

ISSN 0869-7175

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



10/1994

МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ

КРАСНОЯРСКОГО КРАЯ

Уважаемые читатели!

В данном и следующем номерах нашего журнала публикуются статьи, представленные геологами Красноярского края по инициативе Комитета по геологии и использованию недр Красноярского края

Редколