиксировано в слое 16 совместно с *Polygnathus kitabicus.* С этим уровнем ранее связывалось завершение салаиркинского и начало беловского этапа осадконакопления, продолжавшегося на протяжении всей зоны excavatus (до границы слоев 20А/20Б). Авторы ранее уже отмечали ошибочность таких интерпретаций [13, 14]. В стратотипических выходах беловского горизонта (Акрачкинский карьер) и в рифогенных известняках по рч. Баскускан, традиционно рассматриваемых как аналоги беловского горизонта, были обнаружены конодонты *Polygnathus serotinus* Telford. Учитывая эти данные, авторы сочли целесообразным отнести интервал зоны *excavatus* к верхней части салаиркинского горизонта [1, 37]. В таком понимании салаиркинский горизонт полностью отвечает биозоне Xenospirifer gurjevskensis.

Первое появление *Polygnathus nothoperbonus* в разрезе 9 отмечено в слое 21 [9, 30]. Этот уровень по разным группам фауны традиционно ассоциировался с началом шандинского горизонта. Здесь отмечено первое появление ряда его зональных видов (брахиоподы *Protodouvillina grandicula* (Grats.) и *Leptodontella zmeinogorskiana* (Peetz in Bubl.), остракоды *Miraculum bisulcatum* Bakh.). Однако данные по конодонтам не подтверждают изохронность этого уровня разреза 9 с выходами шандинского горизонта в его стратотипе. В типовых выходах шандинского горизонта (Акарачкинский карьер) не обнаружены конодонты древнее верхней части зоны inversus, тогда как традиционно [17, 29, 30, 42] шандинский горизонт сопоставлялся с интервалом конодонтовых зон nothoperbonus – serotinus. Формально уровни, представленные в интервале слоев 21–26 разреза 9, никакого отношения к шандинскому горизонту не имеют. В сложившейся ситуации есть три варианта решения проблемы: включение этих слоев в состав либо салаиркинского, либо шандинского горизонта, или выделение нового горизонта. подразделения. Помещение этих уровней в салаиркинский горизонт неоправданно. Как уже отмечалось, салаиркинский горизонт отвечает биозоне Xenospirifer gurjevskensis. Этот вид-индекс в анализируемом интервале не обнаружен. На рубеже слоя 21 разреза 9 происходит коренная перестройка бентосных ассоциаций. Появляется так называемая «лептодонтелловая» фауна, по которой традиционно диагностировали шандинский горизонт [6, 7, 28, 36]. Авторы считают, что по общности бентосных ассоциаций, установленных в разрезе 9 и в типовых выходах шандинского горизонта, логичнее их отнести к одному стратиграфическому интервалу – шандинскому горизонту. Необходимо также учитывать, что понимание шандинского горизонта в интервале зон nothoperbonus – serotinus очень широко освещено в мировой литературе [39, 40]. Для выделения нового биостратиграфического подразделения (горизонта) нет достаточных оснований, так как этот интервал прослежен только на небольшой территории и по бентосной фауне слабо отличается от шандинского горизонта.

И наконец, в кровле разреза 9 (слой 41) были обнаружены конодонты *Polygnathus inversus* Klapper & Johnson – вид-индекс одноименной зоны средней части эмса, тогда как ранее этот интервал разреза сопоставлялся с мамонтовским горизонтом эйфельского яруса среднего девона. Факт нахождения этих конодонтов нельзя «списать» ни на засорение образцов, ни на их переотложение. Сборы проб проводились неоднократно, и во всех присутствуют ранние формы *Polygnathus inversus*. Находки этого вида в отложениях, синхронных мамонтовскому горизонту, ни в одном разрезе мира не фиксировались. Вид проживает только до средней части зоны serotinus.

Таким образом, верхняя часть стратотипа теленгитского надгоризонта (слои 16–42 разреза 9) демонстрирует стратиграфические уровни, отсутствующие в стратотипе как салаиркинского горизонта, так и шандинского. По общности фаунистических ассоциаций авторы считают приемлемым отнесение интервала слоев 16–20 разреза 9 к салаиркинскому горизонту, а интервал слоев 21–42 предлагают традиционно рассматривать в составе шандинского горизонта. В связи с более широким пониманием в мировой литературе стратиграфического объема теленгитского надгоризонта разрез 9 может рассматриваться лишь как стратотип нижней и средней части надгоризонта. Верхняя часть теленгитского надгоризонта наиболее полно представлена в Акарачкинском карьере, в типовых выходах шандинского горизонта.

Уместно выделение неостратотипа салаиркинского горизонта. Стратотипический разрез этого горизонта (разрез 1.I) [30], вскрытый по двум канавам, пройденным в 1950-е гг. вдоль западной окраины ул. Фурманова в г. Гурьевске [10, 34], сейчас абсолютно непригоден для изучения и практически полностью задернован. В качестве неостратотипа салаиркинского горизонта предлагается интервал слоев 07–20 разреза 9 [30]. Разрез расположен в неэксплуатируемой железнодорожной выемке, хорошо обнажен и детально изучен.

Шандинский горизонт (s.l. – в широком понимании) предлагается рассматривать в трехчленном выражении. Нижнешандинские слои (слои 21–25 разреза 9) характеризует зона nothoperbonus, среднешандинские – зона inversus (слои 26–42 разреза 9; Акарачкинский карьер, разрез 2.I, инт. 1–5 м) и нижняя часть зоны serotinus (Акарачкинский карьер, разрез 2.I, инт. 5–41 м). Верхнешандинские слои (известняки с банками *Zdimir baschkiricus* (Vern.) и их фациальные аналоги) содержат ассоциацию конодонтов зоны serotinus, а также аммоноидеи *Mimagoniatites bohemicus* (Barr.) [1]. Стратотип шандинского горизонта предлагается считать составным: стратотип нижней части горизонта – разрез 9 (интервал слоев 21–42) [29], а верхней части – типовые выходы Акарачкинского карьера [29, 30].

Граница между шандинским и мамонтовским горизонтами на Салаире проводится в основании красноцветной терригенной пачки, перекрывающей разнофациальные отложения верхней части шандинского горизонта. Ее можно наблюдать в северо-восточном борту Акарачкинского карьера. Нижние стратиграфические уровни мамонтовского горизонта конодонтами не охарактеризованы. Первые зональные эйфельские конодонты *Polygnathus costatus partitus* и *P. costatus costatus* установлены в мульде нижней части пестеревских известняков в северо-западной части Малосалаиркинского карьера [17, 41, 42] совместно с аммоноидеями *Fidelites* cf. *occultus* (Whid.), *Fidelites* sp., *Fidelites* cf. *fidelis* (Barr.), *Subanarcestes* (?) sp., характерных для нижнеэйфельской зоны Pinacites jugleri [1]. Границу эмсского и эйфельского ярусов на Салаире авторы условно проводят в верхней части малосалаиркинских слоев.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 14-05-00500), Программы VIII.68.1 и Программы РАН 28. Авторы координируют свои исследования с программами работ по проекту IGCP 596.

Список литературы

1. **Бахарев, Н. К.** Новые данные и новые проблемы в стратиграфии нижнего и среднего девона Салаира [Текст] / Н. К. Бахарев, Н. Г. Изох, А. Ю. Язиков // Матер. III Всероссийского совещания «Палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, гео- и биособытия» (24–28 сентября 2012 г., Санкт-Петербург). – СПб. : ВСЕГЕИ, 2012. – С. 37–40.

2. **Био-** и литостратиграфическая характеристика изылинского горизонта (девон, западная окраина Кузнецкого бассейна) [Текст] / А. Ю. Язиков, Н. К. Бахарев, Н. Г. Изох [и др.] ; под ред. В. И. Краснова // Региональная стратиграфия позднего докембрия и палеозоя Сибири : Сб. науч. тр. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 2013. – С. 146–155.

3. **Брахиоподы**, остракоды и конодонты изылинского горизонта (верхний девон окраин Кузнецкого бассейна) [Текст] / А. Ю. Язиков, Н. К. Бахарев, Н. Г. Изох, Т. А. Щербаненко // Интерэкспо Гео-Сибирь-2012 : VIII Междунар. конф. «Недропользование. Горное дело. Новые направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых» (10–20 апреля 2012 г., Новосибирск). Т. 2. – Новосибирск : СГГА, 2012. – С. 47–50.

4. **Возраст** изылинского горизонта (девон, окраины Кузнецкого бассейна) по палеонтологическим данным [Текст] / А. Ю. Язиков, Н. К. Бахарев, Н. Г. Изох, Т. А. Щербаненко // Палеонтология и стратиграфические границы : Матер. LVIII сес. палеонтол. об-ва при РАН (2–6 апреля 2012 г., Санкт-Петербург). – СПб., 2012. – С. 158–159.

5. **Граница** эйфельского и живетского ярусов на Салаире [Текст] / М. А. Ржонсницкая, М. Х. Гагиев, В. Ф. Куликова [и др.] // Средний девон СССР, его границы и ярусное расчленение. – М. : Наука, 1985. – С. 132–139.

6. **Грацианова, Р. Т.** Брахиоподы раннего и среднего девона Алтае-Саянской области. Строфоменидины [Текст] / Р. Т. Грацианова. – М. : Наука, 1975. – 106 с.

7. **Грацианова, Р. Т.** Лептениды (Brachiopoda) девона Алтае-Саянской области: Состав, фациальная приуроченность, стратиграфическое значение [Текст] / Р. Т. Грацианова // Среда и жизнь в геологическом прошлом (поздний докембрий и палеозой Сибири). – Новосибирск : Наука, 1973. – С. 95–118.

8. **Девон** Салаира [Текст] / П. С. Лазуткин, Д. В. Наливкин, М. А. Ржонсницкая, В. И. Яворский // Проблемы советской геологии. – 1936. – № 8. – С. 719–726.

9. **Елкин, Е. А.** Зональные виды конодонтов в типовых выходах теленгитского надгоризонта (девон, Салаир) [Текст] / Е. А. Елкин, Н. Г. Изох ; отв. ред. Е. А. Елкин, А. В. Каныгин // Фауна и стратиграфия палеозоя Средней Сибири и Урала. – Новосибирск : Наука, 1988. – С. 3–17.

10. **Елкин, Е. А.** Типовые разрезы нижнего и среднего девона северо-восточного склона Салаира и их палеонтологическая характеристика [Текст] / Е. А. Елкин. – Новосибирск : ИГиГ, 1964.

11. **Елкин, Е. А.** Трилобиты (дехенеллиды) и стратиграфия нижнего и среднего девона юга Западной Сибири [Текст] / Е. А. Елкин. – М. : Наука. – 1968. – 154 с.

12. **Зональная** стратиграфия фанерозоя России [Текст] / Науч. ред. Т. Н. Корень. – СПб. : ВСЕГЕИ, 2006. – 256 с.

13. **Изох, Н. Г.** Возраст беловского горизонта (девон) Северо-Восточного Салаира по конодонтам [Текст] / Н. Г. Изох, Н. К. Бахарев, А. Ю. Язиков // Палеонтология и стратиграфические границы : Матер. LVIII сес. Палеонтол. об-ва при РАН (2–6 апреля 2012 г., Санкт-Петербург). – СПб. : ВПО, 2012. – С. 58–59.

14. **Изох, Н. Г.** Конодонты и брахиоподы из типовых выходов беловского горизонта (нижний девон, Северо-Восточный Салаир) [Текст] / Н. Г. Изох, Н. К. Бахарев, А. Ю. Язиков // Интерэкспо ГЕО-Сибирь-2012. VIII Междунар. науч. конгр. (10–20 апреля 2012 г., Новосибирск) : VIII Междунар. науч. конф. «Недропользование. Горное дело. Новые направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых» : сб. матер. в 2 т. Т. 1. – Новосибирск : СГГА, 2012. – С. 124–126.

15. **Изох, Н. Г.** Конодонты и зональное расчленение эмсских отложений Салаира : Автореф. дис. ... к. г.-м. н. [Текст] / Н. Г. Изох. – Новосибирск : НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1998. – 24 с.

16. **К уточнению** схемы стратиграфии низов девона на северо-восточном склоне Салаира [Текст] / Е. А. Елкин, Н. К. Бахарев, Р. Т. Грацианова, В. А. Желтоногова // Биостратиграфия и биогеография палеозоя Сибири. – Новосибирск : ИГиГ, 1985. – С. 76–98.

17. **Ключевые** разрезы девона Рудного Алтая, Салаира и Кузбасса [Текст] / Н. К. Бахарев, Н. В. Сенников, Е. А. Елкин [и др.]. – Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2004. – 104 с.

18. **Конодонты** и корреляция девонских отложений Салаира [Текст] / М. Х. Гагиев, М. А. Ржонсницкая, С. А. Родыгин, О. Б. Тимофеева // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири. – Томск : Изд-во ТГУ, 1987. – С. 30–46.

19. **Краснов, В. И.** Литолого-палеогеографические карты девона Саяно-Алтайской области [Текст] / В. И. Краснов, Л. С. Ратанов, Г. С. Харин // Новые материалы по стратиграфии и палеонтологии нижнего и среднего палеозоя Западной Сибири. – Томск : Изд-во ТГУ, 1968. – С. 112–125.

20. **Кульков, Н. П.** Нижнедевонские и эйфельские брахиоподы северо-восточного склона Салаира : Автореф. дис. ... к. г.-м. н. [Текст] / Н. П. Кульков. – Томск, 1956.

21. **Основные** биостратирафические рубежи и подразделения нижнего и среднего девона на западе Алтае-Саянской области и их корреляция [Текст] / Е. А. Елкин, Р. Т. Грацианова, В. А. Желтоногова, А. И. Ким // Биостратиграфия пограничных отложений нижнего и среднего девона : Тр. полевой сес. Междунар. подкомиссии по стратиграфии девона. – Л. : Наука, 1982. – С. 65–80.

22. **Петц, Г. Г.** Материалы к познанию фауны девонских отложений окраины Кузнецкого угленосного бассейна [Текст] / Г. Г. Петц // Тр. геол. части Кабинета Е. И. В.. – 1901. – Т. IV. – 393 с.

23. **Ржонсницкая, М. А.** Биостратиграфия девона окраин Кузнецкого бассейна. Стратиграфия. Т. 1 [Текст] / М. А. Ржонсницкая. – Л. : Недра, 1968. – 288 с.

24. **Ржонсницкая, М. А.** К унифицированной схеме стратиграфии девонских отложений Кузнецкого бассейна : Информ. сб. № 3 [Текст] / М. А. Ржонсницкая. – Л. : ВСЕГЕИ, 1956. – С. 37–42.

25. **Ржонсницкая, М. А.** Конодонты среднего девона Салаира [Текст] / М. А. Ржонсницкая, О. Б. Тимофеева, М. Х. Гагиев // Конодонты эйфельского яруса СССР. – Казань: Изд-во КГУ, 1990. – С. 46–57.

26. **Ржонсницкая, М. А.** Спириферииды девонских отложений окраин Кузнецкого бассейна [Текст] / М. А. Ржонсницкая. – М. : Госгеолиздат, 1952. – 232 с.

27. **Ржонсницкая, М. А.** Типовой разрез нижнего девона и эйфельского яруса Салаира [Текст] / М. А. Ржонсницкая, В. Ф. Куликова, Н. М. Петросян // Биостратиграфия пограничных отложений нижнего и среднего девона : Тр. полевой сес. Междунар. подкомиссии по стратиграфии девона. – Л. : Наука, 1982. – С. 116–122.

28. **Стратиграфия** СССР. Девонская система. В 2 кн. Кн. 2 [Текст] / Ред. Д. В. Наливкин, М. А. Ржонсницкая, Б. П. Марковский. – М. : Недра, 1973. – 374 с.

29. **Стратотипические** разрезы нижнего и среднего девона Салаира. Теленгитский надгоризонт: терригенно-карбонатные фации [Текст] / Ред. Е. А. Елкин, А. В. Каныгин. – Новосибирск : Изд-во ИГиГ СО АН, 1986. – 143 с.

30. **Стратотипические** разрезы нижнего и среднего девона Салаира. Теленгитский надгоризонт: карбонатные фации [Текст] / Ред. Е. А. Елкин, А. В. Каныгин. – Новосибирск : Изд-во ИГиГ СО АН, 1987. – 194 с.

31. **Тимофеева, О. Б.** О находке конодонтов в нижнем девоне Кузнецкого бассейна [Текст] / О. Б. Тимофеева // Стратиграфия нижнего и среднего девона. – Л. : Наука, 1973. – С. 236–239.

32. **Тимофеева, О. Б.** Расчленение нижнедевонских отложений Салаира по конодонтам [Текст] / О. Б. Тимофеева // Геология и геофизика. – 1976. – № 11. – С. 22–29.

33. **Фомичев, В. Д.** Геологический очерк Салаира [Текст] / В. Д. Фомичев, Л. Э. Алексеева // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия. – 1961. – Вып. 63. – 202 с.

34. **Харин, Г. С.** Стратиграфия девонских отложений Саяно-Алтайской области. Салаир [Текст] / Г. С. Харин // Биостратиграфия палеозоя Саяно-Алтайской горной области. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 1960. – С. 191–200. – (Тр. СНИИГГиМС ; вып. 202).

35. **Яворский, В. И.** Девон юго-западной окраины Кузнецкого бассейна [Текст] / В. И. Яворский // Тр. ЦНИГРИ. – 1937. – Вып. 107. – С. 2–36.

36. **Язиков, А. Ю.** Объем и корреляционный потенциал межрегиональной зоны Leptodontella zmeinogorskiana (брахиоподы, девон) [Текст] / А. Ю. Язиков // Интерэкспо Гео-Сибирь-2013. IX Междунар. науч. конгр. (15–26 апреля 2013 г., Новосибирск) : Междунар. науч. конф. «Недропользование. Горное дело. Новые направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Геоэкология» : сб. матер. в 3 т. Т. 1. – Новосибирск : СГГА, 2013. – С. 53–57.

37. **Bakharev, N. K.** New Data on the stratigraphy of the Lower and Middle Devonian of Salair (West Siberia, Russia) [Text] / N. K. Bakharev, N. G. Izokh, A. Yu. Yazikov // International Field Symposium «The Devonian and Lower Carboniferous of northern Gondwana». Abstracts book. A. El Hassani, R. T. Becker & A. Tahiri (Eds). Documents de L'Institut Scientifique. Rabat, Morocco. – 2013. – N 26. – P. 25–27.

38. **Carls, P.** Comments on the GSSP for the basal Emsian stage boundary: the need for its redefinition [Text] / P. Carls, L. Slavнk, J. I. Valenzuela-Rнos // Bul. of Geosciences. Czech Geological Survey, Prague. – 2008. – Vol. 83(4). – P. 383–390.

39. **Devonian** standard boundaries within the shelf belt of the Siberian Old Contunent (South of the Western Siberia, Mongolia, Russian Far East) and in the South Tien Shan [Text] / E. A. Yolkin, R. T. Gratsianova, N. G. Izokh [et al.] // Cour. Forsch. Inst. Senckenberg, Frankfurt-am-Maine. – 2000. – Vol. 225. – P. 303–318.

40. **Facies** and faunal associations of the Telengitian (Emsian) in its type locality [Text] / E. A. Yolkin, R. T. Gratsianova, N. G. Izokh [et al.] // Devonian of the World (Proc. IInd Intern. symp. devonian system, Calgary, 1987). Can. soc. petrol. geologists. – 1988. – Mem. 14, III. – P. 193–207.

41. **Izokh, N. G.** Biodiversity of Devonian conodonts from the West Siberia [Text] / N. G. Izokh // Berichte des Institutes für Erdwissenschaften, Karl-Franzens-Universität Graz. 19–24th september 2011. – 2011. – Bd. 16. – P. 49–51.

42. **Middle-Upper** Devonian and Lower Carboniferous Biostratigraphy of Kuznetsk Basin. Field Excursion Guidebook. International Conference «Biostratigraphy, paleogeography and events in Devonian and Lower Carboniferous» (SDS / IGCP 596 joint field meeting) [Text] / N. K. Bakharev, N. G. Izokh, A. Yu. Yazikov [et al.] ; eds. N. K. Bakharev, N. G. Izokh, O. T. Obut, J. A. Talent. – Novosibirsk : Publishing House of SB RAS, 2011. – 98 p.

43. **The Geologic** Time Scale [Text] / Eds. F. M. Gradstein, J. G. Ogg, M. D. Schmitz, G. M. Ogg // 2012. – Vol. 2, Elsevier Science Ltd. – 1176 p.

СОВМЕЩЕНИЕ РАЗНОТИПНЫХ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ В ОСТРОВОДУЖНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКАХ (НА ПРИМЕРЕ ЛЫСОГОРСКОГО КОМПЛЕКСА ГОРНОЙ ШОРИИ)

А. Э. Изох[1,2], А. Г. Владимиров[1,2], Н. Н. Крук[1], Г. А. Бабин[3]

[1]ИГМ СО РАН, Новосибирск
[2]НГУ, Новосибирск
[3]ФГУП «СНИИГГиМС», Новосибирск

Совмещение в одном массиве и в едином ареале различных дифференцированных ультрамафит-мафитовых ассоциаций установлено на примере лысогорского комплекса в Горной Шории [4]. Лысогорский перидотит-пироксенит-габброноритовый комплекс представлен петротипическими Лысогорским, Большеаталыкским, Малоаталыкским, Азартовским, Кучешским, Кобезским и Шаманским расслоенными массивами, которые сопряжены с островодужными толеитовыми базальтоидами садринского и нижнемонокского вулканических комплексов и рассматриваются в качестве их гипабиссальных комагматов [1]. Малоаталыкский массив (12 км^2) – пластообразное интрузивное тело мощностью 1,5–2 км, погружающееся субвертикально до глубины 4,5–5 км. Он сформировался в результате последовательного внедрения двух фаз ультрамафитов и габброидов, образование которых обусловлено фракционированием из двух различных родоначальных расплавов. Первая фаза представлена ритмично расслоенны-

ми верлитами, оливиновыми клинопироксенитами и клинопироксенитами, в подчиненном количестве присутствуют дуниты и оливиновые габбро. Ритмы, как правило, дву- и трехчленные. Вторая фаза проявляется ограниченно лекократовыми оливиновыми габбро, троктолитами и габброноритами. Кроме того, ультрамафиты первой фазы и лейкократовые оливиновые габбро второй прорываются дайками оливиновых габброноритов, микрогабброноритов и долеритов.

Большеаталыкский массив (10 км^2) овальной формы, в вертикальном сечении имеет вид сложного воронкообразного тела, прослеживающегося до глубины 3,5–4 км. Характеризуется ритмичной расслоенностью, сложен троктолитами, оливиновыми, пироксен-амфиболовыми и амфиболовыми габбро, реже габброноритами, а также анортозитами поздней фазы. Выделяются макроритмы мощностью 80–500 м, иногда осложненные микроритмичной дифференциацией с мощностью «слоев» в несколько сантиметров. Падение расслоенности направлено к центру массива, углы изменяются от 40° в краевой части интрузии до 5–10° в осевой.

Габброидам обоих интрузивов свойственна очень высокая (88–98 % анортитового компонента) основность плагиоклазов. Петрографический состав пород и породообразующих минералов (высокая железистость оливинов при крайне высокой основности плагиоклазов) типичен для высокоглиноземистых низкотитанистых ультрамафит-мафитовых ассоциаций, которые являются индикаторными для осевых зон разновозрастных островодужных систем Центрально-Азиатского подвижного пояса (ЦАПП) [3]. Ультрамафиты, пироксениты и габброиды первой фазы характеризуются низкими концентрациями титана, щелочей и фосфора при высокой магнезиальности. Габброиды поздней фазы внедрения имеют высокую глиноземистость. По некоторым параметрам (низкие титанистость, фосфористость, общая и калиевая щелочность) габброиды второй фазы коррелируются с вмещающими раннекембрийскими высокоглиноземистыми базальтами садринского комплекса, что предполагает их комагматичность. На петрохимических диаграммах MgO – Al_2O_3 и MgO – CaO породы Малоаталыкского массива образуют два отчетливых тренда. Первый обусловлен фракционированием оливина и клинопироксена на ранней стадии кристаллизационно-гравитационной дифференциации высококальциевого высокомагнезиального (анкарамитового) родоначального расплава. Подобные высококальциевые пикробазальты, обогащенные вкрапленниками оливина и клинопироксена описаны в составе садринской вулканической серии венд-кембрия в указанном районе, в котором они переслаиваются с высокоглиноземистыми пикробазальтами [1].

Второй тренд, напротив, характеризуется резким возрастанием содержания глинозема в базитах при практически постоянной концентрации CaO, что обусловливается фракционированием основного плагиоклаза и оливина вплоть до образования анортозитов. Составы габброидов Большеаталыкского интрузива соответствуют второй фазе Малоаталыкского массива, что свидетельствует о тесном совмещении двух разнотипных ассоциации. Сходные тренды дифференциации установлены для пород Шаманского массива в южной части Аталыкского ареала вблизи аккреционного шва. В то же время Кобезскому массиву, находящемуся в северной части ареала, свойственны несколько отличающиеся петрохимические особенности. Так, на петрохимических диаграммах для пород данного массива отчетливо проявлен троктолитовый тренд дифференциации, на что указывает одновременное возрастание содержаний глинозема и кальция при уменьшении магнезиальности пород. Эти особенности составов пород Кобезского массива обусловлены их кристаллизацией из субщелочных оливиновых базальтов, которые характерны для тыловых зон современных островных дуг. Подобная зональность в размещении раннепалеозойских ультрамафит-мафитовых ассоциаций установлена для Озерной зоны Западной Монголии [2] и для вендской остоводужной системы Байкало-Муйского пояса в Забайкалье.

Таким образом, установлено, что по характеру дифференциации в Аталыкском ареале ультрамафит-мафитовых интрузивов Горной Шории и даже в пределах одного массива можно выделить два типа интрузивов, различающихся и по набору пород, и по особенности дифферециации – перидотит-пироксенит-габбровый (Малоаталыкский, Шаманский) и перидотит-троктолит-габброноритовый (Большеаталыкский, Кобезский). Это обусловлено различиями в составах родоначальных расплавов – высококальциевого пикробазальта (анкаромитового) (MgO – 13,9, CaO – 15,9, Al_2O_3 – 8,7 %) для первой ассоциации и высокоглиноземистого оливинового меленобазальта (MgO – 12,0, CaO – 8,7, Al_2O_3 – 15,3) для второй. Модельные расчеты с применением программы «Comagmat» показывают, что при малоглубинной кристаллизации высококальциевого расплава первым начинает кристаллизоваться высокомагнезиальный оливин (Т 1300°), затем клинопироксен (Т 1285°), плагиоклаз кристаллизуется только на заключительных этапах (Т 1190°). При этом троктолитовый парагенезис полностью отсутствует. Такая последовательность кумулятов свойственна первой фазе Малоаталыкского интрузива. Напротив, при моделировании последовательности кристаллизации высокоглиноземистого меланобазальта отмечается, что также первым кристаллизуется оливин, но главный объем кумулятов представлен троктолитом, а клинопироксен появляется только на заключительных стадиях вместе с ортопироксеном. Подобная последовательность кристаллизации установлена для второй фазы Малоаталыкского массива и для Большеаталыкского интрузива.

Список литературы

1. **Бабин, Г. А.** Петротипы каечакского базальтового, садринского плагиодацит-андезит-базальтового к атлинского андезибазальт-базальтового комплексов раннего кембрия (Горная Шория, северо-восточная часть Горного Алтая) [Текст] / Г. А. Бабин, Н. Н. Крук. – Новосибирск, 2011. – 80 с.

2. **Возраст**, состав, источники и геодинамические условия формирования гранитоидов северной части Озерной зоны Западной Монголии: механизмы роста палеозойской континентальной коры [Текст] / С. Н. Руднев, А. Э. Изох, В. П. Ковач [и др.] // Петрология. – 2009. – Т. 17. – № 5. – С. 470–508.

3. **Высокоглиноземистые** расслоенные габброиды Центрально-Азиатского складчатого пояса: геохимические особенности, Sm-Nd изотопный возраст и геодинамические условия формирования [Текст] / А. Э. Изох, Г. В. Поляков, А. С. Гибшер [и др.] // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39, № 11. – С. 1565–1577.

4. **Габбро-гранитные** интрузивные серии и их индикаторное значение для геодинамических реконструкций [Текст] / А. Г. Владимиров, А. Э. Изох, Г. В. Поляков [и др.] // Петрология. – 2013. – Т. 21, № 2. – С. 177–201.

О ФОРМИРОВАНИИ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ СЕЛЕНГИНО-ИТАНЦИНСКОЙ ВПАДИНЫ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА (ЛИТОЛОГИЯ, СТРАТИГРАФИЯ, НЕОТЕКТОНИКА)

В. Л. Коломиец

ГИН СО РАН, Новосибирск

Селенгино-Итанцинская впадина – одна из отрицательных морфоструктур Байкальского рифта, обрамлена Морским хребтом с северо-востока и горной системой Улан-Бургасы – Хамар-Дабан с юго-запада. Для понимания истории неоплейстоценового седиментогенеза наибольший интерес представляют осадочные толщи аквального генезиса террасового комплекса, которые в исследуемой котловине имеют большое площадное распространение. В процессе выполнения разноплановых научных проектов в 2007–2012 гг. с помощью литолого-фациального и палеопотамологического (палеогидрологического) методов и радиотермолюминесцентного (РТЛ) абсолютного датирования изучен ряд новых разрезов террасового комплекса.

V эрозионно-аккумулятивная терраса (высота 30–35 м) средненеоплейстоценового возраста (первая половина, РТЛ-дата – 243±25 тыс. лет назад, самаровское время) распространена вдоль северного макросклона хр. Хамар-Дабан. Разрез ее детально исследован в приустьевой части р. Вилюйка (пос. Селенгинск).

Верхняя толща террасы вскрытой мощностью 6 м выполнена песчаным материалом (средневзвешенный диаметр частиц x = 0,15–0,28 мм), мелко-среднезернистой структуры с наклонной и дельтовой (S-образной) текстурой. Осадки характеризуются совершенной, очень хорошей и хорошей сортировкой (коэффициент сортировки Траска S_0 = 1,27–1,47; стандартное отклонение σ = 0,12–0,16), что отражает достаточную длину их перемещения в бассейне седиментации. Кроме того, они распределены асимметрично (коэффициент асимметрии Траска S_k>1; статистический коэффициент асимметрии, α>0) со сдвинутой в сторону мелких частиц модой, что обусловливает сравнительно невысокую степень энергетического баланса среды аккумуляции. Тектонические условия осадконакопления были относительно стабильными с определенным дефицитом поступающего вещества (эксцесс τ = 3,6–41,7). Коэффициент вариации определяет происхождение данных осадков (v = 0,69–0,84) как аквальное: меньшие значения относятся к области совмещенного аллювиально-лимнического генезиса (v<0,8), большие – области однонаправленных постоянных потоков с сезонным изменением объема текучих вод (v>0,8).

Седиментация данной толщи происходила в неглубоких устойчивых слабопроточных озеровидных объектах (1,4–2,2 м) с палеопотоками равнинного типа (число Фруда Fr<0,1), имевшими постоянное, сравнительно чистое русло с отсутствием органических остатков (коэффициент шероховатости n = 41–43) и площадью водосбора не менее 100 км^2 в придельтовом положении (число Лохтина Δ = 1,72–2,10) (см. таблицу). При достижении порога срывающих придонных скоростей 0,3 м/с в русле происходил размыв его ложа: частицы приходили в движение и испытывали перенос сальтационным способом. Новая аккумуляция наступала с уменьшением указанных скоростей до нижнего предела 0,2 м/с. Скорости потока по вертикали были не более 0,4 м/с, уклоны водного зеркала 0,27–0,46 м/км. Максимальные меженные глубины составляли 0,3–0,4 м, ширина русла в момент выхода на пойму 110–140 м. Фациальная природа данных осадков – преимущественно береговые, прибрежные фации лимнической, а также подгруппа русловых нестрежневых фаций речной макрофации.

Нижняя толща мощностью 11 м представлена в целом алевритово-псаммитовым материалом: субгоризонтально-, слабоволнисто- и наклонно-слоистыми мелкозернистыми алевропесками (x=0,14–

Палеопотамологические характеристики осадков

Номер пробы (терраса)	Срывающая скорость, $v_{ср}$, м/с	Скорость отложения, $v_{отл}$, м/с	Глубина потока, H, м	Скорость потока, V, м	Универсальный критерий Ляпина,	Уклон, I, м/км	Коэффициент шероховатости, n	Ширина потока, B, м	Число Фруда, Fr
1536-1 (V)	0,29	0,19	1,46	0,36	0,15	0,14	45,1	64,4	0,02
1536-5 (V)	0,32	0,20	1,96	0,44	0,23	0,46	41,3	116,0	0,06
1536-9 (V)	0,29	0,19	1,35	0,37	0,16	0,15	44,8	54,9	0,03
1520-1 (V)	0,31	0,20	2,02	0,41	0,21	0,34	42,3	123,0	0,04
1520-6 (V)	0,31	0,20	1,93	0,43	0,23	0,42	41,6	113,0	0,05
1520-12 (V)	0,29	0,18	1,44	0,36	0,15	0,13	45,3	62,4	0,02
2608-1 (IV)	0,28	0,18	1,45	0,34	0,12	0,07	47,0	63,8	0,01
2608-3 (IV)	0,27	0,17	1,17	0,31	0,09	0,03	49,6	41,7	0,01
2608-4 (IV)	0,26	0,17	1,73	0,29	0,07	0,01	51,6	9,5	0,01
Ик-1 (III)	0,27	0,17	1,09	0,29	0,08	0,02	50,7	8,9	0,01
Ик-3 (III)	0,29	0,18	1,40	0,36	0,15	0,13	45,3	14,9	0,02
Ик-7 (III)	0,30	0,19	1,81	0,41	0,20	0,29	42,8	24,8	0,04
Ик-9 (III)	0,30	0,19	1,35	0,39	0,18	0,22	43,6	13,8	0,03
3062-1 (II)	0,28	0,18	0,85	0,33	0,11	0,06	47,5	21,7	0,01
3062-4 (II)	0,29	0,19	0,56	0,37	0,16	0,15	44,9	9,6	0,03
3062-8 (II)	0,30	0,19	0,49	0,38	0,17	0,20	44,0	7,4	0,03
МС-12 (II)	1,21	0,78	6,82	2,07	0,68	9,12	22,9	238,5	0,47
2019-1 (I)	0,27	0,18	0,99	0,32	0,10	0,04	48,4	29,5	0,01
2019-3 (I)	0,30	0,19	1,10	0,39	0,18	0,22	43,6	36,6	0,03
2019-4 (I)	1,19	0,76	3,20	2,04	0,68	9,07	23,0	1263,0	0,46

0,15), алевритово-мелкозернистыми (x = 0,23–0,27) и алевритисто-средне-мелкозернистыми песками (x = 0,39). Осадки имеют хорошую сортировку (S_0=1,23–1,62; σт = 0,1–0,31), что соответствует удлинению пути переноса вещества. Вариация распределений сдвинута в сторону как крупных ($S_к$<1, преобладают крупнозернистые частицы с улучшенной сортировкой), так и мелких частиц ($S_к$>1, доминируют тонкодисперсные частицы с улучшенной сортировкой). Значения эксцесса положительны (τ = 1,78–11,02), что указывает на определенное постоянство среды образования отложений. Коэффициент вариации v = 0,66–0,86, что подтверждает аквальное происхождение изучаемых осадков.

Место аккумуляции субстрата – стационарный озеровидный проточный водоем (глубина 1,3–2,2 м) с наличием сети палеопритоков. По числу Фруда они относились к равнинному (Fr<0,1) типу постоянных, в достаточной степени оформленных русел с водосборной площадью более 100 км^2, свободным течением воды в комфортных и очень комфортных условиях состояния ложа (n = 39–46) в придельтовых условиях (Δ = 1,57–2,13). Критерий устойчивости φ (<100 ед.) определяет такие палеопотоки как слабоподвижные. Их поверхностные скорости течения – 0,35–0,5 м/с, пульсационные срывающие скорости транспортировки обломочного материала – 0,28–0,34 м/с, придонные скорости отложения – 0,18–0,20 м/с, глубины в меженный период – 0,3–0,6 м, уклоны водного зеркала – 0,1–0,9 м/км, ширина потоков – 51–136 м. Режим осаждения был переходным, основной способ транспортировки в водной среде – сальтация. Универсальный критерий Ляпина, значения которого в отдельных случаях больше 0,2 (это подтверждает наличие наклонно-слоистых текстур, имевших место в изучаемом разрезе), указывает на существование мелкогрядовых подвижных форм донного микрорельефа с высотой гряд 0,1–0,16 м, длиной 1,0–1,8 м и скоростью их размыва-перемещения 0,2 мм/с.

Отложения *IV террасы* высотой 20–24 м в районе с. Фофоново отчетливо подразделяются на три горизонта. Первый (инт. 0,35–1,0 м) раннекаргинского времени (РТЛ-дата 40000±5700 лет назад) сложен песчаным алевритом (x = 0,13) с практически полным отсутствием слоистости. Невысокое значение коэффициента вариации гранулометрического спектра (v = 0,77) указывает на комплексный аллювиально-озерный генезис. Бассейн осадкообразования представлял собой неглубокий стационарный мелководный (до 1,5–2,0 м) озеровидный водоем. Перемещение материала осуществлялось равнинными (Fr<0,1), слабоподвижными (φ-критерий устойчивости русел <100 ед.) потоками в естественных, благоприятных, околодельтовых (Δ = 2,2) условиях состояния ложа с беспрепятственным поступлением воды (n = 47). В фациальном отношении исследуемые осадки соотносятся с прибрежной фацией лимнической макрофации.

Второй горизонт разреза (2,0–3,5 м) выполнен тонкослоистыми крупными (x=0,08–0,09) и песчаными (x=0,09–0,10) алевритами. Время его образования – от позднеермаковского (65000±7000 лет

назад) в подошве до раннекаргинского (49000±6000 лет назад) на верхней границе. Показатели коэффициента вариации 0,7–1,0, что определяет водное происхождение осадков. Накопление протекало главным образом в крупном малопроточном, не отличавшемся большой глубиной (до 2–3 м) озерном водоеме с субламинарным гидрологическим режимом водотоков. Палеореки характеризуются равнинным (Fr<0,1) типом натуральных малодинамичных (φ<100 ед.) русел в весьма благоприятных условиях состояния ложа и свободного течения воды (n = 49,5–49,8). Очень высокое содержание (90–97 %) тонкодисперсных частиц свидетельствует об их формировании в прибрежно-приглубой полосе акватории озерных водоемов (прибрежные и донные фации лимнической макрофации).

Третий горизонт (5,0–8,5 м) тазовского времени (140000±17000 лет назад) составлен неотчетливо-слоистым алевритом (x=0,07). Набор статистических (v=0,48) и палеопотамологических показателей указывает на аккумуляцию в спокойных динамических условиях стационарного озера с образованием приглубо-донных фаций (устойчивая среда с субламинарным режимом придонного осаждения на литорали лимнических водоемов при критически малых скоростях транспортировки осадков).

Толща *III террасы* (15–20 м, поздний неоплейстоцен – каргинский возраст: 45000±4500, 35000±5000 лет назад) в целом имеет двучленное строение. Нижняя часть разреза сложена косослоистыми галечниками и крупно-грубозернистыми песками с гравийными включениями. Осадки верхней части, вскрытой до глубины 8 м в районе пос. Ильинка, представлены широким тонкообломочным литологическим разнообразием – от песчаных алевритов (x = 0,08–0,1), алевропесков (x = 0,16–0,17), алевритовых песков (x = 0,18–0,20) до средне-мелкозернистых алевритовых песков (x = 0,22). Коэффициент сортировки Траска S_0 и стандартное отклонение σ составляют 1,26–1,48 и 0,04–0,22 соответственно, они характеризуют осадки как совершенно, очень хорошо и хорошо сортированные, что указывает на значительное расстояние транспортировки и пониженную скорость седиментации. По коэффициентам асимметрии (статистическому (α>0) и асимметрии Траска (S_k<1) со сдвинутыми модами в сторону крупных частиц) энергетические уровни живых сил седиментации оцениваются как нормальные. Значения эксцесса положительны (τ = 3,41–38,74), что прямо свидетельствует об определенной стабильности этой среды. Величина коэффициента вариации по всей толще v = 0,54–0,76, что подтверждает аквальное происхождение изучаемых отложений области совмещенного аллювиально-лимнического генезиса (0,4<v<0,8).

Накопление осадков данной террасы происходило в озеровидных, неглубоких (до 2 м) водоемах при наличии разветвленной фуркирующей сети проток р. Пра-Селенга со слаботурбулентным гидрологическим режимом (см. таблицу). Уклон палеорусел потоков (0,02–0,29 м/км), скорость сдвига частиц (0,27–0,3 м/с), придонная скорость отложения (0,17–0,19 м/с), поверхностная скорость течения (0,29–0,41 м/с) были незначительными. Максимальная глубина в меженной уровень на перекатах достигала 0,3–0,5 м, а в половодье – 1,3–1,8 м при ширине открытых частей русел-рукавов до 25 м. По значению числа Фруда водотоки относились к равнинному (Fr<0,1) типу постоянных, в достаточно степени оформленных русел с водосборной площадью более 100 км^2, свободным течением воды в обычных, комфортных и очень комфортных условиях состояния ложа (n=42,8–50,7); φ-критерий устойчивости (<100 ед.) определяет такие палеопотоки как слабоподвижные.

Фациальная причастность осадков третьей террасы неоднозначна – алевритово-песчаные разновидности аккумулировались в акватории озерного водоема со слабым волнением и придонным течением (лимническая макрофация), а средне-мелкозернистые пески приносились мигрирующими речными потоками с пониженными скоростями движения воды (речная макрофация).

II надпойменная терраса (10–12 м, позднекаргинская и раннесартанская эпохи, 27000±3500 и 22000±5500 лет назад соответственно), как и третья, состоит из двух толщ. Нижняя сложена слоистым псефитово-псаммитовым материалом, верхняя – песчано-алевритовыми осадками. Основание террасы в приустьевой части р. Итанцы (проба МС-12) представлено гравийно-галечно-песчаными смесями (x = 9,55). Небольшую дальность переноса и повышенную скорость седиментации диагностирует плохая сортировка или ее полное отсутствие (S_0 = 5,88, σ = 11,92). Эксцесс отрицательный (τ = –0,88), что обусловливает дисбалансированность хода тектонических событий, которая способствовала росту экзогенных сил, в первую очередь усилению эрозии и склоновых процессов. Показатель коэффициента вариации v = 1,25 принадлежит полю однонаправленных постоянных потоков с сезонным колебанием водности.

Палеопотамологические показатели аккумуляции изучаемой толщи максимально контрастны. Здесь получили развитие крупные горные потоки со зрелыми грядовыми формами (Fr = 0,47), извилистым крупногалечным строением ложа и неспокойным быстрым течением (n = 22,9, v = 2,07 м/с). Пульсационная срывающая скорость транспортировки обломочного материала 1,21 м/с, придонная скорость отложения 0,78 м/с, уклон водного зеркала до 9,1 м/км, глубина в меженный период до 1 м, с существенным увеличением в паводок (6,8 м). За счет ярко выраженной турбулентности подобная среда могла перемещать обломки пород средне-мелкогалечного размера (22,14 мм): по данным гранулометрического анализа количество такого компонента достигает 22,5 %. Универсальный критерий Ляпина (β=0,68) сви-

детельствует о возможном образовании в руслах среднегрядовых подвижных форм рельефа с высотой гряд 0,24 м, длиной 2,6 м и разноориентированной скоростью передвижения 1,6 мм/с.

Верхняя толща, изученная в карьере на р. Ловцова южнее пос. Ильинка (вскрытая мощность 7 м), наращивает разрез отложений II террасы, сложена массивной лессовидной супесью (0,0–1,8 м), субгоризонтально- и слабоволнисто-слоистым песчаным алевритом (1,8–3,2 м, x = 0,12–0,14), ритмично-тонкослоистым субгоризонтально-волнистым алевритово-мелкозернистым (3,8–5,2 м, x = 0,17) и субгоризонтально-наклонным мелкозернистым (5,2–7,0 м, x = 0,19) песками.

Путь перемещения осадков в среде седиментации имел достаточную длину, что отразилось в значениях сортировки осадков – от особенно хорошей до очень хорошей (S_0 = 1,18–1,41; σ = 0,08–0,12). Динамика этой среды в целом не отличалась высоким потенциалом: имели место небольшие вариации в сторону его усиления (S_k<1; α>0) или же ослабления (S_k>1; α>0) на фоне стабильности протекания процессов эндогенеза (τ>0, τ>>0) в аквальных условиях (речные – v>0,8, инт. 1,8–3,2 м; смешанные, озерно-речные 0,4<v<0,8, инт. 3,2–5,9 м и озерные v<0,4, инт. 5,9–7,0 м).

Аккумуляция толщи происходила преимущественно в мелководных (до 1,0–1,5 м) проточных озерных бассейнах со слаботурбулентным гидрологическим режимом водотоков, имевшим равнинный (Fr<0,1) тип естественных русел при площади водосбора более 100 км^2 в условиях благоприятного состоянии ложа и беспрепятственного течения воды (n>40). Минимум скоростей сдвига водного потока для перехода наносов в движение и последующего их переноса составлял 0,28–0,3 м/с. Транспортировка заканчивалась при достижении придонной скоростью порога 0,18 м/с. Скорость течения на вертикали глубины палеорек не более 0,39 м/с, уклоны продольного профиля 0,06–0,21 м/км. Динамизму потоков был свойственен переходный между ламинарным и турбулентным режимами тип осаждения (0,1<x<1,0), что соотносится с перемещением по способу «пушечного ядра» с подчиненной ролью взвесей. По φ-критерию устойчивости русел (<100 ед.) потоки относятся к слабоподвижным, что не позволяло выполнять большой объем донного врезания и бокового перемещения, которые в итоге способствовали бы значительным преобразованиям речной сети и рельефа. В фациальном отношении осадки принадлежат прибрежным озерным и русловым нестрежневым фациям.

I надпойменная терраса (7–8 м) финально-неоплейстоцен-раннеголоценового возраста описана в береговом уступе к северу от с. Татаурово. Ей свойственна двучленность строения: сверху залегают тонкообломочные породы – песчаные алевриты (x = 0,07), мелкозернистые алевропески (x = 0,1) и пески (x = 0,19), ниже, с глубины 2,5 м, – галечники с малыми валунами и гравийно-песчаным заполнителем (x = 13,5).

Отложения верхней толщи совершенно и хорошо сортированы (σ = 0,07–0,19), положение моды и медианы осадка не совпадает: присутствует перекос в сторону мелких частиц (S_k>1), что устанавливает невысокий баланс живых сил среды седиментации при устойчивом протекании тектонических процессов (положительные значения эксцесса в пределах первых десятков и сотен единиц). По коэффициенту изменчивости аккумуляция алевритово-песчаных частиц происходила в водной среде – неглубокие (0,8–1,1 м) озеровидные условия постепенно замещались нединамичными речными.

Нижняя толща накапливалась в условиях балансирования на грани «устойчивость – неустойчивость» процессов эндо- и экзогенеза (небольшие плюсовые значения эксцесса в пределах единицы) с высоким энергетизмом (S_k<1; α>0) при малом пути перемещения субстрата, что подтверждается полным отсутствием сортировки осадков. Значения коэффициента вариации (v=1,46) определяют среду седиментации как крупный стационарный русловой поток (срывающая скорость начала транспортировки субстрата 1,19 м/с, скорость прекращения движения 0,76 м/с, скорость течения 2 м/с, глубина 0,9–3,2 м, уклон водного зеркала 0,97 м/км, ширина до 1,26 км с отдельными рукавами 120–130 м) горно-грядового типа (Fr = 0,46).

Таким образом, на основании литолого-фациальных и палеопотамологических характеристик озерно-речных неоплейстоценовых отложений террасового комплекса Селенгино-Итанцинской впадины установлены следующие закономерности. Седиментогенез первой половины среднего неоплейстоцена во время формирования V эрозионно-аккумулятивной террасы носил преимущественно озерный характер (v<0,8), меняющийся в некоторых случаях на речной (v>0,8). Аккумуляции массива IV надпойменной террасы был свойственен водный характер седиментации в гомогенных умеренно динамических условиях устойчивого озеровидного водоема с образованием приглубо-донных фаций. Продолжительный период озерных условий осадконакопления во впадине в среднем неоплейстоцене следует соотнести, в первую очередь, с ингрессиями вод Байкала (не менее двух) в прилегающие понижения его горного обрамления на фоне охвативших Прибайкалье дифференцированных движений двух фаз тектонической активизации – хубсугульской (600–300 тыс. лет) и тыйской (150–100 тыс. лет) [1, 2].

Низкие надпойменные террасы (III–I) впадины имеют общие черты строения. Для них характерно наличие двух литологически отличных толщ: нижней песчано-грубообломочной аллювиального и верх-

ней алевритово-псаммитовой смешанного аллювиально-озерного и лимнического происхождения. На отрезке от ермаковского времени позднего неоплейстоцена до границы с голоценом во впадине установлено присутствие нескольких мелководных проточных озерных водоемов, гидродинамическая ситуация накопления наносов в которых была примерно аналогичной. Реки, транспортировавшие осадочный материал, за это время неоднократно претерпевали существенные изменения гидрологического режима – от горно-грядового типа до равнинного. Одной из возможных причин возникновения лимнических обстановок образования осадков были кратковременные поднятия уровня вод Байкала с последующей их ингрессией. Эта черта свойственна и другим впадинам центральной части Байкальской рифтовой зоны, открытых к озеру (Котокельская, Нижнетуркинская, Налимовская, Усть-Баргузинская). В строении низких надпойменных террас присутствуют толщи озерного генезиса, что указывает на одни и те же неотектонические и палеоклиматические факторы седиментогенеза [3].

Список литературы

1. **Геохронология** и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия) [Текст] / С. В. Рассказов, Н. А. Логачев, И. С. Брандт [и др.]. – Новосибирск : Наука, 2000. – 288 с.

2. **Кайнозой** Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история [Текст] / В. Д. Мац, Г. Ф. Уфимцев, М. М. Мандельбаум [и др.]. – Новосибирск : Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. – 252 с.

3. **Коломиец, В. Л.** Седиментогенез плейстоценового аквального комплекса и условия формирования нерудного сырья суходольных впадин Байкальской рифтовой зоны : Автореф. дис. … к. г.-м. н. [Текст] / В. Л. Коломиец. – Иркутск : ИЗК СО РАН, 2010. – 18 с.

ФАЦИИ И ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НИЖНЕ-СРЕДНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КОСТИНСКОЙ СВИТЫ ПО РАЗРЕЗАМ Р. СУХАЯ ТУНГУСКА (ЗАПАД СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ, ТУРУХАНСКИЙ РАЙОН)

Д. А. Комлев, Е. В. Бушуев, А. В. Купин

ФГУП «СНИИГГиМС», Новосибирск

Выходы на дневную поверхность кембрия в Туруханском районе протягиваются полосой с севера на юг от оз. Мундуйское до р. Бакланиха. Костинская свита выделяется среди кембрийских отложений большими мощностями (по разным оценкам от 1200 до 1470 м в опорном разрезе при общей мощности кембрия в рассматриваемом районе около 2–2,2 км) и крайним однообразием литологических признаков. Последнее обстоятельство является причиной того, что среди исследователей, изучавших костинскую свиту, нет единого взгляда на литостратиграфическое расчленение ее разреза. Из опубликованных материалов по стратиграфии и литологии указанной свиты наиболее полные и информативные работы В. У. Петракова [3, 4], в которых основное внимание уделено проблемам стратиграфии, литологическая характеристика отложений дана очень кратко и общо, а анализ фаций и реконструкция обстановок осадконакопления отсутствуют. Восполнение этого существенного, на наш взгляд, пробела составляет одну из задач лаборатории седиментологии СНИИГГиМСа при проведении полевых работ по изучению кембрия Туруханского района. Ниже приведены краткая лито- и биостратиграфическая характеристики костинской свиты по разрезам р. Сухая Тунгуска и результаты литолого-фациального анализа, выполненного на основе их детального послойного описания.

Возраст костинской свиты по находящимся в ней фаунистическим остаткам, главным образом трилобитов, определяется как нижне-среднекембрийский, причем к амгинскому ярусу среднего кембрия относится лишь самая верхняя ее часть [1, 4]. Наши фаунистические сборы и определения комплексов фауны в целом согласуются с этими выводами.

На западном крыле Большой Сухотунгусской антиклинали по обоим берегам р. Сухая Тунгуска ниже устья р. Воловинская находится наиболее полный и хорошо обнаженный разрез свиты, который можно рассматривать в качестве опорного. Его единственный значительный недостаток – крайне слабая фаунистическая охарактеризованность. В указанном пересечении костинская свита представлена почти исключительно доломитами. Только в верхней трети разреза появляются редкие прослои известняков и известковистых доломитов. Ее мощность в этом разрезе около 1300 м. Взаимоотношение с подстилающей платоновской свитой согласное. Нами (достаточно условно) разрез разделен на три части по двум критериям – наличию строматолитовых текстур и прослоев известняков.

Нижняя часть разреза (0–70 м) представлена чередованием доломитовых песчаников и гравелитов, мелко-среднезернистых доларенитов и тонко-микрозернистых массивных доломитов с отдельны-

ми маломощными (первые сантиметры) прослоями мелко-плоскообломочных доломитовых брекчий. Среди слоистых текстур отмечается параллельная слоистость и плохо проявленная мелкая и средняя косая слойчатость, характерная в основном для доломитовых песчаников и гравелитов. В них же наблюдается пористость и кавернозность (каверны до 0,2 м). Породы кремового, светло-желто-коричневого, иногда более яркого охристо-желтого цвета.

На инт. 100–140 м выделяется пачка с многочисленными кавернами, наиболее крупные достигают размера небольших пещер – 3–4 м в поперечнике. Эти полости встречаются на нескольких уровнях и приурочены к зонам брекчирования. Структура брекчий проявлена плохо, поскольку и обломки, и матрикс одного состава и цвета. Обломки чаще сложены тонкозернистыми доломитами, а матрикс, как правило, имеет более грубозернистую структуру. Природа этих брекчий, по-видимому, седиментационная. Возможно, они формировались на стадии раннего диагенеза при выщелачивании сульфатов и соли. Зоны брекчий чередуются как по разрезу, так и по латерали с массивными косо- и волнисто-слоистыми доларенитами средне-крупнозернистыми. На поверхностях брекчирования с обилием каверн наблюдаются примазки глауконита.

В средней части разреза (270–790 м) встречаются строматолитовые доломиты и генетически связанные с ними тонко-параллельно-слоистые доломиты, сменяющие друг друга по латерали. Слоистость этих двух литофаций практически идентична. Слойки (1–2 мм) сложены тонким доломитовым материалом. Нередко они дают тонко-параллельно-полосчатую текстуру. Слоистость часто подчеркнута ребристостью и тонкой плитчатостью. Последняя лучше проявлена в строматолитовых доломитах, особенно когда мощность слойков увеличивается до 5–7 мм. Между близко расположенными друг от друга столбиками строматолитов наблюдаются понижения (карманы), заполненные интракластами.

Слои, сложенные строматолитовыми доломитами и тонко-параллельно-слоистыми доломитами, чередуясь со слоями доломитовых песчаников и гравелитов и тонко-микрозернистых массивных доломитов, образуют 200-метровый циклично построенный интервал (270–470 м от основания свиты). В основании циклов лежат тонко-параллельно-слоистые доломиты и строматолитовые доломиты, вверх по разрезу они сменяются доломитовыми песчаниками и гравелитами, а те в свою очередь – тонко-микрозернистыми массивными доломитами. Указанная последовательность может нарушаться выпадением из разреза одного из элементов цикла – доломитовых песчаников и гравелитов или тонко-микрозернистых массивных доломитов. Мощность циклов 2–5 м. В средней части интервала развито окремнение в виде прослоев, линз и разной формы стяжений, в верхней наблюдаются прослои хорошо сортированных среднезернистых доларенитов с параллельной и пологой косой слоистостью.

Выше по разрезу отмечаются тела средне-крупнообломочных седиментационных конгломератобрекчий. Разноориентированные обломки (до 0,5–0,8 м в поперечнике) сцементированы неоднородным в структурном отношении доломитовым матриксом. Наиболее крупное из таких тел имеет мощность 25 м. Его особенность заключается в том, что обломки и цементирующая масса представлены преимущественно строматолитовыми доломитами, которые обрастают и цементируют обломочный субстрат. Вверх по разрезу характер брекчий меняется, их мощности и размер обломков заметно уменьшаются (1–0,3 м и 1–15 см соответственно). Примерно на инт. 680–700 м от подошвы свиты отмечаются наиболее крупные куполовидные тела строматолитовых доломитов (биогермы) до 1,5 м в высоту и 2–2,5 м в ширину. Выше вновь появляется цикличность, подобная наблюдаемой ниже. В прослоях тонко-микрозернистых массивных доломитов и тонко-параллельно-слоистых доломитов встречаются трещины усыхания.

Верхняя часть разреза (790–1300 м) выделена на основании появления в ней прослоев известняков светло-коричневых, коричневато-серых преимущественно тонкозернистых и афанитовых в разной степени доломитистых. В целом в верхней части свиты преобладают те же литофации, что и ниже по разрезу. К особенностям этой части разреза можно отнести наличие в тонко-параллельнослоистых тонкозернистых доломитах текстур, представляющих собой подобие мелких остроугольных складок шевронной формы с резкими перегибами слойков в ядре. Подобные образования описаны в литературе как текстуры «вигвама» или «типи», которые образуются в субаэральных условиях супралиторали [2]. Данные текстуры максимально распространены на инт. 940–1000 м от подошвы свиты. С ними ассоциируют многочисленные маломощные линзы брекчий, поверхности которых нередко покрыты глауконитовыми примазками, а трещины и пустоты заполнены белым или зеленоватым кальцитом. Близ кровли свиты выделяется пачка около 30 м с повышенным содержанием известкового материала до доломитистых известняков.

В восточном крыле Большой Сухотунгусской антиклинали (район устья р. Бечевник, правого притока р. Сухая Тунгуска) в тектоническом блоке вскрыта нижняя часть костинской свиты, согласно перекрывающей платоновскую. Отложения мощностью около 530 м представлены преимущественно теми же литофациями, что и на западном крыле.

Существенная особенность разреза – наличие в его средней части известняковой пачки мощностью около 100 м, содержащей многочисленные остатки трилобитов. Известняки коричневато-серые, светло-коричневые с прослоями известковистых и глинистых доломитов. В них выделяется несколько структурных типов. Преобладают тонко-скрытозернистые коричневато-серые известняки, для которых характерна тонкая параллельная и субпараллельная (слабо изгибающиеся слойки 1–3 мм) слоистость. На определенных интервалах (в средней и верхней частях пачки) эти известняки имеют пятнисто-слоистую текстуру, образованную за счет неравномерного распределения доломитовой примеси. Предположительно, данная текстура возникла в результате биотурбации, на это указывает и наличие многочисленных следов ползания на плоскостях напластования. Кроме описанных известняков, образующих фоновую фацию, выделяются редкие прослои известняковых песчаников и гравелито-песчаников косослоистых и перекрестно-слоистых. Они формируют линзующиеся слои мощностью до 1 м. В подчиненном количестве присутствуют мелкозернистые известняки и интракластовые известняковые вакстоуны – мелкообломочные седиментационные брекчии (преобладающий размер обломков 1–10 мм, часто имеют уплощенную форму).

На основе биостратиграфического изучения известняковой пачки нами выделена региональная зона Bathyuriscellus robustus – Jakutus quadriceps, которая соответствует олекминскому горизонту ботомского яруса нижнего кембрия и охватывает чуть меньше половины мощности интервала с известняками (240–280 м от подошвы свиты). В 1960–1964 гг. А. В. Розовой, Л. И. Егоровой и В. Е. Савицким [4] в разрезе костинской свиты в районе устья р. Бечевник в составе комплекса трилобитов олекминского горизонта были определены, но не изображены таксоны *Bergeroniaspis divergens* Lerm., *Bathyuriscellus robustus* Lerm., *Proerbia* sp., *Binodaspis* sp., *Solenopleurella* sp., *Bigotina* (?) sp., *Shanganella* (?) sp.

При изучении нашей коллекции трилобитов из этой части разреза костинской свиты в зоне Bathyuriscellus robustus – Jakutus quadriceps впервые установлены трилобиты *Proerbia* aff. *prisca* Lerm., *Eocorynexochus* aff. *ovatus* Ogien., *Binodaspis orcana* Suv., *Binodaspis* aff. *paula* Suv., *Solenopleurella bella* (Rjonsn.), *Jakutus quadriceps* (Rjonsn.), а также ранее указывавшиеся трилобиты *Bathyuriscellus robustus* Lerm. и *Bergeroniaspis divergens* Lerm.

Кроме того, в нижней части разреза найдены остатки археоциат и представители сборной группы SSF. На инт. 80–110 м от подошвы свиты наблюдаются прослои оолитовых доломитовых грейнстоунов с многочисленными обломками мелких кубков археоциат. На этом же интервале и чуть ниже по разрезу в слоях тонкозернистых доломитов наряду с остатками археоциат впервые в костинской свите найдена мелкораковинная фауна: мелкие (до 1,2 мм в длину) узкоконические (хиолиты) и колпачковидные (гастроподы?) остатки. Комплекс обнаруженных здесь хиолитов и археоциат отнесен к атдабанскому ярусу. Определения хиолитов выполнены Г. А. Карловой, археоциат – В. М. Сундуковым.

На основании полевого описания нами выделено несколько основных типов литофаций, часть из которых генетически однородны, т. е. отражают определенную обстановку осадконакопления, а некоторые представляют собой сборные группы структурно-текстурных типов доломитов. Они достаточно хорошо распознаются в разрезе и слагают почти весь объем свиты, за исключением отдельных слоев или небольших интервалов, сложенных известняками и другими типами доломитов. Названия литофациям даны по структурным или текстурным признакам. Ниже приведена краткая характеристика тех доломитовых литофаций, которые наиболее информативны в плане воссоздания обстановок осадконакопления и в то же время являются фоновыми для всего разреза свиты или значительных ее интервалов. Литофации известняков требуют отдельного рассмотрения.

Наиболее широко в разрезе свиты распространена литофация доломитовых песчаников и гравелитов, которая объединяет целый ряд обломочно-интракластовых доломитов со структурой от средне-крупнозернистого песчаника до гравелита часто с небольшими уплощенными гальками. Степень сортировки различна – от средней до хорошей. Среди текстур преобладают параллельная и косая слоистость, реже встречаются различные типы волнистой слоистости. Надо отметить, что различные структурно-текстурные подтипы этой литофации могли как формироваться в единых условиях, так и несколько различаться обстановками осадконакопления.

Литофация мелко-среднезернистых доларенитов выделена по слоям хорошо сортированных мелко-среднезернистых доломитовых песчаников с плохо проявленной параллельной слоистостью, подчеркнутой пунктирной мелкой пористостью. Хорошо обособленные массивные слои мелко-среднезернистых доларенитов встречаются редко, чаще они слагают переходы между доломитовыми песчаниками и гравелитами и литофацией тонко-микрозернистых массивных доломитов.

Литофация тонко-микрозернистых массивных доломитов также широко распространена почти по всему разрезу свиты, но по объему (суммарной мощности сложенных ею слоев) она значительно уступает первой. Доломиты данной литофации характеризуются более светлыми, иногда белесыми, тонами. Они, как правило, очень плотные, не пористые, без видимых текстур. Хорошо обособленные

слои встречаются редко. Чаще они с постепенным переходом от более крупнозернистых доломитов слагают кровельную часть среднемасштабных циклов.

Среди различных по структурным особенностям доломитовых брекчий костинской свиты в качестве самостоятельной литофации нами выделены только доломитовые мелко-плоскообломочные брекчии. В отличие от других типов брекчий они имеют более стабильные диагностические признаки и характерны для большей части свиты. Эти брекчии образуют маломощные прослои и линзы – мощностью обычно не более 10–15 см. Преобладают сильно уплощенные обломки 1–5 см в длину, окруженные плохо сортированным обломочным матриксом. Закономерности в ориентировке обломков, как правило, не наблюдается – от горизонтальной (параллельной поверхности напластования) до субвертикальной. Реже отмечается подобие черепитчатой упаковки. В структурном отношении матрикс неоднороден, представлен разными по размеру и форме обломками. Поэтому разделение структуры на матрикс и обломки достаточно условно, вследствие этого количественное соотношение матрикса и обломков не вполне определенно. Чаще наблюдается структура типа пакстоуна, когда сильно уплощенные обломки соприкасаются друг с другом, занимая большую часть объема породы.

Строматолитовые доломиты наиболее распространены в средней части свиты, но нередко встречаются и в верхней. Они тесно ассоциируют с литофацией тонко-параллельнослоистых доломитов, которые, возможно, также имеют строматолитовую природу. Размеры и форма строматолитовых тел различны, но наиболее характерны два морфологических типа строматолитовых доломитов: столбчатые и куполовидные. Столбчатые строматолиты имеют отчетливо выраженную столбообразную форму с некоторым расширением кверху. Их высота варьирует от первых сантиметров до первых дециметров, а ширина обычно не более 15–20 см. По латерали они сменяются тонко-параллельно-слоистыми доломитами. В пределах слоя последние, как правило, занимают значительно больший объем, чем тела столбчатых строматолитов. К куполовидным отнесены более вариативные по форме и размеру строматолитовые образования – от небольших бугорков (калиптр) размером в первые сантиметры, создающих рельефные бугорчатые поверхности в строматолитовых слоях, до небольших биогермов до 1,5 м в высоту и 2–2,5 м в ширину.

Анализ выделенных нами основных литофаций костинской свиты позволяет сделать некоторые выводы об условиях ее образования. Большая часть ее отложений формировалась в крайне мелководных условиях (от 0 до первых или реже десятков метров), характеризующихся контрастными обстановками с постоянно меняющимся гидродинамическим режимом.

Широко распространенные в костинской свите циклично сменяющие друг друга вверх по разрезу тонко-параллельно-слоистые доломиты и строматолитовые доломиты, доломитовые песчаники и гравелиты с параллельной и разными типами косой слоистости, прослои хорошо сортированных среднезернистых доларенитов, тонко-микрозернистые массивные доломиты представляют собой регрессивные циклы, свойственные мелководно-шельфовым обстановкам – внутренним частям карбонатных платформ или крупных морских банок. Этот ряд литофаций с присущими им особенностями характеризует циклическую смену двух смежных фациальных зон – литорали (с влиянием приливно-отливной деятельности) и супралиторали (зоны осушки).

Указанные фациальные зоны на идеализированном профиле карбонатной платформы Дж. Уилсона соответствуют двум стандартным фациальным поясам (СФП) – СФП-8 (шельф с ограниченным водообменном и приливно-отливные побережья) и СФП-9 (эвапориты на соляных равнинах) [6]. Первая зона сложена преимущественно тонко-параллельно-слоистыми и строматолитовыми доломитами, доломитовыми песчаниками и гравелитами с реверсивной косой слоистостью, а также слоями хорошо сортированных среднезернистых доларенитов с параллельной и пологой косой слоистостью. Наиболее грубые из этих осадков могут заполнять эрозионные ложбины на затопляемых приливами равнинах, а наиболее хорошо сортированные и менее грубые образуют бары, разделяющие указанные ложбины. Литофация строматолитовых доломитов может иметь несколько более широкий фациальный диапазон. Однако их морфологические особенности и генетическая связь с тонко-параллельно-слоистыми доломитами свидетельствуют в пользу того, что и они формировались в основном в пределах разных субобстановок литорали. В частности, столбчатые формы характерны для нижней литорали, а куполовидные – для верхней.

Трещины усыхания, распространенные в тонко-параллельно-слоистых доломитах и тонко-микрозернистых массивных доломитах, и текстуры «типи» говорят о периодическом высыхании осадка и изменении объема породы при гидратации ангидритовых прослоев на стадии раннего диагенеза. Наличие соленосных и сульфатоносных прослоев доломитов установлено глубокой скв. Р-1 [5]. Литофация тонко-микрозернистых массивных доломитов, которая образует массивные бронирующие прослои в кровле циклов, представляет собой, по-видимому, корки каличе и соответствует максимуму обмеления.

Слои известняков, встречающиеся в средней и верхней частях свиты, соответствуют трансгрессивным экскурсам. Известняки, содержащие остатки трилобитов и биотурбированные прослои накапливались в обстановках шельфовой лагуны со свободным водообменом (СФП-7 по Уилсону) [6].

Найденные в низах свиты в оолитово-обломочных фациях остатки археоциат указывают на существование поблизости археоциатовых построек. Но сами постройки обнаружены не были.

Проведенный нами фациальный анализ разрезов р. Сухая Тунгуска позволяет сделать наиболее общий вывод о том, что большая часть костинской свиты формировалась в крайне мелководных условиях внутренних частей карбонатных платформ или крупных морских банок.

Список литературы

1. **Государственная** геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 000 000 (новая серия). Лист Q-44, 45. Игарка : Объяснительная записка [Текст] / Отв. ред. Е. К. Ковригина. – СПб. : ВСЕГЕИ, 1998. – 263 с.

2. **Обстановки** осадконакопления и фации: в 2 т. Т. 2 [Текст] / Под ред. Х. Рединга. – М. : Мир, 1990. – С. 12–13.

3. **Петраков, В. У.** Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя Туруханского района [Текст] / В. У. Петраков // Докл. АН СССР. – 1963. – Т. 152, № 6. – С. 1436–1438.

4. **Петраков, В. У.** Стратиграфия нижнего палеозоя Туруханского района [Текст] / В. У. Петраков // Геология и геофизика. – 1964. – № 4. – С. 19–31.

5. **Петраков, В. У.** Стратиграфия, фации и нефтегазоносность нижнепалеозойских отложений Туруханского района : Автореф. дис. … к. г.-м. н. [Текст] / В. У. Петраков. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 1966.

6. **Уилсон, Дж. Л.** Карбонатные фации в геологической истории [Текст] / Дж. Л. Уилсон. – М. : Недра, 1980.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ И СТРАТИГРАФИИ РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

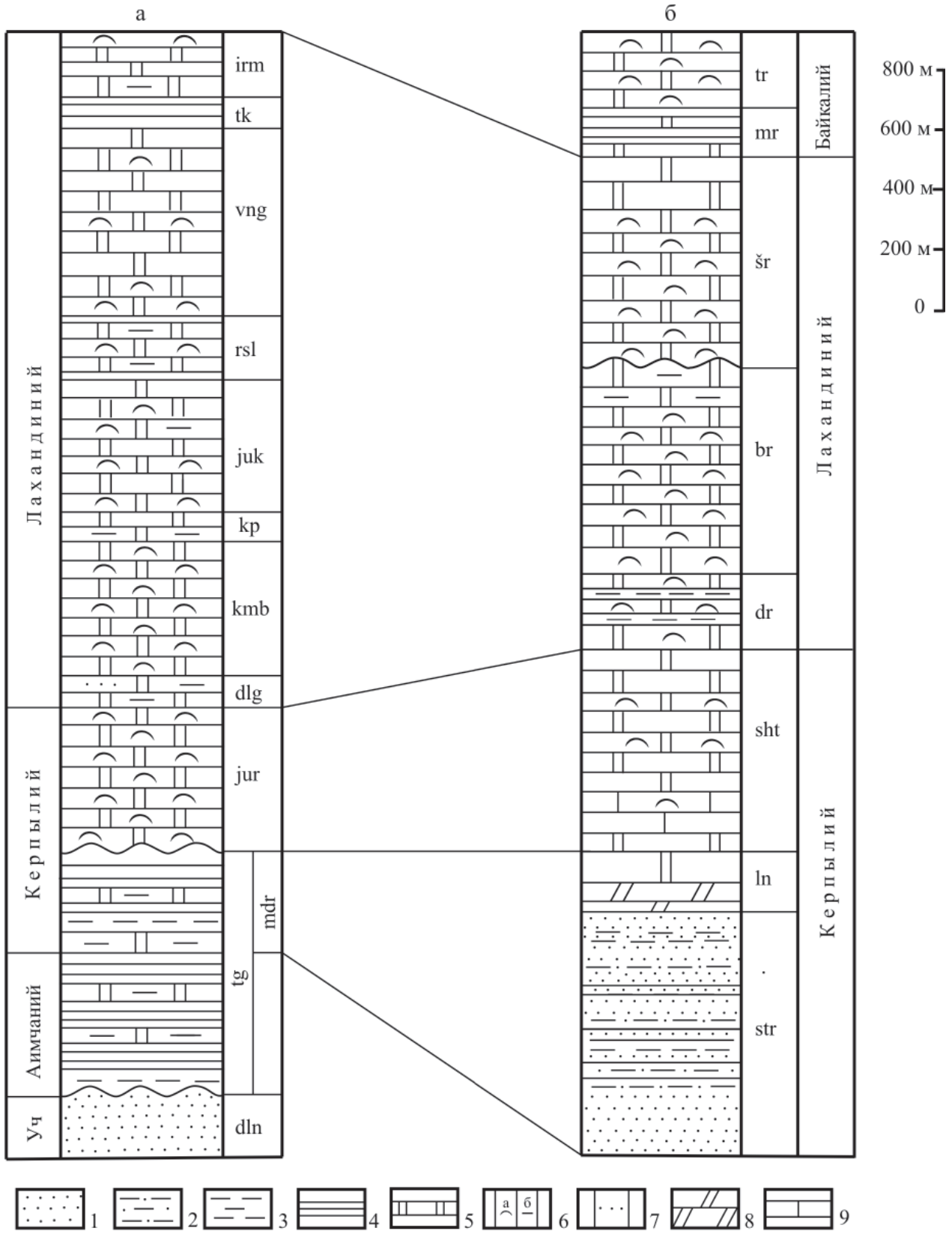
Б. Г. Краевский

ФГУП «СНИИГГиМС», Новосибирск

В географическом смысле понятие «западная часть Сибирской платформы», естественно, в уточнении не нуждается, однако в структурном и геологическом – все не так однозначно. Часть данной территории занимает Енисейский кряж, который, согласно существующим представлениям, относится к обрамлению Сибирского кратона. Граница кряжа и платформы отмечена крупной тектонической зоной. Принадлежность Енисейского кряжа к структурам обрамления никогда не оспаривалась, хотя ввиду географической близости при описании докембрийских отложений Сибирской платформы разрезы этого региона в стратиграфическом плане фигурируют как составная часть кратона [11]. Однако в последнее время появились мнения о том, что юго-восточная окраина кряжа (Ангаро-Питский синклинорий) не составной элемент (миогеосинклинальная зона) указанной палеоструктуры, а краевая часть Сибирской платформы [8]. В этом случае восточная часть Енисейского кряжа как тектонически единого целого теряется. С нашей точки зрения, подобный вариант районирования выглядит слабо обоснованным и противоречит существующим схемам корреляции позднего докембрия.

Структурно-фациальная зональность западной части Сибирской платформы для рифея на сегодняшний день в грубом приближении выглядит следующим образом. Основу составляют гигантское Ангаро-Анабарское поднятие (термин В. Ю. Шенфиля) на востоке и расположенный западнее палеобассейн (можно назвать его Енисейско-Тунгусским), охватывающий современную Тунгусскую синеклизу, Байкитскую антеклизу, Присаяно-Енисейскую синеклизу и Катангскую седловину. Ангаро-Анабарское поднятие в рифее служило областью денудации; Енисейско-Тунгусский палеобассейн был областью формирования преимущественно карбонатных в основном биогенных (фитогенных) осадков. В настоящее время предпринимаются попытки выделения на этой площади более мелких палеоструктур [8]. К востоку от Ангаро-Анабарского поднятия в Байкало-Патомском прогибе и на его продолжении к северу отлагались разнообразные по составу осадки на площади прибрежных равнин, периодически заливаемых морем. На сегодняшний день стратиграфическое положение большей части данных образований обсуждается. Одни авторы считают их вендскими [10], другие относят к верхней части позднего рифея – байкалию [1]. Это не позволяет провести однозначный палеогеографический анализ.

Восточнее располагается Учуро-Майский регион (гипостратотип рифея), отделенный от Байкало-Патомского прогиба выступом фундамента (Толбинский мегавыступ). Здесь распространены терригенные, в меньшей степени карбонатные осадки, приуроченные к внешнему шельфу. Вблизи северо-восточной оконечности Ангаро-Анабарского поднятия находится локальная (в современной



Сопоставление Байкитского (а) и Туруханского (б) разрезов

1 – песчаники; 2 – алевролиты; 3 – алевроаргиллиты; 4 – аргиллиты; 5 – доломиты; 6 – доломиты стромато-литовые (а), глинистые или с прослойками аргиллита (б); 7 – доломиты запесоченные или с прослойками песчаника; 8 – мергели доломитовые; 9 – известняки; свиты: irm – ирэмэкенская, tk – токурская, vng – вингольдинская, rsl – рассолкинская, juk – юктенская, kp – копчерская, kmb – куюмбинская, dlg – олгоктинская, mdr – мадринская, dln – делингдэкэнская, tr – туруханская, mr – мироедихинская, sr – шорихинская, br – свита буровой, dr – деревнинская, sht – сухотунгусская, ln – Линок, str – стрельногорская, tg – тайгинская серия

структуре) область распространения рифейских осадков (площадь Оленекского свода и Уджинского поднятия). Действительное соотношение рифейских отложений этих районов с остальной частью платформы из-за географической разобщенности остается неизвестным.

На западной окраине Енисейско-Тунгусского бассейна в пределах Енисейского кряжа в рифее отлагались разнообразные по составу осадки – терригенные, карбонатные, вулканогенные. Анализ латерального распространения фаций показывает во многих случаях закономерную смену с востока на запад карбонатной платформы склоновыми и далее бассейновыми отложениями [9].

Корреляция рифейских толщ в Енисейско-Тунгусском палеобассейне базируется на вскрытых скважинами разрезах Юрубчено-Тохомской зоны нефтегазонакопления, Катангской седловины [3, 4] и на изученных в естественных обнажениях свитах Каменской зоны Енисейского кряжа, схема расчленения которой положена в основу стратиграфии всего региона, а также Туруханского поднятия. Определенное сходство рифейских разрезов Енисейского и Туруханского районов замечено давно. По этой причине листы геологической карты м-ба 1:200 000 Туруханского поднятия в 1950-е гг. составлялись в легенде Енисейского кряжа.

После выявления строения и литологических особенностей разреза погребенных рифейских отложений Байкитской антеклизы и Катангской седловины встал вопрос о сопоставлении нефтегазопродуктивных образований внутренних районов платформы с хорошо изученными по естественным обнажениям толщами Туруханья. Эти сопоставления затруднялись, с одной стороны, разными взглядами на проблему возраста рифейских отложений Юрубчено-Тохомской зоны нефтегазонакопления (ЮТЗ), а с другой – неясностью строения стратиграфической колонки Туруханского поднятия. В работе Г. В. Козлова и др. [2] показано, что существование и самостоятельность речкинской и дурномысской свит, венчающих указанную колонку, вызывают большие сомнения. Мы согласны с таким выводом и не включаем данные свиты в стратиграфическую схему данного района.

Вопрос о возрасте рифейских толщ ЮТЗ рассматривался нами ранее [6]. С нашей точки зрения, учитывая все имеющиеся данные по микрофоссилиям, вероятно, правильнее всего (до получения каких-либо уточняющих данных) датировать отложения от мадринской до долгоктинской свит в широком интервале – как керпылий – лахандиний. Принимая во внимание прежние K-Ar датировки по глаукониту (минералогически не изучен) из долгоктинской свиты – 1060–1080 млн лет [7], мы склоняемся к выводу, что основание долгоктинской свиты располагается вблизи подошвы верхнего рифея (или лахандинского горизонта).

Параллелизация Байкитского и Туруханского разрезов затруднялась еще и тем, что стратиграфический объем рифейских отложений Туруханья был недостаточно ясен. М. С. Якшин и К. Е. Наговицин в 2008 г. обнаружили в мироедихинской свите формы микрофоссилий байкальского горизонта верхнего рифея [6]. Это позволило наметить вариант корреляции разрезов, согласно которому для большей части погребенных рифейских толщ Байкитской антеклизы имеются аналоги в стратиграфической колонке Туруханского поднятия (см. рисунок) [6]. Ранее мы кратко рассмотрели возможность корреляции рифейских отложений ЮТЗ с разрезом Анабарской антеклизы, который имеет двучленное строение (нижняя часть терригенная, верхняя карбонатная) [5]. Таким образом, если суммировать весь материал по строению рифейского комплекса в Енисейско-Тунгусском бассейне, можно сделать вывод о преимущественном распространении здесь карбонатных осадков, которые, судя по данным наиболее изученных разрезов, формируют крупные карбонатные платформы. Нижняя часть разреза представлена силикокластическими образованиями, местами чередующимися с карбонатами. Среди карбонатных осадков ведущую роль играют фитогенные породы, формирующие органогенные рифоподобные постройки.

Список литературы

1. **Венд** Байкало-Патомского нагорья (Сибирь) [Текст] / В. В. Хоментовский, А. А. Постников, Г. А. Карлова [и др.] // Геология и геофизика. – 2004. – Т. 45, № 4. – С. 465–485.

2. **Козлов, Г. В.** Типовые формации докембрия Туруханского и Игарского поднятий [Текст] / Г. В. Козлов, О. А. Вотах, В. С. Александров // Тектоника платформенных областей. – Новосибирск : Наука, 1988. – С. 9–51.

3. **Краевский, Б. Г.** Рифей. Байкитский район [Текст] / Б. Г. Краевский // Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. – Новосибирск : Акад. изд-во «Гео», 2005. – С. 68–78.

4. **Краевский, Б. Г.** Рифей. Катангский район [Текст] / Б. Г. Краевский // Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. – Новосибирск : Акад. изд-во «Гео», 2005. – С. 78–86.

5. **Краевский, Б. Г.** Состояние изученности и направление стратиграфических исследований отложений внутренних районов Сибирской платформы [Текст] / Б. Г. Краевский, Б. Б. Шишкин // Стратиграфия и палеонтология Сибири. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 2000. – С. 23–31.

6. **Краевский, Б. Г.** Рифейские карбонатные отложения западной части Сибирской платформы [Текст] / Б. Г. Краевский // Региональная геология. Стратиграфия и палеонтология докембрия и нижнего палеозоя Сибири. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 2010. – С. 5–13.

7. **Новые** данные по стратиграфии рифейских отложенй Байкитской антеклизы [Текст] / Б. Г. Краевский, А. М. Пустыльников, В. А. Кринин [и др.] // Геология и геофизика. – 1991. – № 6. – С. 63–70.

8. **Филипцов, Ю. А.** Геологическое строение рифейских прогибов западной части Сибирской платформы [Текст] / Ю. А. Филипцов // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2011. – № 4(8). – С. 30–48.

9. **Хабаров, Е. М.** Рифейские карбонатные платформы юго-востока Енисейского кряжа [Текст] / Е. М. Хабаров, Г. И. Таныгин // Актуальные вопросы региональной геологии Сибири : Тез. докл. – Новосибирск, 1990. – С. 74–76.

10. **Чумаков, Н. М.** Обоснование опорного разреза венда Средней Сибири – пример усовершенствования региональных стратиграфических схем неопротерозоя и их привязки к национальной и международной стратиграфическим шкалам [Текст] / Н. М. Чумаков // Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства : Всерос. совещ., 23–25 мая 2013 г. – М. : ГИН РАН, 2013. – С. 73–75.

11. **Шенфиль, В. Ю.** Поздний докембрий Сибирской платформы [Текст] / В. Ю. Шенфиль. – Новосибирск : Наука, 1991. – 185 с.

НАУКА СТРАТИГРАФИЯ – ГЛАВНЕЙШАЯ ОСНОВА ГЛОБАЛЬНЫХ И РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПЛАНЕТЫ ЗЕМЛЯ

В. И. Краснов

ФГУП «СНИИГГиМС», Новосибирск

Геологическая наука от многих других отличается огромным количеством ее составляющих: насчитывается более 100 направлений, которые имеют свою историю создания. Каждое направление изучается разными методами. Студенты, получив специальность геолога, работают в одной из областей: стратиграфии, палеонтологии, петрографии, литологии, тектонике, геофизике, геологическом картировании и мн. др.

Если анализировать каждый раздела геологии, то можно со всей определенностью сказать, что стратиграфия является основой всех геологических направлений, составляющих в целом геологию как науку.

Стратиграфия – это основа геологического изучения отдельных районов, регионов и всей планеты в целом. Ее начало и развитие связано с именами таких крупнейших и выдающихся ученых, как Аристотель, Ибн Сина, Леонардо да Винчи, Н. Стенон, Ж. Л. Бюффон, М. В. Ломоносов, И. Г. Леман, Г. Х. Фюксель, А. Г. Вернер, Дж. Геттон, Ж. Кювье, Ал. Броньяр, В. Смит, А. Д'Орбиньи, А. Оппель, А. П. Карпинский, Э. Реневье, Г. С. Вильямс, Ф. Н. Чернышев, С. Н. Никитин, Х. Д. Хедберг, Б. С. Соколов, А. И. Жамойда, В. В. Меннер, Л. С. Либорович, Л. Л. Халфин и др.

Стратиграфия начиналась с элементарного описания земных слоев в то время, когда появились интерес к их строению, стремление познать историю геологического развития Земли, желание обнаружить закономерности распределения в них полезных ископаемых. Нельзя не напомнить известное определение стратиграфии как слоеописания. Результаты подобного описания привели многих исследователей к научному обоснованию другого понимания стратиграфии: это не только слоеописание, но и история геологического развития планеты во времени. Тогда и появились Международная шкала стратиграфии и Общая стратиграфическая шкала, применявшаяся в бывшем Советском Союзе и действующая сейчас в России.

С позиции современных достижений в области геологической науки, «стратиграфия – фундаментальный раздел геологической науки. Она изучает последовательность отложений во времени; выявляет соотношение комплексов горных пород в пространстве; определяет границы стратиграфических подразделений; восстанавливает закономерности их образования; определяет периодизацию этапов геологической истории отдельных регионов, континентов и планеты в целом; устанавливает закономерности в принадлежности полезных ископаемых к определенным земным слоям, сформированным во времени и в пространстве»[1].

Благодаря стратиграфическим исследованиям удалось выявить строжайшую последовательность образования земных слоев во времени от архея до современного геологического периода. Огромное значение при этом имеет изучение скелетов вымерших организмов.

[1] **Стратиграфия** и палеогеография фанерозоя Сибири [Текст] / Ред. В. И. Краснов, Р. Г. Матухин. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 1993. – С. 3.

Стратиграфия стала важнейшей наукой, без которой невозможны поиски месторождений полезных ископаемых, и в том числе углеводородного сырья. Так, например, благодаря стратиграфическим исследованиям открыты крупнейшие углеводородные провинции – Волго-Уральская, Западно-Сибирская, Лено-Тунгусская, Северо-Кавказская и мн. др.

Благодаря стратиграфическим исследованиям была выявлена определенная принадлежность нефтяных и газовых месторождений Волго-Уральской провинции к девонским образованиям, а позднее и к образованиям иных систем палеозоя. Геологи-практики связывают данные месторождения именно с указанными образованиями, а не с какими-то другими. Это открытие обусловлено постоянным изучением стратиграфии палеозоя Волго-Уральской нефтегазоносной провинции, о чем, к сожалению, мы нередко забываем. Кажется, что принадлежность месторождений к упомянутым стратиграфическим уровням сама собой разумеется.

В открытии крупнейшей Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции стратиграфия сыграла важнейшую роль. Именно палеонтологи и стратиграфы обнаружили образования, принадлежащие к юрской и меловой системам, к которым, как оказалось, приурочены и месторождения углеводородного сырья. Была разработана региональная стратиграфическая основа юры и мела, выявлены литостратиграфические подразделения, с которыми непосредственно связаны перспективы открытия и добыча углеводородного сырья. Некоторым исследователям даже не приходят в голову мысли о том, что эти осадки могут быть другого возраста. Они уверенно используют в своих рассуждениях данные о принадлежности месторождений углеводородного сырья именно к юрским и меловым образованиям, а если детальнее, то к литостратиграфическим подразделениям определенного возраста, установленного палеонтологами и стратиграфами. Несомненно, без таких данных было бы чрезвычайно трудно обнаружить закономерности, которые позволяют и сейчас давать точную привязку месторождений к определенным геологическим уровням.

Открытие Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции также связано с изучением стратиграфии древнейших протерозойских и раннепалеозойских образований, что позволило сибирским геологам-нефтяникам впервые в мире выявить нефтяные и газовые месторождения, приуроченные к рифейским, вендским и кембрийским отложениям. Это оказалось открытием мирового значения.

О важности стратиграфических исследований в открытии месторождений твердых полезных ископаемых свидетельствуют такие примеры: графиты следует искать в древнейших образованиях протерозоя и палеозоя, мел – в отложениях меловой системы, флюсовое сырье – преимущественно в палеозойских образованиях.

Наконец, планетарная стратиграфическая шкала (международная, общая, единая и т. д.) – это величайшее открытие геологической науки. При всех ее недостатках и необходимости совершенствования именно она привела к пониманию закономерностей в истории геологического развития, а это имеет самое прямое отношение к нашей культуре. Теперь мы знаем не только как построена наша планета, но и как она развивалась на протяжении более 4 млрд лет, какие события происходили на ней, как и почему формировались в составляющих ее отложениях различные виды полезных ископаемых. Все это и является главнейшими достижениями стратиграфии и палеонтологии, напрямую связанными с геологической практикой. Исследования в области стратиграфии актуальны и сегодня. Продолжающееся геологическое изучение связано с поисками месторождений полезных, ископаемых, в том числе нефти и газа в северных районах Сибирской платформы, на шельфе морей, относящихся к Северному Ледовитому океану. Прохладное отношение к стратиграфии приводит к неутешительным результатам: образования, принадлежащие к одной геологической системе, относят к другой, что, безусловно, отражается на обоснованности выводов и направлении поисков полезных ископаемых.

В настоящее время стратиграфические исследования находятся в критическом состоянии. Отношение к ним крайне негативное. Это позволяет предположить, что сейчас строгая система поисков месторождений полезных ископаемых становится несовершенной. Настоятельно рекомендуется восстановить исследования в области стратиграфии и палеонтологии. Они должны быть постоянными и не зависимыми от конъюктурных соображений.

РАННЕДЕВОНСКИЙ МАГМАТИЗМ ГОРНОГО АЛТАЯ

Н. Н. Крук[1], В. И. Крупчатников[2], Н. И. Гусев[3], В. В. Врублевский[4]

[1]ИГМ СО РАН, Новосибирск
[2]ОАО «Горно-Алтайская экспедиция», с. Малоенисейское
[3]ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург
[4]ТГУ, Томск

Раннедевонскому этапу геологической истории Центральной Азии был свойственен разнообразный по составу магматизм, маркировавший наличие в регионе двух контрастных геодинамиче-

ских режимов. Первая половина раннего девона (пражский ярус и начало эмсского) совпала с широким развитием в Алтае-Саянской области (АССО) и на сопредельных территориях рифтогенных процессов, вызванных активностью мантийного плюма [1, 16 и др.], а во второй половине эмса в западной части АССО заложилась активная континентальная окраина (АКО) андского типа, обусловленная погружением океанической литосферы Обь-Зайсанского бассейна под край Сибирского континента [3, 13 и др.].

Раннедевонские (прагиен – ранний эмс) рифтогенные процессы отмечались на огромной территории (более 50000 км^2). В это время сформировались крупные прогибы (Минусинский, Агульский, Тувинский, Рыбинский, Уймено-Лебедской и др.) с бимодальным вулканизмом повышенной щелочности [1, 2, 7], одновременно на обширной территории от Кузнецкого Алатау до Восточного Саяна и Северной Монголии произошло внедрение мелких габброидных интрузий умеренно щелочной и щелочной серий [4, 11, 14, 15]. «Секущее» положение магматического ареала по отношению к более ранним геологическим структурам, большие объемы и специфический состав вулканитов обусловили выделение Алтае-Саянской рифтовой области [16].

Девонские вулканические комплексы, связанные с эволюцией АКО андского типа, образуют в западной части АССО и Обь-Зайсанской складчатой системе ряд линейных ареалов, охватывающих Рудный и Горный Алтай, Салаир, Томь-Колыванскую складчатую область, западные части Горной Шории и Кузнецкого Алатау (см. сводку в [8]).

Возрастные рамки двух описанных режимов перекрываются. Возраст кислого вулканизма основания Минусинских впадин отвечает границе пражского и эмсского веков (407,5±0,2 млн лет [1]), а наиболее молодых базальтовых силлов в районе оз. Шира – границе живетского и франского веков (386±2 млн лет [7]). В то же время палеонтологические даты осадочных пород, ассоциирующих с вулканитами мельничной свиты в Рудном Алтае (фронтальная часть АКО), указывают на то, что активный вулканизм здесь начался в позднеэмсское время, а границе живетского и франского веков соответствовал импульс внутриплитного магматизма в Горном Алтае, маркировавший «отмирание» надсубдукционной АКО [9].

Близость возрастов вулканических толщ и сходство структурно-текстурных характеристик слагающих их пород обусловили неоднозначность определения принадлежности вулканогенно-осадочных разрезов к производным того или иного этапа тектонической активности. Еще острее этот вопрос для интрузивных образований, для которых до последнего времени отсутствовали прецизионные геохронологические данные. На основе обобщения региональной геологической информации С. П. Шокальский с соавторами [8] выделили в девоне западной части АССО два крупных магматических пояса – Алтае-Минусинский (D_{1-2}) и Алтае-Салаирский (D_1–C_1). Первый объединяет вулканические и интрузивные образования Минусинских впадин, Кузнецкого Алатау, Горной Шории и Юго-Восточного Алтая, а также вулканогенно-осадочные толщи Холзунского и Коргонского прогибов в Западном Алтае. Второй включает в себя вулканогенно-осадочные толщи Рудного Алтая, базальт-андезит-риолитовые вулканические серии Ануйско-Чуйского и северной части Чарышско-Инского блоков в Западном Алтае, вулканические ареалы нырнинско-саганской серии в Северо-Восточном Алтае, а также близкие по строению и возрасту толщи Салаира и Томь-Колыванской складчатой зоны. К соответствующим поясам были отнесены и интрузивные комплексы, пространственно ассоциирующие с вулканитами. Таким образом, наиболее всего проблема расчленения раннедевонских магматических комплексов актуальна для Горного Алтая, где пространственно совмещены фрагменты двух субсинхронных магматических поясов, дискордантно ориентированных по отношению друг к другу.

Данная работа посвящена результатам исследования магматических комплексов Алтае-Минусинского пояса, которые достоверно имеют возраст древнее позднего эмса и, как следствие, принадлежат к образованиям не активной континентальной окраины, а Алтае-Саянской рифтовой провинции.

Вулканические отложения этого этапа в Горном Алтае представлены породами аксайского трахиандезит-дацит-риолитового комплекса, слагающими две крупные вулканотектонические структуры (Калгутинскую и Аксайскую) и ряд мелких депрессий в юго-восточной части Горного Алтая. Среди вулканитов отмечаются трахибазальты и трахиандезибазальты, однако резко превалируют кислые породы – риолиты, риодациты и дациты, а также их гипабиссальные аналоги [5, 12]. Соотношения покровных и субвулканических фаций в отдельных структурах резко варьируют. Возраст пород комплекса, определенный U-Pb изотопным методом по цирконам, 402–405 млн лет (ранний эмс) [5].

Отличительная особенность вулканитов аксайского комплекса – нормальная или слабо повышенная общая щелочность при преобладании (особенно в кремнекислых разностях) калия над натрием. Базальты и андезибазальты аксайского комплекса неоднородны по составу. Среди них довольно уверенно выделяются две группы, часто сосуществующие в пределах единых разрезов.

Породы первой характеризуются высокими содержаниями титана (до 3 мас. % TiO_2) и фосфора (до 1,4 мас. % P_2O_5), низкой глиноземистостью, высокой (обычно >80 %) железистостью и низкими содержаниями кальция. Для их редкоэлементного состава типичны низкие концентрации Sr и Ba, резкая обогащенность высокозарядными (Zr – до 300 г/т, Hf – до 8 г/т, Y – до 80 г/т, U – до 3 г/т) и редкоземельными (суммарно до 250 г/т) элементами. Одновременно им свойственно избирательное обеднение пород Nb и Ta, а также обогащение Pb, что типично для базальтоидов активных континентальных окраин. Подобные разности базальтоидов, переходные между известково-щелочными базальтами активных окраин (CAB) и внутриплитными базальтами (OIB) были описаны в Тувинском и Агульском прогибах [2 и др.].

Базальтоиды второй группы низкотитанистые, низкофосфористые, более магнезиальные и глиноземистые. Их редкоэлементный состав характеризуется более низкими (хотя и вышекларковыми) концентрациями высокозарядных и редкоземельных элементов, более высокими содержаниями Sr и Ba, более интенсивно выраженным избирательным обеднением Ta и Nb, обогащением Pb. В целом эти базальты и андезибазальты сходны с умеренно щелочными вулканитами Минусинских впадин.

Кислые породы аксайского комплекса широко варьируют по щелочности (от нормальных до умеренно щелочных) и в большинстве обнаруживают обогащение высокозарядными элементами и редкоземельными элементами при невысоких концентрациях щелочноземельных металлов. Отсутствие четкой корреляции уровня щелочности пород и степени обогащения их несовместимыми элементами указывает на сложный механизм образования кремнекислых расплавов (вероятно, здесь имели место и дифференциация глубинных магм, и плавление коровых пород под действием тепла мантийных расплавов и флюидов, и смешение магм различного состава).

Интрузивные отложения рассматриваемого возраста распространены в Горном Алтае более широко. Массивы, сложенные раннедевонскими габброидами и гранитоидами, встречаются в северо-восточной, юго-восточной и южной частях Горного Алтая, они тяготеют преимущественно к обрамлению крупных долгоживущих зон глубинных разломов. Так, в Северо-Восточном Алтае на западном окончании Уймено-Лебедского прогиба проявлены интрузии ***югалинского*** комплекса (399–406 млн лет [6]), сложенные габброидами, диоритами, тоналитами и меланогранитами. На юго-востоке Горного Алтая, в Телецком блоке в непосредственной близости от Телецко-Курайской зоны сдвигов, известны массивы ***каракудюрского*** комплекса (406±2 млн лет [10]), представленные серией пород от габбро до лейкогранитов. В южном обрамлении Теректинской зоны сдвигов, среди метаморфических и осадочных пород Уймонской зоны, отмечены габбро-гранитные интрузивы ***катандинского*** и ***тургундинского*** комплексов (405±7 и 410±7 млн лет соответственно).

Габброиды, входящие в состав всех перечисленных комплексов, весьма близки по составу. Они представляют собой низкотитанистые, низкофосфористые, умеренно глиноземистые породы с близкларковыми содержаниями калия, относящиеся по щелочности к образованиям нормального ряда. Отличительные черты раннедевонских габброидов Горного Алтая – умеренная железистость и повышенная известковистость. Некоторые различия наблюдаются только для габброидов тургундинского комплекса, имеющих слабо повышенные содержания K_2O и P_2O_5, пониженную глиноземистость и более высокие в сравнении с породами других комплексов содержания магния и железа.

Редкоэлементный состав габброидов характеризуется вышекларковыми содержаниями Rb и Cs, пониженными Sr и Ba, близкларковыми концентрациями высокозарядных и редкоземельных элементов. Для пород типично избирательное обеднение Ta, Nb и Ti, свойственное «надсубдукционным» образованиям. В целом по геохимическим особенностям габброиды раннедевонских интрузивных комплексов комплементарны базальтоидам «второго» типа, описанным в составе аксайского комплекса.

Раннедевонские гранитоиды обнаруживают широкие вариации петрохимического и редкоэлементного состава и принадлежат к различным геохимическим типам (от пород тоналит-трондьемитовых серий до умеренно щелочных и щелочных разностей) в зависимости от состава вмещающих террейнов и степени участия в их генерации мантийных расплавов [17].

Таким образом, раннедевонские ассоциации Горного Алтая, входящие в состав «Алтае-Саянской рифтовой системы» характеризуются рядом общих особенностей.

1. Раннедевонские эффузивные и интрузивные комплексы сложены непрерывными или бимодальными сериями пород – от основных до кислых (кислые повсеместно преобладают).

2. Среди мантийных пород (базальтов, габброидов) отсутствуют разности с геохимическими характеристиками плюмовых источников. Интрузивные породы основного состава имеют вещественные особенности, указывающее на формирование в результате плавления литосферной мантии «континентального» типа. В вулканической фации, кроме того, выделяются базальты и андезибазальты, обо-

гащенные высокозарядными и редкоземельными элементами и сочетающие геохимические характеристики «надсубдукционных» и «внутриплитных» пород.

3. Кремнекислые породы, входящие в состав раннедевонских серий, различаются широким разнообразием составов и принадлежат к разным петрогеохимическим типам. Значимая корреляция геохимической специфики основных и кислых пород в большинстве случаев отсутствует.

Перечисленные особенности магматизма, с точки зрения авторов, обусловлены географической позицией Горного Алтая, занимающего крайнюю западную оконечность Алтае-Саянской рифтовой системы. Как следствие, здесь не были проявлены инициальные магмы плюмового генезиса и лишь в ограниченном объеме представлены «гибридные» породы – результат одновременного плавления литосферной и подлитосферной (аномальной) мантии. В то же время воздействие мантийных магм и отделявшихся от них флюидов на гетерогенную кору обеспечило формирование широкого спектра гранитоидов, включая умеренно щелочные и щелочные разности.

Необходимо отметить, что проблема объемов допозднеэмсского магматизма Горного Алтая еще далека от окончательного решения. Наиболее сложен вопрос о геологической позиции и возрасте вулканических толщ Холзунского и Коргонского прогибов, образующих по северной и западной периферии Уймонской зоны дугообразный ареал, дискордантный по отношению к позднеэмсским – среднедевонским вулканическим поясам. Палеонтологическая характеристика вулканогенно-осадочных толщ Холзуно-Коргонского ареала на сегодняшний день достаточно противоречива (по сведениям разных авторов, комплексы фауны, обнаруженные в осадочных прослоях, имеют возраст от эмса или даже нижнего силура до конца живета), надежные данные по составу и возрасту вулканических пород отсутствуют, а первые результаты датирования гранитоидов, прорывающих низы вулканических разрезов, указывают на их локхов-пражский возраст. Для окончательного решения данной проблемы необходимы дальнейшие комплексные исследования.

Список литературы

1. **Возраст** заложения Минусинских впадин (Южная Сибирь) [Текст] / Г. А. Бабин, А. Г. Владимиров, Н. Н. Крук [и др.] // Докл. РАН. – 2004. – Т. 395, № 3. – С. 367–370.

2. **Воронцов, А. А.** Девонский вулканизм хребта Кропоткина (Восточный Саян) и источники базитов: геологические, геохимические и изотопные Sr-Nd данные [Текст] / А. А. Воронцов, И. В. Сандимиров // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51, № 8. – С. 1073–1087.

3. **Геодинамическая** карта западной части Палеоазиатского океана [Текст] / Н. А. Берзин, Р. К. Колман, Н. Л. Добрецов [и др.] // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35, № 7–8. – С. 8–28.

4. **Геохронологические** рубежи и геодинамическая интерпретация щелочно-базитового магматизма Кузнецкого Алатау [Текст] / В. В. Врублевский, И. Ф. Гертнер, А. Г. Владимиров [и др.] // Докл. РАН. – 2004. – Т. 398, № 3. – С. 374–378.

5. **Государственная** геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200 000. Серия Алтайская. Лист M-45-XXIII, XXIX (Кош-Агач) : Объяснительная записка [Текст] / Сост. А. Л. Пономарев, В. И. Крупчатников, В. А. Кривчиков, О. М. Попова. – СПб. : Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010. – 293 с.

6. **Гусев, Н. И.** Изотопно-геохимическе особенности и возраст магматизма Синюхинского золоторудного поля (Горный Алтай) [Текст] / Н. И. Гусев, А. И. Гусев // Природные ресурсы Горного Алтая. – 2012. – № 1–2. – С. 23–32.

7. **Девонский** вулканизм Минусинской котловины: этапы проявления и связь с прогибанием континентальной литосферы (по результатам геохронологических $^{40}Ar/^{39}Ar$-исследований) [Текст] / А. А. Воронцов, Г. С. Федосеев, О. Ю. Перфилова [и др.] // Докл. РАН. – 2012. – Т. 447, № 3. – С. 308–313.

8. **Корреляция** магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области [Текст] / С. П. Шокальский, Г. А. Бабин, А. Г. Владимиров [и др.]. – Новосибирск : Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. – 188 с.

9. **Крук, Н. Н.** Геологическая позиция, геохимические особенности и геодинамическая обстановка формирования позднеживетско-раннефранских базальтов центральной части Горного Алтая [Текст] / Н. Н. Крук, Н. В. Сенников // Докл. РАН. – 2012. – Т. 446, № 5. – С. 550–555.

10. **Природа** Алтае-Минусинского вулканоплутонического пояса (по данным геохимических и U-Pb-геохронологических исследований гранитоидов) [Текст] / С. Н. Руднев, Н. Н. Крук, А. И. Гусев [и др.] // Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири : Матер. науч.-практ. конф. – Новосибирск : Изд-во ИГиГ СО РАН, 2001. – С. 231–242.

11. **Раннедевонский** щелочной магматизм Кузнецкого Алатау (ЮЗ Сибирь): LA-ICP-MS - данные U-Th-Pb-изотопного датирования [Текст] / И. Ф. Гертнер, G. Gutierrez-Alonso, В. В. Врублевский [и др.] // Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования : Матер. науч. конф. – М. : ИГЕМ РАН, 2010. – С. 338–339.

12. **Редкие** элементы и (Nd, Sr, O)-изотопные отношения в вулканитах аксайского комплекса, Горный Алтай: характер и масштабы участия корового материала в генерации субдукционных калиевых магм повышенной щелочности [Текст] / В. В. Врублевский, В. И. Крупчатников, Б. Г. Покровский, И. Ф. Гертнер // Вулканизм и геодинамика : Матер. III Всерос. симп. по вулканологии и палеовулканологии. – Улан-Удэ : БНЦ СО РАН, 2006. – С. 524–528.

13. **Ротараш, И. Л.** Девонская активная контигнентальная окраина на Юго-Западном Алтае [Текст] / И. Л. Ротараш, С. Г. Самыгин, Е. А. Гредюшко // Геотектоника. – 1982. – № 1. – С. 44–59.

14. **Уваров, А. Н.** Петротип базырско-ашпанского трахит-тефрит-трахибазальтового комплекса [Текст] / А. Н. Уваров, Н. М. Уварова. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 2010. – 180 с.

15. **Черносопкинский** тешенит-сиенитовый комплекс северо-западной части Восточного Саяна – одно из проявлений раннедевонского плюмового магматизма [Текст] / А. В. Лавренчук, А. Э. Изох, Г. В. Поляков [и др.] // Геология и геофизика. – 2004. – Т. 45, № 6. – С. 663–677.

16. **Ярмолюк, В. В.** Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика [Текст] / В. В. Ярмолюк, В. И. Коваленко, М. И. Кузьмин // Геотектоника. – 2000. – № 5. – С. 3–29.

17. **Early-Middle** Paleozoic granitoids in Gorny Altai, Russia: Implications for continental crust history and magma sources [Text] / N. N. Kruk, S. N. Rudnev, A. G. Vladimirov [et al.] // Journal of Asian Earth Sciences. – 2011. – Vol. 42, N 5. – P. 928–948.

ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ПЛАГИОГРАНИТОВ АЛЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА (РУДНЫЙ АЛТАЙ)

М. Л. Куйбида[1], Н. Н. Крук[1], О. В. Мурзин[3], С. П. Шокальский[2], Н. И. Гусев[2]

[1]ИГМ СО РАН, Новосибирск
[2]ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург
[3]ФГУП «СНИИГГиМС», Новосибирск

Исследование петрогенезиса вулканических и плутонических пород, имеющих пространственно-временные связи в составе окраинно-континентальных магматических поясов, и их связь с оруденением дает новые представления о природе магматических процессов и способствует разработке новых критериев для поиска рудных месторождений.

К таким геологическим структурам относятся герциниды Рудного Алтая, образование которых связано с эволюцией активной окраины Сибирского континента в девоне – раннем карбоне [1, 2, 5, 7, 10, 13] (рис. 1, а). Здесь в ходе двух этапов вулканической активности были сформированы мощные вулканогенно-осадочные толщи, вмещающие многочисленные месторождения и рудопроявления колчеданно-полиметаллической формации. Первому этапу (эмс – ранний фран) соответствуют крупные вулканы центрального типа и субвулканические интрузии мельнично-сосновского риолитового (D_{1-2}) и давыдовско-каменевского базальт-дацит-риолитового (D_{2-3}) комплексов [10]. На этом этапе образовано большинство месторождений колчеданно-полиметаллического типа [4]. Второй (позднефран-фаменский) этап вулканизма в Рудном Алтае представлен субаэральными эффузивными, пирокластическими и субвулканическими отложениями пихтовского базальт-дацит-риолитового комплекса (D_3), слагающими вулканические структуры вдоль западного края Рудно-Алтайского блока. Вместе с тем территория Рудного Алтая насыщена интрузивными магматическими образованиями, в основном сложенными габброидами, плагиогранитами и гранитами змеиногорского комплекса (D_3) (378±6, 371±2 млн лет (SHRIMP-II) [9]). Формирование перечисленных отложений происходило в обстановке трансформной окраины [15], практически синхронно с вулканизмом пихтовского вулканического комплекса (D_3).

Таким образом, в магматической геологии Рудного Алтая наиболее актуальна проблема наличия (или отсутствия) гранитоидов допозднедевонского возраста, синхронных собственно надсубдукционному вулканизму и сингенетичных субвулканическим порфирам, которые сопровождаются колчеданно-полиметаллическим оруденением. Еще во второй половине XX в. В. С. Кузебный [8], обобщив систематические наблюдения о геологических взаимоотношениях гранитоидов и фаунистически охарактеризованных вулканогенно-осадочных толщах, пришел к выводу, что в северной части Рудного Алтая подобные породы отсутствуют. Однако впоследствии ученые-геологи, указывая на присутствие галек плагиогранитов в базальных конгломератах стратифицированных толщ начиная с эмса и ксенолитов лейкократовых плагиогранитов в позднедевонских гранитоидах, предположили наличие в Рудном Алтае допозднедевонских плагиогранитов, выделив их в раннедевонский алейский комплекс, объем которого остался неясным [7, 14]. Первые попытки изотопного датирования «древних» гранитоидов [6, 12] не позволили надежно обосновать их допозднедевонский возраст. Дальнейшие гео-

лого-геохимические и изотопно-геохронологические исследования мезоабиссальных плагиогранитов северной части Алейского массива, считавшихся петротипом плагиогранитов алейского комплекса [7], установили их каменноугольный возраст и наличие резких геохимических отличий от других гранитоидов Рудного Алтая [3].

В связи с этим авторами были проведены дополнительные геологические, геохимические и изотопно-геохронологические исследования плагиогранитов Синюшинского массива, входящего в состав алейского комплекса в южной части Рудного Алтая (район г. Риддер, Восточный Казахстан). Также были изучены плагиограниты в северной части Рудного Алтая (юго-западная часть массива Мохнатые сопки, Змеиногорск), с которыми позднедевонские «змеиногорские» плагиограниты имеют интрузивные взаимоотношения при нарушении гомодромности.

Синюшинский массив представляет собой вытянутое (45×30 км) в северо-западном направлении тело, в структурном отношении приуроченное к центральной части Синюшинского поднятия (см. рис. 1, б). Особенность массива – его концентрическое строение. Породы краевой зоны (шириной от 100–200 м до первых километров) обладают пестрыми составом, ярко выраженными чертами гибридизма, насыщены ксенолитами вмещающих пород и катаклазированы. В глубь массива они сменяются более лейкократовыми равномерно-зернистыми и менее гибридизированными разновидностями плагиогранитов. Граница между разновидностями нечеткая, характеризуется как постепенными переходами, так и рвущими контактами. Возраст Синюшинского массива, судя по интрузивным контактам гранитоидов с вулканическими породами в северо-восточной части интрузива, не может быть древнее среднего девона [15]. Плагиограниты его центральной части (вторая фаза) – равномерно-среднезернистые катаклазированные породы, состоящие из кварца (40 %), олигоклаза (55 %) и биотита (5 %). Плагиограниты краевой части (первая фаза), не подверженные контактовой гибридизации, представлены милонитизированными мелкозернистыми порфировидными породами близкого минерального состава.

По химическому составу обе разновидности соответствуют гранитоидам низкокалиевой известково-щелочной серии (SiO_2 – 73,23–76,64 и 75,45–77,36 мас. %; Na_2O+K_2O – 6,38–6,89 и 6,08–7,42 мас. %; Na_2O/K_2O – 1,73–2,37 и 1,36–2,07 для первой и второй фаз соответственно). Плагиограниты принципиально различаются характером распределения редких элементов. Породам первой фазы свойственны ассимметричные спектры редкоземельных элементов ($(La/Yb)_n$=4,62–9,33) и глубокая европиевая аномалия (Eu/Eu*=0,38–0,46); породы второй фазы имеют более пологие спектры – $(La/Yb)_n$=2,3–4,1 и Eu/Eu*=0,25–0,3.

В северной части Рудного Алтая исследованы плагиограниты, локализованные в юго-западном обрамлении массива Мохнатые сопки (см. рис. 1, в). Здесь эти породы слагают незначительные по размеру интрузивные тела среди гранитоидов змеиногорского (D_3) и волчихинского (C_{2-3}) комплексов. Гранитоиды прорывают отложения корболихинской толщи ($S–D_1$) и не имеют активных взаимоотношений с вулканогенно-осадочными образованиями девона. Плагиограниты представлены порфировидными среднезернистыми (кварц 40 %, олигоклаз 45–50 %) и биотитовыми (5–10 %) породами. По петрохимическому составу (SiO_2 – 74,58–75,53 мас. %; Na_2O+K_2O – 5,62–5,97 мас. %; Na_2O/K_2O – 1,87–2,41 мас. %) они близки к породам Синюшинского массива, а по геохимическим особенностям схожи с породами его второй фазы, т. е. обладают пологими спектрами REE ($(La/Yb)_n$=2,5–3,49) и слабо выраженной европиевой аномалией (Eu/Eu*=0,38–0,51).

Для геохронологических исследований были отобраны пробы плагиогранитов первой фазы из Синюшинского массива (№ МХ-57/1) и плагиогранитов из юго-западного обрамления массива Мохнатые сопки (№ ТН-112). Цирконы в том и другом случае представлены тонкозональными зернами (k≈2–2,5), имеющими короткопризматический габитус с гранями призмы {100} и дипирамиды {101}. Их возраст определялся U-Pb изотопным методом с использованием ионного масс-спектрометра SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург). Экспериментальные точки на диаграммах с конкордией (рис. 2) свидетельствуют о среднедевонском возрасте магматических цирконов из плагиогранитов Синюшинского массива (387±4 млн лет) и массива Мохнатые сопки (395±3 млн лет). Различие незначительно (с учетом аналитической ошибки).

Геохронологические данные позволили сделать вывод о том, что плагиограниты алейского комплекса – возрастные аналоги субвулканических пород мельнично-сосновского комплекса (D_{1-2}, эмс – ранний живет). Геохимические исследования плагиогранитов алейского комплекса и субвулканических риодацитов и риолитов мельнично-сосновского комплекса выявили высокую степень сходства их редкоэлементных характеристик, что свидетельствует об их комагматичности.

Таким образом, обосновано наличие в Рудном Алтае плагиогранитов с возрастом 387–395 млн лет, идентичных по составу вулканическим породам эмса – эйфеля и являющихся их интрузивными аналогами.

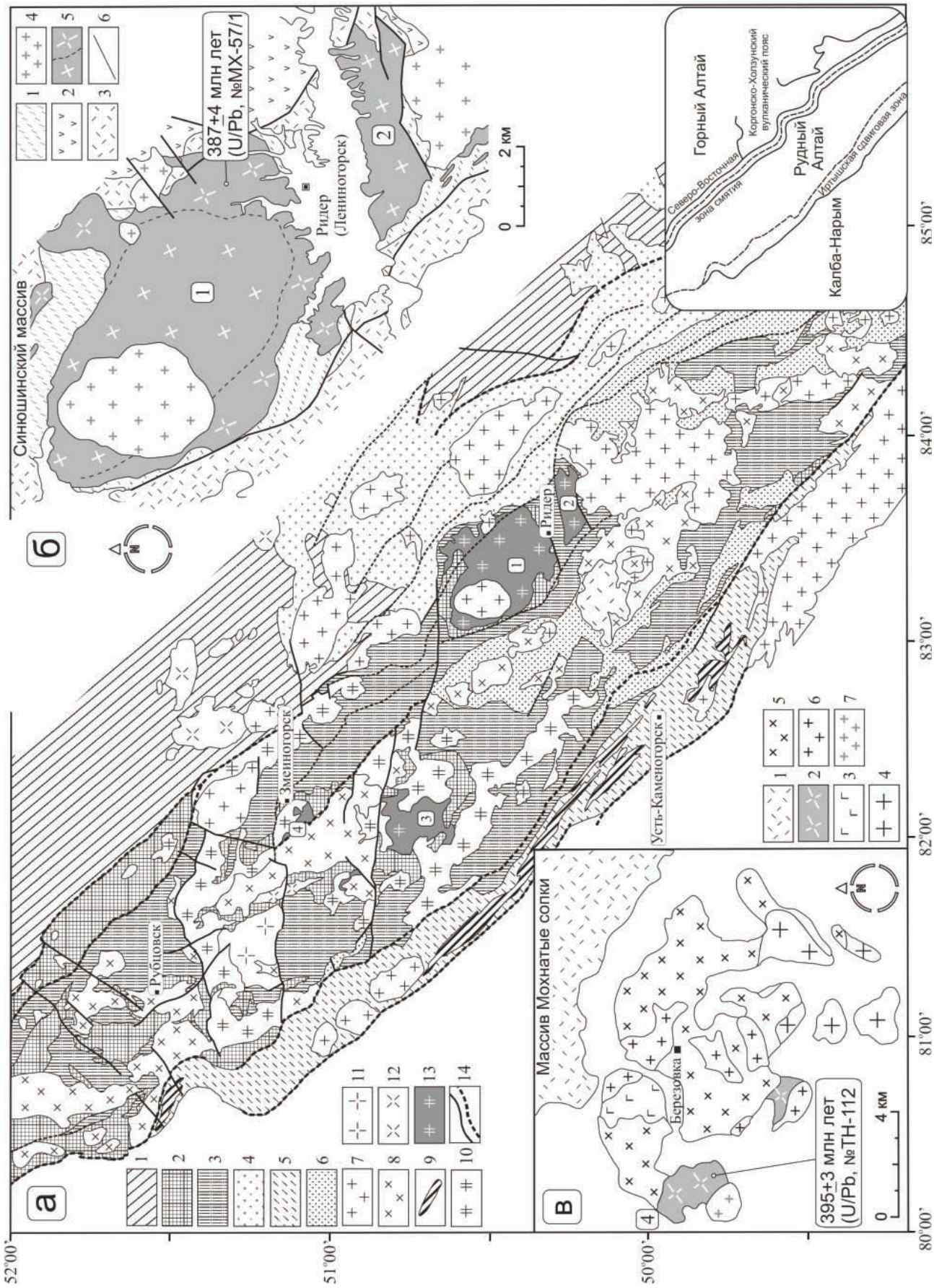

а
б
в
Рубцовск
Змеиногорск
Ридер
(Лениногорск)
Усть-Каменогорск
Синюшинский массив
387+4 млн лет
(U/Pb, №МХ-57/1)
Массив Мохнатые сопки
Березовка
395+3 млн лет
(U/Pb, №ТН-112
Горный Алтай
Рудный Алтай
Калба-Нарым
Северо-Восточная зона смятия
Коргонско-Холзунский вулканический пояс
Иртышская сдвиговая зона
0 2 км
0 4 км
52°00'
51°00'
50°00'
80°00'
81°00'
82°00'
83°00'
84°00'
85°00'

Рис. 1. Схема размещения магматических комплексов Рудного Алтая (по материалам [3]) (а), геологическая схема Синюшинского массива (по материалам [15]) (б), геологическая схема массива Мохнатые сопки (по материалам [4]) (в). Цифры в квадратиках – интрузивы алейского комплекса: 1 – Синюшинский; 2 – Ивановский; 3 – Алейский; 4 – интрузивы в обрамлении массива Мохнатые сопки

А: 1 – юго-западная окраина Алтае-Саянской складчатой области (Горный Алтай, Pz); 2 – складчатый фундамент (турбидитовый бассейн) Рудного Алтая, $S–D_1$?; 3 – надсубдукционный вулканический пояс Рудного Алтая, $D_{1–3}$; 4 – Коргонско-Холзунский вулканический пояс в месте сочленения Горного и Рудного Алтая, $S–D_2$ – условно; 5 – отложения глубоководного палеожелоба, $D_{1–2}$; 6 – континентальные отложения, C_1; 7 – гранитоиды лениногорского, синюшинского и калбинского комплексов, $P_1–T_2$; 8 – гранитоиды волчихинского и гилевского комплексов, $C_{2–3}$; 9 – гранитоиды Иртышской сдвиговой зоны, $D_3–C_1$; 10–11 – гранитоиды Горного и Рудного Алтая (комплексы: 10 – змеиногорский, 11 – устьянский, 12 – усть-беловский и боровлянский), $D_3–C_1$; 13 – плагиограниты алейского комплекса, D_2; 14 – разломы

Б: 1 – складчатый фундамент (турбидитовый бассейн) Рудного Алтая, $S–D_1$?; 2 – Коргонско-Холзунский вулканический пояс в месте сочленения Горного и Рудного Алтая, $S–D_2$ – условно; 3 – надсубдукционный вулканический пояс Рудного Алтая, $D_{1–3}$; 4 – гранитоиды лениногорского комплекса, $P_1–T_2$; 5 – плагиограниты алейского комплекса (а – крупнозернистые плагиограниты, б – милонитизированные плагиограниты), D_2; 6 – разломы

С: 1 – вулканогенно-осадочные породы мельничной свиты и субвулканические породы мельнично-сосновского комплекса, D_2; 2 – плагиограниты алейского комплекса, D_2; 3–6 – магматические породы змеиногорского комплекса, D_3 (3 – габбро, 4 – плагиолейкограниты, 5 – плагиограниты, 6 – плагиолейкограниты); 7 – гранитоиды волчихинского комплекса, $C_{2–3}$

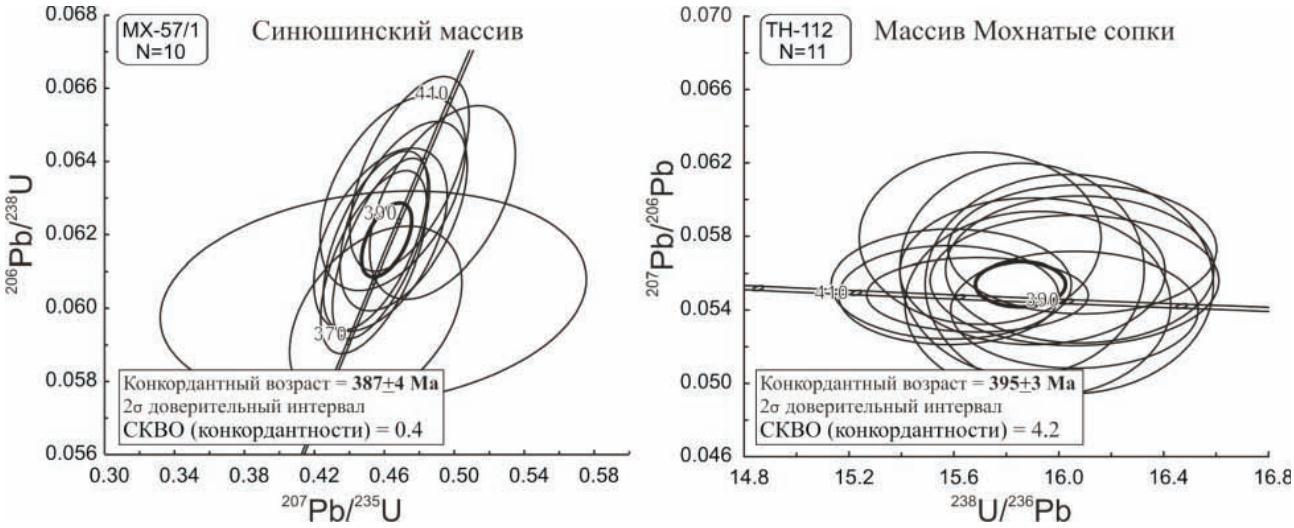


Рис. 2. Диаграмма с конкордией для цирконов из проб № MX-57/1 (плагиограниты Синюшинского массива) и № TH-112 (плагиограниты массива Мохнатые сопки). Аналитик – И. П. Падерин, Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург. Выделение цирконов производил С. Н. Руднев (ИГМ СО РАН, Новосибирск)

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума Сибирского отделения РАН (интеграционный проект ОНЗ-7.10.2) и Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 12-05-00188).

Список литературы

1. **Геодинамика** и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов [Текст] / А. Г. Владимиров, Н. Н. Крук, С. Н. Руднев [и др.] // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 12. – С. 1321–1338.

2. **Геологическая** карта Алтая м-ба 1:500 000 [Текст] / Ред. В. П. Нехорошев. – М. : Госгеолтехиздат, 1956.

3. **Геологическая** позиция, возраст и петрогенезис плагиогранитов северной части Рудного Алтая [Текст] / М. Л. Куйбида, Н. Н. Крук, О. В. Мурзин [и др.] // Геология и геофизика. – 2012. – Т. 54, № 10. – С. 1668–1684.

4. **Дистанов, Э. Г.** Эволюция процессов рудообразования и закономерности размещения полиметаллических месторождений северо-западной части Рудного Алтая [Текст] / Э. Г. Дистанов, И. В. Гаськов // Геология и геофизика. – 1999. – Т. 11. – С. 1655–1667.

5. **Добрецов, Н. Л.** Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) [Текст] / Н. Л. Добрецов // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 1–2. – С. 5–28.

6. **Козлов, М. С.** Палеотектоника и палеовулканизм среднего палеозоя Юго-Западного Алтая [Текст] / М. С. Козлов // Геология и геофизика. – 1995. – № 12. – С. 17–34.

7. **Корреляция** магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области [Текст] / С. П. Шокальский, Г. А. Бабин, А. Г. Владимиров [и др.]. – Новосибирск : Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. – 188 с.

8. **Кузебный, В. С.** Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения [Текст] / В. С. Кузебный. – Алма-Ата : Наука, 1975. – 342 с.

9. **Куйбида М. Л.** Плагиогранитный магматизм Рудного Алтая [Текст] / М. Л. Куйбида, Н. Н. Крук, И. П. Падерин // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов : Матер. I Междунар. геол. конф. (Улан-Удэ, 26–29 августа 2008 г.). – Улан-Удэ : Изд-во БНЦ СО РАН, 2008. – С. 210–211.

10. **Мурзин, О. В.** Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200 000. Серия Алтайская (лист M-44-X, XI) : Объяснительная записка [Текст] / О. В. Мурзин. – СПб., 2001. – 219 с.

11. **Осипов, М. А.** Интрузивные породы Лениногорского района на Рудном Алтае [Текст] / М. А. Осипов // Тр. ИГЕМ. – 1962. – Вып. 79.

12. **Основные** возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования) [Текст] / А. Г. Владимиров, М. С. Козлов, С. П. Шокальский [и др.] // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42, № 8. – С. 1149–1170.

13. **Ротараш, И. А.** Рудно-Алтайский вулканический пояс [Текст] / И. А. Ротараш, Л. М. Трубников // Геология и геофизика. – 1983. – Т. 12. – С. 23–35.

14. **Щерба, Г. Н.** Большой Алтай: геология и металлогения. Т. 1. Геологическое строение [Текст] / Г. Н. Щерба. – Алматы : Гылым, 1998. – 304 с.

15. **Early-Middle** Paleozoic granitoids in Gorny Altai, Russia: Implications for continental crust history and magma sources [Text] / N. N. Kruk, S. N. Rudnev, A. G. Vladimirov [et al.] // Journal of Asian Earth Sciences. – 2011. – Vol. 42, N 5. – P. 928–948.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ПРОБЛЕМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

А. В. Малышев, Е. В. Кислов, Ж. Н. Цыдыпов

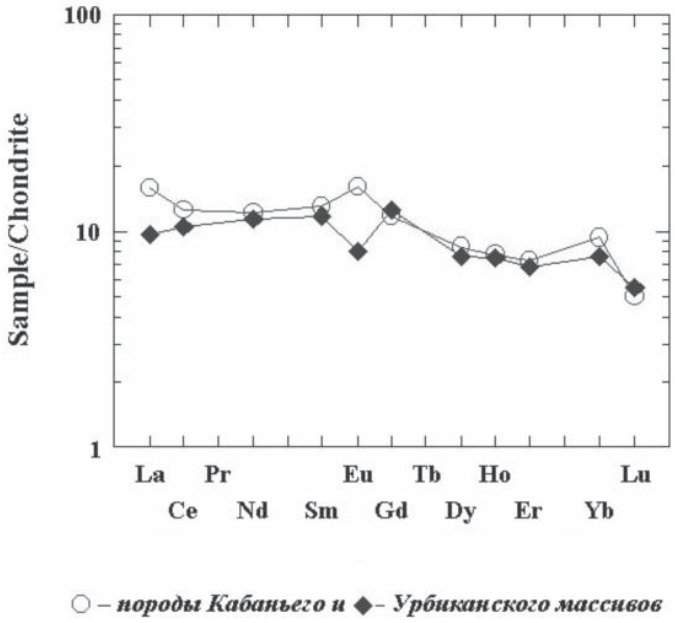
Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ

Среди ультрамафит-мафитовых комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса массивы основных – ультраосновных пород восточного побережья оз. Байкал наименее изучены, но представляют значительный интерес для восстановления дорифтовой истории развития Байкальского региона. Эти массивы объединяются нами в Урбиканский и Метешихинский интрузивные комплексы. Основная задача данной работы – сравнить плутоны, входящие в оба комплекса, и выяснить, являются ли они продуктами одного этапа магматизма или самостоятельной серией пород, образовавшейся в разных обстановках.

Метешихинская группа

Метешихинский массив (8×2,5 км) расположен на хр. Урлак в междуречье Метешихи и Большой. Вмещающие породы – граниты разного состава и эффузивы, а также сланцы, метапесчаники, известняки, амфиболиты и кварциты селенгинской серии. Массив имеет сложное строение и по объему примерно на 80 % состоит из отложений основного ряда, представленных разнообразными габброидами [3]. В его центральной части развиты преимущественно оливиновые габбро и габбронориты с мелкими телами дунитов, перидотитов, амфиболовых перидотитов и пироксенитов, к контактам они сменяются амфиболовыми и амфиболизированными габбро, а непосредственно на контактах с гранитами отмечаются почти нацело амфиболизированные габбро.

Все образования Метешихинского массива относятся к толеитовым породам нормального ряда и характеризуются высокой магнезиальностью и низким содержанием TiO_2, K_2O, P_2O_5. Для ультрамафитов устанавливается тренд изменчивости составов пород, обусловленный фракционированием оливина и клинопироксена. Это проявляется в резком возрастании CaO при уменьшении MgO, содержание глинозема при этом меняется незначительно. Среди мафитов расслоенной серии наблюдается фракционирование плагиоклаза, которое определяется по резкому возрастанию содержания глинозема при уменьшении содержания MgO. По мере увеличения содержания кремнезема в породах данной ассоциации уменьшаются содержания TiO_2, Al_2O_3 и CaO.



Спектр распределения РЗЭ для габброидов урбиканской группы массивов

Для всех пород Метешихинского массива (и габброидов, и дунитов) установлены низкие содержания редкоземельных (РЗЭ) и других некогерентных элементов. Габброиды указанного массива имеют спектры распределения РЗЭ с пологими положительными наклонами ($(La/Yb)_N$ = 0,24) и положительной европиевой аномалией (Eu/Eu* = 1,9) (см. рисунок). Плагиограниты и плагиолейкограниты характеризуются пологими отрицательными ($(La/Yb)_N$ = 3 и 5,7 соответственно) спектрами распределения РЗЭ с заметной положительной аномалией по Eu (Eu/Eu*=11,8 и 5,4).

Анализ распределения РЗЭ в габброидах позволил сделать вывод, что они являются дифференциатами основной магмы. Близкие соотношения некогерентных элементов указывают на комагматичность габброидов и дунитов.

Анализ мультиэлементных диаграмм показал, что габброидам рассматриваемого массива свойственны почти плоские спектры с низкими содержаниями несовместимых элементов без значительного обогащения LILE. Габброиды характеризуются максимумами по Sr и Eu, что типично для базитовых магм островодужной обстановки. Породы Метешихинского комплекса относятся к высокоглиноземистому типу и, судя по средним значениям сериального индекса А. Ритмана $\tau = (Al_2O_3 – Na_2O)/TiO_2$ для основных групп пород массива (τ = 7,6–36,4), соответствуют, по Х. Куно, высокоглиноземистым базальтам островных дуг и орогенных поясов.

Изотопное датирование выполнено по первичной роговой обманке из габбро Ar-Ar-методом. В возрастном спектре наблюдается плато, характеризующее примерно 98 % выделившего ^{39}Ar (809±8 млн лет). Полученное значение возраста указывает на верхнерифейский или позднебайкальский этап проявления островодужного магматизма.

В структуре массива выделяются две серии пород: ультрамафитовая, относящаяся, по-видимому, к первой фазе становления плутона, и преобладающая мафитовая, принадлежащая ко второй фазе дифференциатов.

Для Метешихинского массива характерна первично-магматическая расслоенность, обусловленная ритмичным чередованием дунитов, верлитов, клинопироксенитов и габброидов. Для него не установлены породы краевой фации, что типично для островодужных расслоенных габброидов. Не наблюдается в нем и ксенолитов осадочно-вулканогенных пород.

Состав главных породообразующих минералов изменяется в относительно небольших пределах. Железистость оливина варьирует от 17,5–21,2 % в дунитах и перидотитах до 25,2–28,7 % в оливиновых габбро и габброноритах. Клинопироксен представлен авгитом и диопсидом с вариациями железистости от 13,3 % в клинопироксенсодержащих дунитах до 26 % в габбро. Ортопироксен по составу соответствует бронзиту с железистостью от 19,5 % в ультраосновных породах до 29 % в габбро-норитах. Состав плагиоклазов изменяется от 88–92 % An в плагиоклазсодержащих перидотитах до 87 % An в оливиновых габбро и 77 % An в габброноритах. Особо следует остановиться на характеристике амфибола, присутствующего во всех разновидностях пород массива и являющегося наиболее поздним магматическим минералом. Согласно номенклатуре амфиболов Б. Е. Лике первично-магматический кальциевый амфибол составлен паргасит-эденитом, магнезиальная роговая обманка формируется только в габбро. В целом для амфиболов Метешихинского массива характерны повышенные содержания Al_2O_3 и Na_2O, отражающие высокие $P_{общ}$ при их кристаллизации. Эти данные наряду с очень низкой кальциевостью оливина и повышенной глиноземистостью пироксенов свидетельствуют о глубинных условиях образования пород интрузива.

Острая Сопка располагается в 15 км от предыдущего плутона вверх по течению р. Метешиха, в хр. Черная Грива в районе горы Острая Сопка. Непосредственно сам массив в первом приближении в плане имеет серповидную форму, обращенную вогнутой стороной к северо-востоку. При подробном рассмотрении взаимоотношений мафитовой и ультрамафитовой частей интрузива можно предположить, что он сложен породами, относящимися к двум фазам его становления. Следует отметить, что указанные породы, по-видимому, образуют самостоятельные, несогласные друг с другом тела в пределах единого массива.

Первой фазе соответствуют амфиболовые перидотиты, плагиоперидотиты, лерцолиты, гарцбургиты и пироксениты; вторая сложена разностями габбро и габбро-норитов. Ультрамафиты преобладают в центральной части плутона, они слагают различные по форме и конфигурации тела (50–400 м в поперечнике). В наиболее крупных перидотитовых телах преобладают амфиболовые перидотиты, причем к периферическим участкам в них возрастает количество плагиоклаза, в экзоконтактах встречаются плагиоперидотиты и пироксениты.

Доминирующие породы массива – габброиды (около 70 % площади). В распределении базитовой части пород отмечается довольно четкая зональность. В центральной части плутона распространены главным образом пироксениты, оливиновые габбро и габбро-нориты, затем следует зона мощностью примерно 300 м амфиболовых габбро, сменяющихся к контакту амфиболизированными и циозитизированными габброидами. Жильные породы имеют северо-восточное направление (мощность 10–50 см), распространены мало, представлены дайками гранитов и линзами кварца. Вмещающие породы массива – гранитоиды, сланцы и гнейсы.

По содержанию кремнезема и щелочей отложения массива относятся к основным породам нормального ряда (SiO_2 – 43–53 мас. %, сумма щелочей – 0,43–5 мас. %), характеризуются высокой глиноземистостью (7,14–30 мас. % Al_2O_3), низкой титанистостью (0,1–1 мас. % TiO_2), они бедны щелочами с преобладанием натрия над калием ($Na_2O/K_2O>4$). Магнезиальность колеблется от MgO=60 в перидотитах до MgO=14 в лейкогаббро. На вариационных диаграммах MgO (элемент пород плутона) образует тренд дифференциации от наиболее меланократовых пород (14,5 мас. %) до наиболее лейкократовых (0,4 мас. %). Подобные тренды обусловлены как количественным соотношением минералов в породе, так и общим процессом дифференциации в магматической камере.

С уменьшением MgO возрастает содержание SiO_2, Al_2O_3 и Na_2O, что характерно для пород, образовавшихся в процессе кристаллизационной дифференциации. По мере снижения MgO в отложения уменьшается доля оливина и его магнезиальность. Содержание CaO с уменьшением MgO в породах массива остается постоянным, а Al_2O_3 возрастает от 12,5 мас. % в оливиновом габбро и до 30 мас. % в лейкократовых разностях габбро, что связано с фракционированием плагиоклаза. Всех породам массива свойственны низкие содержания РЗЭ, не превышающие 10 хондритовых единиц с пологими отрицательными спектрами (только для габбро-норита в области легких лантаноидов). Нормализованное по хондриту $(La/Yb)_n$ отношение варьирует от 2,5 до 6,4, отражая обогащение пород легкими лантаноидами. Для всех проанализированных образцов установлена положительная европиевая аномалия ($(Eu/Eu^*)_n$ = 1,7–2,4), что свидетельствует о фракционировании плагиоклаза в этих породах. На мультиэлементных диаграммах, нормированных на примитивную мантию, выделяются минимумы по Ta, Hf, Ti и Zr, а также показано обогащение пород крупноионными литофильными элементами (LILE) и Sr, что наряду с обогащением легкими лантаноидами типично для островодужных базальтов (см. рисунок.).

По петро- и геохимическим особенностям породы массива близки к отложениям высокоглиноземистых перидотит-габбровых массивов, широко распространенных в структурах Алтае-Саянской складчатой области и Монголии (лысогорский, мажалыкский, хиргиснурский комплексы), для пород расслоенной серии которых характерны низкие содержания кремния, титана, щелочей и фосфора при высоких содержаниях магния и глинозема.

Широкие вариации содержаний глинозема, магния и кальция обусловлены фракционированием оливина и плагиоклаза при кристаллизации высокомагнезиального базальтового расплава в магматических камерах при низких давлениях.

Возраст пойкилитового магматического амфибола датирован $^{40}Ar/^{39}Ar$ геохронологическим исследованием – 844±6 млн лет.

Набор пород расслоенной серии и их состав позволяют отнести плутон к перидотит-пироксенит-габбровому типу интрузий.

Урбиканский интрузивный комплекс

Кабаний массив – самое крупное тело в составе Урбиканского комплекса, он вытянут в субмеридиональном направлении согласно с общей структурой района. Площадь 90 км^2, длина 25 км при ширине до 7 км. Массив сложен дифференцированной серией пород от пироксенитов (вебстеритов) до габброноритов. Иногда в габброидах выделяются участки неоднородного такситового строения с лейкократовыми обособлениями. В отложениях Кабаньего массива широко распространена сульфидная минерализация, представленная мелкой сингенетичной вкрапленностью. Особенность габброидов Кабаньего интрузива – их обогащенность магнетитом и ильменитом. Вкрапленность габброидов достигает в отдельных случаях 40 %, магнетита и ильменита – неравномерная, но иногда наблюдается и прожилковая. [2].

Урбиканский массив длиной 5 км при ширине в плане до 800 м отделен от Кабаньего разломом с бластомилонитами и полосой вмещающих пород, представленных кристаллическими сланцами

и гнейсами. Наблюдается зональность внутреннего строения тела: его северо-западная эндоконтактовая часть и отдельные фрагменты юго-восточной сложены амфиболизированными габбро, ближе к центру располагаются измененные пироксениты, а в центральной части отмечаются перидотиты, имеющие друг с другом постепенные взаимопереходы. Участками в габбро и пироксенитах наблюдается редкая вкрапленность сульфидов.

Якшаканский массив находится в 5 км юго-западнее Урбиканского интрузива, вскрыт в глубоком эрозионном врезе ручья. Массив вытянут в северо-восточном направлении (длина 700 м, ширина 400 м). В его составе преобладают амфиболизированные габбро и габбро-пегматиты. Сульфидная минерализация отмечена и в габбро и в амфиболитах. Зона сульфидной минерализации приурочена к контакту массива с вмещающими амфиболитами. [2] Рудовмещающая структура – разрывное нарушение субмеридионального направления. В неизмененных породах даже в непосредственной близости к разрывному нарушению сульфиды отсутствуют. Мощность минерализованной зоны около 35 м, по простиранию прослеживается на 150 м.

Предполагается, что массивы Урбиканского комплекса относятся к пироксенит-габбровой формации [1]. В складчатых поясах (Урал, Южная Сибирь, Западная Монголия) титаноносные ультрамафит-мафитовые комплексы принадлежат к различным формационным типам и характеризуются в целом невысокими содержаниями платиноидов. Природа этих комплексов до настоящего времени остается недостаточно исследованной. На примере Урбиканского комплекса нами сделана попытка проанализировать особенности химизма пород ультрабазит-базитовых массивов и сопоставить их с магматитами современных геодинамических обстановок. Для решения вопроса о генетическом единстве массивов и возможности их объединения в единый комплекс использованы геохимические данные.

На диаграмме хондрит – РЗЭ (см. рисунок) точки составов пород Кабаньего и Урбиканского массивов образуют сходные очертания спектров содержаний РЗЭ, нормированных относительно хондрита. Европиевые аномалии указывают на значимую роль плагиоклаза в оливиновых габбро и троктолитах Кабаньего массива и его отсутствие в пироксенитах Урбиканского. Результаты анализа РЗЭ свидетельствуют о том, что ультрамафит-мафитовые породы образовались из единого источника расплава.

В последнее время получены новые данные по изотопному составу кислорода минералов, которые также говорят о едином магматическом источнике формирования массивов Урбиканского комплекса. Накопившиеся материалы о геохимических особенностях позволяют существенно дополнить выполненные нами ранее исследования в отношении петрохимических характеристик габброидов комплекса и высказаться более определенно относительно геодинамической обстановки формирования комплекса и сопряженного с ним оруденения. Породы Урбиканского комплекса в целом относятся к высокоглиноземистому типу и, судя по средним значениям сериального индекса А. Ритмана $\tau = (Al_2O_3 – Na_2O)/TiO_2$ для основных групп пород комплекса (τ = 7,6–36,4), соответствуют, по Х. Куно, высокоглиноземистым базальтам островных дуг и орогенных поясов. По содержанию MgO габброиды принадлежат преимущественно к низкомагнезиальному типу (MgO≤8 %), на долю которых приходится около 90–95 % объема выборки. Высокая глиноземистость и пониженная магнезиальность обусловили широкое распространение в габброидной серии лейкократовых разновидностей при незначительном развитии ультрамафитов, что определило в конечном счете низкие содержания Ni и Cr в породах комплекса.

Сравнительный анализ рудоносных массивов показал наличие как общих петрохимических черт, так и достаточно четких геохимических различий в составе габброидов и сопутствующих им оксидно-сульфидных руд. Ведущие черты химизма габброидов – повышенная глиноземистость, умеренная магнезиальность и щелочность при относительно низкой титанистости. В этом отношении габброиды и ассоциирующие с ними пироксениты Урбиканского комплекса заметно отличаются от аналогичных пород титаноносных ультрабазит-базитовых комплексов с платинометалльной минерализацией других формационных типов и структурно-тектонических обстановок, главной специфической чертой которых является высокая титанистость (TiO_2≥1,5 %) не только габброидов, но и ассоциирующих с ними пироксенитов [2]. В целом габброиды массива характеризуются низкими, близкими к кларкам базитов, содержаниями Co, Ni, Zn и Pb. Низкие содержания последних двух элементов, по мнению некоторых исследователей [1], свидетельствуют о магматической природе рудной минерализации. Обращает на себя внимание распределение когерентных элементов (Ni и Cr), которые, по общепринятому мнению, отражают процессы фракционирования базальтовой магмы. Относительно низкие отношения Mg/(Mg+Fe)≤0,42, Ni/Co≤1 и Cr/V<<1 вполне определенно свидетельствуют о том, что исходная магма рудоносных габброидов массива не является первичной, полученной в результате частичного плавления мантии (океаническим базальтам свойственны обратные значения (Mg/(Mg+Fe)=0,65–0,70, Ni/Co>1 и Cr/V>>1) отношений данных элементов), а представляют собой магму, испытавшую фракционирование по пути продвижения в магматическую камеру.

Таким образом, приведенные сравнительные данные позволяют судить о единой природе становления интрузивов в условиях формирования островодужных систем позднебайкальского этапа развития региона.

Список литературы

1. **Габброидные** формации Западной Монголии [Текст] / А. Э. Изох, Г. В. Поляков, А. П. Кривенко [и др.]. – Новосибирск : Наука, 1990. – 269 с.

2. **Геохимия** и геохронология ультрамафит-мафитовых пород Урбиканского комплекса [Текст] / Ж. Н. Цыдыпов, А. С. Мехоношин, Е. В. Кислов [и др.] // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) : Матер. науч. совещ. В 2 т. Т. 2. Вып. 4. – Иркутск : ИЗК СО РАН, 2006. – С. 206–209.

3. **Малышев, А. В.** Новые петролого-геохимические данные по ультрамафит-мафитовым комплексам Западного Забайкалья (Метешихинская группа массивов) [Текст] / А. В. Малышев // Геология Западного Забайкалья : Матер. Всерос. молодеж. конф. – Улан-Удэ : Изд-во Бурятского ун-та, 2011. – С. 82–95.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ РАЗРЕЗОВ КАК ОСНОВА ПРОГНОЗА И ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ НА ПОЛЯРНОМ УРАЛЕ (ПРИМЕНИТЕЛЬНО К ТЕРРИТОРИИ ЯНАО)

Ю. В. Никешин

ФГУП «ЦНИГРИ», Москва

Наиболее древние породы на рассматриваемой территории Полярного Урала – раннепротерозойские высокометаморфизованные (в условиях эклогитовой фации) отложения *марункеуской свиты* (PR_1mr), представленные амфиболитами, эклогитами и разнообразными гнейсами (биотитовыми и двуслюдяными, гранатсодержащими, дистен-омфацит-гранат-слюдяными). В юго-восточной части они формируют выступ мощностью 800–1000 м, который по латерали (в западном направлении) наращивают отложения нерасчлененных *лаптаюганской* и *ханмейхойской свит* (PR_1lp–hm), образованные альбитовыми амфиболитами с частым присутствием гранатсодержащих гнейсов, линз слюдистых мраморов и железистых кварцитов при общей мощности более 2200 м.

На протяжении среднего протерозоя – раннего рифея в становлении стратиграфических разрезов территории отмечается перерыв. Средний рифей представлен *няровейской серией* (RF_2nv), включающей *минисейшорскую свиту* (RF_2ms). Для них характерны метабазальты, зеленые филлитовидные сланцы, парасланцы хлорит-серицит-альбит-кварцевые, графитоидно- и углеродисто-кварцевые, прослои метапесчаников и метаалевролитов, конгломераты слюдяно-кварц-полевошпатовые, линзы мраморов. Общая мощность серии достигает 1800–2000 м (свиты до 1400 м). Поздний рифей представлен *манюкуяхинской* (RF_3mj) и *немурюганской* (RF_3nm) *свитами*. Первая сложена исключительно метаморфизованными осадочными отложениями (метаалевропесчаники, метаалевролиты, углеродисто-кремнисто-глинистые сланцы – около 2000 м), в составе второй (1500 м), наряду с метаморфическими породами (мраморы, кварциты, сланцы) присутствуют вулканические и осадочные породы (андезибазальты, риодациты, риолиты и их туфы, туфоконгломераты, туфопесчаники). Образования манюкуяхинской свиты отмечаются в виде отдельных участков (предположительно палеоподнятий) в западной части, а немурюганская свита картируется вдоль всего восточного фланга рассматриваемой территории в виде непрерывной, довольно узкой (в среднем 4–5 км) полосы.

Далее разрез наращивают отложения *бедамельской серии* (RF_3–V_2bd), пространственно удаленные (к западу) от няровейской. Она включает (снизу вверх) *очетывисскую* (RF_3oc) и *лядгейскую* (RF_3–V_2ld) *свиты*. Разделение указанной серии на две свиты, участвующие в строении геологических разрезов в данной последовательности, имеет принципиальное значение для целей прогнозирования.

Очетывисская свита (1200–2500 м) в целом представлена порфировыми пироксен-плагиоклазовыми базальтами и андезибазальтами и их туфами, существенную часть разреза составляют туфопесчаники, туффиты, туфосланцы, песчаники, алевропесчаники. При более детальном расчленении выделяются три подсвиты. Нижняя (1000 м) сложена песчаниками, алевропесчаниками, сланцами алевритовыми, кремнисто-глинистыми, углеродисто-кремнистыми, базальтами (андезибазальтами) и их туфами; средняя (более 1000 м) – андезибазальтами, андезитами, андезидацитами, дацитами порфировыми и их туфами, туфолавами, лавобрекчиями с прослоями кварцитов и мраморизованных известняков, углеродисто-кремнистых сланцев; верхняя (более 1000 м) – базальтами, андезибазальтами афировыми и их туфами, игнимбритами.

Лядгейская свита (1500–2000 м) представлена лавовыми и пирокластическими образованиями от основного до кислого состава, для нее характерно почти полное отсутствие осадочных пород, интенсивная гематитизация лав и туфов. По данным [3], лавовые потоки весьма не выдержанны ни по мощности (от 1–2 до 200 м), ни по протяженности (от первых десятков метров до 2–3 км). В их составе преобладают лавы андезитов и андезибазальтов, в подчиненном количестве присутствуют дациты и базальты. Базальтам свойственны миндалекаменные текстуры; миндалины размером 3–4 см (чаще несколько миллиметров) выполнены кварцем, кальцитом, эпидотом, хлоритом. В более мощных потоках лав андезитов установлены столбчатая и подушечная формы отдельности. Дацитовые потоки отличаются от андезитовых и базальтовых меньшей протяженностью (до 200 м). Пирокластические отложения играют подчиненную роль, отчетливо тяготея к верхним горизонтам разреза, в котором они чередуются с лавами, формируя либо небольшие прослои и линзы (протяженностью 200–300 м при мощности 20–30 м), либо целые горизонты мощностью до 100 м. Туфы не только переслаиваются с лавами, но и сменяют их по латерали.

Разрез венда продолжает *сядатинская свита* (Vsd), в которой выделяются две подсвиты (нижняя (sd_1) и верхняя (sd_2)), образования которой, обрамляя восточную часть территории, пространственно сопряжены с выходами немурюганской свиты. В составе нижней подсвиты (600 м) отмечаются базальты, андезибазальты и их туфы, туфоалевролиты, туфопесчаники, тефротурбидиты, сланцы хлорит-альбит-кварцевые. Верхняя (более 400 м) сложена песчаниками, кварцитопесчаниками, риолитами и их туфами, туфоконгломератами, пестроцветными туфопесчаниками.

В северной части территории широко развита *оюяхинская свита* ($V–Є_1oj$). Она образует левдиевское поднятие и по литологическому составу практически аналогична сядатинской свите. Оюяхинская свита представлена туфами андезито-базальтов и дацитов, среди последних отмечаются как грубообломочные разности, так и пепловые. В разрезе свиты присутствуют глинистые сланцы, ее мощность 1600 м. Одновозрастны указанной свите *арканырдская* ($V_2–Є_1ar$) и *енганэпэйская* ($V_2–Є_1en$), сложенные флишоидным переслаиванием глинисто-алевролитовых сланцев, полимиктовых песчаников с линзами песчанистых известняков, туфопесчаниками и редко эффузивами кислого состава. Мощность каждой свиты 1200–1500 м.

Далее следует перерыв, отвечающий среднему кембрию. После перерыва получила развитие *хойдышорская свита* ($Є_3–O_1hd$), представленная терригенными отложениями, залегающими несогласно на верхах бедамельской серии со стратиграфическим перерывом. В ее составе выделяются две толщи [3]. Нижняя сложена зеленовато-серыми и серыми метаморфизованными песчаниками, туфопесчаниками, туфосланцами с горизонтом мелкогалечных конгломератов и гравелитов молассоидного облика, прослеживающимся в субмеридиональном направлении почти на 100 км. Верхняя толща существенно алеврито-сланцевая (вишнево-серые, зеленовато-серые, лиловые метаморфизованные сланцы и алевролиты). Среди терригенных пород в ней отмечаются прослои и линзы базальтов, андезибазальтов, пирокластических образований риолитового состава. Общая мощность свиты достигает 1500 м. Хойдышорская свита преимущественно распространена между выходами бедамельской серии – нярминским (на севере) и енганэпэйским (на юге) комплексами [3], а также в пределах первого из них, что может свидетельствовать о том, что свита формировалась при разрушении указанных комплексов.

Как показывают результаты ГС-50 и ГДП-50, в центральной части Талота-Собского синклинория на хойдышорской свите согласно залегают *усинская свита* (O_1us), представленная конгломератами, гравелитами и песчаниками, и *малопайпудынская свита* ($O_{1–2}mp$), сложенная зеленоцветными и сероцветными (до черных) кварцевыми песчаниками с прослоями песчанистых известняков (для верхней части разреза характерно наличие известковистых алевролитов и углистых парасланцев). В свою очередь, в качестве стратоаналогов хойдышорской свиты можно рассматривать выделяемые самостоятельно *талотинскую* ($Є_3–O_1tl$) и *минисейскую* ($Є_3–O_1ms$) *свиты*. Первая представлена кварцевыми песчаниками (с прослоями известковых песчаников) и зеленоцветными алевролитами (мощность 350–450 м), а вторая – конгломератами, гравелитами и песчаниками. При этом минисейская свита подстилает талотинскую.

Возрастной аналог малопайпудынской свиты – широко распространенная на исследуемой территории *орангская свита* ($O_{1–2}or$) (контакты между ними тектонические). В разрезе орангской свиты выделяются полосчатые серо-зеленые серицит-хлорит-альбит-кварцевые сланцы, прослои углеродистых и карбонатных сланцев, алевролитов, алевритистых известняков; в основании разреза свиты отмечаются полимиктовые конгломераты, гравелиты, песчаники. Мощность свиты 1200–1500 м.

В среднем – позднем ордовике в пределах рассматриваемого района получили развитие *хантейская* ($O_{2–3}ht$) и *качамылькская* ($O_{2–3}kc$) *свиты*, одинаково представленные песчаниками и глинистыми известняками («ребристыми» и «петельчатыми» с прослоями углистых сланцев и алевролитов), а также доломитами и доломитизированными известняками. Мощность хантейской свиты 450–500 м, а качамылькской 1000–1200 м.

На рубеже раннего силура – раннего девона в палеорельефе, по-видимому, фиксировались отдельные впадины. Подобную впадину выполняют отложения *харотской* (S_1–D_1hr) *свиты*, сложенной сланцами углисто-глинисто-кремнистыми, углисто-глинистыми, фтанитами. В составе свиты на разных уровнях разреза отмечаются пачки «петельчатых» известняков, а в нижней части разреза – карбонатные мегаконкреции радиально-лучистого строения и единичные пласты базальтоидов. Мощность 300–800 м.

Верхние части стратиграфических разрезов изучаемой территории представлены образованиями *пайпудынской свиты* (S_2–D_2pp) – известняками, мраморизованными известняками. Аналогичные одновозрастными литологическими разностями сложена *нярминская толща*, которая выделяется в составе указанной свиты. В ее строении также участвуют строматопорово-водорослевые и инкрустационные известняки и доломиты. Общая мощность пайпудынской свиты 2000–2300 м, а ее отложения относятся к рифтогенным.

Одной из наиболее молодой по возрасту стратиграфической единицей является *няньворгинская свита* (D_1–C_1nv), представленная сланцами алевроглинистыми, глинисто- и углисто-кремнистыми, фтанитами, пестроцветными ленточными силицитами с редкими прослоями известняков общей мощностью 340–380 м. Указанные образования выполняют палеовпадину вдоль борта левдиевского поднятия, вытянутую с северо-запада на юго-восток на протяжении 25 км.

Проведенное автором обобщение по стратиграфическому расчленению разрезов территории в совокупности с построениями собственно геологических разрезов для типовых обстановок развития рудных формаций с учетом литературных данных [1, 2] позволило: 1) подтвердить позицию стратиформного полиметаллического оруденения в разрезах на примере месторождения Саурейское (верхняя часть разреза хантейской свиты) и проявления Орангское (контакт малопайпудынской и хантейской свит); 2) уточнить позицию молибден-меднопорфирового оруденения на примере месторождения Лекын-Тальбейское и проявлений Солнечное, Кызыгейское, Диоритовое, Западно-Борзовское (нижняя подсвита очетывисской свиты); 3) определить позицию колчеданно-полиметаллического оруденения на примере проявлений Брусничное (базальтоиды нижней подсвиты очетывисской свиты), Озерное, Каньонное, Лунное, Бадьяшорское (вулканиты лядгейской свиты).

Список литературы

1. **Конкин, В. Д.** Ряды рудных формаций терригенно-сланцевых складчатых поясов [Текст] / В. Д. Конкин, Г. В. Ручкин // Руды и металлы. – 2002. – № 1. – С. 15–19.

2. **Контарь, Е. С.** Минерагения чехла восточной окраины Восточно-Европейской платформы [Текст] / Е. С. Контарь // Руды и металлы. – 1999. – № 2. – С. 5–12.

3. **Мизин, В. И.** Позднепротерозойский вулканизм Севера Урала [Текст] / В. И. Мизин. – Л. : Наука, 1988. – 175 с.

БИОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ АСПЕКТ СТРАТИГРАФИИ КЕМБРИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Т. В. Пегель

ФГУП «СНИИГГиМС», Новосибирск

Сибирская платформа на протяжении кембрия представляла собой морской бассейн с четко выраженной дифференциацией обстановок осадконакопления. Ее центральную, юго-западную и северную части занимал главным образом внутренний (закрытый) мелководный шельф (карбонатная платформа). Здесь накапливались засолоненные и сульфатизированные доломитовые и реже известняковые илы. На востоке, северо-востоке и северо-западе Сибирской платформы располагались глубоководные нормально-морские открытые бассейны, отделенные от внутреннего шельфа узкой полосой органогенных карбонатных пород, нередко с рифогенными известняками, формировавшимися на окраине карбонатной платформы (внешний шельф). В схеме районирования отложений кембрия Сибирской платформы [10] эти области осадконакопления обозначены как фациальные регионы (для раннего – среднего и позднего кембрия соответственно) на внутреннем шельфе – Турухано-Иркутско-Олекминский и Иркутско-Олекминский; на внешнем шельфе – Анабаро-Синский и Котуйско-Игарский; в открытом морском бассейне – Юдомо-Оленекский и Норильско-Хараулахский.

Каждая из указанных крупных ландшафтных обстановок на протяжении всей истории развития кембрийской акватории на Сибирской платформе отличалась ярко выраженным таксономическим своеобразием обитавших в них органических сообществ. Одними из основных обитателей кембрийских морских бассейнов были трилобиты. Для шельфовых сообществ данной группы фауны в целом характерен эндемичный родовой и особенно видовой состав преимущественно полимерных трилобитов,

представленных обычно разрозненными частями панцирей. Миомерные таксоны либо отсутствуют, либо крайне редки. Однако и этим сообществам свойственны черты, по которым четко определяются ассоциации внутреннего (закрытого) и внешнего (открытого) шельфов. Обитатели внутреннего шельфа отличаются эндемизмом прежде всего родового состава. Ассоциации трилобитов встречаются редко, имеют однообразный таксономический состав при большом количестве чаще всего мелкомерных особей в пределах одного местонахождения. Внешний шельф, напротив, был оптимальной зоной морского бассейна для обитания трилобитов, хотя и для них характерен эндемичный состав, особенно на видовом уровне. Ассоциации трилобитов внешнего шельфа отличаются обилием таксонов всех рангов, многочисленностью особей и разнообразием их размеров. В небольших количествах встречаются миомерные трилобиты (эодисциды, агностиды). Обитатели открытого морского бассейна имели широкие биогеографические связи, чем обусловлено присутствие в их составе многих космополитных, в том числе миомерных, родов и видов. Ассоциации трилобитов встречаются часто, они таксономически разнообразны и многочисленны по составу особей, имеющих разные размеры. Нередки находки полных, не распавшихся на составные части панцирей [8, 15].

Из приведенной характеристики кембрийских трилобитовых сообществ на Сибирской платформе можно сделать несколько выводов:

1) необходимо создание самостоятельных биостратиграфических шкал для расчленения отложений каждой крупной палеогеографической зоны (внутренний (закрытый) и внешний (открытый) шельфы, открытый морской бассейн);

2) биостратиграфические шкалы шельфов имеют ограниченное (региональное) применение;

3) биостратиграфическая шкала открытого морского бассейна наиболее пригодна для целей широкой (глобальной) корреляции;

4) существует проблема корреляции биостратиграфических шкал, разработанных для разных палеогеографических зон.

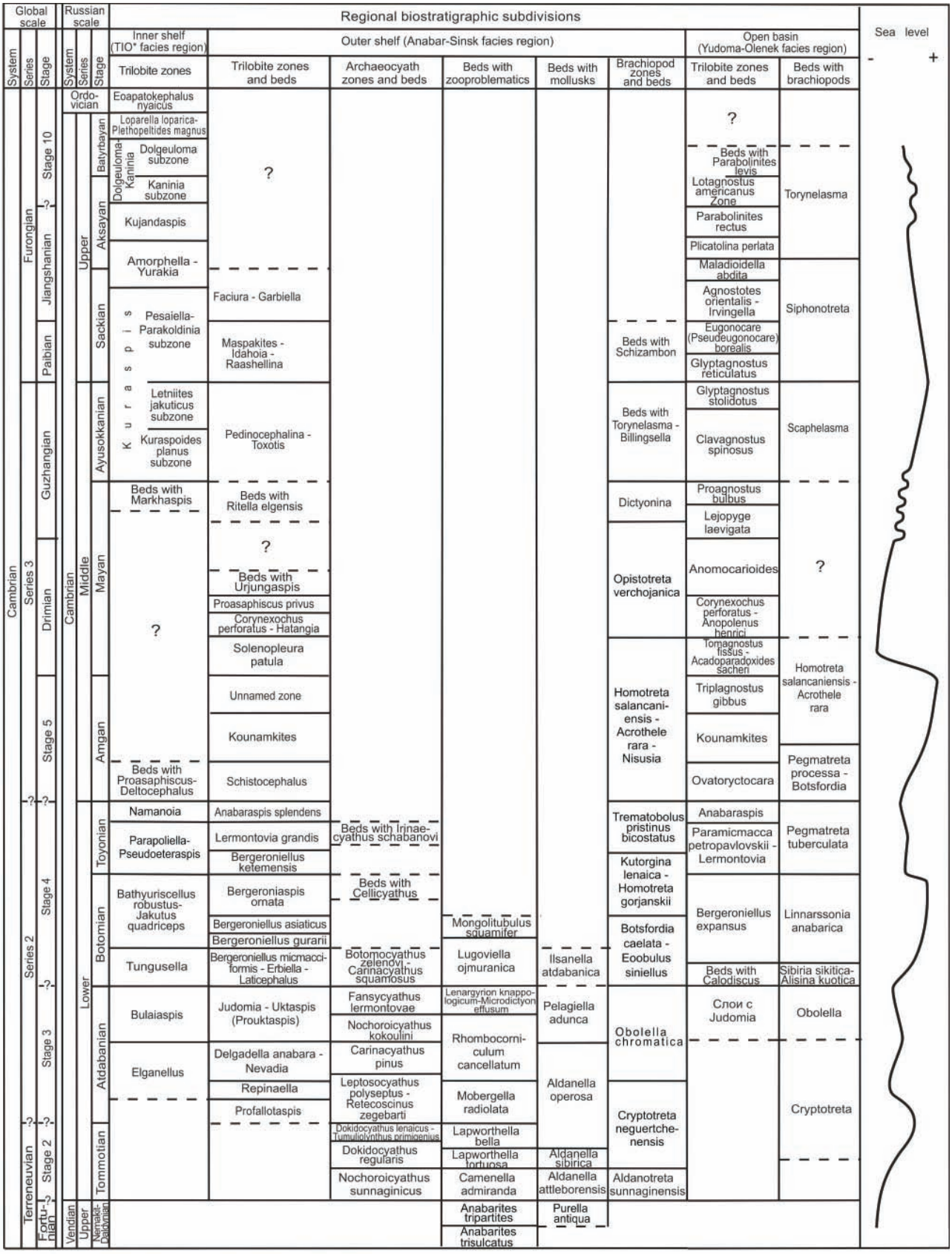
В результате многолетних палеонтолого-стратиграфических исследований, проведенных в СССР и позднее в России, созданы параллельные биофациальные биостратиграфические шкалы, вошедшие в региональные стратиграфические схемы кембрия Сибирской платформы [10]. Тем не менее в каждой остается несколько интервалов, не получивших еще палеонтологической характеристики и, соответственно, биостратиграфического расчленения (см. рисунок) [14].

В трилобитовой биостратиграфической шкале кембрия внутреннего шельфа (Турухано-Иркутско-Олекминский фациальный регион) отсутствует информация о большей части майского яруса среднего кембрия. Причиной стало резкое понижение уровня моря на рубеже амгинского и майского веков, в ходе которого на территории Иркутско-Олекминской, Туруханской и других карбонатных платформ образовалась прибрежная равнина [12, 16]. Сведения о трилобитовой фауне внутреннего шельфа в майском веке ограничиваются редкими находками позднемайских сообществ в карбонатных слоях, фиксирующих глубокие ингрессии моря (малыкайская, летнинская свиты) на прибрежную равнину [8].

В какой-то мере аналогичная проблема существует в трилобитовой биостратиграфической шкале майского яруса, разработанной для рифогенных образований внешнего шельфа (Анабаро-Синский фациальный регион). Разрез сулудинской свиты в Западном Прианабарье, выбранный опорным для данного типа отложений в майском веке среднего кембрия [10], составляет только нижнюю часть этого возрастного интервала. Его соотношение с рифогенными породами чукукской свиты, характеризующими верхнюю часть майского яруса, пока не известно. Не имеют биостратиграфического расчленения в данной палеогеографической зоне и отложения верхней части верхнего кембрия, поскольку в них еще не найдены органические остатки.

На Сибирской платформе до сих пор не обнаружены фаунистически охарактеризованные отложения открытого морского бассейна в переходном интервале от кембрия к ордовику. Полный разрез этой части биостратиграфической шкалы Сибирской платформы представлен только во внутришельфовых образованиях р. Кулюмбе на северо-западе региона.

В исследованиях кембрийских отложений Сибирской платформы, проводимых с конца 1960-х гг. в отделе стратиграфии и палеонтологии СНИИГГиМСа под руководством В. Е. Савицкого, В. А. Асташкина, а впоследствии С. С. Сухова, утвердился комплексный подход, включающий седиментологическое, биофациальное, литологическое, геохимическое, палеогеоморфологическое и другие направления. Он позволил воссоздать условия формирования осадочного бассейна на рассматриваемой территории и обитания населявших его организмов, в частности, одной из ведущих кембрийских фаунистических групп – трилобитов [8, 11]. Установленные связи тех или иных комплексов окаменелостей с определенными палеогеографическими зонами дают возможность реконструировать (детализировать) биогеографические обстановки прошлого в отдельных частях палеобассейна.



TIO* - Turukhan-Irkutsk-Olekma facies region

Отделы и ярусы глобальной и российской стратиграфических шкал и современные биостратиграфические подразделения, сопоставленные с кривой колебания уровня моря в кембрии Сибирской платформы [14]

Далдыно-Алакитский район Юго-Западного Приангарья на Сибирской платформе наиболее благоприятен для биофациальных исследований трилобитовой фауны внешнего шельфа в майском веке среднего кембрия. В ходе комплексного геолого-геофизического и палеонтологического изучения большого количества колонковых скважин получен обширный палеонтологический материал [2–5 и др.]. Это позволило установить раннемайские ассоциации трилобитов рифового склона, а также более молодые майские ассоциации, распространенные в зоне перехода от рифовой окраины карбонатной платформы к склону бассейна и на тыльно-рифовой отмели [8].

Для раннемайской ассоциации рифового склона (чукукская и удачнинская свиты в скв. 306, 308, 310) наиболее характерны трилобиты родов *Irinia* Egorova et Savitsky, *Harataspis* Egorova et Savitsky (семейство Anomocaridae) и *Pseudanomocarina* Chernysheva (семейство Proasaphiscidae). Следует отметить отсутствие в ней миомерной фауны – агностид. Трилобитовые ассоциации рифового склона более позднего времени майского века пока не известны. В среднемайское время в отложениях сибиктенской свиты (скв. 91), расположенных в зоне перехода к склону открытого морского бассейна, обнаружены ассоциации трилобитов, более разнообразные по составу, включая агностид. В них по-прежнему преобладают представители семейств Anomocaridae, Proasaphiscidae, а также Dorypygidae в сопровождении родов *Bonneterrina* Lochman*, Agasella* Chernysheva, *Crepicephalina* Resser et Endo, *Sacha* Rosova, *Solenopleura* Angelin, *Onchonotellus* Lermontova, *Usoviana* Poletaeva, *Buitella* Lazarenko, *Aldanaspis* Lermontova, *Vega* Poletaeva и др.

Ассоциации трилобитов тыльно-рифовой отмели майского века (чукукская свита в скв. 306, 310, 417) крайне малочисленны и представлены в основном эндемичным родом *Ritella* Khramova в сопровождении еще более редких *Lecanoaspis* Ivshin, *Rinella* Poletaeva et Egorova*, Pegelina* Egorova. Немногочисленные находки *Ritella* Khramova et Pegel встречаются в отложениях майского и аюсокканского ярусов среднего кембрия на обширной территории мелководного шельфа на Сибирской платформе. По-видимому, аналогичное положение тыльно-рифовой отмели занимали отложения с органическими сообществами позднемайского времени моргуновской свиты (скв. ИС-26, ИС-50) на северо-западе Сибирской платформы, включающими трилобиты родов *Lecanoaspis* Ivshin*, Ritella* Khramova et Pegel*, Acidaspides* Lermontova*, Aiaiaspis* Nazarov и др.

Биогеографическая модель, разработанная в Далдыно-Алакитском районе, позволяет сделать некоторые выводы относительно палеобиогеографической позиции отдельных участков кембрийского бассейна на Сибирской платформе. Можно предполагать, что органические сообщества дерескирской и нижней части танхайской свит (р. Амга) с трилобитами родов *Kootenia* Walcott*, Olenoides* Meek*, Chondranomocare* Poletaeva*, Harataspis* Egorova et Savitsky*, Irinia* Egorova et Savitsky*, Urjungaspis* Egorova et Savitsky*, Pseudanomocarina* Chernysheva*, Suludella* Egorova et Savitsky*, Solenopleura* Angelin*, Amgaspis* Chernysheva*, Semicyclocephalus* Ivshin*, Corynexochus* Angelin*, Triplagnostus* Howell и др. обитали в условиях окраины карбонатной платформы (рифового склона) в раннемайское время, а позднее (верхи танхайской свиты с трилобитами *Usoviana* Poletaeva, *Bonneterrina* Lochman, *Stella* Egorova et Savitsky, *Peishania* Resser et Endo и др.) – в зоне перехода к более глубоководным склоновым фациям. Рифовый склон населяла раннемайская фауна сулудинской свиты Западного Приангарья (трилобиты родов *Pseudanomocarina* Chernysheva*, Hatangia* Egorova et Savitsky, *Olenoides* Meek*, Irinia* Egorova et Savitsky*, Proasaphiscus* Resser et Endo*, Suludella* Egorova et Savitsky*, Michaspis* Egorova et Savitsky*, Gloria* Egorova et Savitsky*, Urjungaspis* Egorova et Savitsky*, Harataspis* Egorova et Savitsky*, Semicyclocephalus* Ivshin и др.). В Игарском районе трилобиты усть-брусской (роды *Anomocarina* Lermontova*, Anomocarioides* Lermontova*, Maiaspis* Chernysheva*, Agraulos* Hawle et Corda*, Aldanaspis* Lermontova*, Bonneterrina* Lochman*, Buitella* Lazarenko*, Centropleura* Angelin*, Cyclolorenzella* Kobayashi*, Sacha* Rosova*, Toragnostus* Robison и др.) и лабазной (роды *Pseudanomocarina* Chernysheva, *Olenoides* Meek*, Corynexochus* Angelin, *Anopolenus* Salter, *Paradoxides* Brongniart, *Anomocarioides* Lermontova, *Forchhammeria* Lermontova et Chernysheva, *Aldanaspis* Lermontova, *Acadagnostus* Kobayashi, *Linguagnostus* Kobayashi и др.) свит были обитателями дистального окончания рифового склона, где ощущалось влияние открытого бассейна.

Фауна трилобитов внешнего шельфа обнаружена в Диринг динском рифовом комплексе Юго-Западного Приангарья в бассейне среднего течения р. Котуй [1, 13]. Установлено, что трилобитовые ассоциации органогенных построек и непосредственно примыкающих к ним с флангов слоистых пород аналогичны трилобитам чукукского лито- и биофациального комплексов рифогенных образований конца среднего – начала позднего кембрия на Сибирской платформе [9]. Трилобитовые ассоциации слоистых органогенно-обломочных пород, заполняющих пространства между крупными органогенными постройками, содержат таксоны, характерные для стратотипов саамского, сахайского, нганасанского и тавгийского горизонтов разреза р. Кулюмбе (типового для шельфовых образований среднего – верхнего кембрия на Сибирской платформе). Трилобитовые ассоциации из отложений верхнего склона открытого морского бассейна (нижняя часть эйринской свиты), примыкающих к Диринг динскому рифовому комплексу, сочетают виды мелко-

водного шельфа, свойственные саамскому, сахайскому, нганасанскому и тавгийскому горизонтам разреза лабазной и оракгинской свит р. Кулюмбе, и космополитные агностиды, распространенные в чомурдахском горизонте образований огоньорской свиты в разрезе р. Хос-Нелегэ (типовом для кембрийских отложений склона открытого бассейна на Сибирской платформе) [6]. Таким образом, подтверждается одновозрастность чомурдахского горизонта Юдомо-Оленекского фациального региона и нганасанского и тавгийского горизонтов Турухано-Иркутско-Олекминского и Анабаро-Синского фациальных регионов [7, 10].

Приведенные примеры показывают, что для уверенной корреляции разнофациальных отложений и разработанных биофациальных стратиграфических шкал необходимы детальные и комплексные палеонтолого-стратиграфические, а также геофизические исследования. Особенно благоприятно изучение зон сочленения смежных фациальных и палеогеографических обстановок.

Список литературы

1. **Ивлев, Н. Ф.** Новые данные по стратиграфии кембрийской доломитовой толщи Юго-Западного Приангарья [Текст] / Н. Ф. Ивлев // Новые данные по геологии и нефтегазоносности Сибирской платформы. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 1973. – С. 17–22. – (Тр. СНИИГГиМС ; вып. 167).

2. **Нижний** палеозой юго-западного склона Анабарской антеклизы (по материалам бурения) [Текст] / Ю. Я.Шабанов, В. А. Асташкин, Т. В. Пегель [и др.]. – Новосибирск : Наука, 1987. – 208 с.

3. **Огиенко, Л. В.** Биостратиграфия и трилобиты среднего кембрия Далдыно-Алакитского района Якутии [Текст] / Л. В. Огиенко // Стратиграфия и биостратиграфия юга Восточной Сибири. – Иркутск : ВостСибНИИГГиМС, 1991. – С. 14–37.

4. **Огиенко, Л. В.** Стратиграфия и трилобиты кембрия Сибирской платформы [Текст] / Л. В. Огиенко, С. Ю. Гарина. – М. : Научный мир, 2001. – 322 с.

5. **Огиенко, Л. В.** Стратиграфия и фауна нижнего палеозоя в Далдыно-Алакитском районе (скв. 417) [Текст] / Л. В. Огиенко, М. Б. Скуратова // Стратиграфическое и палеонтологическое обоснование легенд для геологического картирования в м-бе 1:50 000 в Восточной Сибири. – Иркутск ; Новосибирск : СНИИГГиМС, 1987. – С. 49–60.

6. **Пегель, Т. В.** Биофации трилобитов Дирингдинского рифового комплекса кембрия Юго-Западного Приангарья [Текст] / Т. В. Пегель // Биофациальный анализ при палеогеографических реконструкциях. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 1989. – С. 20–34.

7. **Пегель, Т. В.** Корреляция разнофациальных поздне-среднекембрийских отложений типовых разрезов Сибирской платформы [Текст] / Т. В. Пегель // Региональная геология. Стратиграфия и палеонтология докембрия и нижнего палеозоя Сибири. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 2010. – С. 110–123.

8. **Пегель, Т. В.** Обстановки осадконакопления и биофации трилобитов кембрия Сибирской платформы [Текст] / Т. В. Пегель, С. С. Сухов // Региональная стратиграфия позднего докембрия и палеозоя Сибири. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 2013. – С. 15–35.

9. **Пегель, Т. В.** Трилобиты чукукского литофациального комплекса кембрия Сибирской платформы [Текст] / Т. В. Пегель, А. П. Храмова // Стратиграфия и палеонтология докембрия и фанерозоя Сибири. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 1985. – С. 37–45.

10. **Решения** Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Ч. 1. Верхний протерозой и нижний палеозой [Текст] / Гл. ред. В. И. Краснов, В. Е. Савицкий, Ю. И. Тесаков, В. В. Хоментовский. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 1983. – 215 с.

11. **Сухов, С. С.** Лито- и биофациальный анализ среднекембрийских отложений востока Сибирской платформы для реконструкции условий карбонатонакопления [Текст] / С. С. Сухов, Т. В. Пегель // Палеоэкологический и литолого-фациальный анализы для обоснования детальности региональных стратиграфических схем. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 1986. – С. 35–50.

12. **Сухов, С. С.** Фациально-стратиграфическая модель Далдыно-Мархинской банки – иллюстрация закономерностей карбонатонакопления на Сибирской платформе [Текст] / С. С. Сухов // Литология и нефтегазоносность карбонатных отложений : Матер. II Всерос. литол. совещ. и VIII Всерос. симп. по ископаемым кораллам и рифам. – Сыктывкар : Геопринт, 2001. – С. 237–239.

13. **Шишкин Б. Б.** Строение средне-верхнекембрийского рифогенно-аккумулятивного комплекса Юго-Западного Приангарья [Текст] / Б. Б. Шишкин, Т. В. Пегель, А. Б. Федоров // Актуальные вопросы региональной геологии Сибири. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 1978. – С. 34–44.

14. **Pegel, T. V.** Cambrian biostratigraphy and sedimentary evolution of the Siberian Platform [Text] / T. V. Pegel, S. S. Sukhov // Proceedings of the 3rd IGCP 591 Annual Meeting. – Lund, 2013. – P. 260–262.

15. **Pegel, T. V.** Evolution of trilobite biofacies in Cambrian basins of the Siberian Platform [Text] / T. V. Pegel // J. Paleont. – 2000. – Vol. 74, N 6. – P.1000–1019.

16. **Sukhov, S. S.** Cambrian depositional history of the Siberian craton: evolution of the carbonate platforms and basins [Text] / S. S. Sukhov // Sedimentary Facies and Palaeogeography. – 1997. – Vol. 17, N 5. – P. 27–39.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ГОРИЗОНТЫ ДЕВОНА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

Л. Г. Перегоедов
ФГУП «СНИИГГиМС», Новосибирск

Региональные горизонты (РГ) – важнейший инструмент стратиграфических исследований при создании историко-геологической модели региона, бассейна осадконакопления. «Региональные горизонты интегрируют местные стратоны или их части, служат для корреляции местных стратиграфических схем, способствуют их сопоставлению с общей стратиграфической шкалой и могут быть **картируемыми** единицами» [19, с. 25]. Их значение возросло в связи с переходом Международной стратиграфической комиссии на новый принцип построения Международной стратиграфической шкалы (МСШ), в основе которого лежат точки глобального стратотипа границы (ТГСГ), так называемые золотые гвозди, основанные на определении последовательности стандартных конодонтовых зон [18]. Для девонской системы все ТГСГ установлены за пределами России на удаленных друг от друга территориях, их прослеживание в регионах России затруднено, а часто практически невозможно из-за отсутствия в отложениях конодонтов. В этой ситуации РГ играют главную корреляционную и в какой-то степени стабилизирующую роль на фоне постоянно совершенствуемой конодонтовой зональности. Стратиграфический кодекс России определяет их значение так: «Горизонты фанерозоя устанавливаются на основе литолого-фациальных особенностей отложений с учетом их палеонтологических характеристик. Горизонты, установленные на биостратиграфической основе, латерально охватывают чаще всего палеобиографическую область. Такие горизонты могут быть названы **региоярусами**» [19, с. 26].

К 1998 г. сотрудниками СНИИГГиМСа, ТГУ, ЗапСибНИГНИ, ИГНиГ СО РАН была разработана, по сути, первая региональная стратиграфическая схема (РСС) палеозоя Западно-Сибирской равнины (ЗСР), рассмотренная на межведомственном совещании в Новосибирске в 1998 г. Схема была квалифицирована как рабочая и утверждена МСК России [17]. Ее преемственность, история создания многочисленным коллективом геологов широко освещены в литературе [14, 15, 17, 21 и др.].

При разработке схемы были использованы материалы изучения практически всех групп ископаемых организмов из разрезов более 200 скважин. Наиболее значимый материал получен из скважин, вскрывших средний палеозой и расположенных на территории Среднего Приобья (Нюрольская и Варьеганская структурно-фациальные подзоны (СФПЗ)) [14, 17 и др.]. Этот район принят в качестве типового для девона всей ЗСР как наиболее охарактеризованный. Здесь по фораминиферам, строматопороидеям, табулятоморфным кораллам, брахиоподам, тентакулитам, остракодам, конодонтам установлены и утверждены МСК России региональные стратиграфические подразделения в ранге слоев с фауной [17].

Отсутствие эндемизма большинства групп фоссилий, их видовое разнообразие, различие в фациальном и литологическом составе осадков позволили не только расчленить девон ЗСР на лито- и биостратиграфические подразделения, но и сопоставить их с возрастными аналогами смежных регионов, обосновать их корреляцию с ярусами МСШ. Однако в 1998 г. РГ не были включены в РСС. Это было связано с объективными и субъективными причинами. Большому количеству исследователей из различных организаций за продолжительный период времени не удалось избежать ошибок, неточностей, неоднозначного понимания строения региона, излишней поспешности при установлении и публикации лито- и биостратиграфических подразделений, что уже не раз обсуждалось [6, 16, и др.]. Предложение использовать для Западно-Сибирского девонского палеобассейна РГ смежных территорий вряд ли решило бы все проблемы, во-первых, из-за определенной его специфики, а во-вторых, из-за того, что в последние десятилетия региональные шкалы горного обрамления претерпели значительные изменения, иногда кардинальные, например, шкала западной части Алтае-Саянской области [3].

За 15 лет не все вопросы окончательно решены. Тем не менее были проанализированы и переосмыслены имеющиеся материалы, уточнены и согласованы спорные вопросы, учтены данные, полученные по новым скважинам, вскрывшим девонские отложения [21, 4, 14, 8, 11 и др.]. Это нашло отражение в усовершенствованной РСС девонских отложений ЗСР, представленной на рассмотрение Всероссийского стратиграфического совещания по разработке региональных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Сибири в ноябре 2012 г. в Новосибирске [10]. Рабочая группа девонской секции СибРМСК рассмотрела модернизированный вариант РСС с включенными в нее и уточненными региональными горизонтами и предложила использовать их при условии устранения полученных замечаний, а Региональная стратиграфическая схема девона ЗСР была рекомендована для представления и утверждения в МСК России в качестве рабочей.

Таким образом, в РСС девонских отложений ЗСР установлена следующая последовательность региональных горизонтов (снизу вверх).

Кыштовский горизонт. Нижний девон, лохковский ярус. Назван по одноименной свите и пос. Кыштовка (Новосибирская область). Стратотип в разрез Малоичской скв. 22 в инт. 2796,0–3194,0 м. Известняки темно-серые, темно-коричневые, массивные или линзовидно-слоистые, доломитизированные. Прослои биолитокластических известняков. В основании известняковые песчаники голубовато-серого цвета [1, 4, 16, 21]. В стратотипе согласно залегает на межовской свите верхнего силура (пржидольский ярус), перекрывается армичевской свитой. Мощность до 400 м. Горизонт широко прослежен в разнофациальных разрезах скважин Нюрольской СФПЗ. Характерные ископаемые организмы: строматопораты *Parallelostroma minimale* (V. Khal.), *Hermatostromella parasitica* V. Khalf.; табуляты *Favosites socialis* Sok. et Tes.; брахиоподы *Protatris sibirica* Zintch., *Iridiostrophia johnsoni* Smith.; тентакулиты *Paranowakia intermedia* Barr.; остракоды *Rozhdestvenskjites messleriformis* (Pol.), *Hollinella praecox* Pol., *Scaphina altaica* Pol.; конодонты *Ozarcodina remscheidensis remscheidensis* (Zieg.), *Ozarcodina remscheidensis repetitor* (Carls et Gandl.). Сопоставляется с томьчумышским горизонтом Салаира, сарайнинским и саумским – восточного склона Урала, сиякским – западного склона Урала, бурсыхирманским – Зеравшанского хребта.

Армичевский горизонт. Нижний девон, пражский ярус. Название по одноименной свите и р. Армич, левому притоку р. Чузик (Томская область). Типовой разрез первоначально установлен в разрезе Южно-Табаганской скв. 134, инт. 3053,0–3100,0 м [5]. В дальнейшем был выбран более информативный монофациальный разрез по Западно-Останинской скв. 443 в инт. 2995,0–3496,0 м [1, 4, 16, 21]. Представлен переслаиванием биокластических от темно-серых до черных известняков, глинистых известняков и известковистых аргиллитов с развитыми оползневыми текстурами. Согласно залегает на кыштовском горизонте (глинистые известняки и аргиллиты лесной и известняки кыштовской свит), перекрывается солоновским горизонтом (карбонатно-кремнисто-глинистые отложения солоновской свиты). Мощность до 630 м. Характерные ископаемые организмы: фораминиферы *Cribrosphaeroides apertus* Pron.; строматопораты *Syringostromella racemifera* (V. Khalf.); табуляты *Striatopora tschichatschewi* Peetz, *S. peetzi* Dubat., *Favosites sibiricus* Peetz, *Coenites crassus* Dubat.; брахиоподы *Uncinulus gurjevskiensis* Kulk., *Caplinoplia embryo* (Barr.); тентакулиты *Nowakia acuaria* Richt.; остракоды *Bairdiocypris prodiga* Pol., *Praepilatina praepilata* sibirica Pol.; конодонты *Pandorinellina steinhornensis minae* (Bultyn.). Вскрыт в разрезах скважин Западно-Останинской 445, Солоновской 41, 42, 43, Южно-Табаганской 133, 134, 136, Казанской 8, Надеждинской 2, Восточной 6, Арчинской 49, 58 и др. По комплексам фауны горизонт сопоставляется с уровнями малобачатского и крековского (верхнекрековского?) горизонтов Салаира, саумского и вижайского – восточного склона Урала. Несмотря на многочисленные находки различных групп ископаемых организмов в отложениях армичевского горизонта, его возраст и объем до настоящего времени однозначно не определены. Имеются мнения о его лохковско-пражском возрасте [21]. Это связано и с неокончательно разработанной стандартной конодонтовой последовательностью, и с радикальным пересмотром региональной шкалы Салаира, являющейся эталонной для всей Западной Сибири [3].

Солоновский горизонт. Нижний девон, нижняя часть эмсского яруса. Название по одноименной свите и Солоновской разведочной площади. Стратотип в разрезе Солоновской скв. 43 в инт. 2969,0–3150,0 м. Представлен биокластическими массивными и слоистыми известняками, калькаренитами, прослоями известковистых аргиллитов темно-серого цвета [2, 4, 8, 16, 21]. В стратотипе залегает на армичевском, перекрывается надеждинским. Верхняя граница в стратотипе не вскрыта, она прослежена в разрезах скважин Малоичской 4, Лугинецкой 170, Северо-Калиновой 31 по появлению фауны верхнеэмсского уровня (шандинский горизонт). Мощность до 200 м. Наиболее характерны фораминиферы *Parathurammina eoarguta* Sab., *P. aperturata* Pron., *P. tuberculata* Lip.; строматопораты *Stellopora fistulosa* (Khrom.); табуляты *Thamnopora nana* Dubat.; брахиоподы *Xenospirifer gurjevskensis* (Ržon.), *Trigonirinchia ventricosa* (Aleks.), *Nurochonetes grandis* (Bub.) *Lissostrophia leptaeniformis* Havl., *Ivdelinia intima* (Khod.), *I.* cf. *altaevi* Andr., *Stenorhyncha pseudolivonica* (Barr.), *Spinatrypa subspinosa* (Laz.), *Karpinskia fedorovi* Tchern., *Myriospirifer superbus* (Eichwald); тентакулиты *Nowakia praecursor* Bouček (для нижней части), *N. barrandei* Bouček et Prantl. (для верхней части); остракоды *Triglavus sibiricus* Sav., *Birdsallella ostaninskaensis* Sav. (для нижней части), *Coeloenellina testate curta* Pol. (для верхней части); конодонты *Pandorinellina exigua* (Philip), *Polygnathus gronbergi* Klapper et Johnson, *P. inversus* Klapp. et John. Сопоставляется с салаиркинским горизонтом Салаира, тошемским и карпинским – восточного склона Урала, сарджальским – Северного Прибалхашья, вечернинской свитой северо-востока России. Необходимо отметить присутствие в комплексе брахиопод зональных видов, позволяющих проводить прямую корреляцию содержащих их отложений с горизонтами восточного склона Урала, Казахстана, Салаира.

Надеждинский горизонт. Нижний девон, верхняя часть эмсского яруса. Назван по одноименной свите и пос. Надеждинка на р. Малая Ича северо-запада Новосибирской области [9]. При рассмотрении РСС ЗСР на межведомственном совещании в Новосибирске в 1998 г. [17] В. С. Бочкарев

предложил переименовать свиту (горизонт) в связи с переоккупацией ее названия. Новое название «биазинская» дано по пос. Биаза того же района. До сих пор в публикациях используются оба названия, что порождает среди специалистов, незнакомых с историей переименования, путаницу и непонимание. Однако данное переименование несостоятельно, так как переоккупированное название подразделения используется в другой мезозойской системе [20, с. 228]. Первоначально стратотип был установлен в разрезе Малоичской скв. 4 в инт. 2978,0–3317,0 м [4, 9]. В дальнейшем был выявлен полный и более информативный разрез, вскрытый Лугинецкой скв. 170 в инт. 3862,0–3969,0 м с обоснованными нижней и верхней границами, который и был предложен в качестве стратотипического. Представлен биогермными и илистыми биокластическими известняками светло-серого и серого цвета. В ряде разрезов присутствуют кремнисто-глинистые карбонатные породы [2, 8, 16, 21]. В типовом разрезе Лугинецкой скв. 170 согласно залегает на солоновском горизонте и перекрывается со стратиграфическим перерывом (отсутствие конодонтовой зоны costatus) подразделениями еллей-игайского горизонта. Мощность около 220 м. Наиболее характерны фораминиферы *Tubeporina gloriosa* Pron.; строматопораты *Stellopora barba* Bog., *Clatohrocoilena abeona* Yavor.; табуляты *Alveolites karmakensiformis* Dubat.; тентакулиты *Nowakia richteri* Bonč. et Prantl; остракоды *Carbonita grandis* Pol. (для нижней части), *Berounella spino*sa (Blum.) (для верхней части); конодонты *Polygnathus serotinus* Telford, *P. foliformis* Snigireva. Встречены брахиоподы *Taimyrrhynx taimyricus* Tcherk. Прослежен в разрезах скважин Герасимовской 9, 16, Южно-Табаганской 76, Еллей-Игайской 2, Южно-Тарской 2, Северо-Останинской 9, Калиновой 14, Северо-Калиновой 31, Арчинской 44, 46, 1011 и др. Сопоставляется с шандинским горизонтом Салаира, вязовским, койвенским и нижней частью бийского горизонтами западного склона Урала, таштыпским горизонтом Южно-Минусинской впадины.

Еллей-Игайский горизонт. Средний девон, эйфельский ярус. Назван по одноименной разведочной площади. Стратотип в разрезе Еллей-Игайской скв. 2 в инт. 3525,0–3750,0 м [4, 16]. Представлен серыми, глобоидными, илистыми известняками с линзами кальцирудитов и биолитокластовых известняков. Наиболее характерные ископаемые организмы: фораминиферы *Kalijnella incomposita* L. Petr.; строматопораты *Stellopora vesiculosa* (Ermak.), *Indexodictyella undata* (Yavor.); табуляты *Scoliopora dubrovensis* Dubat., *Favosites goldfussi* Orb; брахиоподы *Ivdelinia acutolobata* (Sandb.), *Desquamatia pesterevskensis* Ržon., *Lazutkinia mamontovensis* (Laz.) Ržon. [7]; остракоды *Bairdiocypris gerassimovi* (Rožd.); тентакулиты *Nowakia sulcata* Roemer. Залегает со стратиграфическим перерывом на надеждинском горизонте (см. выше), согласно перекрывается герасимовским. Мощность около 110 м. Прослежен на Еллей-Игайской, Елле-Кагальской, Северо-Юлжавской, Лымжинской, Кулгинской, Малоичской и других разведочных площадях. Сопоставляется с лангурским горизонтом восточного и бийским западного склона Урала. Следует отметить находки в скважинах Еллей-Игайской 3 и Кулгинской 140 зонального вида брахиопод *Lazutkinia mamontovensis* (Laz.) Ržon., позволяющего надежно сопоставлять еллей-игайский горизонт с мамонтовским горизонтом Салаира.

Герасимовский горизонт. Средний девон, живетский ярус. Название горизонта и одноименной свиты происходит от оз. Герасимово в Томской области. Стратотип в разрезе Герасимовской скв. 9 в инт. 2914,0–2978 м. Представлен серыми, кремовыми, массивными биогермными известняками, илисто-зернистыми, в верхней части биокластическими калиптровыми неравномерно доломитизированными, брекчированными [5]. Неостратотип, как более информативный, установлен в разрезе Лугинецкая скв. 170 в инт. 3134,0–3856,0 м, где вскрыты кремовые, темно-серые биогермные, илисто-биокластические известняки. Характерно обилие разнообразных строматопорат в качестве породообразователей [4, 16, 21]. В стратотипе с перерывом в объеме эйфельского века перекрывает мирную толщу эмсского возраста. Верхняя граница в стратотипе не вскрыта, она установлена в разрезе неостратотипа, вскрытом Лугинецкой скв. 170 на глубине 2978,0 м. Прослежен также в разрезах скважин Лугинецкой 180, Речной 282, Северо-Калиновой 26, Нижнетабаганской 18. Видимая мощность в стратотипе 64 м, по другим разрезам достигает более 1000 м. Горизонт прослеживается на Лугинецкой, Арчинской, Лугинецкой, Северо-Калиновой, Малоичской и других разведочных площадях.

По комплексам ископаемых организмов делится на два подгоризонта раннеживетского и позднеживетского возраста с границей внутри среднеживетского подъяруса.

Нижнегерасимовский подгоризонт в неостратотипе установлен в инт. 3527,0–3856,0 м. Наиболее характерные формы организмов: фораминиферы *Saltovskajina lozvica* (Petr.), *Auroria sphaerica* Sab.; страмотопораты *Avphipora ramosa* (Phillips); брахиоподы *Stringocephalus* sp.; тентакулиты *Viriatellina hollardi* Land.; остракоды *Camarella crassa* Pol.; конодонты *Polygnathus varcus* Stauffer. Сопоставляется с чусовским и чеславским горизонтами западного и высотинским восточного склонов Урала.

Верхнегерасимовский подгоризонт в неостратотипе установлен в инт. 3134,0–3527,0 м. Наиболее характерны фораминиферы *Neoarchaesphaera parvispinosa* Sad.; строматопораты *Stellopora rudis* (Lec.), *S. laxepeformata* (Lec.); брахиоподы *Emanuella subumbona* (Hall); тентакулиты *Homoctenus*

kikinensis Ljasch.; остракоды *Bairdia kynovensis* Rozhd.; конодонты *Icriodus symmetricus* Brans. et Mehl., *Palmatolepis disparilis* Zieg., Klap. et Young. По комплексу страматопорат подгоризонт сопоставляется со слоями Фромелен Динанта Бельгии и Моравского карста Польши.

Лугинецкий горизонт. Верхний девон, франский – фаменский ярусы. Название по одноименной свите и разведочной площади. Стратотип в разрезе Лугинецкой скв. 170 в инт. 2484,0–3134,0 м [5, 15, 16, 21]. Представлен однородными кремовыми, серыми, темно-серыми, массивными, глобоидными, оолито-сгустковыми, детритовыми, водрослево-фораминиферовыми известняками с пелспаритом в основной массе. Редкие прослои известковистых аргиллитов. В нижней части, относимой к франскому ярусу, – редкие маломощные линзы, прослои туфолав базальтового состава. Возраст горизонта и свиты определен в пределах всего позднего девона на основании изучения большого комплекса ископаемых организмов как из стратотипа, так и из разрезов других скважин. Основу комплекса составляют фораминиферы. В подчиненном количестве присутствуют строматопороидеи, ругозы, тентакулиты, конодонты. Наиболее характерны фораминиферы *Tikhinella multiformis* Lip., *Eonodosaria evaensis* Lip., *Septaglomospiranella nana* Reit., *Quasiendothyra kobeitusana* (Raus.); строматопораты *Novitella tschussovensis* (Yavor.), *Actinostroma clathratum* Nicholson, *Salairella longitubulata* (Riabinin), *Trupetostroma* ex gr. *tchihatcheffi* (Yavor.), *Faciledictyon tyžnovi* (Yavor.), *Kyklopora* sp., *Parallelopora* sp. [11]; ругозы *Tabulophyllum gorskii* Bul.; тентакулиты *Homostenus acutus* Ljasch., *H. krestovnikovi* Ljasch., *H. nanus* Ljasch.; остракоды *Famenella kairovensis* Rozhd., *Orthocypris exsemplaris* Rozhd.; конодонты *Ansirognatus triangularis* Young., *Polignathus assymetricus ovalis* Zigler et Klaper., *Pol. znepolensis* Spas., *Palmatolepis gigas* Mill. et Yuong., *Pal. triangularis* Sann., *Spathognathodus inornatus* (Bran. et Mehl.) и др. В типовом разрезе нижняя граница с герасимовским горизонтом приурочена к прослою дезинтегрированных известняков [12], с учетом анализа материалов по другим разрезам принята как согласная [5, 17]. Кровля в стратотипе отсутствует. Наблюдается в Нижнетабаганской скв. 4, где с незначительным перерывом перекрывается отложениями кехорегской свиты нижнего карбона. Видимая мощность в стратотипе 491 м, максимальная достигает 1500 м. Прослежен в разрезах скважин Северо-Сильгинской 25, Урманской 6, Нижнетабаганской 4, 17, 18, Северо-Тамбаевской 1, 2, Пологой 2; Западно-Ключевской 66; Черталинской 3; Поселковой 4, Южно-Колтогорской 1, Квартовой 5, 4, Малоичской 8; Новоникольской, Котыгъ-Еганской 23, 26 [11] и др. Сопоставляется с саргаевским, доманиковым, мендымским и аскынским горизонтами Западного Урала. Объем, положение границ и распространение лугинецкого горизонта требуют уточнения. Особого внимания заслуживает обоснование границы между франской и фаменской частями горизонта, а также фаменского возраста его верхней части. На неоднозначность в этом вопросе уже указывалось Н. П. Кульковым в устном сообщении и др. [21].

Список литературы

1. **Биостратиграфия** нижнедевонских отложений (лохковский и пражский ярусы) юго-востока Западно-Сибирской плиты [Текст] / Г. Д. Исаев, В. И. Саев, Н. И. Савина [и др.] // Вопросы геологии Сибири. Вып. 2, посвящ. 100-летию со дня рождения В. А. Хахлова. – Томск : Изд-во ТГУ, 1994. – С. 74–94.

2. **Биостратиграфия** эмсских отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты [Текст] / Г. Д. Исаев, В. И. Саев, В. И. Краснов [и др.] // Материалы по палеонтологии и стратиграфии Западной Сибири. – Томск : Изд-во ТГУ, 1992. – С. 15–35.

3. **Гутак, Я. М.** Региональная стратиграфическая схема западной части Алтае-Саянской складчатой области (современное состояние и пути совершенствования [Текст] / Я. М. Гутак // Общая стратиграфическая шкала России: состояние и проблемы обустройства. – М. : ГИН РАН, 2013. – С. 152–154.

4. **Исаев, Г. Д.** Кораллы, биостратиграфия и геологические модели палеозоя Западной Сибири [Текст] / Г. Д. Исаев. – Новосибирск : Изд-во «Гео», 2007. – 247 с.

5. **Краснов, В. И.** Новые данные по литостратиграфии палеозойских отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты [Текст] / В. И. Краснов, Г. Д. Исаев, В.И. Саев // Региональная стратиграфия нефтегазоносных районов Сибири. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 1988. – С. 9–13.

6. **Кульков, Н. П.** Комплексы брахиопод палеозоя Западно-Сибирской плиты [Текст] / Н. П. Кульков, Л. Г. Перегоедов // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1997. – Т. 5, № 6. – С. 27–39.

7. **Кульков, Н. П.** Обоснование эйфельского яруса на юго-востоке Западно-Сибирской плиты [Текст] / Н. П. Кульков, Л. Г. Перегоедов // Геология и геофизика. – 1991. – № 5. – С. 3–9.

8. **Макаренко, С. Н.** Новые материалы по стратиграфии девона центральной части Нюрольской впадины (Томская область) [Текст] / С. Н. Макаренко, Н. И. Савина // Региональная стратиграфия позднего докембрия и палеозоя Сибири. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 2013. – С. 124–132.

9. **Местные** стратиграфические подразделения в среднем палеозое Западной Сибири для целей геолого-разведочных работ [Текст] / В. И. Краснов, С. А. Степанов, Л. С. Ратанов [и др.] // Региональные

и местные стратиграфические подразделения для крупномасштабного геологического картирования Сибири. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 1986. – С. 58–65.

10. **Местные** стратиграфические подразделения среднего палеозоя юго-востока Западно-Сибирской плиты [Текст] / В. И. Краснов, С. А. Степанов, Г. Д. Исаев [и др.] // Актуальные вопросы геологии Сибири. Т. 1. – Томск : Изд-во ТГУ, 1988. – С. 81–82.

11. **Находка** ругоз и строматопороидей в лугинецкой свите верхнего девона Западно-Сибирской геосинеклизы [Текст] / Л. Г. Перегоедов, Н. В. Гумерова, К. С. Мельник [и др.] // Изв. ТПУ. – 2010. – Т. 317, № 1. – С. 6–9.

12. **О составе** и возрасте отложений палеозоя скважины Лугинецкая-170 (Томская область) [Текст] / О. И. Богуш, В. П. Биджаков, В. Н. Дубатолов [и др.] // Палеозой Западно-Сибирской низменности и ее горного обрамления. – Новосибирск : Наука, 1981. – С. 3–35.

13. **Перегоедов, Л. Г.** Некоторые эйфельские брахиоподы из Малоичской скв. 7 [Текст] / Л. Г. Перегоедов // Силур и девон юго-востока Западно-Сибирской плиты. – М. : Наука, 1989. – С. 78–90.

14. **Региональная** стратиграфическая схема девонских образований Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции [Текст] / В. И. Краснов, Н. П. Кульков, Л. Г. Перегоедов [и др.]. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 2012. – 43 с.

15. **Региональная** стратиграфическая схема палеозойских образований нефтегазоносных районов Западно-Сибирской равнины [Текст] / В. И. Краснов, Г. Д. Исаев, В. Ф. Асташкина [и др.] // Стратиграфия и палеогеография фанерозоя Сибири. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 1993. – С. 47–78.

16. **Региональные** стратиграфические подразделения девонских отложений Западно-Сибирской плиты [Текст] / Г. Д. Исаев, В. И. Саев, Н. И. Савина [и др.] // Природокомплекс Томской области. Т. 1. Геология и экология. – Томск : Изд-во ТГУ, 1995. – С. 41–47.

17. **Решения** межведомственного совещания по рассмотрению и принятию региональной стратиграфической схемы палеозойских образований Западно-Сибирской равнины [Текст] / Ред. В. И. Краснов. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 1999. – 79 с.

18. **Состояние** изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России. Задачи дальнейших исследований. Постановление МСК и его постоянных комиссий. Вып. 38 [Текст]. – СПб. : ВСЕГЕИ, 2008. – 131 с.

19. **Стратиграфический** кодекс России [Текст] / Ред. А. И. Жамойда ; сост. А. И. Жамойда [и др.] ; 3-е изд. – СПб. : ВСЕГЕИ, 2006. – 96 с.

20. **Стратиграфический** словарь СССР. Триас, юра, мел [Текст] / Ред. В. Н. Верещагин, Е. Л. Прозоровская ; авт.-сост. А. А. Булынникова, И. Г. Зальцман. – Л. : Недра, 1979. – 592 с.

21. **Стратиграфия** нефтегазоносных бассейнов Сибири [Текст] / Е. А. Елкин, В. И. Краснов, Н. К. Бахарев [и др.] // Палеозой Западной Сибири. – Новосибирск : Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. – 155 с.

НОВЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ПО СИСТЕМЕ ФОРАМИНИФЕР

В. М. Подобина

ТГУ, Томск

Прошло более 18 лет после опубликования новой системы фораминифер [3], в которой Н. И. Маслаковой учтены исследования таких ученых, как А. В. Фурсенко и Д. М. Раузер-Черноусова [5], В. И. Михалевич [4], A. Loeblich and H. Tappan [9]. Н. И. Маслакова [3] обобщила новые сведения по изучению цитоплазмы фораминифер, повысив эту группу организмов до класса (ранее они рассматривались как подкласс, разделенный на отряды [1, 5, 8]).

Автор доклада многие годы изучала ископаемые фораминиферы и в основном поддерживает исследования Н. И. Маслаковой, опубликовавшей значительно уточненную систему. Однако наши изыскания показали, что подкласс Textulariata Mikhalevich, 1980 включает разнородные отряды, которые по химическому составу, микроструктуре стенки, способу образования спирали и другим критериям (геохронологическим, палеогеографическим, палеобиогеографическим) могут быть выделены как самостоятельные подклассы. Эти таксоны, или новые подклассы, по всем критериям согласуются с отрядами, ранее предложенными А. В. Фурсенко и Д. М. Раузер-Черноусовой [5]. Автор, со своей стороны, увеличила число отрядов в выделенных подклассах, имевших ранг надсемейств или семейств.

Предполагаемая система фораминифер опирается на исследованиях перечисленных ученых с изменениями и дополнениями автора.

Царство Zoa. Животные

Подцарство Protozoa Goldfuss, 1818. Простейшие животные

Тип Sarcodina Dujardin, 1838. Саркодовые
Класс Foraminifera d`Orbigny, 1826. Фораминиферы
Подкласс Allogromiata Furssenko, 1958
Отряд Allogromiida Furssenko, 1958
Подкласс Astrorhiziata Podobina subcl. nov.
Отряд Astrorhizida Lankester, 1885
Отряд Reophacida Podobina ord. nov.
Подкласс Ammodisciata Podobina subcl. nov.
Отряд Ammodiscida Furssenko, 1958
Отряд Haplophragmiida Podobina ord. nov.
Отряд Lituolida Lankester, 1885
Подкласс Lagenata Maslakova, 1990
Отряд Lagenida Lankester, 1885
Отряд Polymorphinida Wedekind, 1937
Подкласс Textulariata Podobina subcl. nov.
Отряд Paleotextulariida Hohenegger et Piller, 1975
Отряд Textulariida Lankester, 1885
Подкласс Ataxophragmiata Podobina subcl. nov.
Отряд Trochamminida Podobina ord. nov.
Отряд Ataxophragmiida Schwager, 1877
Подкласс Orbitolinata Podobina subcl. nov.
Отряд Orbitolinida Maslakova, 1990
Отряд Tetrataxida Podobina ord. nov.
Подкласс Fusulinata Maslakova, 1990
Отряд Parathuramminida Mikhalevich, 1980
Отряд Moravamminida Maslakova, 1980
Отряд Nodosinellida Maslakova, 1990
Отряд Endothyrida Furssenko, 1958
Отряд Fusulinida Wedekind, 1937
Отряд Involutinida Hohenegger et Piller, 1977
Подкласс Miliolata Saidova, 1981
Отряд Cornuspirida Jirovec, 1953
Отряд Soritida Saidova, 1981
Отряд Miliolida Delage et Heronard, 1896
Отряд Alveolinida Mikhalevich, 1980
Подкласс Rzehakiniata Podobina subcl. nov.
Отряд Rzehakinida Saidova, 1971
Отряд Silicinida Podobina ord. nov.
Подкласс Rotaliata Mikhalevich, 1980
Отряд Rotaliida Lankester, 1885
Подкласс Globigerinata Maslakova, 1990
Отряд Globigerinida Lankester, 1885
Отряд Heterohelicida Furssenko, 1958
Подкласс Buliminata Podobina subcl. nov.
Отряд Buliminida Furssenko, 1958
Отряд Pleurostomellida Podobina ord. nov.
Отряд Cassidulinida Voloshinova, 1970
Подкласс Spirillinata Maslakova, 1990
Отряд Spirillinida Hohenegger et Piller, 1975
Подкласс Nummulitiata Podobina subcl. nov.
Отряд Orbitoidida Baschkirov et Antonischin, 1974
Отряд Nummulitida Lankester, 1885

Следовательно, класс Foraminifera d'Orbigny, 1826, по нашему мнению, объединяет 15 подклассов, восемь из которых ранее были установлены в основном В. И. Михалевич [4] и Н. И. Маслаковой [2]. Подкласс Textulariata Mikhalevich, 1980 в отношении соподчиненных таксонов оказался сборным, поскольку не соответствует установленным таксономическим критериям, поэтому полностью расформирован. Вместо него я выделила шесть подклассов: Astrorhiziata, Ammodisciata, Rzehakiniata, Textulariata (таксон такого же названия, но объединяет другие соподчиненные отряды), а кроме того, Ataxophrag-

miata и Orbitolinata. Кроме перечисленных, автором из подкласса Rotaliata отделены два – Buliminata и Nummulitiata. Таким образом, к ранее известным добавлены восемь подклассов [3].

А. В. Фурсенко [8] предложил развивать и совершенствовать систему фораминифер, представленную в [5]. Следуя его рекомендации, я взяла за основу таксоны (отряды, надсемейства и семейства), установленные им и Д. М. Раузер-Черноусовой. Выделение всех подклассов опирается на особенности морфологического строения раковин, также учтены геохронологический, палеогеографический и палеобиогеографический критерии. К подклассу Ammodisciata отнесен новый отряд Haplophragmiida Podobina ord. nov., выделенный из литуолид по химическому составу стенки (агглютинированная кварцево-кремнистая, а не известковая секреционно-агглютинированная, как у литуолид). При этом учтены уже перечисленные критерии и другие морфологические черты раковин [6, 7].

Также имеется обоснование для обобщения в единые группы (подклассы) и других отрядов. Следует отметить, что такого признака, как агглютинированная стенка, недостаточно для объединения отрядов в один подкласс Textulariata. Агглютинированная стенка раковин, как показали наши исследования, может быть кремнистой или известковой секреционно-агглютинированной [6]. Совершенно различен в данном подклассе (Textulariata Mikhalevich, 1980) и способ образования спирали, а кроме того, при выделении этого и других подклассов не учтены некоторые из уже указанных критериев. Поэтому автор предложила упразднить подкласс Textulariata, создав вместо него шесть самостоятельных, характеристика которых близка к ранее установленным отрядам [5]. Повышение этих таксонов до уровня подклассов сопряжено главным образом с поднятием фораминифер до ранга класса [3]. Предлагаемая уточненная система фораминифер более близка к той [5], которую мы привыкли использовать в повседневной научной и практической работе.

Список литературы

1. **Введение** в изучение фораминифер (классификация мелких фораминифер мезокайнозоя) [Текст] / Под ред. Н. Н. Субботиной, Н. А. Волошиновой, А. Я. Азбель. – Л. : Недра, 1981. – 211 с.

2. **Маслакова, Н. И.** Критерии выделения высших таксонов фораминифер [Текст] / Н. И. Маслакова // Систематика и филогения беспозвоночных ; под ред. В. В. Меннера. – М. : Наука, 1990. – С. 22–27.

3. **Микропалеонтология** : Учебник [Текст] / Сост. А. С. Алексеев, И. С. Барсков, С. Н. Голубев [и др.]. – М. : Изд-во МГУ, 1995. – С. 13–111.

4. **Михалевич В. И.** Систематика и эволюция фораминифер в свете новых данных по их цитоплазме и ультраструктуре [Текст] / В. И. Михалевич // Тр. Зоол. ин-та АН СССР. – 1980. – Т. 94. – С. 42–61.

5. **Основы** палеонтологии. Простейшие [Текст] / Ред. Д. М. Раузер-Черноусова, А. В. Фурсенко. – М. : Изд-во АН СССР, 1959. – С. 111–367.

6. **Подобина, В. М.** Систематика и филогения гаплофрагмиидей [Текст] / В. М. Подобина. – Томск : Изд-во ТГУ, 1978. – 243 с.

7. **Подобина, В. М.** Фораминиферы и биостратиграфия верхнего мела Западной Сибири [Текст] / В. М. Подобина. – Томск : Изд-во науч.-техн. лит., 2000. – 388 с.

8. **Фурсенко, А. В.** Введение в изучение фораминифер [Текст] / А. В. Фурсенко // Тр. ИГиГ СО АН СССР. – 1978. – Вып. 391.

9. **Loeblich, A.** Foraminiferal Genera and their classification [Text] / A. Loeblich, H. Tappan. – New York, 1988. – Vol. 1. – 970 p. ; Vol. 2. – 847 p.

К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ ДРЕВНЕЙШИХ ВОДОРОСЛЕВО-АРХЕОЦИАТОВЫХ РИФОГЕННЫХ ПОСТРОЕК САЛАИРА

Н. В. Сенников[1], Д. В. Токарев[1], И. В. Коровников[1], С. Клоузен[2], Н. В. Новожилова[1]

[1]ИНГГ СО РАН

[2]Университет Лилля, Лилль (Франция)

Древнейшими палеозойскими органогенными (рифоидной природы) постройками общепризнанно считаются биогермные водорослево-археоциатовые сооружения пестроцветной свиты томмотского яруса нижнего кембрия Сибирской платформы [9, 10]. Большинство специалистов подчеркивают, что «дотрилобитовые» слои с археоциатами низов кембрия (томмотский ярус) распространены только на Сибирской платформе [13]. Первые трилобиты на Сибирской платформе встречаются в низах атдабанского яруса в пестроцветной свите на юго-востоке и в еркекетской свите на ее северо-востоке (зоны Profallotaspis jakutensis и Repinaella) . Считается, что археоциаты в других регионах мира (Северная Африка, Австралия, Западная Европа, Северная Америка и др.), как правило, появляются позже, чем на Сибирской платформе, с уровня, сопоставляемого с атдабанским ярусом, где вслед за ними (стра-

тиграфически выше) сразу встречаются и трилобиты. В то же время в Алтае-Саянской складчатой области имеются разрезы с так называемыми дотрилобитовыми слоями с археоциатами – в Кузнецком Алатау [14, 15, 20 и др.], на Батеневском кряже, в Туве, в Горном Алтае и на Салаире [3, 14, 15 и др.]. В указанных регионах в отложениях, согласно перекрывающих «дотрилобитовые» слои с археоциатами, трилобиты зон Profallotaspis jakutensis и Repinaella отсутствуют. Это не позволяет уверенно сопоставлять их с «дотрилобитовыми» слоями с археоциатами Сибирской платформы. Нет полной уверенности и в изохронности появления эндемичных родовых и видовых таксонов археоциат на Сибирской платформе и в ее складчатом обрамлении.

В ходе полевых работ на восточном склоне Салаира в районе Гурьевска в 2013 г. авторами были изучены опорные разрезы гавриловской свиты, включая ее стратотип на берегу Гавриловского пруда, собраны коллекции археоциат и отобраны образцы на микрофоссилии. По нашему мнению, все четыре изученных разреза – части единой последовательности стратотипа гавриловской свиты. Разрез напротив Серебряного ключа представляет собой верхнюю часть, а у бывшего сереброплавильного завода – более низкую часть разреза. Обнажения на берегу Гавриловского пруда – наиболее древние части стратотипа гавриловской свиты. Известняки, вскрытые в Гавриловском карьере в 500 м к северо-востоку от дер. Гавриловка, надстраивают разрез у Гавриловского пруда.

Как самостоятельное стратиграфическое подразделение (гавриловские известняки) гавриловская свита выделена Ф. Б. Брусницыным в 1909 г. [17, 18]. Ее стратотипический разрез расположен на левом борту р. Большая Толмовая (ныне на берегу запруженного озера) у с. Гавриловское вблизи Гурьевска Кемеровской области. Там вскрываются светло-серые, серые и розовые массивные, реже плитчатые известняки с археоциатами и водорослями. Местами наблюдается окремненность и мраморизованность пород. В ряде разрезов, относимых к гавриловской свите, отмечаются маломощные прослои туфов и сланцев. Суммарная мощность свиты может достигать 1000 м [15]. Ее взаимоотношения с подстилающими отложениями не установлены. Перекрывается гавриловская свита печеркинской [17, 18], состоящей из лав, туфов, тефроидов плагиориолитов, плагиодацитов, андезитов, базальтов, с редкими линзами известняков. Предполагается, что средняя и верхняя части гавриловской свиты могут по простиранию переходить в нижние части печеркинской, что вызывает сомнение, поскольку основывается только на косвенных данных о находках гавриловской фауны в линзах известняков в печеркинской свите.

Первые сведения о находках археоциат в гавриловской свите опубликованы в середине XX в. [3, 4, 6, 7, 19]. Эти материалы содержали информацию о стратиграфическом положении (к сожалению, без точных привязок к слоям или пачкам разреза свиты) определенных таксонов археоциат и редко монографическое их описание [3, 4]. Всего из различных разрезов в естественных обнажениях рассматриваемой свиты установлено более 60 видов археоциат. Археоциаты из разрезов гавриловской свиты Салаира определяли А. Г. Вологдин, П. С. Краснопеева, И. Т. Журавлева, К. Н. Конюшков, А. Г. Поспелов, С. В. Чернышева, А. С. Бояринов. Стоит заметить, что до сих пор многие виды под авторством А. Г. Вологдина монографически описаны не были и никогда не изображались в публикациях.

Гавриловская свита по комплексам археоциат, согласно официально принятой стратиграфической схеме кембрия Алтае-Саянской складчатой области, охватывает верхние две трети натальевского горизонта, кийский горизонт и низы камешковского горизонта [15]. Указанные горизонты сопоставляются в полном объеме с атдабанским ярусом нижнего кембрия Сибирской платформы. Согласно легенде к Геолкарте-200 (новая серия) Кузбасской серии листов самые низы гавриловской свиты соответствуют верхам усть-кундатского горизонта верхней части томмотского яруса. Данные для официальной стратиграфической схемы были обобщены в 1979 г. по материалам уже цитировавшихся работ, а также отчетов производственных геологических организаций [15]. Масштабные тематические и геолого-съемочные работы проводились в этой части Салаира в 1960-х гг., а последние – более 10 лет назад.

Согласно официальной стратиграфической схеме в целом по серии разрезов Салаира списки археоциат гавриловской свиты содержат три комплекса [15]. В нижней части свиты, которая относилась к натальевскому горизонту, установлены археоциаты *Nochoroicyathus arteintervallum* (Vol.), *N.* cf. *acutus* (Born.), *N. uricus* (Vol.), *N. clarus* (Vol.), *Dokidocyathus* sp., *Tumuliolynthus* sp. В средней части определен второй комплекс археоциат: *Retecoscinus retetabulae* (Vol.), *R. clatrorum* (Vol.), *N. tkatchenkovi* (Vol.), *N. camptophragmus* (Vol.), *Asterocyathus dentatus* Vol., *Dokidocyathus reticularis* Zhur., *Taylorcyathus* cf. *subtersiensis* (Vol.), *Galinaecyathus* sp. [15]. Перечисленный комплекс коррелировался с нижней частью кийского горизонта. В верхней части гавриловской свиты в третьем комплексе установлено более 30 видов археоциат, в том числе *Gordonicyathus* sp., *Gordonicyathus howelli* (Vol.), *Heckericyathus heckeri* (Zhur.), *Kotuyicyathus kotuyikensis* Zhur., *Nochoroicyathus mirabilis* Zhur., *Retecoscinus clatrorum* (Vol.), *Aterocyathus. dentatus* Vol. [15]. Последний комплекс археоциат сопоставляется с верхней частью

кийского горизонта. В верхней части свиты, условно отнесенной к низам камешковского горизонта, находок археоциат и других органических остатков не отмечалось [15].

Следует заметить, что еще в 1960-х гг. существовало деление гавриловской свиты на три части: нижнюю с водорослями (Epiphyton), среднюю и верхнюю с археоциатами [12]. Некоторые авторы [2, 11 и др.] подразделяли гавриловскую свиту только на две части. Нижняя слагает ядро антиклинальной складки в стратотипе свиты у дер. Гавриловки, в ней определялись таксоны археоциат относительно широкого стратиграфического интервала распространения: *Ajacicyathus moori* (Vol.), *A. salebrosus* ? (Vol.), *A. arteintervallus*? (Vol.), *A. immanis* ? (Vol.), *A.* sp., *Archaeolynthus solidimurus* (Vol.), *Ar. simplex*? (Vol.), *As. latus* Vol., *As. densus* Vol., *Coscinocyathus diantus* Born., *Heckericyathus heckeri* (Zhur.), *Kijacyathus lavrenovae* (Krasn.), *Kotuyicyathus kotuyikensis* Zhur., *Nochoroicyathus lenaicus* Zhur., *Retecoscinus retitabulae* (Vol.), *Rhabdolynthus* sp., *Taylorcyathus subtersiensis* (Vol.), *Thalamocyathus subtersiensis* Vol. [2, 4, 19].

При делении гавриловской свиты на три части к археоциатовому комплексу средней части в публикациях относились находки археоциат в разрезах на р. Толмовая значительно ниже дер. Гавриловки (железнодорожная «петля») недалеко от Гурьевска: *A.* cf. *grandis* (Vol.), *A.* cf. *gorskiensis* (Vol.), *A.* cf. *salebrosus* (Vol.), *A.* cf. *suchiensis* Krasn., *A.* cf. *clarus* (Vol.), *Archaeocyathus* cf. *subradiatus* (Vol.), *Archaeofungia* cf. *sibirica* (Toll), *Archaeolynthus* sp., *As. densus* Vol., *As.* cf. *longus* Vol., *Bronchcyathtis suchiensis* Krasn., *Claruscyathus* cf. *cumfumdus* (Vol.), *Coscinocyathus retetabularis* Vol., *C.* cf. *torgaschinaensis* Vol., *Ethmophyllum* cf. *karagani* Vol., *E.* cf. *pseudotichus* (Vol.), *E.* cf. *ratum* Vol., *Nochoroicyathus* cf. *mirabilis* Zhur., *Orbicyathus* cf. *talovkensis* Krasn., *O.* sp., *Orbicarinocyathus* sp., *Tersia nodosa* Vol, *Tegerociathus* cf. *erbiensis* Krasn., *T.* cf. *potechini* Krasn., *Thalamocyathus subtersiensis* (Vol.), *Th.* aff. *pingius* (Vol.), *Th.* cf. *howelli* (Vol.), *Th.* aff. *rectus* (Vol.), встреченные вместе с водорослями *Epiphyton* sp., *Renalcis* sp. и, возможно, брахиоподами [19].

В научной литературе неоднократно рассматривался комплекс археоциат, найденный на Белой Горке у с. Горскино в известняках, по общему облику относимых к гавриловской свите. Именно этот комплекс и составлял третий «гавриловский» (или «надгавриловский») археоциатовый комплекс. Однако уже давно высказывается мнение, что выходы археоциатовых известняков на Белой Горке в поле развития печеркинской свиты представляют собой фрагмент значительно более молодых отложений, чем гавриловская свита, – ботомский ярус (санаштыкгольский (бывший базаихинский) горизонт региональной схемы Алтае-Саянской складчатой области) [4]. На Белой Горке определено более 50 таксонов археоциат: *Ajacicyathus proskurjakovi* (Toll), *A. speranskii* (Vol.), *A. subtilis* (Vol.), *A. salebrosus* (Vol.), *A. immanis* (Vol.), *A. tenuis* (Vol.), *A.* (?) *kemtschikensis* (Vol.), *A. gorskinensis* (Vol.), *A.* sp., *A.* (*Orbicyathus*) *vinkmani* (Vol.), *A.* (*Or.*) *mongolicus* (Vol.), *Aptocyathus gordoni* Vol., *Archaeolynthus tubexternus* (Vol.), *Ar. unimurus* (Vol.), *Ar. simplex* (Vol.), *Ar. bimurus* (Vol.), *As. salairicus* Vol., *As. densus* Vol., *Bacatocyathus compositus* Vol., *Bicyathus ertaschaensis* ? Vol., *B.* sp., *Coelocyathus* sp., *Coscinocyathus flexibilis* Vol., *C. arquatus* Vo1., *C.* sp., *Dictyocyathus yavorskii* Vol., *Dictyocyathus černysehevi* Vol., *D. salairicus* Vol., *Ethmophyllum ratum*? Vol., *E.* sp., *E.* (*Leptocyathus*) *uricus* Vol., *Gordonicyathus gerassimovensis* (Krasn.), *Loculocyathus minutus* Vol., *L. gracilis* Vol., *Nochoroicyathus spinosus* (Vol.), *Protopharetra grandicaveata* Vol., *Rhabdocyathella* sp., *Retecoscinus retetabulae* (Vol.), *Salairocyathus zenkovae* Vol., *Syringocnema eleganta* Vol., *Tabulocyathus taylori* Vol., *Taylorcyathus subtersiensis* (Vol.), *Tersia callosa* Vol., *Te. nodosa* Vol., *Te. longa* Vol., *Thalamocyathus howelli* (Vol.), *Th. subtersiensis* Vol., *Th. subtilis* Vol., *Th.* sp., *Th.* (*Cyclocyathus*) *irregularis* Vol., *Tumulocyathus pustulatus* Vol., *Uralocyathus irregularis* Zhur., *U. callosus* (Vol.), *Urcyathus asteroides* Vol. [4, 19]. В разрезе на Белой Горке были встречены водоросли *Epiphyton* sp. и один экземпляр брахиоподы [19].

Из первого археоциатового комплекса (статотип гавриловской свиты) во второй (железнодорожная «петля») переходят только три вида: *A. salebrosus* ? (Vol.), *As. densus* Vol., *Th.* (*Cyclocyathus*) *subtersiensis* Vol. Последние два вида встречаются и в третьем – «надгавриловском» (Белая Горка). Кроме того, из первого комплекса в «надгавриловский» проходят виды *A. immanis* ? (Vol.), *Retecoscinus retitabulae* (Vol.), *Taylorcyathus subtersiensis* (Vol.), *Ar. simplex*? (Vol.).

По А. Г. Поспелову [4], археоциаты Белой Горки могут иметь исключительно молодой кембрийский (по современной терминологии тойонский) возраст. Авторы настоящей статьи склоняются к мнению об исключении комплекса археоциат Белой Горки у с. Горскино из сводного списка археоциат гавриловской свиты Салаира. Разрез на Белой Горке следует относить к линзам известняков в эффузивно-терригенной печеркинской свите или к терригенно-карбонатной анчешевской свите (более вероятно – к последней). Стратотипы этих двух кембрийских свит Салаира расположены в непосредственной близости от с. Горскино (7–10 км) – в нижнем (дер. Печеркино) и в верхнем (гора Лысая) течениях р. Анчешевка соответственно [18]. В стратотипе анчешевской свиты на горе Лысой установлены археоциаты санаштыкгольского горизонта [19].

В еще более удаленном от стратотипа районе Салаира в разрезе у дер. Ариничево (возможно, Хорьков лог [12]), или р. Голодаевка [19], условно относимом (по сходной литологии) к верхней части гавриловской свиты, вместе с таксонами археоциат известных на Белой Горке [4, 19] были найдены трилобиты *Poliellaspidella* cf. *tannuolica* Poletaeva, *Poliellaspis* sp., *Neoredlichina gracilis* Poletaeva, *Neocobboldia* sp., *Delgadella* sp., *Botomella*? sp., *Bajangoliaspis bajangolica* Sivov, Neoredlichidae раннеботомского облика [2, 5, 11]. Авторы статьи считают данные отложения одновозрастными или более молодыми, чем разрез на Белой Горке, и не относят их к гавриловской свите. Вероятно, это фрагмент разреза анчешевской свиты.

Несмотря на обширные списки археоциат, установленных в гавриловской свите, многое в вопросах о ее стратиграфическом положении и составе (исключительно карбонатном, главным образом рифогенно-биогермном или смешанном эффузивно-карбонатном) не решено до сих пор. Если исключить разрезы на Белой горке из состава свиты, то останутся только два комплекса археоциат – комплекс стратотипа и комплекс вблизи стратотипа (железнодорожная «петля»).

В гавриловской свите (в том числе в стратотипе) встречаются виды рода *Retecoscinus* Zhur. – *R. retetabulae* (Vol.), *R. clatrorum* (Vol.), что позволяет согласиться с мнением Д. В. Осадчей [14] о сопоставлении алтае-саянских археоциатовых комплексов с представителями отмеченного рода в нижнем подъярусе аттабанского яруса Сибирской платформы (сибирско-платформенная зона Retecoscinus zegebarti). В то же время в составе комплекса археоциат гавриловской свиты (в том числе в стратотипе) известны находки рода *Dokidocyathus* Bedford (*Dokidocyathus* reticularis Zhur.), который на Сибирской платформе [14, 16 и др.] характерен для томмотского яруса, где по его видам выделяются средняя (Dokidocyathus regularus) и верхняя (Dokidocyathus lenaicus) археоциатовые зоны.

Многие авторы [4 и др.] акцентировали внимание на том, что комплексы археоциат Алтае-Саянской складчатой области в значительной степени специфичны: а) в них мало таксонов (не только видовых, но и родовых), которые известны на Сибирской платформе и в других регионах мира; б) много эндемичных таксонов; в) родовые таксоны имеют в других регионах иное стратиграфическое распространение. Также следует обратить внимание на предполагаемое явление «запаздывания» формирования родовых таксонов археоциат в Алтае-Саянской складчатой области по сравнению с таковыми на Сибирской платформе [4]. Можно ли в этом случае исключать феномен разновременности возникновения таксонов археоциат в различных регионах Алтае-Саянской складчатой области – в Кузнецком Алатау и на Салаире? Например, род *Nochoroicyathus* Zhur. в Алтае-Саянской складчатой области, по мнению большинства специалистов [8, 23 и др.], появляется в самых низах атдабанского яруса – самая нижняя предполагаемая археоциатовая зона Nochoroicyathus marinskii (вид-индекс из стратотипического разреза усть-кундатской свиты Кузнецкого Алатау). Если допустить, что на Салаире род *Nochoroicyathus* Zhur. мог появиться раньше, чем в Кузнецком Алатау, то вид *Nochoroicyathus lenaicus* Zhur. из нижней части стратотипа гавриловской свиты может быть маркером более древних слоев – верхов томмотского яруса. Стратиграфически значительно выше (над гавриловской свитой) по разрезу на Салаире на Белой Горке известен другой вид этого рода – *Nochoroicyathus spinosus* (Vol.). Проверить факт разновременности появления одних и тех же таксонов археоциат в различных регионах можно только какими-либо независимыми непалеонтологическими методами, достоверность, корректность применения и разрешающая способность которых далеко не очевидны.

Поскольку пока нет полной воссозданной на конкретном материале одного региона (даже модельной) цепочки филогенетических трендов видов археоциат родов *Dokidocyathus* Bedford и *Retecoscinus* Zhuravleva, можно предположить, что эндемичные салаирские виды этих родов могли появиться одновременно с таковыми с Сибирской платформы. Иными словами, рифоидный карбонатный палеобассейн Салаира с гавриловскими археоциатами мог начать формироваться в томмотском веке, на что косвенно указывает отсутствие в стратотипе гавриловской свиты (нижняя и средняя часть стратона) каких-либо находок трилобитов. Только в верхах свиты вместе с археоциатами предполагаются находки брахиопод.

В стратотипе гавриловской свиты (Гавриловский пруд) были обнаружены археоциаты, которые характерны для зон Nochoroicyathus mariinskii и Gordonicyathus howelli. Это две первые региональные зоны атдабанского яруса нижнего кембрия Алтае-Саянской складчатой области. В ходе полевых работ были отобраны образцы из всех изученных разрезов. Можно предположить, что возраст самых низов разреза гавриловской свиты может быть томмотским и находки археоциат, сделанные там, самые древние в Алтае-Саянской складчатой области. Наиболее верхняя часть разреза может быть моложе, чем зона Gordonicyathus howelli.

Во время полевых работ были отобраны образцы для извлечения из породы мелкораковинной фауны. Первые результаты химического препарирования позволили извлечь спикулы губок, обломки

ханцелорий и брахиопод. Мелкораковинная фауна, которая характерна для низов кембрия на Сибирской платформе (в томмотском и атдабанском ярусах), позволит более точно определить возраст гавриловской свиты. Поскольку почти все виды археоциат Салаира эндемичные, корреляция разрезов Алтае-Саянской складчатой области со стратотипами ярусов Сибирской платформы весьма затруднительна. Сибирско-платформенные космополитные виды мелкораковинной фауны (например, *Oelandiella korobkovi* Vostokova, *Halkieria sacciformis* (Meskova) и др.) встречаются во многих удаленных от платформы регионах [21, 22 и др.].

В целом разрез гавриловской свиты представлен мощной толщей органогенных известняков (более 200 м). Стратиграфический диапазон разреза составляют две археоциатовые зоны (Nochoroicyathus mariinskii и Gordonicyathus howelli). В стратотипических разрезах нижнего кембрия на Сибирской платформе этот стратиграфический интервал разреза представлен органогенными, глинисто-карбонатными породами суммарной мощностью 80–100 м [10]. Высота биогермных построек на Сибирской платформе, как правило, не превышает первых метров [10]. Они подстилаются и перекрываются слоистыми не органогенными карбонатами, их периферийные части граничат с тонкозернистыми терригенно-карбонатными породами. Сибирско-платформенный бассейн был мелководным, что, вероятно, лимитировало вертикальный рост биогермных построек. Судя по общей мощности разрезов нижнего кембрия Сибирской платформы, скорость роста органогенных построек на платформе была невысокой и примерно равнялась скорости накопления терригенно-карбонатных осадков за ее пределами (или несколько превышала ее). Напротив, на изучаемой территории Салаира органогенные постройки, вероятно, существенно возвышались над уровнем дна палеобассейна при значительных глубинах (многие десятки метров) – до сотен метров. В Гавриловском карьере встречены прослои брекчированной породы, обломки в которых представлены теми же известняками, иногда частично окатанными, что и органогенные постройки. Это говорит о том, что имели место сравнительно высокие и крутые склоны органогенных построек, подвергавшихся деструкции волновым воздействием, соседствующие со шлейфами обломочных пород чисто карбонатного состава. Такие же породы упоминаются в работе В. А. Асташкина [1] по стратотипическому разрезу гавриловской свиты. Скорости роста нижнекембрийских рифовых построек Салаира (гавриловская свита) во много раз превосходили скорости роста аналогичных одновозрастных построек на Сибирской платформе.

Список литературы

1. **Асташкин, В. А.** О рифогенных известняках в гавриловской свите Салаира [Текст] / В. А. Асташкин // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 1972. – С. 38–40. – (Тр. СНИИГГиМС ; вып. 146)

2. **Асташкин, В. А.** О стратиграфическом положении печеркинской свиты в разрезе кембрия Салаира [Текст] / В. А. Асташкин // Материалы по стратиграфии Саяно-Алтайской складчатой области. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 1964. – С. 66–75. – (Тр. СНИИГГиМС ; вып. 29).

3. **Биостратиграфия** нижнего кембрия Саяно-Алтайской складчатой области [Текст] / Л. Н. Репина, В. В. Хоментовский, И. Т. Журавлева, А. Ю. Розанов. – М. : Наука, 1964. – 364 с.

4. **Биостратиграфия** палеозоя Саяно-Алтайской горной области. Т. I. Нижний палеозой [Текст] / Под ред. Л. Л. Халфина. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 1960. – 496 с. – (Тр. СНИИГГиМС ; вып. 19).

5. **Винкман М. К.** Схема расчленения кембрийских и докембрийских отложений Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Салаира и Горного Алтая [Текст] / Винкман М. К., В. А. Асташкин, Б. Г. Краевский // Материалы по стратиграфии Саяно-Алтайской складчатой области. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 1964. – С. 34–49. – (Тр. СНИИГГиМС ; вып. 29).

6. **Вологдин, А. Г.** Археоциаты Сибири. Фауна кембрийских известняков Алтая. Вып. 2 [Текст] / А. Г. Вологдин. – М. ; Л. : Изд-во Гл. геол.-развед. упр., 1932. – 106 с.

7. **Вологдин, А. Г.** Тип Archaeocyatha. Археоциаты [Текст] / А. Г. Вологдин // Основы палеонтологии. Губки, археоциаты, кишечнополостные, черви. – М. : Изд-во АН СССР, 1962. – С. 89–139.

8. **Гогин, И. Я.** Кембрийская система. Зональная стратиграфия фанерозоя России [Текст] / И. Я. Гогин, А. Ю. Журавлев, Е. Г. Раевская. – СПб. : ВСЕГЕИ, 2006. – С. 19–31.

9. **Кембрий** Сибири [Текст] / Ред. А. Ю. Розанов, Л. Н. Репина. – Новосибирск : Наука, 1992. – 133 с.

10. **Кембрий** Сибирской платформы. Кн. 1. Алдано-Ленский регион [Текст] / Ред. П. Ю. Пархаев, А. Ю. Розанов, А. И. Варламов. – М. ; Новосибирск : Изд-во ПИН РАН, 2008. – 300 с.

11. **Корреляционные** стратиграфические схемы [Текст] // Вып. 29 Тр. СНИИГГиМС, приложение «Материалы по стратиграфии Саяно-Алтайской складчатой области» / Ред. Л. Л. Халфин. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 1964. – 161 с., 9 прил.

12. **Материалы** по региональной геологии Сибири [Текст] / Ред. С. Ф. Дубинкин // Тр. СНИИГГиМС. – 1962. – Вып. 24. – 197 с.

13. **Наймарк, Е. Б.** Закономерности развития региональных фаун правильных археоциат [Текст] / Е. Б. Наймарк, А. Ю. Розанов // Стратиграфия и геологическая корреляция. – 1997. – Т. 5, № 1. – С. 67–78.

14. **Осадчая, Д. В.** Еще раз о зональном расчленении нижнего кембрия Алтае-Саянской складчатой области [Текст] / Д. В. Осадчая // Биостратиграфия и палеонтология кембрия северной Азии. – М. : Наука, 1986. – С. 40–54.

15. **Решения** Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири (Новосибирск, 1979). Ч. I. Верхний протерозой и нижний палеозой [Текст] / Ред. В. И. Краснов. – Новосибирск, 1983. – 215 с.

16. **Розанов, А. Ю.** Закономерности морфологической эволюции археоциат и вопросы ярусного расчленения нижнего кембрия [Текст] / А. Ю. Розанов // Тр. ГИН АН СССР. – 1973. – Вып. 241. – 164 с.

17. **Стратиграфический** словарь СССР [Текст] / Ред. Д. В. Айзенверг [и др.]. – М. : Госгеолтехиздат, 1956. – 1283 с.

18. **Стратиграфический** словарь СССР. Кембрий, ордовик, силур, девон [Текст] / Ред. И. Е. Занина, Б. К. Лихарев. – Л. : Недра, 1975. – 622 с.

19. **Фомичев, В. Д.** Геологический очерк Салаира [Текст] / В. Д. Фомичев, Л. Э. Алексеева. – М. : Госгеолтехиздат, 1961. – 218 с. – (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. ; Т. 63).

20. **Biostratigraphy** of the Kiya river section [Text] / A. G. Pospelov, Yu. L. Pelman, I. T. Zhuravleva [et al.] // Annales de Paleontologie. – 1995. – Vol. 81, fasc. 4. – P. 169–246.

21. **Chronostratigraphic** and palaeogeographic significance of an early Cambrian microfauna from the Heraultia Limestone, northern Montagne Noire, France [Text] / L. Devaere, S. Clausen, M. Steiner [et al.] // Palaeontologica Electronica. – 2013. – Vol. 16, Issue 2(17A). – 91 p.

22. **Clausen, S.** Skeletonized microfossils from the Lower – Middle Cambrian transition of the Cantabrian Mountains, northern Spain [Text] / S. Clausen, J. Alvaro // Acta Palaeontologica Polonica. – 2006. – Vol. 51, N 2. – P. 223–238.

23. **Rozanov, A. Yu.** The Lover Cambrian fossil record of the Soviet Union [Text] / A. Yu. Rozanov, A. Yu. Zhuravlev // Origin and Early Evolution of the Metazoa ; eds. J. H. Lipps, P. W. Signor. – New York : Plenum Press, 1992. – P. 205–282.

КОРРЕЛЯЦИЯ ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ТОЛЩ БАЙКАЛО-ПАТОМСКОГО РЕГИОНА

А. М. Станевич

Институт земной коры СО РАН (ИЗК СО РАН), Иркутск

В Байкало-Патомском регионе (БПР) обособляются структурно-формационные зоны, различающиеся составом породных комплексов и интенсивностью тектонических дислокаций. Геологические образования внешнего и внутреннего поясов БПР разделяются системой структурных швов и поднятий. На последних обнажаются раннедокембрийские метаморфические породы и гранитоиды. Внешний пояс включает наиболее полные и хорошо изученные разрезы осадочных толщ позднего протерозоя и раннего палеозоя с установленной последовательностью напластования. Позднепротерозойские отложения образуют крупные циклы осадконакопления, выделяемые в региональные горизонты [16]. Их маломощные аналоги, перекрытые мощным чехлом отложений фанерозоя, прослеживаются в нефтегазоносные районы Сибирской платформы. Внутренний, южный пояс БПР характеризуется неоднородным строением. Позднедокембрийские осадочные и осадочно-вулканогенные отложения Бодайбинской зоны доказательно прослежены в разрезы внешнего пояса [4, 12, 17, 20], но не рассматривались на совещаниях по унифицированным схемам [16] из-за острой дискуссии об их возрастном положении [24]. Геологическое строение наиболее южной Байкало-Муйской зоны определяется сложным набором тектонических блоков и пластин гетерогенного состава. Здесь вскрываются породы от протерозойских до раннепалеозойских. Поздний протерозой представлен магматическими и осадочно-вулканогенными образованиями, среди которых выделяются литокомплексы рифтогенных, субдукционных и субплатформенных обстановок [9, 13, 15, 20]. Позднепротерозойские отложения в разрезах зон внешнего и внутреннего поясов перекрываются формационно близкими карбонатными толщами с водорослями и фауной раннего кембрия [17, 28].

Ввиду отсутствия изотопно-геохронологических данных и неоднозначности коррелятивного значения межрегиональных форм фитолитов и микрофоссилий вопрос об объеме позднего рифея в эталонных разрезах внешних зон БПР оставался спорным [16, 21]. Крайние точки зрения на возраст базальных слоев дальнетайгинского горизонта [5, 26] различаются интервалом более чем триста миллионов лет. На совещании в 1979 г. в Новосибирске официально был принят компромиссный, но явно алогичный вариант проведения границы среднего и позднего рифея по подошве верхних свит дальнетайгинского

горизонта (улунтуйская, валюхтинская и другие свиты) [16]. Основанием для представлений о среднерифейском положении нижней части или всего объема дальнетайгинского горизонта [5, 6, 16] является то, что возрастные границы подразделений рифея были проведены в значительной мере на основании положения определенных форм строматолитов в типовых разрезах рифея Южного Урала [10]. Результаты многолетних и детальных исследований [14, 18, 25, 27] показали в некоторых случаях явное несоответствие возрастных рубежей, протрассированных по «руководящим» формам или комплексам строматолитов, хемостратиграфическим и геологическим данным.

В последнее десятилетие появилась точка зрения о вендском возрасте дальнетайгинского и жуинского горизонтов [19]. Сравнение отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ из карбонатов улунтуйской свиты с известными разрезами неопротерозоя свидетельствует уже о верхневендском (в прежнем понимании) положении отложений байкальской серии [7], а следовательно, дальнетайгинского и жуинского горизонтов БПР. Впоследствии по известнякам улунтуйской свиты были получены уточненные изотопные и изохронные Pb-Pb данные, которые позволили более уверенно говорить о эдиакарском или вендском возрасте дальнетайгинского горизонта [30]. Близкие значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ были получены в Патомской зоне для карбонатов дальнетайгинского горизонта [8]. Независимо близкие результаты были получены $^{208}Pb/^{238}U$ датированием детритовых цирконов и монацитов из отложений хомолхинской свиты Бодайбинской зоны [29]. Все приведенные данные показывают, что гляциальные диамиктиты основания дальнетайгинского горизонта сформировались в инт. 610–590 млн лет [8] и уверенно могут сопоставляться с нижневендскими оледенениями Марино, Наньто и др. Кроме того, значения возрастов кластогенных цирконов из улунтуйской, качергатской и ушаковской свит Прибайкальской зоны подтвердили вендский возраст указанных стратонов [1]. Здесь уместно конкретизировать объем венда. На настоящее время он определяется в 600–535 млн лет [22]. В этих же пределах он должен фигурировать в региональных схемах и легендах к новому поколению геологических карт.

Из верхних слоев горизонта в Патомской зоне (уринская свита) описана ассоциация сложнопостроенных акритарх пертататакского типа, которая характерна для верхней части эдиакария [2, 3, 31]. С позиции вендского положения дальнетайгинского и жуинского горизонтов логичны находки известных ранее только в палеозое форм Dictyotidium Eis., emend. Stapl. из ченчинской свиты [23] и крупных Obruchevella olchinica Gorod. et Drobk. из улунтуйской свиты [11].

В Прибайкальской зоне базальные слои дальнетайгинского горизонта залегают на гранитах и порфирах нижнего протерозоя. Вместе с тем известны отложения, которые разделяют эти разновозрастные образования. При среднемасштабной геологическом картировании в бассейне р. Сарма была выделена нуганская свита. Основанием ее является пачка (не менее 150 м) существенно кварцевых гравелитов до мелкогалечных конгломератов. Выше залегают хлоритовые сланцы по вулканомиктовым глинистым песчаникам. Вышележащая мощная часть представлена слоистыми алевролитовыми и алевропесчаными отложениями. По вулканической составляющей эти образования могут быть сопоставлены с дайками и отложениями, характеризующими этап пассивной окраины юга Сибирского кратона [20, 30]. В Патомской и Бодайбинской зонах указанному уровню соответствуют образования медвежевского и баллаганахского горизонтов, которые, учитывая возрастные данные по дальнетайгинским долеритам [30], по всей вероятности сформировались в середине позднего рифея. Сходимость возрастных данных по разрезам Прибайкальской, Патомской и Бодайбинской зон, во-первых, свидетельствует, о корректности корреляции, проведенной многими геологами; во-вторых, показывает огромный возрастной пробел (около 1 млрд лет) в знаниях о геологической истории БПР в позднем докембрии; и наконец, позволяют существенно скорректировать положение стратоподразделений позднего протерозоя БПР в стратиграфической схеме [16], включив в нее и отложения Бодайбинской зоны. Возраст и последовательность осадочно-вулканогенных образований Байкало-Муйской зоны требуют дальнейшего доизучения.

Исследование выполнено при финансовой поддержки РФФИ, проект 13-05-00048-а.

Список литературы

1. **Возраст** и источники вещества позднедокембрийских осадочных толщ южного Прибайкалья: результаты U-Pb LA-ICP-MS датирования детритовых цирконов [Текст] / Д. П. Гладкочуб, Г. Николь, А. М. Станевич [и др.] // Докл. РАН. – 2013. – Т. 450, № 3. – С. 318–322.

2. **Воробьева, Н. Г.** Новые находки ранневендских микрофоссилий в уринской свите: пересмотр возраста Патомского комплекса Средней Сибири [Текст] / Н. Г. Воробьева, В. Н. Сергеев, Н. М. Чумаков // Докл. РАН. – 2008. – Т. 419, № 6. – С. 782–787.

3. **Голубкова, Е. Ю.** Нижневендские комплексы микрофоссилий Восточной Сибири в решении стратиграфических проблем региона [Текст] / Е. Ю. Голубкова, Е. Г. Раевская, А. Б. Кузнецов // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2010. – Т. 18, № 4. – С. 3–27.

4. **Докембрий** Патомского нагорья [Текст] / А. И. Иванов, В. И. Лившиц, О. В. Перевалов [и др.]. – М. : Недра, 1995. – 352 с.

5. **Дольник, Т. А.** Строматолиты и микрофитолиты в стратиграфии рифея и венда складчатого обрамления юга Сибирской платформы [Текст] / Т. А. Дольник. – Новосибирск : Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. – 320 с.

6. **Дольник, Т. А.** Строматолиты опорных разрезов докембрия окраины Саяно-Байкальской горной области [Текст] / Т. А. Дольник. – Иркутск : ВостСибНИИГГиМС, 1982. – 183 с.

7. **Изотопная** хемостратиграфия байкальской серии Юго-Западного Прибайкалья: предварительные данные [Текст] / А. Б. Кузнецов, С. А. Анисимова, Н. Н. Мельников [и др.] // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза : Матер. II Рос. конф. по изотопной геохронологии. – СПб. : Центр информационной культуры, 2003. – С. 233–236.

8. **Изотопный** состав C, O, Sr и S в позднедокембрийских отложениях Патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования [Текст] / Б. Г. Покровский, В. А. Мележик, М. И. Буякайте [и др.] // Литология и полезные ископаемые. – 2006. – № 5. – С. 505–530.

9. **Изотопная** структура и эволюция континентальной коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса [Текст] / Е. Ю. Рыцк, В. П. Ковач, В. В. Ярмолюк [и др.] // Геотектоника. – 2011. – № 5. – С. 17–51.

10. **Крылов, И. Н.** Строматолиты в стратиграфии верхнего докембрия : Проблемы-85 [Текст] / И. Н. Крылов // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1985. – № 11. – С. 44–55.

11. **Минерализованная** микробиота улунтуйской свиты неопротерозоя [Текст] / А. М. Станевич, А. М. Мазукабзов, Т. А. Корнилова, Е. Н. Максимова // Литология и полезные ископаемые. – 2012. – № 1. – С. 98–107.

12. **Немеров, В. К.** Геохимические черты эволюции условий накопления позднедокембрийских толщ Байкало-Патомского нагорья [Текст] / В. К. Немеров // Докл. АН СССР. – 1988. – Т. 298, № 6. – С. 1446–1449.

13. **Немеров, В. К.** Эволюция рифей-вендских обстановок биолитогенеза в бассейнах Байкальской горной области [Текст] / В. К. Немеров, А. М. Станевич // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42, № 3. – С. 456–470.

14. **Опорные** разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы [Текст] / В. В. Хоментовский, В. Ю. Шенфиль, М. С. Якшин [и др.]. – М. : Наука, 1972. – 356 с.

15. **Позднепротерозойская** эволюция северного сегмента палеоазиатского океана: новые радиологические, геологические и геохимические данные [Текст] / Э. Г. Конников, А. С. Гибшер, А. Э. Изох [и др.] // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35, № 7–8. – С. 152–168.

16. **Решения** Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири (Новосибирск, 1979). Ч. I. Верхний протерозой и нижний палеозой [Текст] / Ред. В. И. Краснов. – Новосибирск, 1983. – 215 с.

17. **Салоп, Л. И.** Геология Байкальской горной области. Стратиграфия. Т. I. [Текст] / Л. И. Салоп. – М. : Недра, 1964. – 511 с.

18. **Семихатов, М. А.** Строматолиты в стратиграфии докембрия : Анализ-84 [Текст] / М. А. Семихатов // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1985. – № 1. – С. 3–20.

19. **Советов, Ю. К.** Тиллиты в основании оселковой серии Присаянья и нижняя граница венда на юго-западе Сибирской платформы [Текст] / Ю. К. Советов, Д. А. Комлев // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2005. – Т. 13, № 4. – С. 3–34.

20. **Станевич, А. М.** Микрофоссилии протерозоя Саяно-Байкальской складчатой области. Обстановки обитания, природа и классификация [Текст] / А. М. Станевич, В. К. Немеров, Е. Н. Чатта. – Новосибирск : Акад. изд-во «Гео», 2006. – 204 с.

21. **Станевич, А. М.** Микрофоссилии в стратиграфии позднего докембрия Байкало-Патомской горной области [Текст] / А. М. Станевич, З. Х. Файзулина. – М. : Недра, 1992. – 158 с.

22. **Стратиграфический** кодекс. Изд. третье [Текст]. – СПб. : ВСЕГЕИ, 2006. – 96 с.

23. **Условия** обитания и вероятная природа акритарх из ченчинской свиты позднего рифея [Текст] / А. М. Станевич, Е. Н. Чатта, Т. А. Корнилова, В. К. Немеров // Палеонтологический журнал. – 2007. – Т. 41, № 1. – С. 1–7.

24. **Федоровский, В. С.** Нижний протерозой Байкальской горной области [Текст] / В. С. Федоровский. – М. : Наука, 1985. – 200 с.

25. **Хоментовский В. В.** Байкалий стратотипической местности [Текст] / В. В. Хоментовский, А. А. Постников, М. Ш. Файзуллин // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39, № 11. – С. 1505–1517.

26. **Хоментовский, В. В.** Рифей Сибирской платформы [Текст] / В. В. Хоментовский, В. Ю. Шенфиль, М. С. Якшин // Геология и геофизика – 1985. – № 7. – С. 25–33.

27. **Шенфиль, В. Ю.** Поздний докембрий Сибирской платформы [Текст] / В. Ю. Шенфиль. – Новосибирск : Наука, 1991. – 185 с.

28. **Язмир, М. М.** Атлас фауны и флоры палеозоя и мезозоя Бурятской АССР [Текст] / М. М. Язмир, Б. А. Далматов, И. К. Язмир. – М. : Недра, 1975. – 181 с.

29. **Age** and pyrite Pb-isotopic composition of the giant Sukhoi Log sediment-hosted gold deposit, Russia [Text] / S. Meffre, R. R. Large, R. Scott [et al.] // Geochim. et Cosmochim. Acta. – 2008. – Vol. 72. – P. 2377–2391.

30. **Age** constraints on the Upper Proterozoic Baikal Group from combined Sr and Pb-Pb isotope data for the sedimentary carbonates of the Baikal type section, Southeastern Siberia [Text] / A. B. Kuznetsov, G. V. Ovchinnikova, I. M. Gorokhov [et al.] // Journal of Asian Earth Sciences. – 2013. – Vol. 62. – P. 51–66.

31. **Moczydłowska, M.** Ediacaran radiation of organic-walled microbiota recorded in the Ura Formation, Patom Uplift, East Siberia [Text] / M. Moczydłowska, K. E. Nagovitsin // Precambrian Research. – 2012. – Vol. 198–199. – P. 1–24.

32. **Proterozoic** mafic magmatism in Siberian craton: An overview and implications for paleocontinental reconstruction [Text] / D. P. Gladkochub, S. A. Pisarevsky, T. V. Donskaya [et al.] // Precambrian Research. – 2010. – Vol. 183. – P. 660–668.

ОТ СЛОИСТОЙ СТРУКТУРЫ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ К ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИЯМ (О НЕКОТОРЫХ СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИХ ПРИЧИНАХ ОШИБОК В ТЕКТОНИЧЕСКИХ И ГЕОИСТОРИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И СМЕЖНЫХ ТЕРРИТОРИЙ)

С. С. Сухов

ФГУП «СНИИГГиМС», Новосибирск

Масштабные исследования кембрийских отложений Сибирской платформы, нацеленные на разработку стратиграфической основы для изучения потенциально нефтегазоносных рифовых образований, начались в СНИИГГиМСе в 1970-х гг. по инициативе В. Е. Савицкого. Первоначально стратиграфы сосредоточились на выяснении специфики строения разрезов основных фациальных регионов платформы и на определении их биостратиграфической характеристики. Однако вскоре стало очевидно, что для решения поставленной задачи требуется не только разработка шкал, архивирование стратиграфических последовательностей, упорядочение названий и датировка местных подразделений, использование лито- и биостратиграфического методов расчленения и корреляции разрезов, но и анализ общей вещественно-слоистой структуры, или архитектуры, кембрийских отложений, реконструкция истории и условий формирования всего палеобассейна. Это, в свою очередь, требовало широкой интеграции традиционных направлений исследований с фациальными, седиментологическими, палеогеоморфологическими и др., привлечения данных бурения, аналитики, сейсмического профилирования, а также моделирования процессов. Следовательно, возникла необходимость пересмотреть привычные подходы и перейти к так называемому американскому (более широкому) пониманию целей, задач и предмета стратиграфии. Новая, генетическая, стратиграфия предполагает поиск ответов не только на классические для нее вопросы «в какой последовательности?» и «когда?», но и на вопрос «почему?». Комплексные работы проводились совместно с производственными организациями «Ленанефтегазгеология», «Якутскгеофизика», «АЛРОСА»; была получена исключительно ценная информация, способствовавшая решению многих дискутируемых вопросов. В том числе определение глубин палеобассейна, установление этапности, масштабов и характера кембрийского рифообразования, оценка роли тектонических и других факторов в формировании морфоструктуры бассейна и фациального разнообразия отложений, выявление перерывов в осадконакоплении и мн. др. [4 и др.]. В дальнейшем, несмотря на сокращение объемов стратиграфических исследований и распад прежних связей между геологическими организациями, работы в этом направлении продолжались, а результаты дополнительно проверялись и обосновывались.

В последние десятилетия отечественная и зарубежная стратиграфия все более расширяет и усложняет свой методический арсенал, приобретает генетическую направленность и переходит с описательного констатационного уровня на предсказательный количественный. Она становится основой для понимания прошлых осадочных и тектонических процессов, эффективным инструментом исследования осадочных бассейнов, а также локального и регионального прогноза полезных ископаемых. В то же время на Сибирской платформе, хотя и отмечается возобновление интереса к кембрийским отложениям (что обусловлено преимущественно освоением потенциально нефтегазоперспективных территорий, приближенных к трассе ВСТО), из-за укоренившейся децентрализации и особенно закрытости проводимых исследований прежняя степень их координированности остается недостижимой. Естественно,

страдают качество работ, обоснованность научных построений. В связи с этим представляется уместным напомнить некоторые результаты изучения кембрийских отложений Сибирской платформы (и ключевые аргументы в их обосновании), которые становятся принципиально важными для интерпретации новых сейсмических и промыслово-геофизических материалов, успешного планирования и проведения исследовательских и поисковых работ.

К концу 1960-х гг. стало общепризнанным выделение в нижнем и среднем кембрии на Сибирской платформе трех фациальных регионов: «западного», охватывающего в основном юго-западную и центральную части платформы, с широким распространением соле- и сульфатсодержащих доломитовых отложений, с редкой эндемичной фауной; «восточного», включающего северо-восток и частично север и северо-запад платформы, представленного преимущественно темноцветными и пестроцветными алеврито-глинисто-известняковыми (в том числе черносланцевыми) отложениями с многочисленными фаунистическими остатками; разделяющей их относительно узкой, но протяженной «переходной зоны», или региона со специфичными органическими остатками и широким распространением светлых зернистых и биогермных известняков. За указанными регионами закрепились собственные названия: Турухано-Иркутско-Олекминский, Юдомо-Оленекский и Анабаро-Синский соответственно [6, 7 и др.]. Сходное районирование, отличающееся главным образом отсутствием солей и значительным пространственным смещением соответствующих регионов, установлено и для верхнего кембрия [6]. До 1980-х гг. большинство исследователей, признавая существование такой отчетливой зональности, были убеждены, что ее возникновение никак не связано со значительной батиметрической расчлененностью палеобассейна. Они полагали, что в кембрии на Сибирской платформе повсеместно господствовали мелководные морские условия с однообразным рельефом дна и малыми контрастами глубин. Резкие фациальные различия объяснялись ими прежде всего климатической зональностью и «специфическими» гидрохимическими условиями в палеобассейне, а значительные перепады мощностей синхронных отложений на границе Анабаро-Синского и Юдомо-Оленекского регионов (10–20-кратные во время формирования черносланцевой куонамской формации – на уровне ботомского, тойонского и амгинского ярусов) – разными величинами погружения ложа в их пределах [6 и др.]. При этом малые мощности напрямую сопоставлялись с малыми тектоническими погружениями. Соответствовали таким взглядам и представления об органогенных постройках Анабаро-Синского региона. Считалось, что на платформах, тем более в раннем палеозое, органогенные постройки никогда не переходили в настоящие барьерные рифы, характеризующиеся большой мощностью и разнообразием строения.

Последующими исследованиями, опирающимися на комплексный анализ естественных обнажений, материалов бурения и сейсмического профилирования, было убедительно доказано, что причина фациальной дифференцированности кроется в региональной батиметрической неоднородности акватории и в особенностях карбонатной седиментации, заключающихся в самоорганизации преимущественно биогенной карбонатной осадочной системы: интенсивном осадконакоплении на мелководье и резко замедленном («голодном») на больших глубинах. В результате функционирования данной системы формировались гигантские структуры двух типов – шельфы с эвапоритами внутри и с карбонатами по окраинам и открытые моря с преобладающими сланцевыми отложениями (в морфоструктурных категориях – карбонатные платформы с рифовым обрамлением и бассейны) [4, 10 и др.]. Их наличием обусловлено сходство отложений и фаунистических комплексов в разрезах, удаленных на сотни километров, и, наоборот, различие близлежащих. В свою очередь, сохранявшаяся длительное время недокомпенсированность бассейнов и однонаправленный снос в них со смежных платформ карбонатного и силикатного (транзитного) материала, или латеральное последовательное заполнение бассейнов, определяли гигантские (до 500 км) масштабы смещения однотипных фациальных поясов (одновременно и морфоструктурных элементов).

В формировании карбонатных платформ и бассейнов выделяются несколько этапов, различающихся динамикой роста структуры и специфичными процессами осадконакопления [4, 10 и др.]. Первая половина раннего кембрия (томмотское и атдабанское время) – этап зарождения фациальной и морфоструктурной зональности отложений в палеобассейне Сибирской платформы, которая в общих чертах сохранялась на протяжении всего кембрия. Ее появление и поддержание определенных седиментационных режимов, безусловно, инициировались и контролировались тектоническими факторами. Однако указанная зависимость, как и связь системы барьерных рифов, обрамлявших карбонатные платформы, с глубинными и региональными коровыми разломами не так прямолинейна, как это нередко представляется [2, 3]. Она носила весьма опосредованный характер. Развитие органогенных построек на окраинах шельфов (перегибах подводного рельефа), как и в целом динамика заполнения бассейнов осадками, определялись соотношением темпов поступления материала извне и с карбонатного шельфа, а также относительными колебаниями уровня моря. Рост осадкоемкого пространства бассейнов, вызванный погружением ложа или подъемом уровня моря, и процесс заполнения этого пространства обычно не синхронны – второй запаздывает в разной степени по отношению к первому.

В узкой «переходной зоне» в первой половине раннего кембрия начали формироваться карбонатные отмели и археоциато-водорослевые органогенные постройки. Этот этап, непосредственно следующий за рифей-вендским, отличался заметной дифференциацией движений и неполными нивелировкой и затуханием троговых структур. Видимо, такой тектонический режим обусловливал возможность существования локальных поднятий с органогенными постройками не только в «переходной зоне» (на границе внутреннего и открытого шельфов) и на поднятиях внутреннего шельфа (Непско-Ботуобинском, Южно-Тунгусском и др.), но и вдоль внешней окраины открытых шельфов или перикратонных погружений. На последних могли формироваться карбонатные тела (рифоподобные археоциато-водорослевые постройки и шельфовые известняки) достаточно большой мощности – аналоги хочомской толщи в одноименной скважине, сектенской свиты хр. Тура-Сис или моргуновской свиты Игарского района.

Следующий – ботомско-тойонско-амгинский – этап характеризовался быстрой повсеместной ингрессией моря на Сибирскую платформу, которая привела к значительному сокращению сноса тонкого силикатного и карбонатного материала на открытые шельфы по периферии кратона, к снижению на них циркуляции вод, к установлению в придонных слоях наиболее погруженных участков аноксичных условий и к постепенному превращению открытых шельфов в окраинные черносланцевые, или «голодные», бассейны – Юдомо-Оленекский, Хантайско-Оленекский и др. (с куонамской, иниканской, шумнинской свитами). Одновременно произошло распреснение на огромной площади внутреннего солеродного шельфа; «голодный» режим установился и во внедрявшемся в него с запада Тынепском прогибе. Подъем уровня моря вызвал также активизацию роста органогенных построек и рифовых сооружений. Последующее длительное высокое стояние уровня моря, продолжавшееся до конца амгинского века и испытавшее относительное понижение в тойонское время, привело к формированию гигантских карбонатных платформ с рифовым обрамлением мощностью до 700–800 м и к углублению смежных черносланцевых бассейнов до 1 км, а возможно, и более. Мощности отложений куонамской свиты, синхронных почти километровым окраинам карбонатных платформ, составляли около 50 м, а в наиболее удаленной внутренней области бассейна – до 25 м. Необходимо заметить, что положение окраин карбонатных платформ не оставалось постоянным. Вместе с вертикальным и латеральным ростом платформ, связанным с краевым заполнением бассейнов, они смещались, а бассейны оттеснялись к окраине кратона. Такое смещение вдоль среднего течения р. Лена за ботомское, тойонское и амгинское время составило около 70–80 км.

Относительное понижение уровня моря на рубеже амгинского и майского веков и усиление сноса силикатного обломочного материала с юго-западного обрамления Сибирской платформы привели к превращению карбонатных платформ в прибрежные и литоральные равнины, на которых замедленное осадконакопление сочеталось с интенсивным транзитом (эоловым и отливными течениями) алевритоглинистой фракции в бассейны. Несмотря на силикатный «пресс» формирование органогенных построек, рифов и карбонатных отмелей по окраинам шельфов продолжалось. Поступающий с них карбонатный и силикатный материал быстро заполнял краевые склоновые части глубоководных бассейнов, что приводило к их дальнейшему оттеснению к краю кратона (на юго-востоке Сибирской платформы проградация карбонатной платформы в майском веке составила почти 400 км, а за всю кембрийскую историю она приближалась к 500 км). В результате латерального заполнения и смещения фациальных зон над отложениями куонамской свиты и ее аналогами образовалась толща майского яруса мощностью до 800–900 м и более с отчетливо выраженной регрессивной последовательностью: внизу – мергельные с известняковыми нодулями (дистально-бассейновые), выше – флишоидные мергельно-известняковые (склоновые), затем – известняковые (рифово-отмельные) и пестроцветные доломито-силикатные сульфатосодержащие (субаэрально-литоральные) отложения. На юго-востоке Сибирской платформы это чайская (непосредственно над иниканской), усть-майская (или усть-ботомская), танхайская (усть-мильская или баппагайская) и верхоленская (бордонская или хабардинская) свиты. Полные стратиграфические последовательности майских отложений бассейнового типа, вместе с перекрывающими внутришельфовыми верхнекембрийскими образованиями, сохранились лишь на склонах Вилюйской синеклизы и Анабарской антеклизы (Баппагайская, Сохсолохская, Ханьинская, Мархино-Андойская, Эйикская скважины). На других площадях они в разной степени срезаны преимущественно предъюрской эрозией.

Необходимо обратить внимание на то, что и основное формирование морфоструктуры Куонамского бассейна, и накопление гигантской осадочной призмы заполняющих его отложений происходили главным образом в тектонически пассивном режиме (в сравнении с томмотско-атдабанским и позднекембрийским этапами). Это подтверждается:

1) субпараллельностью изохронных поверхностей нижнего кембрия подошве верхнего кембрия;

2) соизмеримостью перепадов мощностей лежащих между ними ботомско-тойонско-амгинских отложений, с одной стороны, и майских – с другой (что означает компенсацию в майском веке осадкоемкого пространства, образовавшегося ранее не в результате конседиментационного сброса до бати-

альных глубин [2, 3], а за счет неравнозначной аккумуляции и седиментационных процессов на фоне относительно равномерного повсеместного погружения ложа или подъема уровня моря);

3) исключительной выдержанностью строения и мощности (около 250 м) отложений майского яруса на карбонатной платформе, или в Турухано-Иркутско-Олекминском шельфе, – от Енисея до Якутска, и их гигантскими «раздувами» и кардинальными вещественными изменениями в пределах черносланцевых бассейнов;

4) наличием, кроме соответствующих лито- и биофациальных и седиментационных признаков, указывающих на батиметрическую дифференцированность и гравитационный перенос материала, еще и резко выраженных на сейсмопрофилях сигмоидных или клиноформных структур в «толще заполнения».

В позднем кембрии в целом сохранялся седиментационный режим близкий поздне-среднекембрийскому. Усилилось лишь погружение северных территорий Куонамского бассейна по сравнению с южными. Это вызвало новую трансгрессию, в ходе которой почти все пространство карбонатных платформ (уже далеко продвинувшихся к окраинам кратона) оказалось покрыто мелким периодически осушавшимся морем. В то же время бортовое заполнение бассейнов не прекращалось, продолжались и рифообразование (на окраине кратона), и проградация фронта карбонатного шельфа.

Из всего перечисленного для геологической практики методически особенно важно, что все свиты, составляющие гигантскую толщу отложений выше куонамской и ее аналогов, хотя и лежат субпараллельно ей и друг другу, являются, по сути, мигрирующими со временем и латерально взаимосменяющими фациями. При боковом заполнении осадкоемкого пространства Куонамского и других бассейнов они, согласно закону Головкинского, имеют асинхронные, «скользящие», границы. Это подтверждается сейсмическими и палеонтологическими материалами, данными бурения [11, 12]. Изохронные уровни диагонально (в соответствии с уклонами дна в палеобассейне) секут этот осадочный «пирог». Такая осадочная мегаструктура, или архитектура, отложений объясняет парадоксальное отсутствие эрозионных зияний в разрезах при наличии явного дискордантного (в действительности первично-наклонного) залегания отложений по отношению к нижележащим (которое обычно трактуется как признак тектонической перестройки) [11]. Кроме того, она также подтверждает существование глубоководных условий не только во время формирования куонамской свиты, особенно ее верхней части, но и перекрывающих отложений чайской и даже большей части усть-майской свит. Сигмоидная, или клиноформная, слоистая структура отложений «толщи заполнения» является хорошим указателем простирания изобат в палеобассейне и возможной локализации рифовых построек. Она же становится индикатором некоторых явных ошибок в расчленении и корреляции кембрийских отложений Алдано-Майского района и в интерпретации сейсмических профилей этой территории [1, 8, 9].

Главная причина ошибок – в необоснованной датировке амгинским веком мощной (более 300 м) доломито-известняковой массивного сложения хочомской толщи (имеющей, видимо, рифовый или, по крайней мере, шельфовый генезис), обособляемой в разрезе одноименной скважины непосредственно под чайской свитой, и во внесении искусственных корректив в сейсмические построения. Исходя перечисленного, делался вывод не только о сопоставлении толщи по возрасту с верхней частью иниканской свиты, выделяемой в этом районе, но и о их фациально-генетическом и батиметрическом сходстве. Соответственно, игнорируя все приведенные выше закономерности, делалось заключение о мелководности всего кембрийского бассейнового комплекса, которое предполагает отсутствие фациальных скольжений, изохронность границ как самой хочомской толщи (достигающей по сейсмическим данным мощности 1,5 км), так и всех перекрывающих ее отложений.

Представляется более логичным выделять в разрезе Хочомской скв. 1 в качестве иниканской свиты инт. 1455/1472–1542 м, т. е. не под хочомской толщей, а над ней и непосредственно под чайской свитой. Указанные отложения, имея в целом пониженную гамма-активность (с пиком в верхах до 30 мкР/ч), повышенные карбонатность и мощность, близки по составу синской свите. Такие характеристики иниканской свиты могли быть обусловлены наличием на данной территории (до иниканской ингрессии) шельфового поднятия.

Подобные замечания возникают при сравнении материалов Сибирской платформы и Предъенисейского осадочного бассейна Западной Сибири. Большое сходство кембрийских разрезов последнего с платформенными [5 и др.], синхронность главных седиментационных событий в значительно удаленных частях Сибирского кратона дают основание предполагать, что принципиальная идентичность проявлялась не только в формировании внутришельфовых соленосных комплексов этих регионов. Поэтому представляется малообоснованным заужение (менее ботомско-амгинского) возрастного объема пайдугинской свиты в тех разрезах, где непосредственно над ней лежат открытоморские, или бассейновые, отложения, аналогичные чайской и усть-майской свитам, а также исключение возможности взаимного замещения и возрастного скольжения границ внутришельфовых образований и подстилающих

их окраинно-шельфовых (соответственно эвенкийской свиты и комплекса, объединяющего елогуйскую, шеделгинскую, кондесскую и другие свиты) [14].

Список литературы

1. **Берилко, Г. А.** О перспективах нефтегазоносности среднекембрийских отложений в бассейне р. Амга (восточная часть Алданской антеклизы) [Текст] / Г. А. Берилко, Б. Б. Шишкин, А. Н. Страхов // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2012. – № 3. – С. 38–43.

2. **Булгакова, М. Д.** О ведущей роли осадочных комплексов в реконструкциях конседиментационной тектоники древних платформ (ранний кембрий Палеосибири) [Текст] / М. Д. Булгакова, А. В. Прокопьев // Ленинградская школа литологии : Матер. Всерос. литол. совещ., посвящ. 100-летию со дня рождения Л. Б. Рухина. Т. I. – СПб. : СПбГУ, 2012. – С. 156–158.

3. **Булгакова, М. Д.** Резонансно-тектоническая активизация Сибирской платформы в раннем кембрии: седиментологические индикаторы) [Текст] / М. Д. Булгакова, А. В. Прокопьев // Ленинградская школа литологии : Матер. Всерос. литол. совещ., посвящ. 100-летию со дня рождения Л. Б. Рухина. Т. I. – СПб. : СПбГУ, 2012. – С. 159–161.

4. **Геология** и перспективы нефтегазоносности рифовых систем кембрия Сибирской платформы [Текст] / В. А. Асташкин, А. И. Варламов, Н. К. Губина [и др.]. – М. : Недра, 1984. – 181 с.

5. **Разрез** кембрия в восточной части Западно-Сибирской геосинеклизы (по результатам бурения параметрической скважины Восток-4) [Текст] / А. Э. Конторович, В. А. Конторович, И. В. Коровников [и др.] // Геология и геофизика. – 2012. – Т. 53, № 10. – С. 1273–1284.

6. **Решения** Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири (Новосибирск, 1979). Ч. I. Верхний протерозой и нижний палеозой [Текст] / Ред. В. И. Краснов. – Новосибирск, 1983. – 215 с.

7. **Писарчик, Я. К.** Палеогеография Сибирской платформы в кембрии [Текст] / Я. К. Писарчик, М. А. Минаева, Г. А. Русецкая // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. – 1975. – Т. 215. – 195 с.

8. **Старосельцев, В. С.** Перспективы нефтегазоносности кембрийских отложений в северо-восточной части Предсеттедабанского прогиба [Текст] / В. С. Старосельцев, Д. И. Рудницкая, А. С. Сальников // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2012. – № 3. – С. 44–50.

9. **Старосельцев, В. С.** Тектонические условия накопления кембрийских битуминозных пород востока Сибирской платформы [Текст] / В. С. Старосельцев, Б. Б. Шишкин // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2012. – № 2. – С. 38–45.

10. **Сухов, С. С.** Кембрийское рифообразование и эволюция морфоструктуры карбонатных бассейнов Сибирской платформы [Текст] / С. С. Сухов // Биота как фактор геоморфологии и геохимии: рифогенные формации и рифы в эволюции биосферы : Матер. к конф. – М. : ПИН РАН, 2010. – С. 83–87.

11. **Сухов, С. С.** Лито- и биофациальный анализ среднекембрийских отложений востока Сибирской платформы для реконструкции условий карбонатонакопления [Текст] / С. С. Сухов, Т. В. Пегель // Палеоэкологический и литолого-фациальный анализы для обоснования детальности региональных стратиграфических схем. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 1986. – С. 34–50.

12. **Сухов, С. С.** Роль региональных факторов в разработке стратиграфических схем нового поколения, Общей и Международной шкал (на примере кембрия Сибирской платформы) [Текст] / С. С. Сухов, Т. В. Пегель, Ю. Я. Шабанов // Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства : Сб. статей. – М. : ГИН РАН, 2013. – С. 91–97.

13. **Сухов, С. С.** Седиментологические причины проблем и парадоксов стратиграфии интрапериратонных карбонатных бассейнов (на примере кембрия Сибирской платформы) [Текст] / С. С. Сухов // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории : Матер. VII Всерос. литол. совещ. (Новосибирск, ИНГГ СО РАН, 28–31 октября 2013). Т. 3. – Новосибирск : ИНГГ СО РАН, 2013. – С. 182–186.

14. **Филиппов, Ю. Ф.** Стратиграфия и корреляция кембрийских отложений Предъенисейского осадочного бассейна Западной Сибири [Текст] / Ю. Ф. Филиппов, С. В. Сараев, И. В. Коровников // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55, № 5–6. – (В печати).

К ВОПРОСУ О ФАЦИАЛЬНОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ ДЕВОНСКИХ РИОЛИТОИДОВ АЛТАЯ

Ю. А. Туркин, С. И. Федак

ОАО «Горно-Алтайская экспедиция» (ОАО «ГАЭ»), Бийск

В настоящее время вопросы определения фациальной принадлежности магматических пород основного и кислого состава целого ряда районов Рудного и Горного Алтая приобретают особую акту-

альность, поскольку новые данные, полученные по результатам среднемасштабных геолого-съемочных работ, во многих случаях противоречат старым представлениям о геологическом строении рассматриваемых территорий. В наибольшей степени это относится к телам базитов и риолитов, которые многие геологи интерпретируют как покровные образования, они залегают согласно или субсогласно с вмещающими терригенными и известковисто-терригенными отложениями [6, 7]. Отмечалось, что признаки эффузивного происхождения и принадлежности тел магматических пород к покровной фации (известные, приводятся в методической и учебной литературе) отсутствуют для многих отложений Алтая, отнесенных к покровным, – для риолитов Аксайской структуры Горного Алтая, для образований сосновской и давыдовской свит Рудного Алтая, для базитов засурьинской свиты и Слюдянского блока северо-западной части Горного Алтая и мн. др.

Нередко в практике геолого-съемочных и поисковых работ для отнесения конкретных стратиформных геологических тел базальтов, андезитов, риолитов к субвулканическим образованиям необходима целая система доказательств, но как бы упускается из виду, что альтернативное отнесение данных пород к эффузивам таких доказательств никогда не требовало и осуществлялось «по умолчанию» – только по причине их пластового залегания. При этом если для пород основного состава уже предпринимались попытки решения данного вопроса [1, 6–8], то для вулканитов кислого состава эта проблема еще только требует постановки. Сложность данного вопроса заключается не только в трудностях диагностики пород с определением их фациальной принадлежности (эксплозивной, покровной, экструзивной или субвулканической фаций вулканитов), но и в традиционных взглядах на субпластовые и пластовые тела риолитоидов как на более вероятные покровные эффузивные образования. Нередко этому способствует дефицит информации: фрагментарная обнаженность площади и отсутствие наблюдаемых контактов тел, недостаточная петрографическая изученность пород, их сильная измененность и целый ряд других объективных факторов. Но есть и не менее существенные субъективные факторы. К сожалению, иногда устоявшиеся представления, в чем-то, возможно, ошибочные, мешают взглянуть на проблему с необходимой беспристрастностью.

Вероятно, одним из самых эффективных методов изучения геологических тел, их генезиса и строения остается актуалистический. При всем его несовершенстве, наличии многих оговорок и дополнений ему нет альтернативы при исследовании поверхности Земли. С данных позиций чаще всего рассматриваются и вулканогенные образования; картирование древних вулканов и областей вулканизма было бы невозможно без аналогий с современными проявлениями вулканической деятельности. Все основные понятия: кальдера, экструзивный купол, отложения «палящих туч» и мн. др. – пришли в геологию из современной вулканологии. Предположения об исключительных или существенных отличительных особенностях древнего вулканизма (по крайней мере, на протяжении фанерозоя) не имеют убедительного подтверждения и остаются пока только догадками, а по мнению известного геолога и вулканолога Е. К. Мархинина, «накопленные на сегодняшний день факты позволяют говорить о том, что наблюдаемые ныне типы вулканизма, вулканические породы и особенности вулканических извержений были характерны и для геологического прошлого» [2]. Таким образом, для установления истины будет вполне целесообразным обратиться к современным наблюдаемым вулканическим явлениям, и прежде всего к особенностям кислых расплавов, образуемых ими пород и формам геологических тел.

Главная и наиболее примечательная особенность кислых расплавов, т. е. расплавов с высоким содержанием кремнекислоты, – их очень высокая вязкость, возрастающая с падением давления и температуры и достигающая максимума на поверхности. При этом чем выше кремнекислотность расплава, тем выше его вязкость; при атмосферном давлении вязкость риолитовой лавы более чем в 1 млн раз превышает вязкость базальта и составляет $n \cdot 10^{10}$–10^{12} П. Это означает, что попадающая на поверхность высококремнеземистая лава при резком падении давления и температуры вытекает из кратера вулкана на его склоны. Обводненность лавы и насыщенность ее летучими компонентами принципиально не меняют данную ситуацию даже при высокой температуре и падении вязкости до 10^8 П, но в конечном итоге приводят к взрыву расплава, пемзообразованию и эксплозии. По наблюдениям за деятельностью современных вулканов [2, 4, 5] главная и доминирующая форма ацидитового вулканизма – именно эксплозия в сочетании с формированием экструзивных куполов различной формы. Коэффициент эксплозивности (по Ритману) современных областей андезитоидного и риолитоидного вулканизма (в частности, Андийской окраины Южной Америки) составляет более 90 %, при преобладании риолитоидных извержений обычно не опускается ниже 98–99 % [5], т. е. эффузивные потоки и тем более покровы риолитов – очень большая редкость в вулканах с извержениями кислых лав, в которых основные продукты вулканической деятельности представлены пирокластитами. По данным Е. К. Мархинина [2], основные продукты вулканической деятельности при извержении вязкой лавы, обедненной летучими компонентами, представлены экструзивными лавовыми куполами и крупнообломочными лавами мантии куполов, а при извержении вязкой лавы, богатой летучими, – отложениями пирокластических по-

токов и палящих туч, пемзами и пеплами, распространяющимися на огромные площади. И только лавы средней вязкости (лавы андезитового состава) способны формировать лавовые потоки с глыбовой поверхностью и шлаковые конусы, в отличие от базальтов, образующих потоки и покровы со сглаженными поверхностями (см. таблицу).

Типы вулканических продуктов (по Е. К. Мархинину [2])

Характер лавы	Характер извержения	Главные продукты вулканической деятельности	Второстепенные продукты вулканической деятельности
Вязкая, богатая летучими	Сильные взрывы, серии сильных взрывов (вертикальных или наклонных)	Пеплы и пемзы, распространяющиеся на огромных площадях. Отложения пирокластических потоков. Отложения палящих туч, игнимбриты	Отложения грязевых потоков
Вязкая, обедненная летучими	Выжимание экструзивных куполов, сопровождаемое взрывами средней силы и скатыванием раскаленных лавин	Лавы куполов, крупнообломочная лава мантии куполов	Отложения небольших пирокластических и грязевых потоков. Пеплы, распространяющиеся на ограниченных площадях
Средней вязкости	Взрывы средней силы, излияния потоков с глыбовой поверхностью	Шлаки конусов, лавы потоков с глыбовой поверхностью	Пеплы, бомбы типа «хлебной корки» и веретеновидные
Низкой вязкости	Слабые взрывы, излияния потоков со сглаженными поверхностями	Лавы потоков с волнистой, канатной и другого типа сглаженными поверхностями, шлаки	Пеплы, бомбы самых разных форм, микробомбы, «волосы Пеле»

Эффузивные потоки лав риолитов при стремительном падении давления и температуры кристаллизуются, что резко увеличивает вязкость кристаллизующего расплава и снижает подвижность лавы, даже в относительно малоглубинных приповерхностных условиях температура и давление кристаллизации кислых расплавов не испытывают резких изменений. По данным Е. К. Мархинина [2], глубина формирования субвулканических интрузий варьирует от нескольких сотен метров до нескольких километров. По экспериментальным данным в закрытых камерах, даже на небольших глубинах (первые сотни метров от поверхности) внешнее литостатическое давление существенно отличается от атмосферного и достигает на глубине около 1000 м около 0,25 кбар, или 2000–2500 атм. При этом давление даже в нижних частях мощного эффузивного потока не может превышать 20–40 атм [4]. Повышение давления от 100 до 1000 атм при температуре 500 °С снижает вязкость кристаллизующегося расплава с 10^{12} до 10^{8} П, а при температуре 900 °С до 10^{6} П. По экспериментальным данным в закрытой системе (в первом приближении таковой является камера кристаллизации субвулканического тела) при давлении 165 атм. и температуре 1000 °С вязкость уменьшается до $2 \cdot 10^{5}$ П. Еще более снижает вязкость расплава его водонасыщенность: при содержании в системе 1–10 % воды вязкость стеклованного расплава при температуре 900–1000 °С уменьшается до 10^{3}–10^{4} П, что уже соответствует вязкости базальтового расплава. Все это означает, что даже на небольшой глубине в относительно закрытой системе риолитовая лава обладает значительной подвижностью, что позволяет ей внедряться в межпластовые ослабленные зоны по поверхностям несогласий и образовывать силлобразные и пластообразные интрузивные залежи – субвулканические тела значительной протяженности.

По наблюдениям В. В. Наседкина [4], редкие лавовые потоки кислого состава современных и кайнозойских вулканов обычно имеют зональное строение, зону брекчий в основании и заканчиваются обрывом или крутым склоном, т. е. выклиниваются. Внутренние части наиболее мощных потоков сложены риолитом фельзитового или сферолитового строения, внешние – перлитом и обсидианом, как и потоки малой мощности. Вкрапленники в эффузивных риолитах – большая редкость. Есть еще одно важное обстоятельство, которое, по убеждению В. В. Наседкина, обязательно должно учитываться при картировании палеовулканических областей. Редкие потоки вязкого течения кислых лав локализуются на склонах и только в исключительных случаях достигают подножий вулканов и пемзово-туфовых конусов, а это означает, что присутствие эффузивных риолитов в стратиграфических разрезах в чередовании, например, с алевролитами и туфопесчаниками не только маловероятно, но практически невозможно. В итоге потоки вязкого течения и экструзивные куполы в большинстве случаев (как и все горы) разрушаются, поэтому в древних вулканогенно-осадочных толщах, даже по сравнению с современными вулканами, еще не подвергнувшихся денудации при завершении вулканической деятельности (или деятельности отдельного вулкана), присутствие в разрезе сохранившегося эффузивного ацидитового потока – большая редкость, скорее, это исключение из общего правила. Все перечисленное является достаточным

основанием для критического пересмотра существующих стратиграфических схем с участием эффузивов кислого (и любого другого) состава палеовулканических областей, в частности стратиграфических схем девона Горного и Рудного Алтая с большим количеством свит и подсвит, в которых «эффузивные» риолиты занимают до 50 % и более от общего объема подразделений.

В действующих стратиграфических схемах девона Горного и Рудного Алтая выделено несколько подразделений, в которых предполагается присутствие кислых эффузивов, часто по объему (суммарной мощности потоков и покровов) они не уступают пирокластическим и пирокласто-осадочным породам или даже преобладают над ними. В Горном Алтае это куратинская, саганская, корумкешинская, аксайская, саглинская, коргонская, байгольская, улусукская риолитоидные толщи тельбесской серии; в Рудном Алтае – мельничная (с риолитовой средней подсвитой), сосновская, давыдовская свиты. В качестве ацидитовых потоков и прослоев пластовые и субпластовые тела риолитоидов включены также и в разрезы целого ряда других девонских стратиграфических подразделений. На протяжении многих лет обширные поля слабо раскристаллизованных и порфировых пород кислого состава картировались как покровные образования и априорно включались в состав стратонов. Это типично для Аксайского, Уйменского прогибов, Холзунской зоны и многих других районов Алтая. При этом как субвулканические картировались лишь редкие тела либо откровенно секущие, либо с отчетливо выраженными контактовыми изменениями вмещающих толщ в надкровельной части. Но можно привести еще признаки, позволяющие различать эффузивные и интрузивные породы [2, 3]:

1) хорошая раскристаллизация и порфировая структура в краевых частях субвулканических тел и ее отсутствие в потоках вязкого течения; стекловатые структуры наблюдаются только в мелких телах и у контактов массивов, лакколитов и силлов;

2) отсутствие в разрезах вулканитов эффузивного облика значительной мощности (несколько десятков метров и более) пирокластитов, недопустимое для эффузивов кислого состава и являющееся признаком субвулканической интрузии; при этом эффузивы кислого состава следует отличать от туфов (сходные с ними по облику туффизиты – интрузивные брекчии с лавовым цементом и эруптивные брекчии вдоль контактов интрузивных тел);

3) локализация риолитовых тел среди осадочных пород (песчаников, алевролитов, известняков), весьма маловероятная для эффузивов (как и осадочных пород среди эффузивов), для которых характерно залегание среди пирокластитов, наличие шлаков и пемзы на поверхности потоков и брекчий в основании тел;

4) резкая количественная подчиненность (в подавляющем большинстве случаев не более 3–5 % от общего объема извергнутых на поверхность вулканических продуктов) в разрезах кислых и средних вулканитов эффузивной фации пирокластическим и пирокласто-осадочным породам в соответствии с реально наблюдаемыми в настоящее время коэффициентами эксплозивности (по Ритману, Расту, 95 % для энсиалических островных дуг и активных континентальных окраин);

5) термальное воздействие (как известно, очень слабое для тел риолитоидного состава) и наличие мелких апофиз (дивертикул, по Г. С. Федосееву) во вмещающих породах кровли ацидитовых субвулканических тел;

6) хорошая выдержанность по мощности и простиранию структурно-текстурных особенностей риолитоидов субвулканической фации, их однородность, что обеспечивается кристаллизацией расплава при относительно медленном падении температуры и давления (и при постоянном давлении флюидной фазы), и значительные их вариации в эффузивных образованиях; крупные массивы пород эффузивного облика, обладающие однородным составом и структурой (лишь постепенно изменяющейся от контактов к центру) обычно представляют собой субвулканические интрузии;

7) весьма низкая вероятность нахождения потоков вязкого течения, т. е. риолитоидов эффузивной фации, на удалении от палеовулканических аппаратов и центров извержений – вулканов центрального типа;

8) согласное залегание пластовых тел риолитоидов в разрезах, более характерное для субвулканических силлов, тогда как формирующиеся на склонах вулканов потоки вязкого течения при возможном их перекрытии пластами туфопесчаников и других пирокласто-осадочных пород (за исключением облекающих пепловых покровов, сохранность которых в разрезах более чем проблематична) должны залегать несогласно с перекрывающими их слоями (поскольку для их течения необходим уклон); кислые эффузивы не стратифицируются в обычном смысле;

9) неровные и часто глыбообразные нижние границы эффузивных потоков лав кислого состава в связи с их высокой вязкостью и налеганием на эродированные поверхности склонов палеовулканов (относительно ровные границы риолитоидных тел более характерны для силловых интрузий).

В современных вулканах ацидитовые потоки вязкого течения представлены обычно обсидианами, перлитами, пехштейнами (в зависимости от содержания воды), в меньшей степени – полосчатыми

фельзитовыми и сферолитовыми риолитоидами (центральные части мощных потоков), подстилаются и перекрываются пемзами (шлаками) и другими пирокластами.

В заключение следует отметить, что правильное определение формационной принадлежности кислых вулканитов имеет существенное значение и для металлогенических построений. Особенно актуально это для Рудного Алтая, где долгое время господствовала концепция вулканогенно-осадочного происхождения колчеданно-полиметаллических руд, определявшая направление поисковых работ и лежавшая в основе выделения стратиграфических уровней оруденения. Последние чаще всего тяготели к границе риолитоидных подразделений. Работами последних лет установлена иная фациальная принадлежность риолитоидов, которая указывает на то, что значительная часть полиметаллического оруденения приурочена к контактовой зоне интенсивно метасоматически измененных (рудноалтайские микрокварциты и серицитолиты) и часто брекчированных (в зонах влияния крупных разломов) вулканогенно-осадочных пород и субвулканических тел риолитов, также нередко вмещающих более бедное рассеянное оруденение. Только сочетание целого комплекса факторов обеспечивает формирование промышленных рудных объектов и определяет их локализацию.

Список литературы

1. **Краснов, В. И.** Быскарская серия Минусинского межгорного прогиба: современная интерпретация (к совершенствованию легенды Госгеолкарты-200 и -1000 [Текст] / В. И. Краснов, Г. С. Федосеев // Стратиграфия и палеонтология Сибири. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 2000. – С. 93–99.

2. **Мархинин, Е. К.** Вулканизм [Текст] / Е. К. Мархинин. – М. : Недра, 1985. – 288 с.

3. **Методические** указания по геологической съемке м-ба 1:50 000. Вып. 2. Геологическая съемка вулканогенных образований [Текст] / Ред. А. А. Прияткин, В. В. Донских, А. С. Кумпан. – Л. : Недра, 1971. – 400 с.

4. **Наседкин, В. В.** Петрогенезис кислых вулканитов [Текст] / В. В. Наседкин. – М. : Наука, 1975. – 208 с.

5. **Раст, Х.** Вулканы и вулканизм [Текст] / Х. Раст. – М. : Наука, 1982. – 220 с.

6. **Туркин, Ю. А.** Ацидитовый вулканизм и валидность геологических комплексов Алтая [Текст] / Ю. А. Туркин, С. И. Федак // Природные ресурсы Горного Алтая. – 2009. – Вып. 2(11). – С. 28–40.

7. **Туркин, Ю. А.** Базитовые силлы Горного Алтая [Текст] / Ю. А. Туркин, С. И. Федак // Вестн. ТГУ. 2003. – № 3(I). – С. 167–169. – (Матер. науч. конф. «Проблемы геологии и географии Сибири»).

8. **Туркин, Ю. А.** Геология и структурно-вещественные комплексы Горного Алтая [Текст] / Ю. А. Туркин, С. И. Федак ; под науч. ред. В. М. Исакова. – Томск : STT, 2008. – 460 с.

ФАЦИАЛЬНЫЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ТОЛЩ ЗАПАДНОГО АЛТАЯ И САЛАИРА

С. И. Федак, Ю. А. Туркин

ОАО «Горно-Алтайская экспедиция» (ОАО «ГАЭ»), Бийск

В современной литературе по геологическому строению северо-западной части Горного Алтая доминируют представления о формировании толщ Слюдянско-Маралихинского аллохтона (известного как Талицкая структурная единица) в океанической обстановке [1, 6, 8, 9]. Эти выводы основаны главным образом на присутствии в терригенных толщах кремнистых пород с остатками радиолярий, конодонтов, кремниевых губок и на интерпретации локализованных в них базитовых тел синхронными эффузивными образованиями. Причем петрогеохимическая идентификация последних с базальтами океанических островов была проведена с использованием ограниченного количества анализов и по диаграммам, не дискриминирующим океанические и континентальные образования [1, 9].

В настоящее время по результатам работ по геологическому доизучению северо-западной части Горного Алтая авторами установлено следующее.

1. Непрерывный разрез отложений раннего палеозоя в Слюдянско-Маралихинском аллохтоне включает позднекембрийско-раннеордовикскую пестроцветную кремнисто-терригенную засурьинскую свиту, согласно залегающую выше глинисто-алевропесчаных турбидитов засурьинской свиты или частично фациально замещающую, существенно аспидно-черносланцевую ордовикско-раннесилурийскую маралихинскую свиту (по латерали) и далее согласно наращивает разрез раннесилурийско-раннедевонской пестроцветной известковисто-терригенной (с наличием кремнистых пород) антоньевской толщи. Последняя охватывает большую часть вятчихинской толщи, выделенной в Слюдянском блоке Г. Д. Исаевым [2]. Разрез перечисленных отложений формировался при общей устойчивой тенденции медленного обмеления бассейна седиментации (см. рисунок).

При сопоставлении данного разреза с синхронным разрезом Чарышско-Чуйского параавтохтона сходство фациальных обстановок формирования отложений фиксируется только для его нижней части: засурьинской свите Маралихинского блока соответствуют суеткинская свита Чарышского блока, кадринская свита и песчанская толща Ануйского блока. Все эти отложения образованы из турбидных суспензионных потоков в относительно глубоководных условиях удаленного подводного склона островной дуги: в более южных областях (в современных координатах) – Горно-Алтайской, аккретированной в среднем кембрии, а в северных – Салаирской, в которой вулканическая деятельность продолжалась до ордовикского времени. Последнее объясняет и литологические различия указанных толщ – высокую кремнистость (наличие прослоев и линз кремнистых пород) и более высокую «граувакковость» отложений засурьинской свиты, более приближенных к действующей Салаирской дуге по сравнению с флишоидами горноалтайской серии других районов Горного Алтая. Вероятно, первоначально имело место постепенное фациальное замещение одних другими, позднее (в девонское время) нарушенное тектоническим сближением Слюдянско-Маралихинского блока с другими блоками Чарышско-Чуйской зоны Горного Алтая.

Не вызывает сомнения, что кремнисто-терригенные осадки засурьинской свиты сформированы в периокеанической области. Причем отложения турбидных потоков расслоены гемипелагическими глинами и кремнями, что наряду с высоким значением песчано-глинистого отношения свидетельствует об их принадлежности нижнему фену подводного конуса выноса [7]. По данным Н. В. Сенникова с соавторами [8], литолого-фациальная и биоиндикаторная оценка глубины данного палеобассейна свидетельствует о формировании биогенно-хемогенных кремнистых пород в инт. 500–1200 м. Общеизвестно, что подобные турбидиты могут образовываться на глубинах до 2000 м и более на значительном (до нескольких сотен километров) удалении от береговой линии и бровки шельфа.

2. Резкие фациальные различия отложений Слюдянско-Маралихинского аллохтона и Чарышско-Чуйской зоны шельфовых и рифовых фаций следующего ордовикско-силурийского цикла седиментации могут быть вполне удовлетворительно объяснены первичной значительной пространственной разобщенностью данных районов осадконакопления. И те и другие занимали вполне определенное место в едином фациальном профиле пассивной окраины Сибирского континента, реконструированной на ордовикско-раннедевонское время. В ордовике и раннем силуре относительно глубоководные континентально-склоновые отложения аспидно-черносланцевой маралихинской свиты Слюдянско-Маралихинского фрагмента (находившегося в современных координатах севернее) данного бассейна восточнее по латерали фациально сменялись более мелководными (глубокого шельфа) салаирскими отложениями иловатской (толща зеленых песчаников, по К. В. Радугину) и среднеордовикской карастунской (толща черных сланцев, по К. В. Радугину) свит с присутствием пластов песчанистых известняков, гравелитов и конгломератов. Выше по разрезу более песчанистой верхней части маралихинской свиты соответствуют мелководные шельфовые существенно карбонатные и карбонатно-терригенные с присутствием черносланцевых пород отложения веберовской, оселкинской и баскусканской свит. В более южных районах Горного Алтая фациальным аналогом маралихинской свиты отчасти, вероятно, является ордовикская бирюксинская свита, также сформированная в условиях континентального склона и характеризующаяся флишоидным строением, доминирующей сероцветностью и наличием черных аспидных сланцев.

Внутреннему строению и литологическому составу маралихинской свиты, долгое время считавшейся кембрийской или докембрийской (с «океаническим» обликом осадков), свойственны тонкая ритмичность и доминирование в разрезе пачек темноцветных (темно-серых до черных) бескарбонатных алевролитов и аргиллитов при ограниченном распространении песчаников и значительной мощности отложений, что типично для аспидной формации. Вероятно, фациальный переход от предшествующих граувакковых отложений засурьинской свиты (нижний турбидитный фен) к аспидным флишоидам маралихинской (средний турбидитный фен) фиксирует смену геотектонического режима и общее воздымание территории при аккреции Салаирской островной дуги, что отражено и в резком снижении кремнистости отложений. Еще более резко это представлено в Чарышско-Чуйской зоне, где на турбидитах горноалтайской серии с размывом, а иногда и с угловым несогласием залегают синхронные маралихинским мелководные шельфовые отложения нижнеануйской и верхнеануйской серий.

По возрасту (ордовик – начало силура) отложения аспидно-сланцевой маралихинской свиты Слюдянско-Маралихинской СФЗ, сформированные в условиях континентального склона, коррелируются с карбонатно-терригенными шельфовыми образованиями ануйской надсерии Чарышского блока (воскресенская, бугрышихинская, ханхаринская, техтеньская свиты, громотухинская серия). При достаточно резких различиях их литологического состава в последних (особенно в нижней части разреза) также фиксируется наличие пачек и прослоев темно-серых и черных алевролитов и аргиллитов, а в верхах увеличивается количество кремнистых пород (кремнисто-терригенная толща, по Н. В. Сенникову).

3. Фациальный переход от склоновых аспидно-сланцевых отложений маралихинской свиты к пестроцветным кремнисто-известковисто-терригенным осадкам антоньевской толщи (верхний или ближний

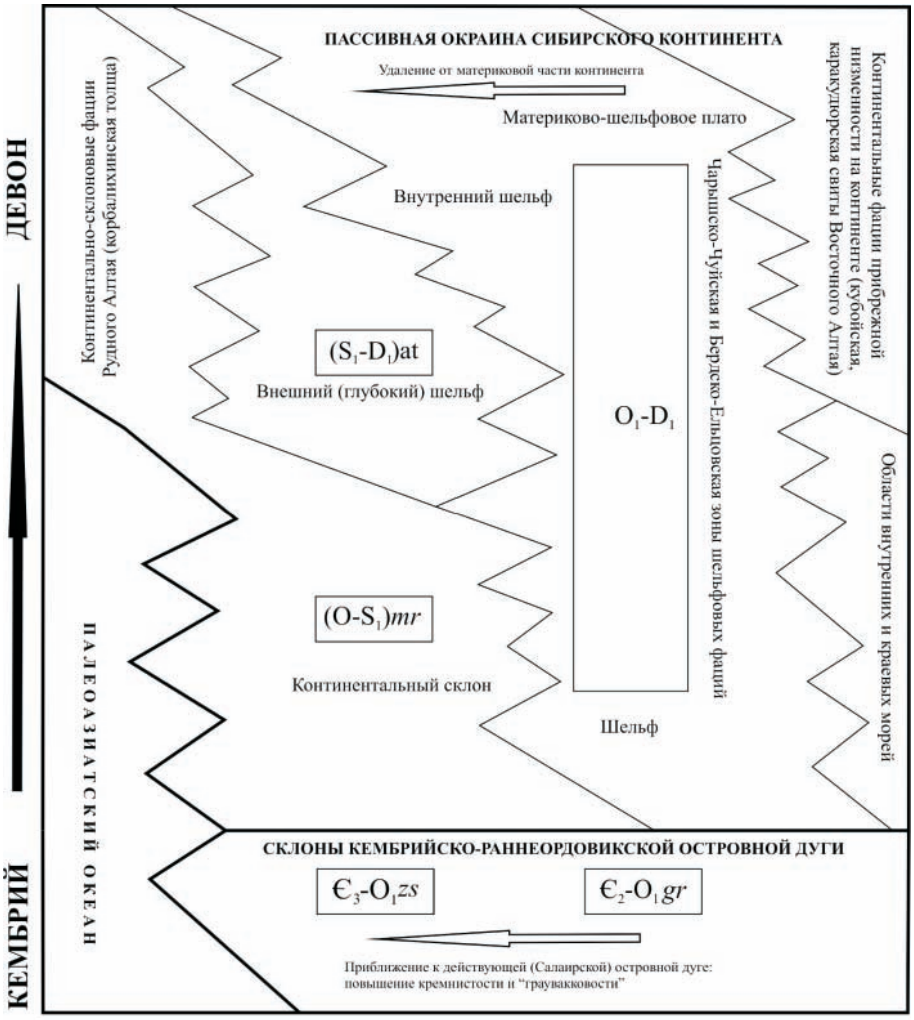


Схема фациально-формационных соотношений палеозойских отложений островодужного и пассивно-окраинно-континентального этапов развития Алтая и Салаира

турбидитовый фен и шельф) достаточно постепенный и фиксирует дальнейшее воздымание территории пассивной окраины Сибирского континента и обмеление бассейна седиментации. Разрез отложений антоньевской (вятчихинской) толщи имеет уже значительно менее отчетливо проявленное флишоидное строение и характеризуется наличием прослоев известняков, известковистых песчаников и повышением общей песчанистости и грубозернистости вверх по разрезу при дальнейшем обмелении бассейна. В латеральном фациальном профиле пассивной континентальной окраины раннесилурийско-раннедевонские (доэмсские) отложения Слюдянско-Маралихинского блока занимали промежуточную позицию глубокого шельфа (и бровки шельфа) между формирующимися восточнее (в современных координатах) более мелководными и прибрежно-морскими шельфовыми (внутренний шельф) терригенно-карбонатными отложениями Салаира (потаповская свита, томскозаводская серия) и Горного Алтая (тигерекская серия, камышенская свита) и накапливающимися западнее силурийско-раннедевонскими терригенными флишоидами (турбидитами континентального склона) корбалихинской толши Рудного Алтая (см. рисунок). Близость антоньевских отложений к бровке шельфа подтверждается и их большой мощностью (до 5 км и более), тогда как мощность синхронных им образований внутреннего шельфа значительно меньше и вряд ли в сумме часто превышает 2 км. Причем в верхней песчанистой (с горизонтами и рифовыми массивами известняков) части разреза фациальные условия формирования отложений также уже более соответствуют внутреннему шельфу, что указывает на дальнейшее обмеление бассейна седиментации.

При изучении литологического состава и фациальных условий образования отложений установлена идентичность ордовикско-раннедевонских разрезов Маралихинского и Слюдянского блоков при полном отсутствии в последнем отложений засурьинской свиты. Это уверенно устанавливается по наличию прослоев и линз известняков с силурийской фауной среди пестроцветных, ранее принимавшихся за горно-алтайские и засурьинские (при присутствии кремней и базитовых тел), песчано-сланцевых образований.

4. Ключевая проблема геологии рассматриваемого района – определение фациальной и формационной принадлежности базитовых тел, залегающих в отложениях засурьинской свиты кембрия – ордовика и антоньевской толщи силура – раннего девона. В серийной легенде первые выделены в засурьинской базальтовый комплекс, а вторые включены в стратиграфические разрезы кремнисто-из-

вестковистых толщ Слюдянского блока. Изучение материалов геолого-съемочных и тематических [1, 9] работ, в результате которых данные базиты были определены как покровные и океанические, показало, что в настоящее время необходимый комплекс признаков эффузивного происхождения данных пород, известный и приводимый в методической и научной литературе [4, 5], отсутствует. По нашему мнению, рассматриваемые базиты представляют собой дайковые и силловые образования более позднего возраста, они ошибочно отнесены к эффузивным отложениям, что в целом не редко для Алтая и других районов западной части Алтае-Саянской складчатой области [3, 10, 11].

По результатам работ установлены:

1) интрузивный облик пород и крутые падения подавляющего большинства обследованных тел базитов;

2) линейная и линзовидная на поверхности, плитообразная и согласная с интенсивной рассланцовкой и метаморфической полосчатостью вмещающих пород форма базитовых тел при микроскладчатой структуре вмещающих рассланцованных алевропесчаников и алевропелитов;

3) наличие петрографически и петрохимически подобных дайковых базитов в отложениях других подразделений разного возраста от кембрия до девона – в чарышской и суеткинской свитах, нижнеануйской серии, маралихинской свите;

4) развитие в контактах базитовых тел зон окварцованных пород и кварцево-жильных зон при снижении степени окварцевания с удалением от контактов;

5) приуроченность большинства тел базитов и их скоплений к зонам максимально интенсивной тектонической проработки (к зоне Чарышского разлома и чешуйчатому вееру растяжения Слюдянского сдвига) и их ассоциированность с динамокластитами и зонами метасоматических изменений вмещающих пород;

6) очень незначительный объем базитов (менее 1 % от объема вмещающих их существенно глинисто-терригенных толщ), что не характерно для любых типов вулканизма, тем более океанических; во всех океанических обстановках базальты количественно доминируют над осадочными породами;

7) практически полное отсутствие пород, которые могли бы быть определены как лаво- и гиалокластиты, причем количество вулканогенных обломков в засурьинских граувакках не превышает 20 %;

8) литофациальная характеристика вмещающих базиты отложений с широким развитием зернистых терригенных пород (песчаников и алевропесчаников с очень слабой сортированностью и окатанностью кластических обломков) и турбидитов: небольшое количество осадков гемипелагического типа и биогенно-хемогенных кремнистых пород, составляющих не более нескольких процентов от общего объема отложений, что свидетельствует об их формировании на склонах островных дуг или континентов, а не об океанических обстановках, т. е. практически всегда в амагматичной периокеанической области.

Проведенные нами петрогеохимические исследования базитов в отложениях засурьинской свиты и толщ Слюдянского блока позволили уверенно идентифицировать эти образования с континентальными толеитами и с базитами позднедевонских дайковых поясов Алтая. Рассмотренные нами петрохимические выборки содержали анализы: 42 – по засурьинской свите, 47 – по антоньевской толще, в том числе 20 – из отложений нижней (базальт-кремнисто-сланцевой толщи), 27 – средней и верхней (кремнисто-терригенной толщи) подтолщ.

В процессе обработки петрохимических данных применялся статистический метод сравнения средних значений разных пар выборок, позволяющий судить об их петрохимическом родстве, т. е. проверялась нулевая гипотеза о равенстве или идентичности сравниваемых выборок. Такая операция была проведена для следующих пар выборок базитов: засурьинской свиты – урсульского комплекса

Коэффициенты Стьюдента для сравниваемых выборок базитов засурьинской свиты и Слюдянского блока западной части Алтая и урсульского комплекса Горного Алтая

Компоненты	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	$Na_2O + K_2O$	P_2O_5
zs (42) – ur (38)	1,37	1,72	1,43	2,55	1,05	2,26	0,17	1,83	*4,95*	*4,78*	1,16	0,07
zs (42) – ur (15)	0,60	0,40	1,25	1,13	0,73	0,07	0,91	2,13	*3,37*	2,05	1,33	1,29
zs (42) – ur (53)	0,78	1,34	0,62	2,44	0,41	1,84	0,26	2,23	*4,97*	*4,04*	1,42	0,21
zs (42) – СБ (47)	1,76	1,55	0,69	1,12	1,04	0,00	1,14	0,64	1,90	0,94	1,03	2,36
js (20) – ur (38)	0,39	1,19	0,87	1,92	0,23	1,40	0,89	0,56	1,38	1,92	0,22	2,28
jt (27) – ur (38)	0,62	0,68	0,65	1,42	2,12	2,36	0,90	*2,87*	*3,52*	*5,44*	0,41	2,20
СБ (47) – ur (38)	0,23	0,13	0,87	1,77	0,06	2,15	0,96	2,13	*3,10*	*5,08*	0,13	2,67
СБ (47) – ur (53)	0,85	0,22	0,12	1,50	0,74	1,80	1,43	2,65	*3,16*	*3,81*	0,45	2,55
СМБ(95)–ur (53)	0,07	0,42	0,17	*2,89*	0,50	2,14	1,01	2,64	*4,10*	*4,12*	1,17	1,37

Примечание. Для 99 %-го уровня значимости критерий Стьюдента составляет не более 2,7 при n = 40; для 95 %-го уровня значимости – не более 2,1 при n = 20 (по Ефремовой, Стафееву, 1985). В скобках указано количество анализов в выборке. Курсивом выделены значения выше 99 %-го уровня значимости.

бассейна р. Урсул: zs(42) – ur(38); засурьинской свиты – урсульского комплекса бассейна р. Коргон: zs(42) – ur(15); засурьинской свиты – урсульского комплекса (общая выборка): zs(42) – ur(53); засурьинской свиты – Слюдянского блока: zs(42) – СБ (47); кремнисто-сланцевой толщи – урсульского комплекса бассейна р. Урсул: js(20) – ur(38); кремнисто-терригенной толщи – урсульского комплекса р. Урсул: jt(27) – ur(38); Слюдянского блока – урсульского комплекса бассейна р. Урсул: СБ (47) – ur(38); Слюдянского блока – урсульского комплекса: СБ(47) – ur(53); Слюдянско-Маралихинской СФЗ – урсульского комплекса: СМБ(95) – ur(53).

По результатам статистической обработки анализов (см. таблицу) можно сделать вполне определенный вывод о тождестве базитов засурьинской свиты таковым как Слюдянского блока, так и базитам позднедевонского урсульского комплекса (в том числе его петротипических районов).

На дискриминационных диаграммах Добрецова, Пирса – Гормана – Биркета, Робертса, Флойда и Винчестера, которые, в отличие от ранее использованных для доказательств океанического генезиса данных пород (Маллена, Вуда), способны дискриминировать океанические и континентальные толеиты. Кроме того, на спайдеграмме распределения РЗЭ базиты засурьинской свиты и Слюдянского блока (антоньевской толщи) совершенно отчетливо идентифицируются, во-первых, с континентальными образованиями (толеитовыми платобазальтами и континентально-рифтовыми базитами), во-вторых, с долеритами позднедевонского урсульского комплекса.

Список литературы

1. **Буслов, М. М.** Строение и эволюция зоны сочленения террейнов Рудного и Горного Алтая [Текст] / М. М. Буслов, И. Фудживара, И. Ю. Сафонова // Геология и геофизика. – 2000. – Т. 41, № 3. – С. 383–397.

2. **Исаев, Г. Д.** О возрасте и составе флишоидной толщи в северной части Ануйско-Чуйского прогиба (Горный Алтай) [Текст] / Г. Д. Исаев // Местные и региональные стратиграфические подразделения в практике геологического изучения Сибири. – Новосибирск : НПО «Сибгео» ; СНИИГГиМС, 1992. – С. 58–75.

3. **Краснов, В. И.** Быскарская серия Минусинского межгорного прогиба: современная интерпретация (к совершенствованию легенды Госгеолкарты-200 и -1000 [Текст] / В. И. Краснов, Г. С. Федосеев // Стратиграфия и палеонтология Сибири. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 2000. – С. 93–99.

4. **Мархинин, Е. К.** Вулканизм [Текст] / Е. К. Мархинин. – М. : Недра, 1985. – 288 с.

5. **Методические** указания по геологической съемке м-ба 1:50 000. Вып. 2. Геологическая съемка вулканогенных образований [Текст] / Ред. А. А. Прияткин, В. В. Донских, А. С. Кумпан. – Л. : Недра, 1971. – 400 с.

6. **Роль** сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей [Текст] / М. М. Буслов, Т. Ватанабе, Л. В. Смирнова [и др.] // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 1–2. – С. 49–75.

7. **Романовский, С. И.** Литогеодинамика осадочных бассейнов [Текст] / С. И. Романовский. – СПб. : ВСЕГЕИ, 1996. – 44 с.

8. **Сенников, Н. В.** Литолого-фациальная и биоиндикаторная оценки глубины формирования раннепалеозойских осадочных бассейнов Палеоазиатского океана [Текст] / Н. В. Сенников, О. Т. Обут, Е. В. Буколова // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52, № 10. – С. 1488–1516.

9. **Сенников, Н. В.** Океанические обстановки седиментации и фаунистические сообщества в палеозое южного обрамления Западно-Сибирской плиты [Текст] / Н. В. Сенников, К. Ивата, В. Д. Ермиков // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 1–2. – С. 156–172.

10. **Туркин, Ю. А.** Базитовые силлы Горного Алтая [Текст] / Ю. А. Туркин, С. И. Федак // Вестн. ТГУ. – 2003. – № 3(I). – С. 167–169. – (Матер. науч. конф. «Проблемы геологии и географии Сибири»).

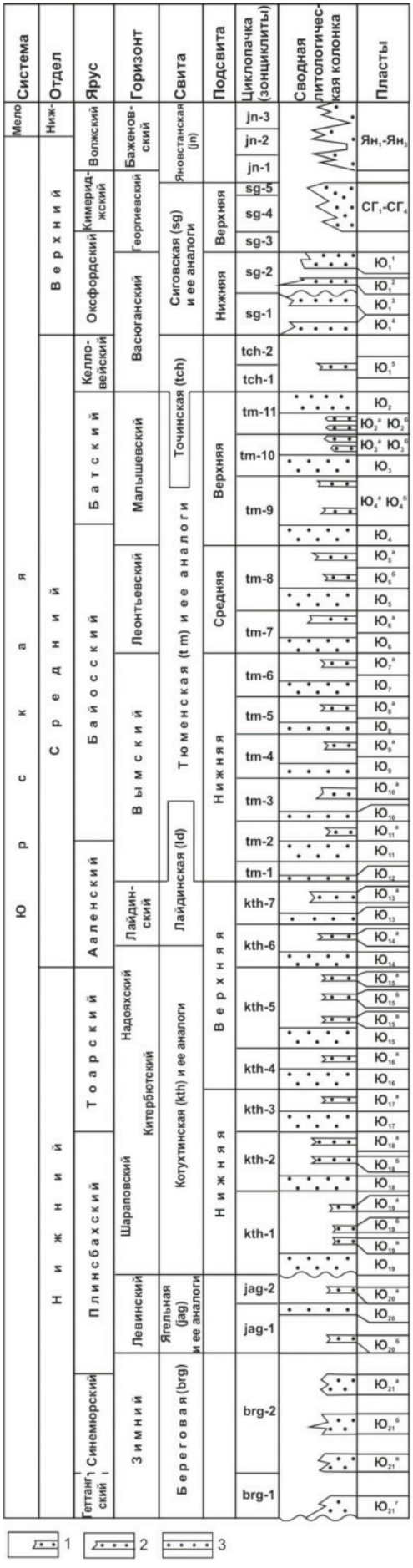
11. **Туркин, Ю. А.** Геология и структурно-вещественные комплексы Горного Алтая [Текст] / Ю. А. Туркин, С. И. Федак ; науч. ред. В. М. Исаков. – Томск : STT, 2008. – 460 с.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ИНДЕКСАЦИЯ ПРОДУКТИВНЫХ И ПЕРПЕКТИВНЫХ ПЛАСТОВ ЮРСКИХ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НГП

Г. Г. Шемин

ИНГГ СО РАН, Новосибирск

Принципы и схемы индексации песчаных пластов юрских отложений Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции разрабатывались длительное время. Решению этой проблемы посвящены спе-



циальные совещания в Горноправдинске (1965 г.), Сургуте (1968 г.), Уренгое (1973 г.) и Тюмени (1986 г.), а также работы разных исследователей [1–3] и др.

В настоящее время продуктивные и перспективные пласты юрского нефтегазоносного комплекса Западно-Сибирской НГП имеют индекс Ю. Нумерация их осуществляется сверху вниз по разрезу от $Ю_0$ до $Ю_{23}$ [4]. В верхнеюрских отложениях выделены следующие пласты: $Ю_0$ соответствует баженовской свите, $Ю_1^0$ – барабинской пачке базальных образований георгиевской свиты и верхнесиговской подсвиты; $Ю_1^1$–$Ю_1^3$, $Ю_2^0$ приурочены к верхневасюганской и нижнесиговской подсвитам, $СГ_1$–$СГ_8$ расположены в верхнесиговской подсвите. Продуктивные песчаные пласты среднеюрских отложений имеют индексы от $Ю_2$ до $Ю_9$ (верхнетюменская подсвита – $Ю_2$–$Ю_4$, среднетюменская – $Ю_5$–$Ю_6$ и нижнетюменская – $Ю_7$–$Ю_9$), а нижнеюрских – от $Ю_{10}$ до $Ю_{23}$ (котухтинская свита и ее аналоги – $Ю_{10}$–$Ю_{17}$, ягельная – $Ю_{18}$–$Ю_{19}$ и береговая – $Ю_{20}$–$Ю_{23}$).

В основу разработанной автором индексации продуктивных и перспективных песчаных пластов, базирующейся на результатах детальной корреляции юрских отложений по пачкам циклического строения [1], положен описанный выше подход с небольшим, но важным уточнением. Цифровые индексы присваиваются не всем, а только регионально выдержанным (сквозным) пластам, обычно приуроченным к основанию циклопачек. Несквозные пласты, характеризующиеся локальным распространением и залегающие в глинистой части циклически построенных пачек, имеют цифровой индекс основного пласта и дополнительный буквенный индекс (сверху вниз по разрезу от «а» до «д»), например, $Ю_2^а$, $Ю_2^б$ и т. д. Кроме того, отличительная черта предлагаемой индексации пластов – их точная стратиграфическая привязка не к свите или подсвите, а к конкретной пачке, подпачке, т. е. каждый пласт «закреплен» в разрезе.

Выполненные исследования позволяют выделить в юрских отложениях севера Западно-Сибирской НГП 27 сквозных пластов регионального и отчасти зонального распространения: 8 – в верхней ($СГ_1$–$СГ_4$, $Ю_1^1$–$Ю_1^4$), 12 – в средней ($Ю_2$–$Ю_{13}$) и 7 – в нижней ($Ю_{14}$–$Ю_{20}$) юре, а также около 45 пластов, характеризующихся локальным развитием. Верхнеюрские песчаные пласты $Ю_1^1$–$Ю_1^4$ приурочены к отложениям верхневасюганской и нижнесиговской подсвит, подпачкам vs-2^b (sg-2^b), vs-2^a (sg-2^a), vs-1^b (sg-1^b), vs-1^a (sg-1^a), развиты в восточной части рассматриваемого региона – в Пурпейско-Васюганском, Харампурском и Тазо-Хетском районах. В последнем каждый пласт, в свою очередь, «расщепляется» на два ($Ю_1^{1а}$, $Ю_1^{1б}$, $Ю_1^{2а}$, $Ю_1^{2б}$ и т. д.). Вышезалегающие отложения верхнесиговской подсвиты, распространенные только в Тазо-Хетском районе, включают пласты $СГ_1$–$СГ_4$, приуроченные соответственно к пачкам sg-5 (подпачкам sg-4^b, sg-4^a) и sg-3.

Среднеюрские образования, представленные тюменской и верхами котухтинской свит и их аналогами, имеют

Рис. 1. Стратиграфическое положение и индексация продуктивных и перспективных песчаных пластов юрских отложений севера Западно-Сибирской НГП

1–3 – песчаные пласты, имеющие локальное (1), зональное (2) и региональное (3) распространение

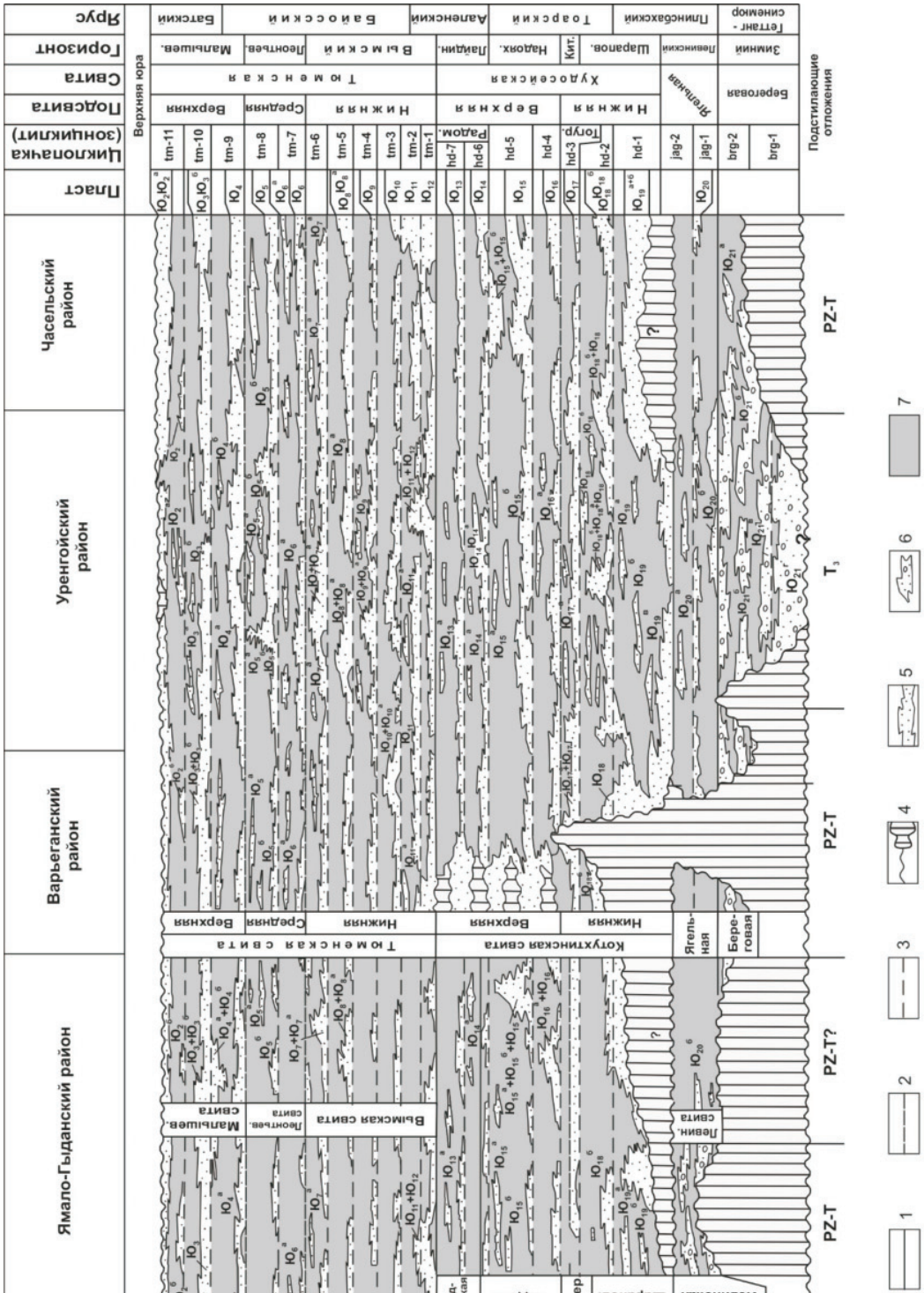


Рис. 2. Модель строения нефтегазоносных отложений нижней и средней юры Западно-Сибирской НГП

1–3 – границы: 1 – свит, 2 – подсвит, 3 – циклопачек (зонциклитов); 4 – перерывы; 5 – продуктивные и перспективные пласты песчаников; 6 – пласты гравелито-песчаников; 7 – преимущественно глины

12 сквозных пластов, а не 8, как в утвержденной схеме [4]: три ($Ю_2$–$Ю_4$) выделены в верхней, два ($Ю_5$–$Ю_6$) в средней, шесть ($Ю_7$–$Ю_{12}$) в нижней подсвитах тюменской свиты и один ($Ю_{13}$) в кровле котухтинской. Они приурочены к циклопачкам тюменской (tm-11–tm-1) и котухтинской (kth-7) свит соответственно.

В нижнеюрских отложениях, в отличие от утвержденной стратиграфической схемы [4], выделено не 15, а 7 сквозных пластов: шесть – в котухтинской свите и ее аналогах ($Ю_{14}$–$Ю_{19}$) и один – в ягельной ($Ю_{20}$). Они соответствуют циклопачкам kth-6–kth-1 котухтинской и jag-1 ягельной свит (рис. 1, 2).

Выяснить соотношение индексов пластов, использованных в настоящей работе, с утвержденной схемой индексации пластов не представляется возможным, поскольку в схеме точная стратиграфическая привязка не осуществлена (их стратиграфическое положение указано только в рамках местных стратиграфических подразделений). Исключение составляют лишь пласты $Ю_1$, $Ю_2$, $Ю_3$ и $Ю_4$ – общие для обеих схем индексации пластов.

Список литературы

1. **Высокоразрешающая** стратиграфия нефтегазоносных отложений нижней и средней юры северных районов Западной Сибири [Текст] / Г. Г. Шемин, А. Л. Бейзель, Л. В. Рябкова [и др.] // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42, № 5. – С. 749–765.

2. **Геологическое** строение и нефтегазоносность нижней – средней юры Западно-Сибирской провинции [Текст] / Ф. Г. Гурари, В. П. Девятов, В. И. Демин [и др.]. – Новосибирск : Наука, 2005. – 156 с.

3. **Корреляция** и индексация продуктивных пластов мезозоя Западной Сибири [Текст] / И. И. Нестеров, Н. Х. Кулахметов, В. Н. Высоцкий // Геология нефти и газа. – 1987. – № 3. – С. 55–58.

4. **Решение** 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири [Текст] / Ред. Ф. Г. Гурари. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 2004. – 114 с.

ПРОБЛЕМА ГРАНИЦЫ НИЖНЕГО И СРЕДНЕГО КЕМБРИЯ В СИБИРСКИХ РЕГИОНАЛЬНЫХ И МЕЖДУНАРОДНОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ШКАЛАХ: ПОЛОЖЕНИЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ

Ю. Я. Шабанов, Т. В. Пегель

ФГУП «СНИИГГиМС», Новосибирск

История установления границы между нижним и средним отделами кембрийской системы насчитывает более 170 лет со времени, когда А. Седжвик предложил разделить кембрий на три отдела [28]. Одна из причин множества мнений по этому вопросу – наличие перерыва между отложениями нижнего и среднего кембрия в стратотипической местности кембрийской системы в Англии. Как и в Скандинавии, где разработана шкала среднего кембрия [29, 30], здесь основание среднего кембрия определяется по существенному изменению в составе комплексов руководящей в кембрии группы организмов – трилобитов: на смену широко распространенным в нижнем кембрии протоленидам и эллипсоцефалидам пришли парадоксидиды. В то же время в Северной Америке (кроме восточного побережья), в большей части Азии и Австралии, где парадоксидиды практически отсутствуют, биостратиграфия для переходных слоев нижнего и среднего кембрия стала разрабатываться по другим трилобитам. Так, большинство исследователей в США считают, что нижний кембрий должен завершаться одновременно с окончанием развития оленеллидных трилобитов, в Китае – представителей рода *Redlichia*. В странах, где наблюдаются нормальные соотношения между нижним и средним кембрием, обычно выделяются переходные слои со «смешанным» комплексом трилобитов, содержащих одновременно типичных представителей их нижне- и среднекембрийских семейств.

Разногласия по поводу проведения границы нижнего и среднего кембрия и, главным образом, корреляции скандинавской и североамериканской (тихоокеанской) биостратиграфических шкал нашли отражение и в исследованиях по Сибирской платформе. В 1972 г. в Новосибирске коллоквиум по трилобитам из пограничных слоев нижнего и среднего кембрия должен был не только уточнить положение этой границы, но и наметить ее стратотип на основании изученных коллекций трилобитов из непрерывных монофациальных разрезов Сибирской платформы и анализа опубликованных данных. Коллоквиум констатировал, что вследствие неясности положения границы между нижним и средним кембрием в Западной Европе и Северной Америке необходимо на территории СССР выбрать стратотип для ее определения. Для карбонатно-рифогенной фации Анабаро-Синского фациального региона был предложен разрез еланской свиты в районе пос. Еланское (левый берег р. Лена), для сланцевой фации (Юдомо-Оленекский фациальный регион) – разрез куонамской свиты на р. Некекит. В качестве нижне-среднекембрийского рубежа коллоквиум принял кровлю еланского горизонта,

сопоставимую с подошвами зон Schistocephalus в Анабаро-Синском и Ovatoryctocara в Юдомо-Оленекском фациальных регионах. При обсуждении данного вопроса выяснилось, что существует несколько точек зрения [2, 11, 12, 15] на положение нижней границы среднего кембрия на Сибирской платформе (как и границ других отделов в кембрийской системе). Тем не менее на Всесоюзном межведомственном стратиграфическом совещании в Новосибирске в 1979 г. положение границы между нижним и средним кембрием в Сибири было установлено, как и в предыдущих схемах, по подошве трилобитовых зон Schistocephalus и Ovatoryctocara. Однако В. Е. Савицким и Ю. Я. Шабановым был предложен альтернативный вариант нижней границы среднего кембрия – по появлению первых представителей парадоксидидных трилобитов рода *Anabaraspis* [13]. По распознаваемости в различных типах разрезов Сибирской платформы и по прослеживаемости на площади эта граница предпочтительнее принятой в официальных схемах.

В соленосном типе разреза на Сибирской платформе (Турухано-Иркутско-Олекминский фациальный регион) комплексы трилобитов пограничных нижне-среднекембрийских отложений отличаются от таковых в типовых разрезах пос. Еланское (Анабаро-Синский фациальный регион) и р. Некекит (Юдомо-Оленекский фациальный регион). Вместо протоленидных и эллипсоцефалидных трилобитов в нижнем кембрии и парадоксидидных и ориктоцефалидных трилобитов в низах среднего кембрия, характерных для образований указанных фациальных регионов), в соленосном типе отложений распространены довольно редкие трилобиты других семейств (роды *Pseudoeteraspis, Parapoliella, Bathynotus* и *Namanoia*) в верхней части нижнего кембрия и представители семейства Proasaphiscidae в низах среднего кембрия.

Попытки сопоставить отложения с *Pseudoeteraspis – Parapoliella – Namanoia*, распространенными преимущественно в соленосном типе разреза, с одновозрастными образованиями других фациальных регионов Сибирской платформы предпринимались сразу после обособления осадочных отложений с этой фауной в самостоятельные подразделения (зоны, горизонты) и продолжаются до сих пор [1, 3, 4, 8–10, 12–14, 16–18, 20, 22–24 и др.].

В действующих стратиграфических схемах кембрия Сибирской платформы [13] в отложениях тойонского яруса нижнего кембрия Турухано-Иркутско-Олекминского фациального региона установлены чарский горизонт (зона Parapoliella – Pseudoeteraspis) и перекрывающий его наманский (зона Namanoia). Первый сопоставлен с кетеменским горизонтом Анабаро-Синского фациального региона, второй – с еланским (зоны Lermontovia grandis и Anabaraspis splendens того же региона). Новые материалы, полученные при изучении естественных разрезов и кернов скважин, наряду с анализом всех накопленных данных по перечисленным отложениям, позволяют внести уточнение в расчленение и корреляцию подразделений тойонского яруса. Зоне Namanoia, вероятнее всего, соответствует только зона Anabaraspis splendens, а зоне Parapoliella – Pseudoeteraspis – зоны Lermontovia grandis и Bergeroniellus ketemensis [25].

Новый подход к разработке Международной стратиграфической шкалы (МСШ), в основе которой лежит приоритет установления только нижней границы, а не подразделения в полном объеме, увеличение объема кембрийской системы и деление ее на четыре отдела вместо традиционных трех [26, 27] вызывает серьезную критику со стороны российских специалистов. Поэтому в разрабатываемой региональной стратиграфической схеме Сибирской платформы сохраняется трехчленное деление кембрия и отдается предпочтение региональной ярусной шкале.

Типовые разрезы ярусов среднего кембрия на Сибирской платформе в настоящее время не вполне удовлетворяют требованиям, предъявляемым к установлению подобного рода подразделений. Так, стратотип амгинского яруса (нижнего в шкале среднего кембрия России) расположен на р. Амга в зоне развития рифогенных отложений, не имеющих ясно выраженной слоистой структуры и охарактеризованных в значительной степени эндемичными органическими остатками (Анабаро-Синский фациальный регион). Нет достаточной ясности и в соотношениях с подстилающими и перекрывающими отложениями амгинской свиты, являющейся стратотипом амгинского яруса. Учитывая это, В. Е. Савицкий [2] предложил использовать еланский и куонамский фациостратотипы границы нижнего и среднего кембрия. Куонамская свита формировалась в условиях открытого морского бассейна, содержит многочисленные органические остатки, представленные таксонами широкого географического распространения, поэтому ее разрезы можно рассматривать как потенциальные стратотипы ярусного подразделения МСШ. Лучший из изученных – разрез указанной свиты на р. Молодо на юго-восточном склоне Оленекского поднятия, где отложения в объеме всего амгинского яруса представлены в одном непрерывном пересечении. Этот разрез предлагается в качестве стратотипа нижней границы традиционного среднего отдела кембрия и нового яруса МСШ [19]. Здесь сохраняется принцип проведения границы нижнего и среднего кембрия по подошве зоны Ovatoryctocara [13], которая в данном разрезе находится в 13,7 м выше подошвы куонамской свиты. На этом уровне отмечено первое появление

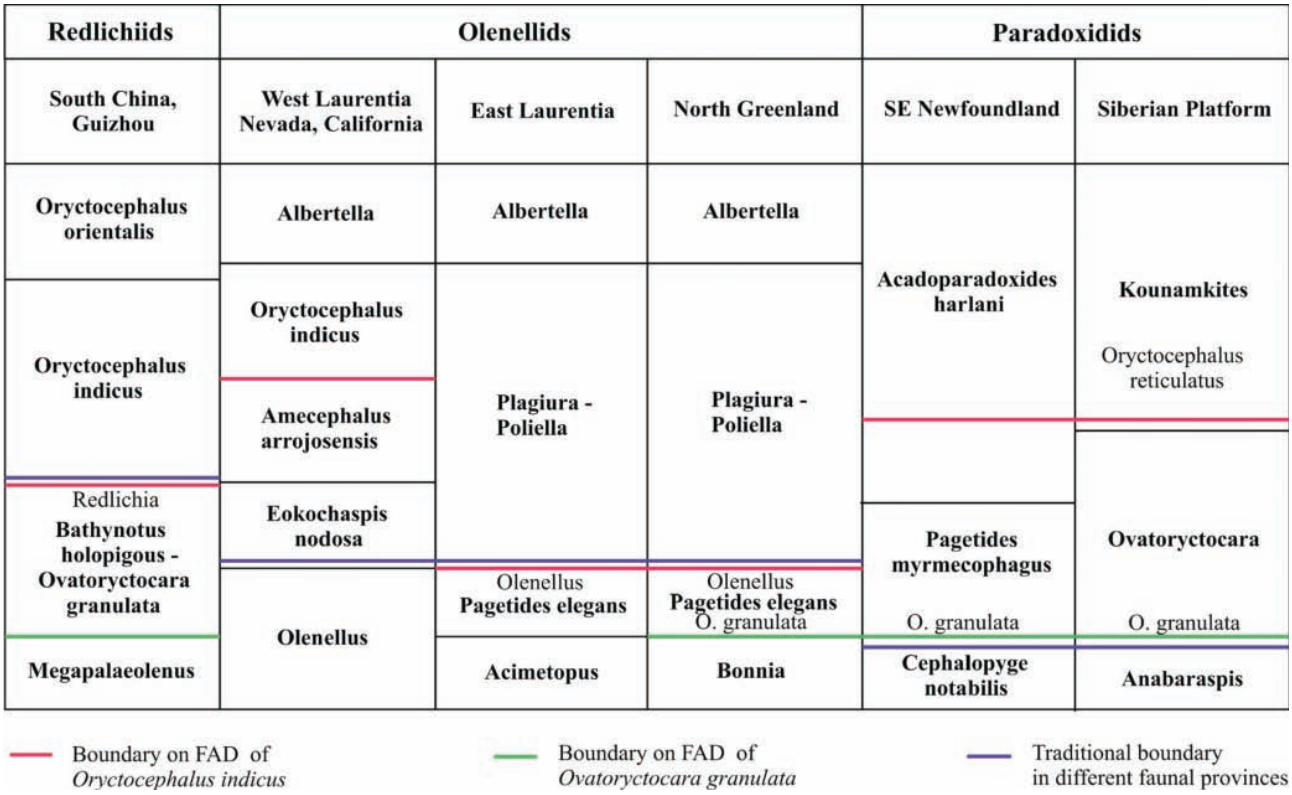


Схема корреляции пограничных отложений нижнего и среднего кембрия в основных разрезах мира [25, рис. 11]

трилобитов вида *Ovatoryctocara granulata* (Chernysheva), имеющего довольно широкое географическое распространение. Международная подкомиссия по кембрийской стратиграфии (МПКС) рассматривает данный уровень в качестве одного из главных претендентов на установление нижней границы нового отдела и яруса МСШ.

Основная альтернатива рассматриваемым МПКС в качестве потенциального уровня глобальной корреляции и нижней границы традиционного среднего кембрия в МСШ – уровень первого появления трилобитов вида *Oryctocephalus indicus* Reed. Активные сторонники этой точки зрения – китайские коллеги, которые предложили установить потенциальный стратотип нижней границы нового яруса МСШ в одном из разрезов формации Каили в Южном Китае. Достоверные находки указанного вида на Сибирской платформе пока не известны, морфологически близкий ему вид *Oryctocephalus reticulatus* (Lermontova) распространен стратиграфически выше принятой в России границы нижнего и среднего кембрия (сопоставимой с основанием амгинского яруса) – в средней части амгинского яруса.

Значение уровня глобальной корреляции, отстаиваемого российскими специалистами, помимо достаточно широкого географического распространения вида *Ovatoryctocara granulata*, подкрепляется другими важными обстоятельствами. Вблизи уровня появления этого среднекембрийского вида вымирают археоциаты – руководящая группа организмов раннего кембрия; вымирает характерное раннекембрийское семейство трилобитов Protolenidae и появляются Paradoxididae, Oryctocephalidae и важнейшая группа средне- и позднекембрийских сообществ – агностиды.

Основное достоинство (и отличие от других) разреза переходного нижне-среднекембрийского интервала куонамской свиты на р. Молодо состоит в комбинации представителей трилобитовых сообществ разных фаунистических провинций – протоленидов, ориктоцефалидов, парадоксидидов, агностидов, которые появляются последовательно и демонстрируют преемственность. Это позволяет осуществлять широкую корреляцию отложений данного стратиграфического уровня на древних континентах Сибири, Лаврентии, Авалонии и Гондваны (см. рисунок).

Список литературы

1. **Бобров, А. К.** Стратиграфия кембрия долины р. Лены между реками Ичерой и Пеледуем [Текст] / А. К. Бобров // Геология и полезные ископаемые Якутской АССР. – Якутск : Изд-во АН СССР, 1962. – С. 45–58.

2. **Еланский** и куонамский фациостратотипы нижней границы среднего кембрия Сибири [Текст] / Л. И. Егорова, Ю. Я. Шабанов, А. Ю. Розанов [и др.] // Тр. СНИИГГиМС. – 1976. – Вып. 211. – 228 с.

3. **Жарков, М. А.** Ангарская и литвинцевская серии кембрия юга Сибирской платформы [Текст] / М. А. Жарков, Я. Г. Машович, Л. Н. Репина // Биостратиграфия и палеонтология кембрия Северной Азии. – Новосибирск : Наука, 1990. – С. 44–123.

4. **Жарков, М. А.** Основные вопросы стратиграфии нижнего кембрия и венда юга Сибирской платформы в связи с соленосностью [Текст] / М. А. Жарков, В. В. Хоментовский // Бюл. МОИП. – 1965. – № 1. – С. 100–120.

5. **Лермонтова, Е. В.** Класс Trilobita [Текст] / Е. В. Лермонтова // Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР. Т. 1. Кембрий. – М. ; Л. : Госгеолиздат, 1940. – С. 112–157.

6. **Лермонтова, Е. В.** Нижнекембрийские трилобиты и брахиоподы Восточной Сибири [Текст] / Е. В. Лермонтова. – М. : Госгеолиздат, 1951. – 222 с.

7. **Лермонтова, Е. В.** О находке представителя кембрийского рода Olenoides Meek в Иркутской губернии [Текст] / Е. В. Лермонтова // Изв. Геол. Комитета. – 1925. – Т. 44, № 8. – С. 763–774, табл. XVIII.

8. **Огиенко, Л. В.** Стратиграфия и трилобиты кембрия Сибирской платформы [Текст] / Л. В. Огиенко, С. Ю. Гарина. – М. : Научный мир, 2001. – 322 с.

9. **Покровская, Н. В.** О ярусном расчленении кембрия [Текст] / Н. В. Покровская // XX сессия Геологического конгресса. Вып. III. – М., 1961. – С. 256–274.

10. **Покровская, Н. В.** Стратиграфия кембрийских отложений юга Сибирской платформы [Текст] / Н. В. Покровская // Вопросы геологии Азии. Т. 1. – М. : Изд-во АН СССР, 1954. – С. 444–465.

11. **Постановления** Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 14 [Текст] / Ред. В. Н. Верещагин, Д. В. Наливкин. – Л. : ВСЕГЕИ, 1973. – С. 54–56.

12. **Репина, Л. Н.** К вопросу о границе нижнего и среднего кембрия Сибирской платформы и сопредельных территорий [Текст] / Л. Н. Репина // Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Европы и Северной Азии. – М. : Наука, 1974. – С. 76–103.

13. **Решения** Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири (Новосибирск, 1979). Ч. I. Верхний протерозой и нижний палеозой [Текст] / Ред. В. И. Краснов. – Новосибирск, 1983. – 215 с.

14. **Решения** Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Якутской АССР [Текст] / Ред. В. К. Василенко. – М. : Госгеолтехиздат, 1963. – 59 с.

15. **Суворова, Н. П.** О границе нижнего и среднего кембрия Восточной Сибири [Текст] / Н. П. Суворова // Бюл. МОИП. Отд. геол. – 1980. – Т. 55, вып. 2. – С. 48–61.

16. **Суворова, Н. П.** О ленском ярусе нижнего кембрия Якутии [Текст] / Н. П. Суворова // Вопросы геологии Азии. Т. I. – М. : Изд-во АН СССР, 1954. – С. 466–483.

17. **Суворова, Н. П.** О некоторых горизонтах нижнего кембрия Сибирской платформы и их корреляции [Текст] / Н. П. Суворова // Новое в стратиграфии и палеонтологии нижнего палеозоя Средней Сибири. – Новосибирск, 1978. – С. 44–62.

18. **Суворова, Н. П.** Трилобиты кембрия востока Сибирской платформы. Вып. 2. Оленеллиды-гранулярииды [Текст] / Н. П. Суворова. – М. : Изд-во АН СССР, 1960. – 238 с.

19. **Традиционная** граница нижнего и среднего кембрия в куонамской свите разреза реки Молодо (юго-восточный склон Оленекского поднятия Сибирской платформы), предлагаемая в качестве GSSP нижней границы среднего отдела кембрия МСШ и его базального (молодовского) яруса, определяемая уровнем первого появления (FAD) Ovatoryctocara granulata [Текст] / Ю. Я. Шабанов, И. В. Коровников, В. С. Переладов, А. Ф. Фефелов // Кембрий Сибирской платформы. Кн. 2. Северо-восток Сибирской платформы. – М. ; Новосибирск : ПИН РАН, 2008. – 140 с.

20. **Хоментовский, В. В.** Нижний кембрий стратотипического разреза Сибири [Текст] / В. В. Хоментовский, Л. Н. Репина. – М. : Наука, 1965. – 199 с.

21. **Чернышева, Н. Е.** К вопросу о расчленении кембрийских отложений Сибирской платформы [Текст] / Н. Е. Чернышева // Советская геология. – 1957. – Сб. 55. – С. 78–92.

22. **Чернышева, Н. Е.** Стратиграфия кембрийских отложений юго-восточной окраины Сибирской платформы [Текст] / Н. Е. Чернышева // Материалы по геологии Сибирской платформы. – Л. : ВСЕГЕИ, 1955. – С. 29–41. – (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия ; вып. 7).

23. **Чернышева, Н. Е.** Стратиграфия кембрия Алданской антеклизы и палеонтологическое обоснование выделения амгинского яруса [Текст] / Н. Е. Чернышева. – Л. : Гостоптехиздат, 1961. – 347 с.

24. **Шабанов, Ю. Я.** Граница нижнего и среднего кембрия [Текст] / Ю. Я. Шабанов, Л. И. Егорова, Л. Н. Репина // Кембрий Сибири. – Новосибирск : Наука, 1992. – С. 29–37.

25. **Шабанов, Ю. Я.** Граница нижнего и среднего кембрия на Сибирской платформе [Текст] / Ю. Я. Шабанов, Т. В. Пегель // Проблемы стратиграфии и региональной геологии Сибири. – Новосибирск : Наука, 2006. – С.47–61

26. **Changing** perspectives on Cambrian chronostratigraphy and progress toward subdivision of the Cambrian System [Text] / L. E. Babcock, S. C. Peng, G. Geyer, J. H. Shergold // Geosciences J. – 2005. – Vol. 9, N 2. – P. 101–106.

27. **Revised** guidelines for the establishment of global chronostratigraphic standards by the International Commission on Stratigraphy (ICS) [Text] / J. Remane, M. G. Basset, J. W. Cowie [et al.] // Episodes. – 1996. – Vol. 19. – P. 77–81.

28. **Sedgwick, A.** On the Silurian and Cambrian systems exhibiting the order in which the older sedimentary strata succeeded each other in England and Wales [Text] / A. Sedgwick, R. Murchison // London and Edinburgh Philos. Mag. – 1835. – Vol. 7. – P. 483–485.

29. **Westergård, A. H.** Agnostidae of the Middle Cambrian of Sweden [Text] / A. H. Westergård // Sveriges Geologiska Undersökning. Series C. – 1946. – N 477 (Årsbok 40, N 1). – 140 p., pls 1–16.

30. **Westergård, A. H.** Paradoxides oelandicus beds of Oland: With the account of a diamond boring through the Cambrian at Mossberga [Text] / A. H. Westergård // Sveriges Geologiska Undersökning. Series C. – 1936. – N 394 (Årsbok 30, N 1). – 66 p., 12 pls.

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ АКАРАЧКИНСКОГО, САФОНОВСКОГО И КЕРЛЕГЕШСКОГО «ГОРИЗОНТОВ» СРЕДНЕГО ДЕВОНА САЛАИРА

А. Ю. Язиков, Н. Г. Изох, Е. С. Соболев

ИНГГ СО РАН, Новосибирск

Вопрос о необходимости коренного пересмотра стратиграфического объема и положения акарачкинских, керлегешских и сафоновских слоев в разрезе девона Салаира возник сравнительно недавно. Анализ комплексов брахиопод, выполненный Н. П. Кульковым и Л. Г. Перегоедовым [5] для керлегешских и сафоновских слоев, ревизия местонахождений фауны и выходов данных стратиграфических подразделений на восточном склоне Салаира [6], не давали повода усомниться в правильности этих интерпретаций.

Ситуация усложнилась, когда в серии разрезов восточного склона Салаира был установлен изохронный комплекс аммоноидей. В известковистых алевролитах верхней части типового разреза акарачкинских слоев в районе Гурьевска (слой 7 разреза Б-8410) были обнаружены *Agoniatites* cf. *vanuxemi* (Hall), *Agoniatites* cf. *nodiferus* (Hall), *Fidelites* sp. и *Cabrieroceras salairicum* Nikolaeva [2]. Тот же комплекс аммоноидей был установлен в разрезах окрестностей Прокопьевска. В разрезе по левому берегу руч. Егос (слои 13, 16 разреза БС-091) были собраны *Agoniatites vanuxemi* (Hall), *Fidelites* sp., *Cabrieroceras salairicum* Nikolaeva, а в небольшом карьере, расположенном на западной окраине города (слой 16 разреза БС-093) – *Agoniatites vanuxemi* (Hall), *Agoniatites* cf. *nodiferus* (Hall), *Fidelites* sp., *Cabrieroceras salairicum* Nikolaeva. Прокопьевские аммоноидеи происходили из туфогенной, терригенно-карбонатной пачки, которая традиционно рассматривалась в составе сафоновской свиты (горизонта; =индоспириферовые слои, горизонт) [7–11 и др.]. Эти данные первоначально послужили весомым аргументом для помещения авторами [14] сафоновской и, соответственно, керлегешской (как более древней) свит в эйфельский интервал разреза в качестве фациальных аналогов акарачкинских и пестеревских слоев.

В ходе международной полевой экскурсии в 2011 г. аммоноидеи указанного комплекса были впервые обнаружены и в типовом разрезе сафоновского горизонта у дер. Заречная (правобережье р. Большой Бачат). Здесь в аналогичной туфогенной, терригенно-карбонатной пачке верхней части разреза (пачка 11 разреза Б-8333) были найдены *Agoniatites* cf. *vanuxemi* (Hall) и *Fidelites* sp. В составе участников и организаторов полевой экскурсии были все ведущие специалисты по аммоноидеям девона: Т. Р. Беккер, К. Клюг, С. В. Николаева, Е. С. Соболев и Н. К. Бахарев, которые единодушно заключили, что вмещающие отложения указанных местонахождений аммоноидей следует относить к единому, довольно узкому биостратиграфическому интервалу генозоны Agoniatites верхнего эйфеля [13, 15]. Это, казалось бы, лишь подтверждало сделанные ранее интерпретации.

Однако возникали серьезные противоречия с данными по брахиоподам, и прежде всего с комплексом брахиопод керлегешских слоев, отразилось публикациях А. Ю. Язикова [1, 12], который высказал несколько возражений: комплекс керлегешских брахиопод включает целый ряд представителей стрингоцефалид: «*Chascothyris salairica*» Ržon., *Newberria (=Denckmannella) damesi* (Holz.), *N. circularis* (Holz.) и *Bornhardtina* sp. [8], но данные о нахождении подобной ассоциации вне живетского яруса в литературе отсутствуют. Удревняя возраст керлегешской и сафоновской свит, следует иметь в виду, что они всегда сопоставлялись с мазаловско-китатской свитой [3, 8 и др.] района с. Лебедянского, северо-западной окраины Кузбасса, где многочисленны *Stringocephalus burtini* Defr. (=*Stringocephalus sibiricus* E. Ivan.) – вид, по которому исторически выделялся живетский ярус.

Тогда же А. Ю. Язиков предположил, что проблема заключена в исторически сложившейся ошибочной трактовке стратиграфической последовательности указанного интервала девонского разреза. Во-первых, целая серия обнажений в окрестностях Прокопьевска, у дер. Заречная и в Баскусканском карьере, последовательно, в рамках единой логической цепи была описана сверху вниз, т. е. в обратной стратиграфической последовательности, чему отчасти способствовало и падение слоев во всех этих разрезах, близкое к вертикальному, а нередко и запрокинутое. Во-вторых, в выделяемые стратоны (особенно справедливо для сафоновской свиты («горизонта»)) были объединены настолько разнообразные породные литотипы, что это еще больше затруднило понимание характера седиментогенеза на таком небольшом участке среднедевонского палеобассейна. Акарачкинские туфогенно-терригенные «фаунистически стерильные» слои сами по себе являются наилучшим естественным региональным литомаркером. Именно их верхнюю часть можно наблюдать в разрезах сафоновской свиты в окрестностях Прокопьевска (разрезы БС-091, интервал слоев 14–23, БС-093, интервал слоев 16–23) и в типовых выходах сафоновского горизонта (слоев, свиты) у дер. Заречная (разрез Б-8333 слои 12, 13 и частично 11) [14]. Венчает их пачка известковистых алевролитов с уже перечисленным комплексом аммоноидей. Далее наступает трансгрессивная фаза нормально-морского (преимущественно карбонатного) этапа осадконакопления, охватывающая весь живетский век. При подобной интерпретации порядок смены брахиоподовых ассоциаций выглядит следующим образом: непосредственно выше уровня с аммоноидеями – сафоновские слои с *Indospirifer padaukpinensis* (Reed) (=*I. pseudowilliamsi* Ržon.), далее в нормальной стратиграфической последовательности – слои с *Rhynchospirifer hians* (Buch) (=*Ilmenia subhians* Ržon.) и *«Chascothyris salairica»* (керлегешские), с некоторым перекрытием – слои с *Stringocephalus* (мазаловско-китатские) и с *Euryspirifer pseudocheehiel* (алчедатские). В такой последовательности к верхнему эйфелю может быть отнесена лишь нижняя часть сафоновских слоев. Однако обоснованно разрешить эту сложную и противоречивую ситуацию стало возможным лишь при получении дополнительных данных.

В полевые сезоны 2012–2013 гг. авторы несколько раз выезжали на разрезы акарачкинских, сафоновских и керлегешских слоев для их доизучения. Был многократно повторен и расширен отбор проб на макро- и микрофауну. В результате получены данные, полностью подтверждающие предположение, ранее выдвинутое одним из авторов.

Наиболее сложной задачей стала дешифровка стратиграфической последовательности стратотипа сафоновского «горизонта» у дер. Заречная. Присутствие крупных дизъюнктивных нарушений в сочетании с задернованностью больших интервалов в этом разрезе отмечалось и ранее [14]. Однако детальное картирование выявило целую серию разломов. Более того, на западном склоне сопки, в средней части разреза (под опорой ЛЭП) было обнаружено ядро синклинальной складки, сложенное кораллово-строматопоровыми (керлегешскими) известняками. Именно в этой части «разреза» ранее [4] были установлены живетские конодонты зоны Middle varcus. Таким образом, ход разреза пересекал синклинальную структуру, нарушенную на крыльях рядом разломов, за счет этого происходило многократное повторение отдельных фрагментов. Северная часть «разреза» демонстрирует двукратный повтор пограничных уровней сафоновских и керлегешских (кораллово-строматопоровых) слоев. В южной части «разреза», традиционно считавшейся более молодой, обнаружены аммоноидеи генозоны Agoniatites верхнего эйфеля, а еще южнее – ассоциация конодонтов зоны kockelianus, т. е. от ядра синклинальной складки к стратиграфически более «высоким» уровням на южной оконечности разреза зафиксировано обратное залегание слоев. Сводный разрез этого участка изображен на рисунке.

Аналогичная ситуация наблюдается и в разрезах западной окраины Прокопьевска (см. рисунок). Слои с аммоноидеями генозоны Agoniatites и ассоциацией конодонтов зоны kockelianus верхнего эйфеля сначала согласно перекрываются слоями с *Indospirifer padaukpinensis* (Reed) (=*I. pseudowilliamsi* Rzon.) сафоновского «горизонта» (разрезы БС-091 и БС-093), а выше расположены слои с *Rhynchospirifer hians* (Buch) (=*Ilmenia subhians* Rzon.) – зональным видом керлегешского «горизонта» (разрез БС-092). Стратиграфически более высокие уровни керлегешских слоев можно наблюдать в карьере в 2 км южнее ст. Баскускан (разрез Б-8170), где в верхней части разреза (юго-западная стенка карьера) совместно с *Rhynchospirifer hians* (Buch) появляется второй зональный вид – «*Chascothyris salairica*» Ržon.

С учетом всего перечисленного можно сделать несколько выводов.

1. Во всех изученных разрезах в кровле акарачкинских слоев установлен комплекс аммоноидей генозоны Agoniatites верхнего эйфеля, который можно рассматривать как региональный и глобальный биомаркер. Новейшие данные по конодонтам подтвердили изохронность этих местонахождений.

2. Стратиграфическая последовательность верхнеэйфельско-живетского интервала девонского разреза восточного склона Салаира последовательно включает отложения акарачкинских, сафоновских и керлегешских «горизонтов».

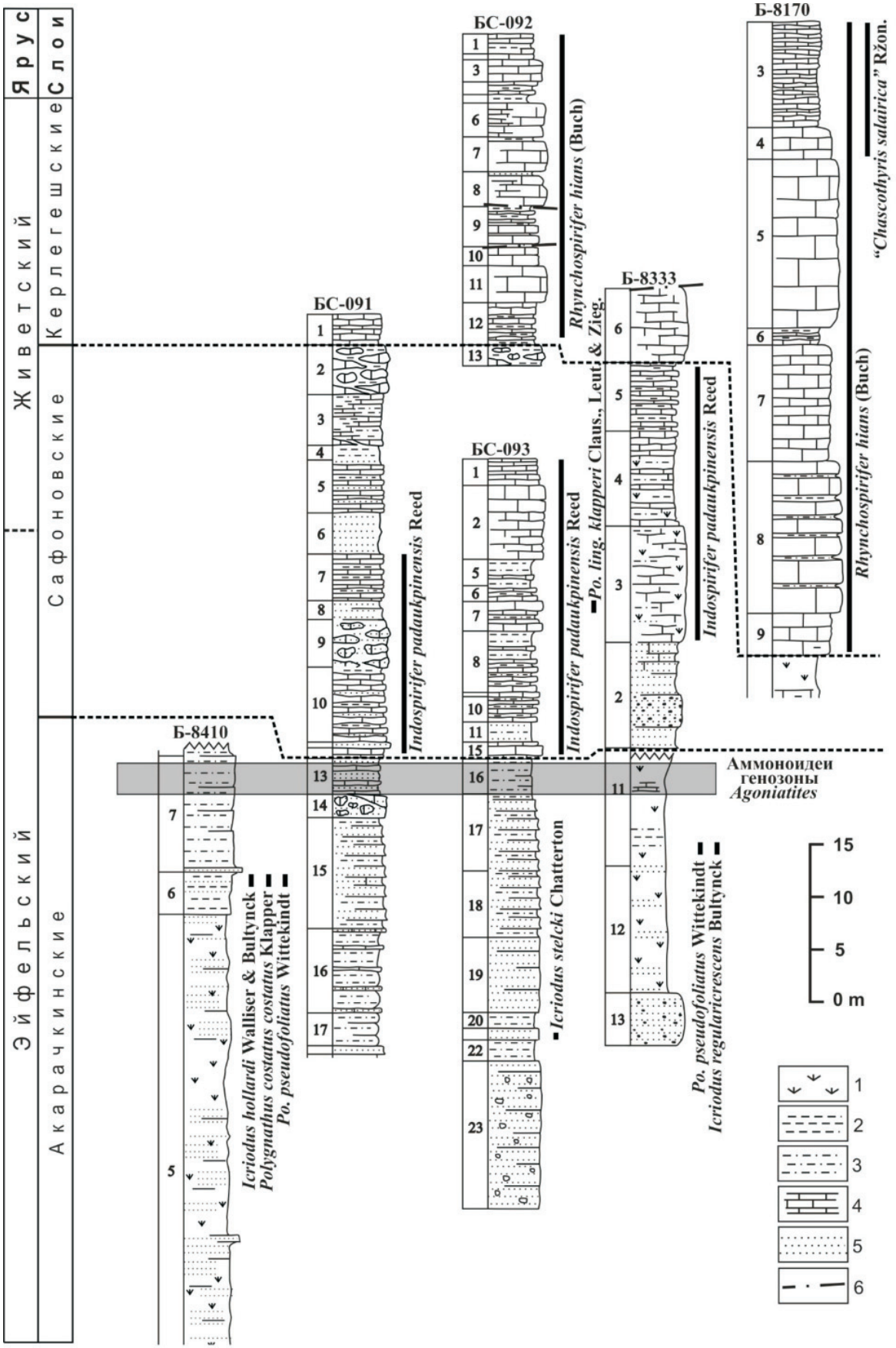


Схема корреляции основных разрезов акарачкинских, сафоновских и керлегешских слоев восточного склона Салаира

1 – задернованный интервал; 2 – аргиллиты; 3 – алевролиты; 4 – известняки; 5 – песчаники; 6 – разломы

3. Ранг горизонтов для указанных биостратиграфических подразделений следует понизить до слоев. Акарачкинские слои соответствуют лишь ее части конодонтовой зоны kockelianus (в кровле пестеревских слоев обнаружены конодонты нижней части). Сафоновские слои – переходные от эйфеля к живету, их стратиграфический объем в изученных разрезах отвечает верхней части зоны kockelianus – Lower varcus. Керлегешские слои более молодые, чем сафоновские, и соответствуют верхней половине живета (начиная с зоны Middle varcus).

4. Целесообразно рассматривать анализируемые биостратиграфические уровни, образующие единый трансгрессивный цикл, в составе нового Заречного горизонта (по дер. Заречное Беловского района Кемеровской области, где выходы отложений данного горизонта широко распространены).

5. Существующий стратотип сафоновских слоев у дер. Заречная следует упразднить вследствие его тектонической дислоцированности, присутствия значительных задернованных интервалов и неоднозначности в трактовках стратиграфической последовательности. В качестве неостратотипа сафоновских слоев авторы предлагают разрез БС091 западной окраины Прокопьевска (см. рисунок) [14 – в трактовке обратной последовательности слоев]. Интервал слоев 12-2 данного разреза демонстрирует весь стратиграфический диапазон сафоновских слоев, хорошо охарактеризован фаунистически и имеет нормальные стратиграфические границы.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 14-05-00500), Программы VIII.68.1. и Программы РАН 28. Авторы координируют свои исследования с программами работ по проекту IGCP 596.

Список литературы

1. **Бахарев, Н. К.** Новые данные и новые проблемы в стратиграфии нижнего и среднего девона Салаира [Текст] / Н. К. Бахарев, Н. Г. Изох, А. Ю. Язиков // Палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, гео- и биособытия : Матер. III Всерос. совещ. (24–28 сентября 2012 г., Санкт-Петербург). – СПб. : ВСЕГЕИ, 2012. – С. 37–40.

2. **Био-** и литостратиграфические маркеры среднего девона Салаира [Текст] / Н. К. Бахарев, Н. Г. Изох, Е. С. Соболев, А. Ю. Язиков // Интерэкспо ГЕО-Сибирь-2012 : VIII Междунар. науч. конф. «Недропользование. Горное дело. Новые направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых» (10–20 апреля 2012 г., Новосибирск). Т. 2. – Новосибирск : СГГА, 2012. – С. 81–84.

3. **Иванова, Е. А.** Экология и развитие брахиопод силура и девона Кузнецкого, Минусинского и Тувинского бассейнов [Текст] / Е. А. Иванова. – М. : Изд-во АН СССР, 1962. – 151 с.

4. **Конодонты** и корреляция девонских отложений Салаира [Текст] / М. Х. Гагиев, М. А. Ржонсницкая, С. А. Родыгин, О. Б. Тимофеева // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири. – Томск : Изд-во ТГУ, 1987. – С. 30–46.

5. **Кульков, Н. П.** Новый взгляд на возраст керлегешских и сафоновских слоев среднего девона Салаира по брахиоподам [Текст] / Н. П. Кульков, Л. Г. Перегоедов // Эволюция жизни на Земле : Матер. IV Междунар. симп. (10–12 ноября 2010 г.) / Отв. ред. В. М. Подобина. – Томск : ТМЛ-Пресс, 2010. – С. 261–265.

6. **Мезенцева, О. П.** Новые данные о стратиграфии нижнеживетских отложений восточного склона Салаира [Текст] / О. П. Мезенцева // Природа и экономика Западной Сибири и сопредельных территорий. Т. 1. Геология и палеонтология : Матер. Всерос. конф. – Новокузнецк, 2009. – С. 59–67.

7. **Ржонсницкая, М. А.** Биостратиграфия девона окраин Кузнецкого бассейна. Описание брахиопод Pentamerida и Atrypida // Тр. ВСЕГЕИ. – 1975. – Т. 244. – 232 с.

8. **Ржонсницкая, М. А.** Биостратиграфия девона окраин Кузнецкого бассейна. Стратиграфия. Т. 1. [Текст] / М. А. Ржонсницкая. – Л. : Недра, 1968. – 288 с.

9. **Ржонсницкая, М. А.** Брахиоподы индоспириферового горизонта (живетский ярус) юго-западной окраины Кузнецкого бассейна [Текст] / М. А. Ржонсницкая // Палеонтология и стратиграфия Кузбасса. – Л. ; М. : ОНТИ, 1937. – С. 97–138. – (Тр. ЦНИГРИ ; вып. 97).

10. **Ржонсницкая, М. А.** Спириферіды девонских отложений окраин Кузнецкого бассейна [Текст] / М. А. Ржонсницкая. – М. : Госгеолиздат, 1952. – 232 с.

11. **Яворский, В. И.** Девон юго-западной окраины Кузнецкого бассейна [Текст] / В. И. Яворский // Тр. ЦНИГРИ. – 1937. – Вып. 107. – С. 2–36.

12. **Bakharev, N. K.** New Data on the stratigraphy of the Lower and Middle Devonian of Salair (West Siberia, Russia) [Text] / N. K. Bakharev, N. G. Izokh, A. Yu. Yazikov // International Field Symposium «The Devonian and Lower Carboniferous of northern Gondwana». Abstracts book. Documents de L'Institut Scientifique. – 2013. – N 26. – P. 25–27.

13. **Becker, R. T.** Devonian ammonoid biostratigraphy of the Canning Basin [Text] / R. T. Becker, M. R. House // Bull. of Geoligical Survey of Western Australia. – 2009. – N 145. – P. 415–439.

14. **Middle-Upper** Devonian and Lower Carboniferous Biostratigraphy of Kuznetsk Basin. Field Excursion Guidebook. International Conference «Biostratigraphy, paleogeography and events in Devonian and Lower Carboniferous» (SDS / IGCP 596 joint field meeting) (Novosibirsk, July 20 – August 10, 2011) [Text] / Eds. N. K. Bakharev, N. G. Izokh, O. T. Obut [et al.]. – Novosibirsk : Publishing House of SB RAS, 2011. – 98 p.

15. **The Geologic** Time Scale 2012. 2-volume set [Text] / Eds. F. M. Gradstein, J. G. Ogg, M. D. Schmitz, G. M. Ogg. – Elsevier Science Ltd., 2012. – 1176 p.

БИОСТРАТИГРАФИЯ ДЕВОНА САЛАИРА

А. Ю. Язиков, Н. Г. Изох

ИНГГ СО РАН, Новосибирск

В ходе биостратиграфических исследований девона Салаира в последние три года получен ряд важных результатов, существенно уточняющих понимание процесса седиментации и эволюционного преобразования биот в Салаиро-Кузнецком сегменте девонского палеобассейна. Новые данные значительно, а на некоторых стратиграфических уровнях кардинально трансформируют сложившиеся знания о биостратиграфии этого региона. В результате многолетних исследований авторами (в соавторстве с Е. А. Елкиным, Р. Т. Грациановой и Н. К. Бахаревым) разработана новая стратиграфическая схема, которая предлагается к обсуждению (см. рисунок).

Среди наиболее значимых результатов необходимо отметить следующее.

1. Уточнена возрастная характеристика кайбальского горизонта. В парастратотипе сухой свиты по руч. Сухой в районе Гурьевска получены девонские конодонты *Pelekysgnathus* cf. *P. serratus* Jentzsch, *Pandorinellina exigua philipi* (Klapper). В верхней части томско-заводской свиты и в петцевской обнаружен комплекс конодонтов зоны eurekaensis (соответствующей верхней части зоны Caudicriodus postwoschmidti [16]) [13, 14], что позволяет рассматривать отложения сухой, томско-заводской и петцевской свит в составе нижнелохковского подъяруса. Предлагается отказаться от использования переоккупированного названия «томь-чумышский горизонт», а в качестве альтернативы принять кайбальский горизонт, того же стратиграфического объема, но ранее обозначавшего надгоризонт [9, 11, 12]. Кайбальский горизонт имеет трехчленное строение и, помимо единства фаунистических ассоциаций, отражает первый и самый древний в девоне трансгрессивный цикл. Стратиграфический объем сухой, томскозаводской и петцевской свит соответствует предлагаемым слоям с теми же названиями. Выделение петцевских слоев требует дальнейшего анализа, поскольку в некоторых разрезах массивный облик петцевских известняков не фиксируется, а верхняя часть томскозаводских и нижняя половина петцевских слоев отвечают объему лишь одной конодонтовой зоны.

2. Данные о конодонтах в крековской и малобачатской свитах малочисленны. Условно эти отложения сопоставляются с позднелохковско-раннепражским этапом седиментации по положению в сводном разрезе. Предлагается понизить биостратиграфический ранг крековского и малобачатского горизонтов до слоев в составе белтирского горизонта (ранее рассматривавшегося как надгоризонт [9]), который обладает единым фаунистическим обликом и отражает второй трансгрессивный цикл в девоне Салаира.

3. Салаиркинский горизонт соответствует биозоне Xenospirifer gurjevskensis и условно сопоставляется с позднепражско-раннеэмсским этапом седиментации. Понимание стратиграфического объема и палеонтологическая характеристика нижне- и среднесалаиркинских слоев не изменились [11, 12]. Нижнесалаиркинские слои слабо охарактеризованы конодонтами, в кровле среднесалаиркинских обнаружены конодонты зоны kitabicus – нижней зоны эмсского яруса. Существенное изменение произошло в понимании объема и возрастной интерпретации верхнесалаиркинских слоев. Этот стратиграфический интервал сейчас предлагается рассматривать в типовых выходах теленгитского надгоризонта (разрез 9) в интервале слоев 15–20 [11–13]. Верхнесалаиркинские слои отвечают по конодонтам в полном обьеме зоне excavatus, по брахиоподам – зоне Protodouvillina praedistans, по остракодам – зоне Miraculum biclivosum [1]. Ранее интервал верхнесалаиркинских слоев включал лишь слой 15 разреза 9, а интервал слоев 16–20 рассматривался в качестве фациального аналога беловских известняков в терригенном типе разреза. Данные по конодонтам о возрасте беловского горизонта в типовых выходах [5, 6] показали ошибочность таких сопоставлений.

4. Упраздняется выделение беловского горизонта. Во всех типовых выходах указанного горизонта в районе Гурьевска и по рч. Баскускан обнаружены конодонты *Polygnathus serotinus* Telford., что позволяет рассматривать беловские коралловые (ругозовые) известняки в качестве фациальных аналогов шандинских слоев.

5. Значительно изменились представления об объеме и интерпретации фациальных взаимоотношений внутри шандинского горизонта. В его типовых выходах (Акарачкинский карьер) не обнаружены конодонты древнее зоны serotinus, тогда как традиционно этот горизонт сопоставлялся с интервалом конодонтовых зон nothoperbonus – serotinus. Именно поэтому в состав шандинского горизонта включается верхняя часть разреза 9 со слоями 21–42. Основание слоя 21 соответствует таковому зоны nothoperbonus, к которому приурочено первое появление ряда зональных видов шандинского горизонта (брахиоподы *Protodouvillina grandicula* (Grats.) и *Leptodontella zmeinogorskiana* (Peetz in Bubl.), остракоды *Miraculum bisulcatum* Bakh.). Указанный горизонт рассматривается в трехчленном выражении: нижнешандинским слоям соответствует зона nothoperbonus (слои 21–25 разреза 9), среднешандинским – зона inversus (слои 26-42 разреза 9; Акарачкинский карьер, разрез 2.I, инт. 1–5 м) и нижняя часть зоны serotinus (Акарачкинский карьер, разрез 2.I, инт. 5–41 м, представленный темными глинистыми известняками); верхнешандинские известняки с банками *Zdimir baschkiricus* (Vern.) и их фациальные аналоги содержат ассоциацию конодонтов зоны serotinus, а также аммоноидеи *Mimagoniatites bohemicus* (Barr.). Салаиркинский и шандинский горизонты отражают третий и четвертый трансгрессивные циклы в девоне Салаира. Третий формировался в салаиркинское и раннешандинское время, а четвертый трансгрессивный цикл включает отложения средне- и верхнешандинских слоев.

6. Граница между шандинским и мамонтовским горизонтами на Салаире проводится в основании красноцветной терригенной пачки, перекрывающей разнофациальные отложения верхней части шандинского горизонта. Данная граница наблюдается в северо-восточном борту Акарачкинского карьера. Мамонтовский горизонт принимается авторами в двучленном выражении и стратиграфически включает (снизу вверх) малосалаиркинские и пестеревские слои. Малосалаиркинские слои конодонтами и аммоноидеями не охарактеризованы, а по брахиоподам соответствуют биозоне Lazutkinia mamontovensis. Первые зональные эйфельские конодонты *Polygnathus costatus partitus* и *P. costatus costatus* установлены в нижней части пестеревских известняков северо-западной части Малосалаиркинского карьера [15]. Там же встречены аммоноидеи, характерные для нижнеэйфельской зоны Pinacites jugleri, и брахиоподы (новые данные) *Ivdelinia acutolobata* (Sandb.), *Gruenewaldtia latilinguis* (Schnur). Учитывая этот биостратиграфический репер, авторы считают целесообразным проведение границы эмсского и эйфельского ярусов на Салаире в верхней части малосалаиркинских слоев [1, 13]. В верхней части пестеревского известняка Малосалаиркинского карьера обнаружены конодонты зоны kockelianus. Мамонтовский горизонт соответствует пятому трансгрессивному циклу девона.

7. Акарачкинские слои, ранее выделявшиеся в составе мамонтовского горизонта [7, 15], авторы рассматривают в качестве самостоятельного стратона [13] – в ранге нижних слоев предлагаемого заречного горизонта, который имеет трехчленное строение и, помимо акарачкинских, включает сафоновские и керлегешские (ранее горизонты) слои.

Региональный и глобальный биомаркер акарачкинского горизонта – изохронный комплекс аммоноидей, выявленный в серии разрезов. В верхней части типового разреза акарачкинских слоев района Гурьевска обнаружены *Agoniatites* cf. *vanuxemi* (Hall); *Agoniatites* cf. *nodiferus* (Hall), *Fidelites* sp., *Cabrieroceras salairicum* Nikolaeva. Идентичные аммоноидеи выявлены в разрезах сафоновской свиты в окрестностях Прокопьевска и в верхней части стратотипа сафоновского «горизонта» района с. Заречное (слой 11 разреза Б-8333) по правому берегу р. Большой Бачат [15]. Приведенный комплекс аммоноидей позволяет относить отложения по указанным местонахождениям к узкому биостратиграфическому интервалу зоны Agoniatites costulatus верхнего эйфеля. В некоторых разрезах сафоновской свиты в окрестностях Прокопьевска в близлежащих слоях с аммоноидеями обнаружен комплекс конодонтов, соответствующих зоне kockelianus, что также подтверждает позднеэйфельский возраст вмещающих их отложений. Вблизи от местонахождений аммоноидей установлена и ассоциация брахиопод, отвечающая зоне Indospirifer padaukpinensis (Reed) (=I. pseudowilliamsi Ržon.). Непосредственный контакт акарачкинских и сафоновских слоев фиксируется в трех разрезах восточного склона Салаира: БС-091, БС-093 окрестностей Прокопьевска и Б-8333 у с. Заречное [15, разрезы приведены в обратной последовательности слоев]. Сафоновские слои – переходные от эйфеля к живету, их стратиграфический объем соответствует верхней части зоны kockelianus – Lower varcus, керлегешские – более молодые, чем сафоновские, и отвечают верхней половине живета (начиная с зоны Middle varcus [8]). Контакт сафоновских и керлегешских слоев фиксируется в разрезах БС-091 и БС-092, БС-093 окрестностей Прокопьевска, центральной части разреза Б-8333 у с. Заречное и в разрезе Б-8170 (карьер в 2 км южнее ст. Баскускан) [15, разрезы приведены в обратной последовательности слоев]. Керлегешским слоям свойственно (по брахиоподам) массовое появление *Rhynchospirifer hians* (Buch) (=*Ilmenia subhians* Ržon.) и «*Chascothyris salairica*» Ržon. Заречный горизонт отражает шестой трансгрессивный цикл в девоне Салаира.

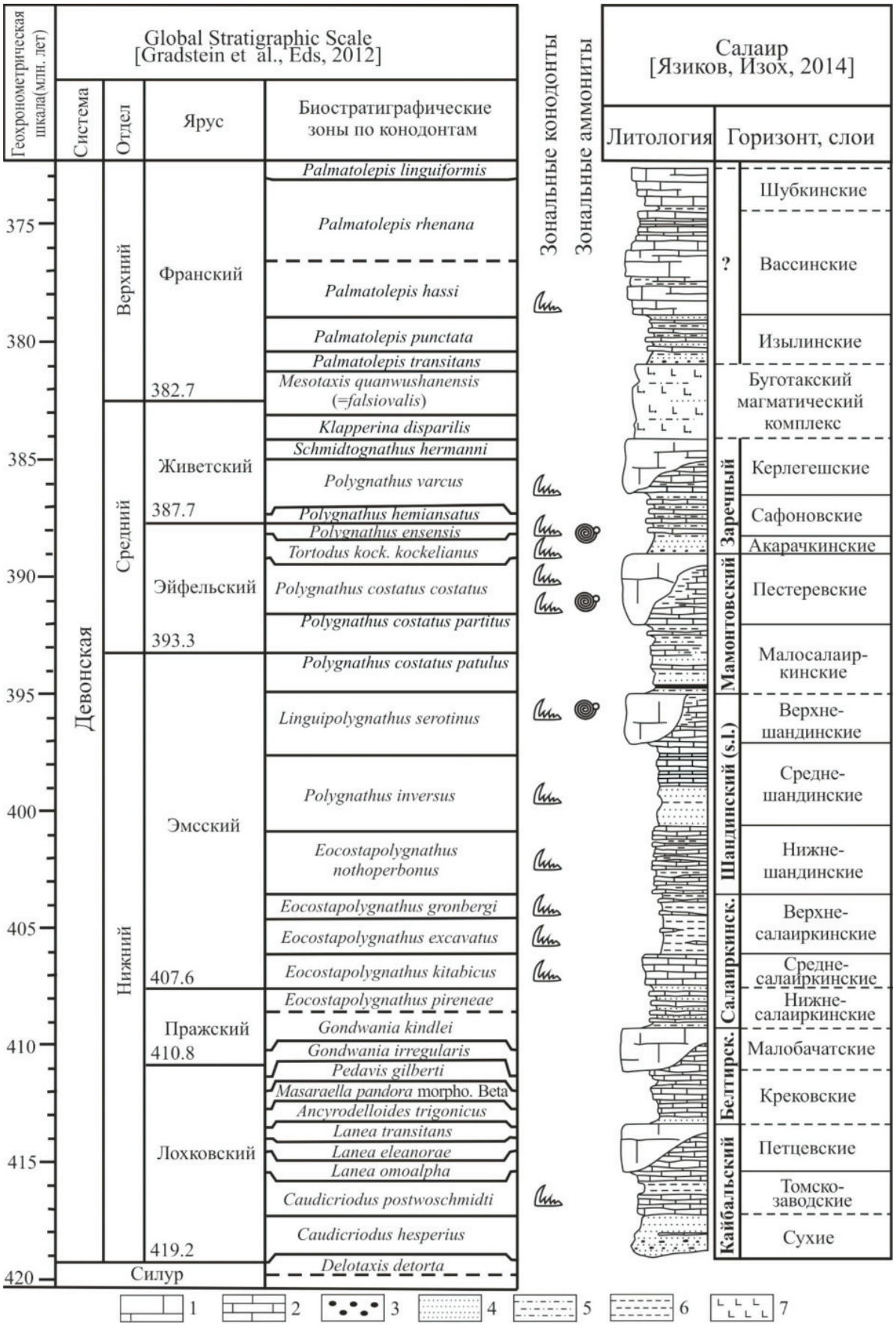


Схема расчленения девонских отложений восточного склона Салаира

1–2 – известняки массивные (1), слоистые (2); 3 – гравелиты; 4 – песчаники; 5 – алевролиты; 6 – аргиллиты; 7 – андезибазальты, трахибазальты, базальты

8. Контакт керлегешских слоев с биостратиграфически более молодыми отложениями на восточном склоне Салаира не наблюдается. В вышележащем интервале развиты эффузивно-интрузивные образования буготакско-митрофановского магматического комплекса.

9. Седьмой трансгрессивный цикл отвечает большей части франского яруса и включает отложения изылинских, вассинских и шубкинских слоев (ранее горизонтов), представленных в серии разрезов по р. Изыла. Ассоциация брахиопод зоны Plicathyris sibirica и находки остракод *Kozlovskiella* sp., *Fabalicyprisholus hurmensis* (Pol.), *Illativella bicornis* (Schevtsov), *Cryptophyllus* sp., *Marginiasculpta multicostata* Pol. свидетельствуют о раннефранском возрасте изылинских слоев [2–4]. В основании вышележащих вассинских слоев обнаружены конодонты *Ancyrodella lobata* Br. et M., характеризующие зоны hassi – linguiformis среднего – верхнего франа [2–4]. В шубкинских известняках конодонты не установлены, но ассоциация брахиопод [10] указывает на позднефранский возраст данного этапа седиментации. Авторы считают целесообразным рассматривать перечисленные слои в составе единого горизонта.

10. Фаменские отложения на Салаире изучены слабо. Данные о фаунистических ассоциациях курундусской и боровлянской свит очень фрагментарны [10] и требуют дальнейшего уточнения. В настоящем сообщении они исключены из анализа.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 14-05-00500), Программы VIII.68.1. и Программы РАН 28. Авторы координируют свои исследования с программами работ по проекту IGCP 596.

Список литературы

1. **Бахарев, Н. К.** Новые данные и новые проблемы в стратиграфии нижнего и среднего девона Салаира [Текст] / Н. К. Бахарев, Н. Г. Изох, А. Ю. Язиков // Палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, гео- и биособытия : Матер. III Всерос. совещ. (24–28 сентября 2012 г., Санкт-Петербург). – СПб. : ВСЕГЕИ, 2012. – С. 37–40.

2. **Био-** и литостратиграфическая характеристика изылинского горизонта (девон, западная окраина Кузнецкого бассейна) [Текст] / А. Ю. Язиков, Н. К. Бахарев, Н. Г. Изох [и др.] // Региональная стратиграфия позднего докембрия и палеозоя Сибири : Сб. науч. тр. / Под ред. В. И. Краснова. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 2013. – С. 146–155.

3. **Брахиоподы**, остракоды и конодонты изылинского горизонта (верхний девон окраин Кузнецкого бассейна) [Текст] / А. Ю. Язиков, Н. К. Бахарев, Н. Г. Изох, Т. А. Щербаненко // Интерэкспо ГЕО-Сибирь-2012 : VIII Междунар. науч. конф. «Недропользование. Горное дело. Новые направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых» (10–20 апреля 2012 г., Новосибирск). Т. 2. – Новосибирск : СГГА, 2012. – С. 47–50.

4. **Возраст** изылинского горизонта (девон, окраины Кузнецкого бассейна) по палеонтологическим данным [Текст] / А. Ю. Язиков, Н. К. Бахарев, Н. Г. Изох, Т. А. Щербаненко // Палеонтология и стратиграфические границы : Матер. LVIII сес. Палеонтол. общ-ва при РАН (2–6 апреля 2012 г., Санкт-Петербург). – СПб., 2012. – С. 158–159.

5. **Изох, Н. Г.** Возраст беловского горизонта (девон) Северо-Восточного Салаира по конодонтам [Текст] / Н. Г. Изох, Н. К. Бахарев, А. Ю. Язиков // Палеонтология и стратиграфические границы : Матер. LVIII сес. Палеонтол. общ-ва при РАН (2–6 апреля 2012 г., Санкт-Петербург). – СПб. : ВПО, 2012. – С. 58–59.

6. **Изох, Н. Г.** Конодонты и брахиоподы из типовых выходов беловского горизонта (нижний девон, Северо-Восточный Салаир) [Текст] / Н. Г. Изох, Н. К. Бахарев, А. Ю. Язиков // Интерэкспо ГЕО-Сибирь-2012 : VIII Междунар. науч. конф. «Недропользование. Горное дело. Новые направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых» (10–20 апреля 2012 г., Новосибирск). Т. 1. – Новосибирск : СГГА, 2012. – С. 124–126.

7. **Ключевые** разрезы девона Рудного Алтая, Салаира и Кузбасса [Текст] / Н. К. Бахарев, Н. В. Сенников, Е. А. Елкин. – Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2004. – 104 с.

8. **Конодонты** и корреляция девонских отложений Салаира [Текст] / М. Х. Гагиев, М. А. Ржонсницкая, С. А. Родыгин, О. Б. Тимофеева // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири. – Томск : Изд-во ТГУ, 1987. – С. 30–46.

9. **Основные** биостратиграфические рубежи и подразделения нижнего и среднего девона на западе Алтае-Саянской области и их корреляция Биостратиграфия пограничных отложений нижнего и среднего девона [Текст] / Е. А. Елкин, Р. Т. Грацианова, В. А. Желтоногова, А. И. Ким // Труды полевой сессии Международной подкомиссии по стратиграфии девона (Самарканд, 1978). – Л. : Наука, 1982. – С. 65–80.

10. **Ржонсницкая, М. А.** Биостратиграфия девона окраин Кузнецкого бассейна. Стратиграфия. Т. 1. [Текст] / М. А. Ржонсницкая. – Л. : Недра, 1968. – 288 с.

11. **Стратотипические** разрезы нижнего и среднего девона Салаира. Теленгитский надгоризонт: терригенно-карбонатные фации [Текст] / Е. А. Елкин, Н. К. Бахарев, Р. Т. Грацианова [и др.]. – Новосибирск : ИГиГ СО АН, 1986. – 143 с.

12. **Стратотипические** разрезы нижнего и среднего девона Салаира. Теленгитский надгоризонт: карбонатные фации [Текст] / Е. А. Елкин, Н. К. Бахарев, Р. Т. Грацианова [и др.]. – Новосибирск : ИГиГ СО АН, 1987. – 194 с.

13. **Bakharev, N. K.** New Data on the stratigraphy of the Lower and Middle Devonian of Salair (West Siberia, Russia) [Text] / N. K. Bakharev, N. G. Izokh, A. Yu. Yazikov // International Field Symposium «The Devonian and Lower Carboniferous of northern Gondwana». Abstracts book. Documents de L'Institut Scientifique. – 2013. – N 26. – P. 25–27.

14. **Izokh, N. G.** Lower Lochkovian conodonts from Salair (southern West Siberia) [Text] / N. G. Izokh, S. V. Chernigovsky // Biostratigraphy, paleogeography and events in Devonian and Lower Carboniferous (SDS/IGCP 596 joint field meeting) : Contributions of International Conference in memory of Evgeny A. Yolkin (Ufa, Novosibirsk, July 20 – August 10, 2011). – Novosibirsk : Publishing House of SB RAS, 2011. – P. 59.

15. **Middle-Upper** Devonian and Lower Carboniferous Biostratigraphy of Kuznetsk Basin. Field Excursion Guidebook. International Conference «Biostratigraphy, paleogeography and events in Devonian and Lower Carboniferous» (SDS / IGCP 596 joint field meeting) (Novosibirsk, July 20 – August 10, 2011) [Text] / Eds. N. K. Bakharev, N. G. Izokh, O. T. Obut [et al.]. – Novosibirsk : Publishing House of SB RAS, 2011. – 98 p.

16. **The Geologic** Time Scale 2012. 2-volume set [Text] / Eds. F. M. Gradstein, J. G. Ogg, M. D. Schmitz, G. M. Ogg. – Elsevier Science Ltd., 2012. – 1176 p.

ЗОНАЛЬНАЯ СХЕМА ПО ДИНОЦИСТАМ ПАЛЕОЦЕН-ЭОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

А. И. Яковлева, Г. Н. Александрова

ГИН РАН, Москва

Широкое развитие бескарбонатных фаций в палеоцене и эоцене практически исключает использование таких важных стратиграфических групп, как известковый нанопланктон и планктонные фораминиферы. В последние 25 лет в детальной биостратиграфии Западной Сибири особую роль приобрели цисты динофлагеллат – группа органикостенных микрофоссилий, отличающаяся быстрыми темпами эволюции, большим морфологическим разнообразием и, что особенно важно, непрерывным распространением по всему морскому разрезу палеогена Западной Сибири. Новые данные по изучению диноцист в Западной Сибири и необходимость уточнения возрастных границ региональных стратонов, которые остаются до настоящего момента дискуссионными, требуют дальнейшего уточнения палеогеновой зональной шкалы по диноцистам в рассматриваемом регионе.

Палеогеновые отложения широко распространены на территории Западной Сибири и достигают мощности 800 м. В палеогене этот регион представлял собой обширный бассейн осадконакопления, в различных частях которого формировались морские, прибрежные и континентальные отложения. В морском разрезе северной и центральной частей Западной Сибири установлены (снизу вверх) талицкая, серовская, ирбитская, нюрольская и тавдинская свиты. В восточных и юго-восточных районах Западно-Сибирской равнины, в которых содержание кремнезема уменьшается, серовская, ирбитская и нюрольская свиты замещаются одновозрастной люлинворской [4].

Предлагаемый вариант зональной шкалы палеоцена и эоцена по диноцистам Западной Сибири отличается от предыдущих [3] большей детализацией эоценовой части, и, как следствие, уточнением возраста биостратонов и характера взаимоотношений между региональными горизонтами (рис. 1, 2).

1. Исходя из обобщенного анализа фактического материала и ранее опубликованных работ, возраст талицкого горизонта соответствует данию – среднему зеландию. На границе талицкого и люлинворского горизонтов предполагается непродолжительный стратиграфический перерыв, отвечающий концу зеландия.

2. Внутри люлинворского горизонта установлены 12 диноцистовых зон, что позволило уточнить возраст горизонта в пределах танета – терминального ипра. Нижнелюлинворская подсвита и ее аналог (серовская свита) соответствуют верхнему палеоцену (танету), а верхнелюлинворская – инициальному эоцену – терминальному ипру. Причем ирбитская свита (аналог части люлинворской) на севере Западной Сибири датируется инициальным – частью среднего ипра, а перекрывающая ее нюрольская – второй половиной среднего ипра.

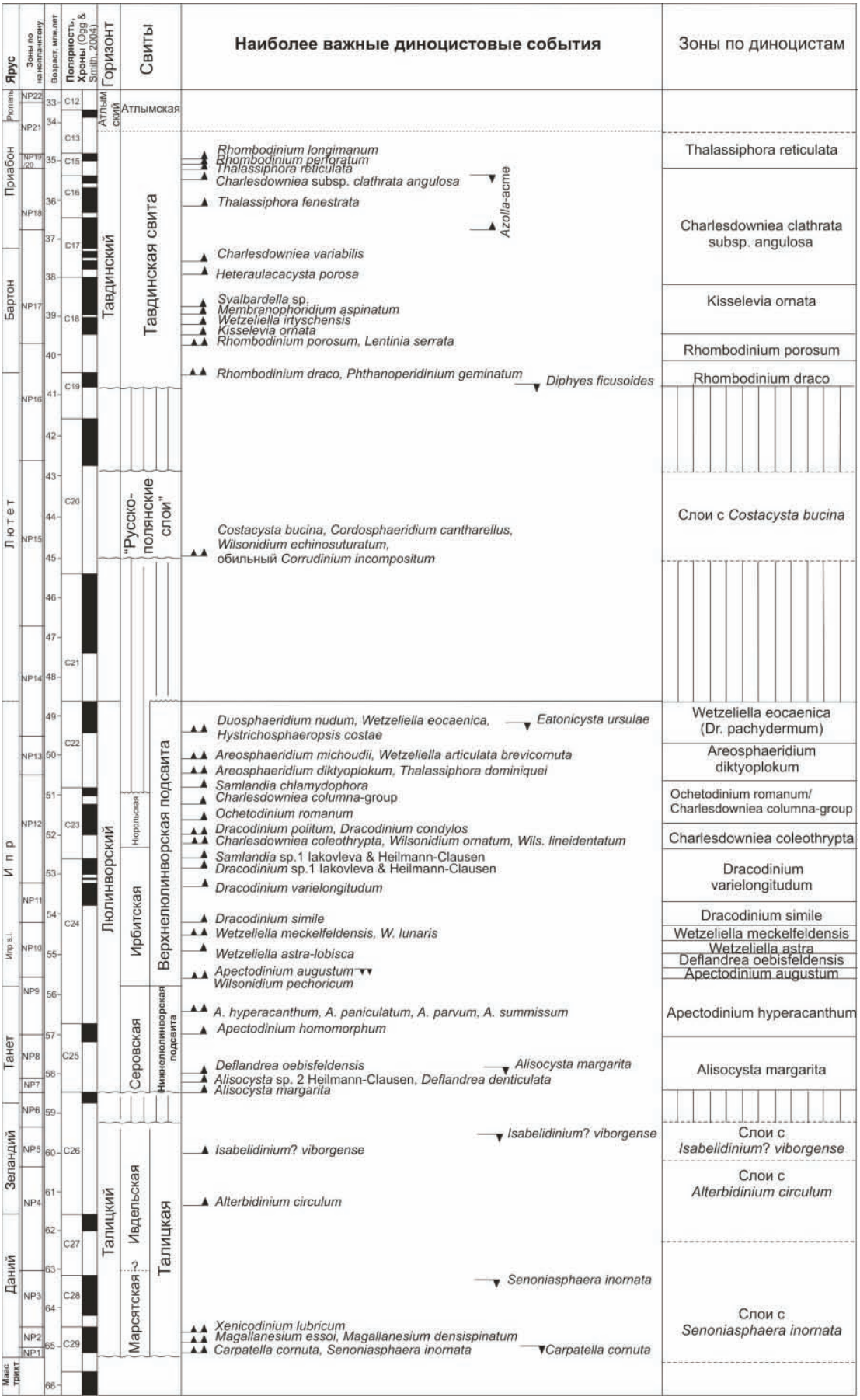


Рис. 1. Последовательность основных диноцистовых событий и основанная на ней детализированная зональная шкала палеоцена – эоцена для Западной Сибири

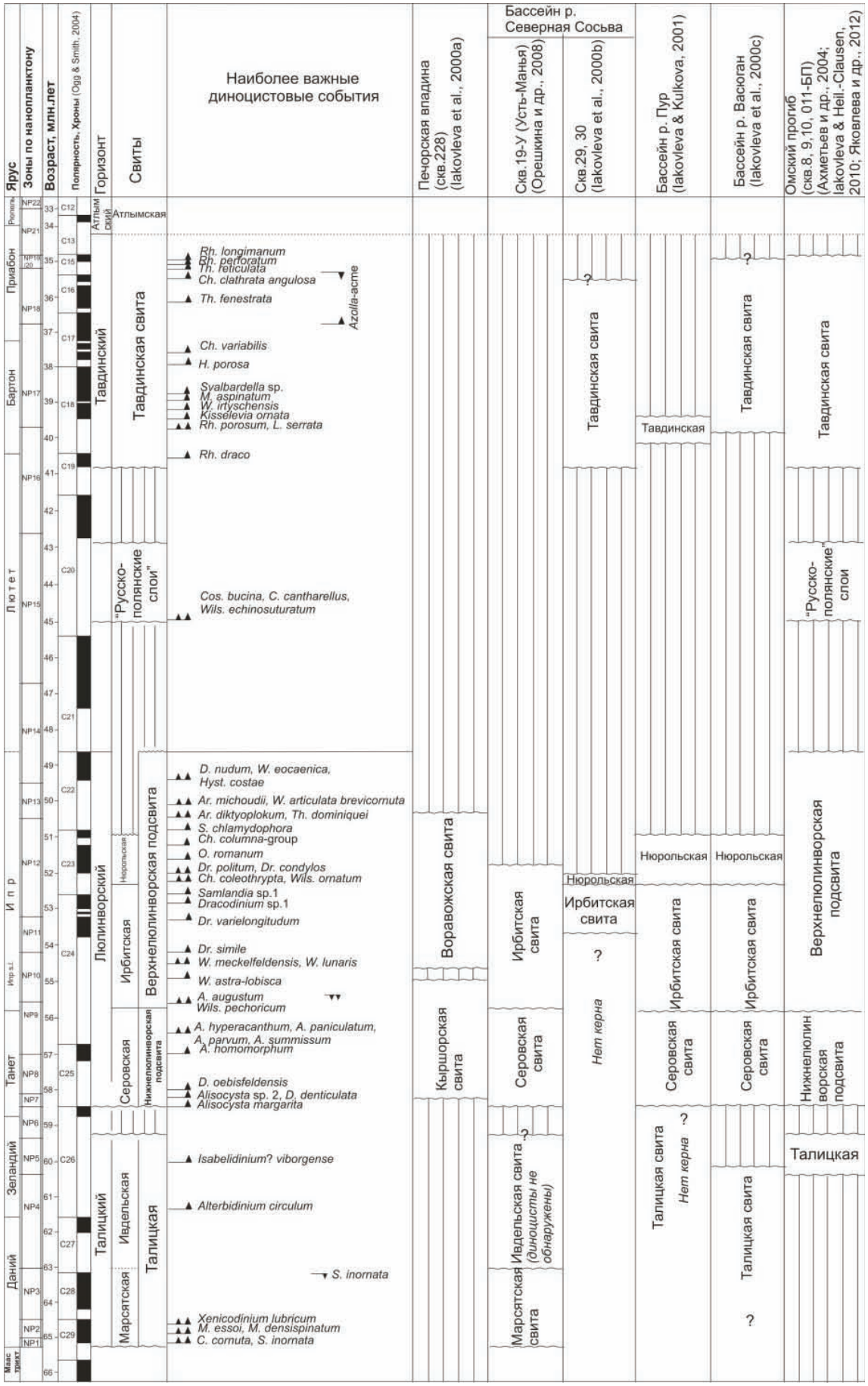


Рис. 2. Схема сопоставления региональных литостратонов Западной Сибири и Печорской впадины

3. Русско-полянские слои представляют собой отдельный, промежуточный между люлинворским и тавдинским горизонтами литостратон среднелютетского возраста, который на юго-востоке Западной Сибири с несогласием перекрывает верхнелюлинворскую подсвиту и несогласно перекрывается нижнетавдинской подсвитой.

4. В тавдинском горизонте предлагаются пять диноцистовых зон. Его уточненный возраст – конец лютета – поздний приабон (не моложе ~34,8 млн лет), причем максимум регрессии в тавдинское время, вероятно, соответствует переходу от бартона к приабону.

Список литературы

1. **Новые** данные по морскому палеогену юга Западно-Сибирской плиты. Статья 1 [Текст] / М. А. Ахметьев, Г. Н. Александрова, В. Н. Беньямовский [и др.] // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2004. – Т. 12, № 1. – С. 67–93.

2. **Орешкина, Т. В.** Прямая корреляция зональных шкал бореального палеогена по диатомеям и диноцистам (по материалам скв. 19-У, пос. Усть-Манья, восточный склон Северного Урала) [Текст] / Т. В. Орешкина, А. И. Яковлева, Г. Н. Александрова // Новости палеонтологии и стратиграфии (Приложение к журналу «Геология и геофизика»). – 2008. – Т. 49, вып. 10–11. – С. 347–350.

3. **Унифицированные** региональные стратиграфические схемы палеогеновых и неогеновых отложений Западно-Сибирской плиты и объяснительная записка к ним [Текст] / Ред. А. Е. Бабушкин, В. С. Волкова. – Новосибирск : СНИИГГиМС ; ИГНиГ СО РАН, 2001. – 83 с.

4. **Шацкий, С. Б.** Основные вопросы стратиграфии и палеогеографии палеогена Западной Сибири [Текст] / С. Б. Шацкий // Палеоген и неоген Сибири (палеонтология и стратиграфия). – Новосибирск : Наука, 1978. – С. 3–21.

5. **Яковлева, А. И.** Об уточнении возраста люлинворской свиты на юге Западной Сибири по палинологическим и палеомагнитным данным [Текст] / А. И. Яковлева, Г. Н. Александрова, З. Н. Гнибиденко // Бюл. МОИП. Отд. геол. – 2012. – Т. 87, вып. 3. – С. 53–87.

6. **Iakovleva, A. I.** Paleocene-Eocene Dinoflagellate stratigraphy of the borehole No.4 (Central Western Siberia) [Text] / A. I. Iakovleva, C. Cavagnetto, D. D. Rousseau // Palynology. – 2000. – Vol. 24. – P. 187–200.

7. **A new** paleontological and paleogeographical data in the Pechora Depression, Northeastern European Russia [Text] / A. I. Iakovleva, T. V. Oreshkina, A. S. Alekseev, D. D. Rousseau // Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de France, Série II. – 2000. – Vol. 330. – P. 485–491.

8. **Iakovleva, A. I.** Eocene dinoflagellate cyst biostratigraphy of research borehole 011-BP, Omsk Region, southwestern Siberia [Text] / A. I. Iakovleva, C. Heilmann-Clausen // Palynology. – 2010. – Vol. 34, N 2. – P. 195–232.

9. **Iakovleva, A. I.** Eocene microphytofossils (Dinoflagellate cysts and continental palynomorphs) of Northwestern Siberia (Severnaya Sosva Basin) [Text] / A. I. Iakovleva, I. A. Kulkova, C. Cavagnetto // Newslett. Stratigr. – 2000. – Vol. 38(1). – P. 13–38.

ПОСЛЕДНИЕ НАХОДКИ МИКРОФОССИЛИЙ В МАЛГИНСКОЙ СВИТЕ РИФЕЯ Р. МАЯ И ИХ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

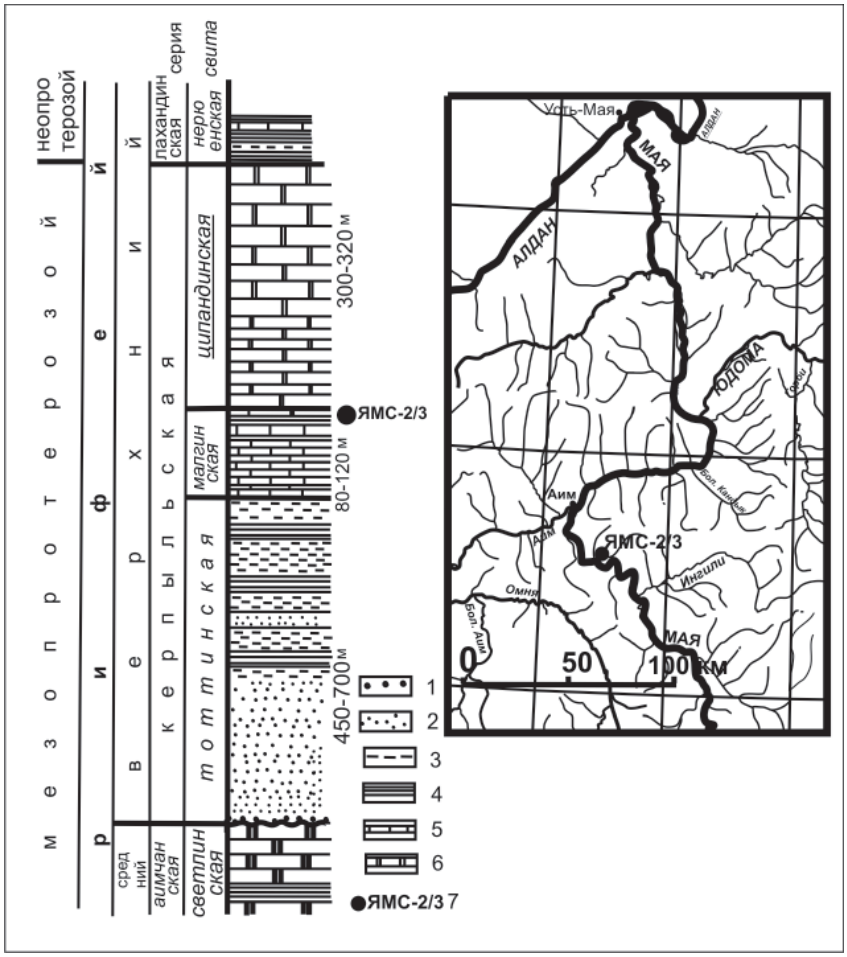
М. С. Якшин

ФГУП «СНИИГГиМС», Новосибирск

В 2009 г. автором был отобран материал из аргиллитов малгинской свиты р. Мая. Из этих пород растворением выделена достаточно представительная биота микрофоссилий, изучение которой показало близость состава микрофоссилий малгинской (керпыльская серия) и нерюенской (лахандинская серия) свит, что свидетельствует о существовании единой малгинско-нерюенской биоты и позволяет рассматривать указанные толщи в качестве единого стратиграфического подразделения рифея.

Микрофоссилии (акритархи) из отложений малгинской свиты описаны в разное время Б. В. Тимофеевым и Т. Н. Герман [2, 6, 8, 9], А. Ф. Вейсом [1], В. К. Головенком и М. Ю. Беловой [3], В. Г. Пятилетовым [4]. Однако достаточно обширные списки микрофоссилий в указанных работах представлены в основном транзитными формами, имеющими широкий диапазон вертикального распространения, такими как *Leiosphaeridia, Nucellosphaeridium, Protosphaeridium, Eomycetopsis, Mixococcoides* и др. Практически это тот же набор форм, что и в подстилающей тоттинской (кондерской) свите [1, 4].

При изучении разреза керпыльской серии по р. Мая в скалах Малгина (второй скальный уступ по правому берегу р. Мая в 29 км ниже устья р. Ингили) в 2009 г. из битуминозных черных аргил-



Разрез керпыльской серии рифея р. Мая [6] и место находки биоты малгинской свиты

1 – гравелиты; 2 – песчаники; 3 – алевролиты; 4 – аргиллиты; 5 – известняки; 6 – доломиты; 7 – место находки биоты

литов верхней части малгинской свиты были отобраны пробы на микрофоссилии (10 проб из прослоев аргиллитов мощностью 5–40 см).

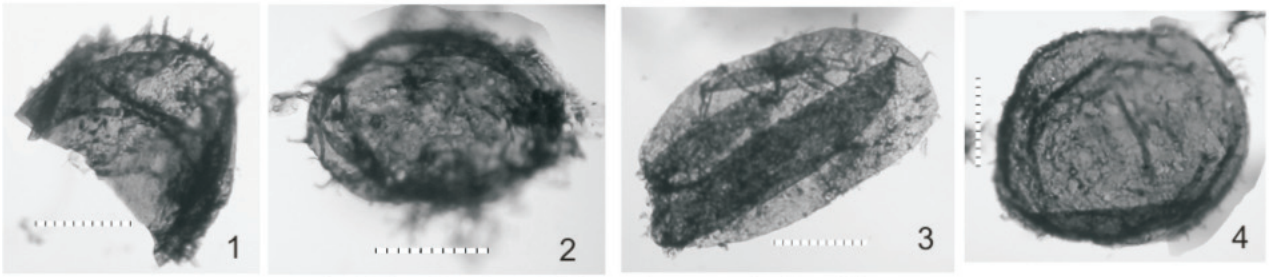
Географическое и стратиграфическое положение отобранных проб показаны на рисунке.

Новый материал [10] представлен достаточно обширным списком микрофоссилий, существенная часть которых широко распространена в отложениях верхнего рифея Сибири (лахандинская серия, мироедихинская свита и др.). Изученный комплекс содержит значительное количество транзитных форм, в основном многообразных *Leiosphaeridium* различных размеров, *Nucellosphaeridium*, многочисленных полых чехлов нитчатых цианобактерий (*Eomycetopsis*) и др. В целом же изображенный на табл. 1 и 2 материал представлен крупными формами следующего состава: *Trachyhystrichosphaera aimica* Herm., *T. truncata* Herm. et Jank., *Germinosphaera tadasii* Mich., *Caudosphaera* sp., *Majasphaeridium carpogenum* Herm., *Majasphaeridium* sp., *Tasmanites ripheicus* Jank., *Brevitrichoides facillaris* Herm., *Polytrichoides* Herm., *Glomovertella* sp., *Palaeolyngbia* sp., *Rugosoopsis tenuis* Tim. et Herm., *Eosolena loculosa* Herm., *Navifusa majensis* Piat., *Plicatidium latum* Jank., *Pterospermopsimorpha insolita* (Tim.), *P.* sp., *Globiferum deminatum* Herm., *Leiosphaeridia tenuissima* Eis., *L. crassa* (Naum.), *L.* sp., *Palaeovaucheria clavata* Herm., *Archaeoclada* ex. gr. *prima* Herm., *Ostiania microcystis* Herm., *Tortunema eniseica* Herm., *Synsphaeridium* sp. и ряд новых форм. Не менее половины форм из приведенного списка – основная составляющая комплекса микрофоссилий лахандинской серии (нерюенской свиты); в целом, по представительности приведенные малгинская и лахандинская биоты по списочному составу близки между собой (включая обилие не отраженных в списке и таблицах *Leiosphaeridia* и *Nucellosphaeridium* и большого количества мелкоклеточных одиночных и колониальных цианобактерий). Это свидетельствует о единстве лахандинского и малгинского комплексов микрофоссилий и их принадлежности к одному возрастному интервалу. Вероятно, следует обратить внимание на то, что богатые в систематическом отношении биоты локализованы только в единичных местонахождениях: на тех участках осадочного бассейна, где условия для развития фоссилий были наиболее благоприятными. Это, по-видимому, относится и к лахандинской биоте у руч. Ытырында [2, 9], и к рассматриваемой здесь малгинской биоте из разреза скал Малгина. Проблема заключается лишь в том, как найти такие участки и отобрать достаточно представительный материал.

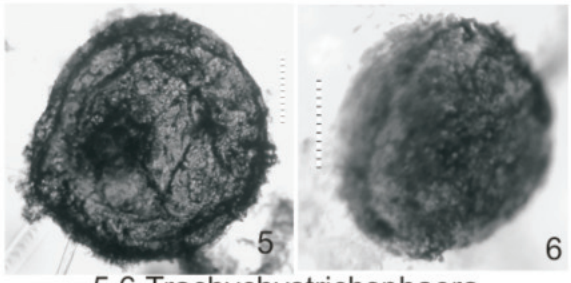
Стратиграфическое значение биоты малгинской свиты очевидно: керпыльская и лахандинская серии, охарактеризованные общим комплексом микрофоссилий, должны быть отнесены к одному подразделению рифея, а именно к верхнему.

Ранее в схемах стратиграфического совещания 1979 г. [5], к верхнему рифею была отнесена лишь лахандинская серия. Представленные материалы и в особенности присутствие такой знаковой (руководящей) верхнерифейской формы, как *Trachyhystrichosphaera aimica* – еще один аргумент в пользу точки зрения о положении нижней границы верхнерифейской эратемы в основании керпыльской серии сибирского гипостратотипа рифея.

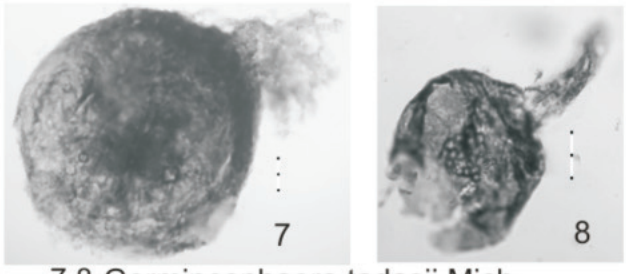
Таблица 1



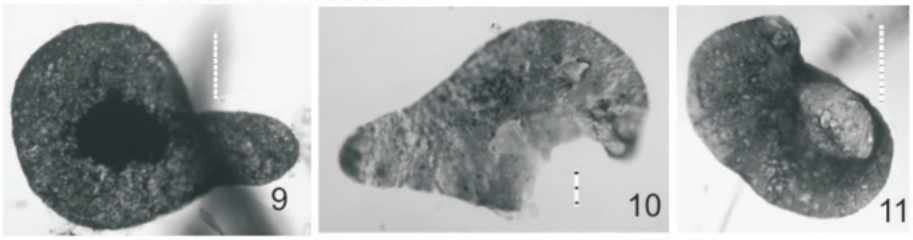
1-4.Trachychystrichosphaera aimica Herm.



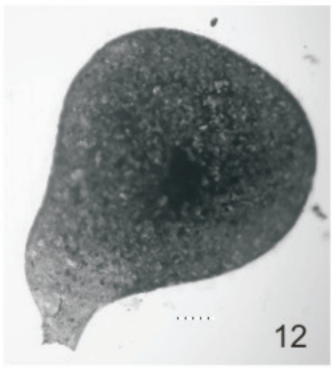
5,6.Trachychystrichsphaera truncataHerm. et Jank.



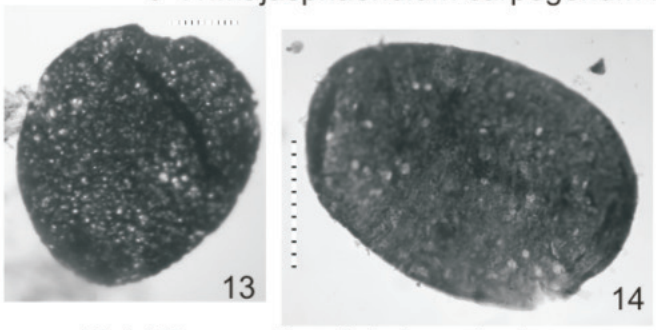
7,8.Germinosphaera tadasii Mich.



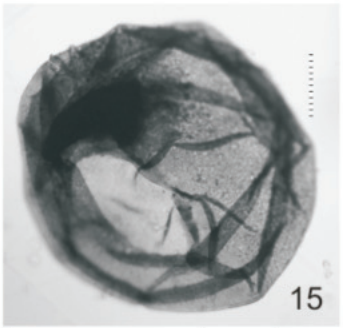
9-11.Majasphaeridium carpogenum Herm.



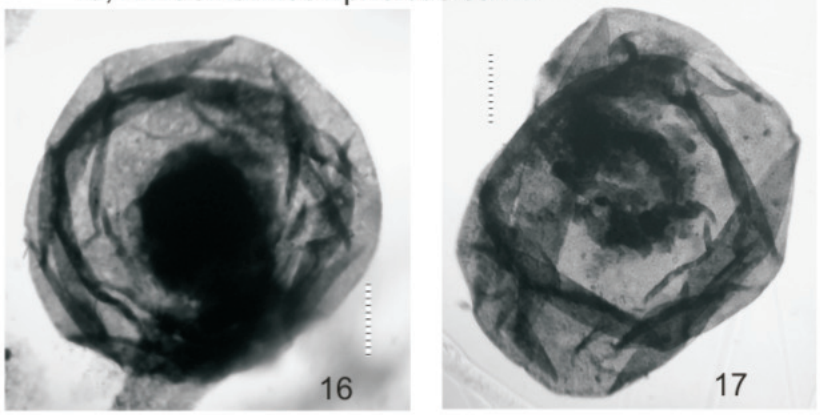
12.?Плодовое тело?



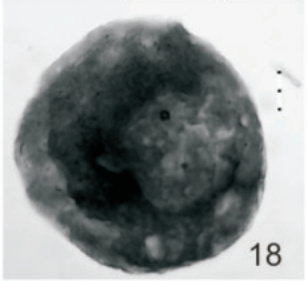
13,14.Tasmanites ripheicus Jank.



15.Pterospermopsimorpha sp.

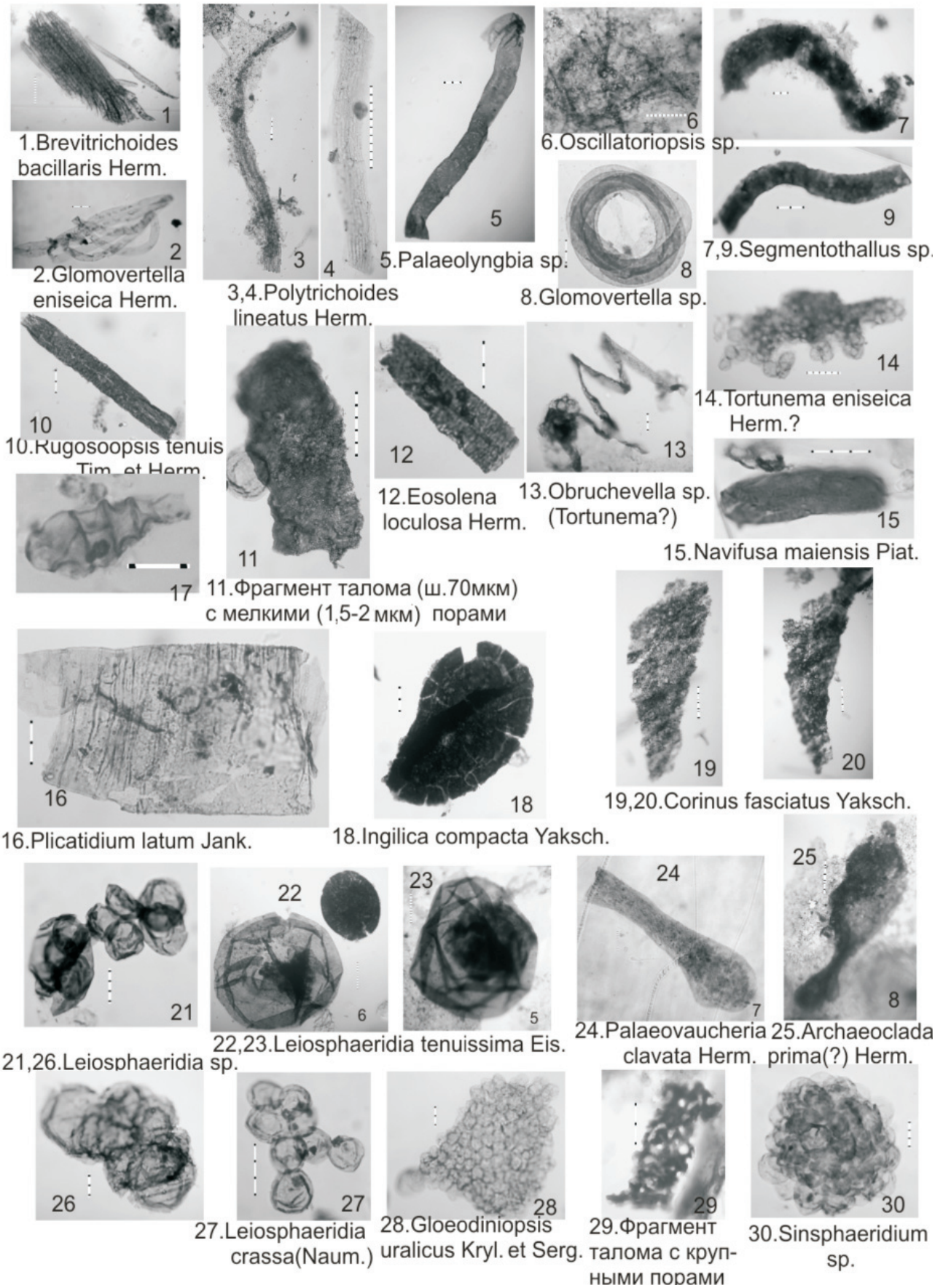


16,17.Pterospermopsimorpha insolita (Tim.)



18.Globiferum dominatum Herm

Таблица 2


1.Brevitrichoides bacillaris Herm.
2.Glomovertella eniseica Herm.
3,4.Polytrichoides lineatus Herm.
5.Palaeolyngbia sp.
6.Oscillatoriopsis sp.
7,9.Segmentothallus sp.
8.Glomovertella sp.
10.Rugosoopsis tenuis Tim. et Herm.
11.Фрагмент талома (ш.70мкм) с мелкими (1,5-2 мкм) порами
12.Eosolena loculosa Herm.
13.Obruchevella sp. (Tortunema?)
14.Tortunema eniseica Herm.?
15.Navifusa maiensis Piat.
16.Plicatidium latum Jank.
17
18.Ingilica compacta Yaksch.
19,20.Corinus fasciatus Yaksch.
21,26.Leiosphaeridia sp.
22,23.Leiosphaeridia tenuissima Eis.
24.Palaeovaucheria clavata Herm.
25.Archaeoclada prima(?) Herm.
27.Leiosphaeridia crassa(Naum.)
28.Gloeodiniopsis uralicus Kryl. et Serg.
29.Фрагмент талома с крупными порами
30.Sinsphaeridium sp.

Список литературы

1. **Вейс, А. Ф.** Микрофоссилии в стратиграфии верхнего докембрия Учуро-Майского и Туруханского районов Сибири : Автореф. дис. … к. г.-м. н. [Текст] / А. Ф. Вейс. – М., 1985. – 20 с.

2. **Герман, Т. Н.** Органический мир миллиард лет назад [Текст] / Т. Н. Герман. – Л. : Наука, 1990. – 50 с.

3. **Головенок, В. К.** Рифейская микрофлора в кремнях из малгинской свиты Юдомо-Майского прогиба [Текст] / В. К. Головенок, М. Ю. Белова // Палеонтологический журнал. – 1986. – № 2. – С. 92–96.

4. **Пятилетов, В. Г.** Микрофоссилии позднего докембрия Учуро-Майского района [Текст] / В. Г. Пятилетов // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Рифей и венд. – Новосибирск : ИГиГ СО РАН СССР, 1988. – С. 47–104.

5. **Решения** Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири [Текст] / Ред. В. И. Краснов [и др.]. – Новосибирск : Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1982.

6. **Семихатов, М. А.** Сибирский гипостратотип рифея [Текст] / М. А. Семихатов, С. Н. Серебряков. – М. : Наука, 1983. – 223 с.

7. **Тимофеев, Б. В.** Докембрийская микробиота лахандинской свиты [Текст] / Б. В. Тимофеев, Т. Н. Герман // Палеонтология докембрия и раннего кембрия. – Л., 1979. – С. 137–146.

8. **Тимофеев, Б. В.** Микропалеофитологическое исследование древних свит [Текст] / Б. В. Тимофеев. – М. ; Л. : Наука, 1966. – 147 с.

9. **Тимофеев, Б. В.** Сфероморфиды протерозоя [Текст] / Б. В. Тимофеев. – Л. : Наука, 1969. – 145 с.

10. **Якшин, М. С.** Микрофоссилии малгинской свиты рифея Учуро-Майского прогиба [Текст] / М. С. Якшин // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2012. – № 3. – С. 19–24.

СОДЕРЖАНИЕ

ПЛЕНАРНЫЕ ЗАСЕДАНИЯ

В. С. Селезнев, А. С. Ефимов, А. В. Лисейкин, А. А. Брыксин, С. М. Бабушкин, П. А. Сигонин, П. В. Громыко, М. Ю. Смирнов. Современные технологии сейсмических исследований в Сибири 3
Ю. А. Филипцов. Корреляция рифейских отложений западной части Сибирской платформы и ее обрамления по новым сейсмическим данным 4
Л. Е. Чесалов. Современные подходы к сбору, хранению и предоставлению геологической информации в электронном виде 10

СЕКЦИОННЫЕ ЗАСЕДАНИЯ

Секция 1. Металлогения и методика поиска твердых полезных ископаемых

Н. А. Бакшеев. Потенциальная рудоносность поздненеоплейстоценовых отложений Западной Сибири 13
Е. С. Белевская. Информативность геолого-геофизических исследований поисков месторождений полиметаллов в северо-западной части Рудного Алтая 16
Е. А. Белоножко. Лабораторно-технологические исследования руд Кедровского золоторудного проявления федоровско-кедровского рудного поля в Ортон-балыксинском рудном районе (Республика Хакасия)..... 21
А. В. Вишневский. Возможные перспективы обнаружения ЭПГ-Cu-Ni оруденения в малых габброидных массивах Западной Тувы 24
О. К. Гречищев. Арысканское редкометалльно-редкоземельное месторождение в Туве 26
А. П. Долгушин, Г. М. Тригубович. Рациональный комплекс геолого-геофизических исследований при поисках полиметаллического и уранового оруденения 29
В. В. Жабин. Бокситы Боксонского месторождения – природный объект железоалюминиевого сырья, пригодного для безотходной переработки на малокремнистый ферросилиций, глинозем и цемент..... 34
Н. Н. Зинчук. Закономерности выветривания различных по составу пород на Сибирской платформе 36
Н. Н. Зинчук. О составе и формировании кимберлитов Сибирской платформы 41
А. И. Иванов. Экспрессный метод поисков золоторудных месторождений в сложных горно-таежных ландшафтах (проект методических рекомендаций) 46
Э. Г. Кассандров. Северо-западный Алтай – крупный потенциальный центр экономического роста Западной Сибири..... 49
О. К. Килижеков, А. Н. Разумов, Д. Н. Гречишников. Особенности геологического строения и дальнейшие перспективы оценки погребенной россыпи алмазов Нюрбинская..... 53
А. А. Кирсанов, К. Л. Липияйнен, М. Ю. Смирнов. Возможности применения космических гиперспектральных снимков при прогнозно-поисковых работах на твердые полезные ископаемые..... 55
Е. В. Кислов. Северо-Байкальская платинометалльно-медь-никеленосная провинция 56
В. Л. Коломиец. Нерудное строительное сырье Баргузинской впадины: условия и литолого-генетические закономерности формирования (Восточное Прибайкалье)..... 61
В. О. Конышев. Металлогения Ортон-балыксинского района и методика определения истинных содержаний в рудах с крупным золотом (Кузнецкий Алатау)..... 65
А. В. Костин. Предпосылки наличия Fe-оксидного-Cu-Au (IOCG) типа оруденения на востоке Якутии как основа наращивания ресурсной базы благородных и цветных металлов 69
Д. А. Кошкарев, К. Н. Егоров, С. В. Тележников. Особенности литологического состава грубообломочных пиропоносных отложений мурской толщи нижнего карбона в связи с проблемой коренной алмазоносности юго-запада Сибирской платформы 73

А. А. Кременецкий, Т. Н. Полякова, А. Г. Пилицын. Современные подходы в геохимических методах поиска твердых полезных ископаемых и углеводородов 77
С. Г. Кряжев, Ч. Х. Арифулов, С. С. Двуреченская, Н. В. Цымбалюк. Литолого-структурные и минералого-геохимические признаки оруденения сухоложского типа в пермских отложениях Центральной Колымы..... 81
В. В. Кузнецов, Н. Г. Кудрявцева, Т. В. Серавина. Металлогения и обстановки локализации колчеданно-полиметаллических месторождений в российской части Рудного Алтая 83
А. В. Куликова. Структурное положение и геодинамические условия формирования метаморфических пород Чаган-Узунского офиолитового массива (юго-восточная часть Горного Алтая) 87
В. И. Лебедев. Тувино-Монгольский сегмент Центрально-Азиатского складчатого пояса: геохронологические и металлогенические аспекты 88
Р. Т. Мамахатова. Обоснование направлений ускоренного прироста и освоения сырьевой базы первоочередных инвестиционных проектов Сибири 92
С. Г. Мишенин, Ю. В. Утюпин, Г. З. Яворская. Использование площадной модификации метода особых точек при изучении морфологии кристаллического фундамента платформ..... 95
С. Г. Мишенин, А. П. Хилько, И. С. Бажан, Ю. Т. Яныгин. Использование пространственных данных на ранних стадиях алмазопоисковых работ 98
С. Г. Мишенин, А. И. Дак. Оценка перспектив алмазоносности бассейна верхнего течения р. Муна (Республика Саха (Якутия)) 101
А. А. Монгуш, Н. И. Гусев, Е. К. Дружкова. Первые данные о U-PB (SHRIMP-II) возрасте плагиогранитов Чон-Саирского офиолитового массива (Южная Тува) – свидетельство раннеордовикского этапа офиолитогенеза? 105
Е. И. Никитина, М. В. Попова. Средние содержания химических элементов в болотных образованиях юга Западной Сибири..... 110
А. В. Окулов. Геолого-структурная позиция и основные факторы контроля золотого оруденения Ортон-Балыксинской перспективной площади 113
М. С. Паровинчак. Нереализованный потенциал развития сибири на примере Томской области..... 114
В. К. Прейс, И. М. Хасанов. Проблемы и перспективы развития россыпной золотодобычи на востоке России 119
Ю. О. Редин, Ю. А. Калинин, П. А. Неволько, В. М. Козлова. Эндогенная зональность лугоканского рудного узла (Восточное Забайкалье) 123
Н. А. Росляков, С. М. Жмодик. Геохимия урана в процессах выветривания и гидрогенного рудообразования 127
Е. С. Рубанова, М. М. Буслов. Позднепалеозойская покровная структура Северной части Горного Алтая 131
В. С. Сенкевич. Нюектаминский рудный узел: особенности геологического строения и дистанционные критерии прогноза золотосеребряного оруденения (Западное Верхоянье, Якутия) 133
Д. И. Слободник. Роль рентных платежей в повышении инвестиционной привлекательности проектов освоения месторождений ТПИ 137
В. А. Трунилина, С. П. Роев. О полигенности благороднометалльной и оловянной минерализации на примере мунилканского рудно-магматического узла (верхояно-колымские мезозоиды) 141
Г. Н. Черкасов, Е. Ю. Гошко, С. С. Долгушин, О. Г. Садур, А. С. Сальников. Геолого-геофизический прогноз источника железомарганцевых руд буотамо-лютенгского поля в фундаменте Якутского блока литосферы 144
А. И. Черных. Золотая минерализация пермско-триасовой металлогенической эпохи северо-западной части Алтае-Саянской складчатой области 148
А. И. Черных. Золотое оруденение Южной Сибири: основные типы, металлогеническое районирование, перспективы освоения 150

Секция 2. Региональная геология и стратиграфия

А. К. Алексеева, И. Г. Спиридонов, Т. А. Федченко, А. Г. Пилицын. Геолого-геофизическая технология пространственного определения глубинных неоднородностей геологического разреза, благоприятных для локализации залежей углеводородного сырья 155
Г. А. Бабин, С. П. Шокальский, М. В. Михаревич. Структурно-геологическое районирование юга Сибири и Дальнего Востока (для целей Госгеолкарты-1000/3) 157
Е. И. Берзон, И. В. Смокотина. Стратотипы мела в юго-восточной (красноярской) части Западно-Сибирской плиты, их современное состояние 161
И. В. Будников. Закономерности осадконакопления верхнего палеозоя Сибири 164
М. М. Буслов. Тектоническое районирование и геодинамика Алтае-Саянской складчатой области 168
В. С. Волкова, А. Г. Головина, О. Б. Кузьмина. Проблемы стратиграфии континентальных отложений позднего кайнозоя Сибири..... 171
Я. М. Гутак. Геология Горного Алтая: мифы и реальность 174
Г. И. Дьяченко. Геометрический прогноз рудных месторождений 176
И. В. Зенин, М. С. Якшин. Корреляция разрезов позднедокембрийских отложений внутренних районов Сибирской платформы и ее обрамления на примере Байкало-Патомского региона и прилегающих территорий 177
Н. Г. Изох, А. Ю. Язиков. Стратиграфический объем и палеонтологическая характеристика салаиркинского и шандинского горизонтов нижнего девона Салаира в типовой местности 180
А. Э. Изох, А. Г. Владимиров, Н. Н. Крук, Г. А. Бабин. Совмещение разнотипных ультрамафит-мафитовых ассоциаций в островодужных геодинамических обстановках (на примере Лысогорского комплекса Горной Шории)..... 184

В. Л. Коломиец. О формировании осадочных толщ Селенгино-Итанцинской впадины байкальского рифта (литология, стратиграфия, неотектоника) 186
Д. А. Комлев, Е. В. Бушуев, А. В. Купин. Фации и обстановки осадконакопления нижне-среднекембрийских отложений костинской свиты по разрезам р. Сухая Тунгуска (запад Сибирской платформы, Туруханский район) 190
Б. Г. Краевский. Некоторые вопросы геологии и стратиграфии рифейских отложений западной части Сибирской платформы 194
В. И. Краснов. Наука стратиграфия – главнейшая основа глобальных и региональных геологических исследований планеты Земля 197
Н. Н. Крук, В. И. Крупчатников, Н. И. Гусев, В. В. Врублевский. Раннедевонский магматизм Горного Алтая 198
М. Л. Куйбида, Н. Н. Крук, О. В. Мурзин, С. П. Шокальский, Н. И. Гусев. Данные о возрасте плагиогранитов Алейского комплекса (Рудный Алтай) 202
А. В. Малышев, Е. В. Кислов, Ж. Н. Цыдыпов. Геохимические особенности и проблемы формирования позднепротерозойских мафит-ультрамафитовых комплексов центральной части Западного Забайкалья 206
Ю. В. Никешин. Стратиграфическое расчленение разрезов как основа прогноза и поисков месторождений цветных металлов на Полярном Урале (применительно к территории ЯНАО) 210
Т. В. Пегель. Биогеографический аспект стратиграфии кембрия Сибирской платформы 212
Л. Г. Перегоедов. Региональные горизонты девона Западно-Сибирской равнины 217
В. М. Подобина. Новые представления по системе фораминифер 221
Н. В. Сенников, Д. В. Токарев, И. В. Коровников, С. Клоузен, Н. В. Новожилова. К вопросу о возрасте древнейших водорослево-археоциатовых рифогенных построек Салаира 223
А. М. Станевич. Корреляция позднепротерозойских толщ Байкало-Патомского региона 228
С. С. Сухов. От слоистой структуры осадочных бассейнов к палеореконструкциям (о некоторых седиментологических причинах ошибок в тектонических и геоисторических реконструкциях Сибирской платформы и смежных территорий) 231
Ю. А. Туркин, С. И. Федак. К вопросу о фациальной принадлежности девонских риолитоидов Алтая 235
С. И. Федак, Ю. А. Туркин. Фациальные обстановки формирования раннепалеозойских толщ Западного Алтая и Салаира 239
Г. Г. Шемин. Стратиграфическое положение и индексация продуктивных и перпективных пластов юрских нефтегазоносных отложений севера Западно-Сибирской НГП 243
Ю. Я. Шабанов, Т. В. Пегель. Проблема границы нижнего и среднего кембрия в сибирских региональных и международной стратиграфических шкалах: положение и корреляция 246
А. Ю. Язиков, Н. Г. Изох, Е. С. Соболев. Взаимоотношения акарачкинского, сафоновского и керлегешского «горизонтов» среднего девона Салаира 250
А. Ю. Язиков, Н. Г. Изох. Биостратиграфия девона Салаира 254
А. И. Яковлева, Г. Н. Александрова. Зональная схема по диноцистам палеоцен-эоценовых отложений Западной Сибири 258
М. С. Якшин. Последние находки микрофоссилий в малгинской свите рифея р. Мая и их стратиграфическое значение 261

Научное издание

ГЕОЛОГИЯ, ГЕОФИЗИКА И МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ СИБИРИ

Материалы 1-й научно-практической конференции

Том 1

Редактор *Е. С. Изотова*
Корректоры *Н. А. Агеева, Т. А. Воронина*

Сдано в набор 25.03.2014 г. Подписано в печать 08.09.2014 г.
Бумага ВХИ. Формат 60×84 1/8. Офсетная печать. Гарнитура Arial.
Уч.-изд. л. 31,15. Тираж 250 экз. Заказ № 1755
Отпечатано в ФГУП «СНИИГГиМС». 630091, Новосибирск, Красный пр., 67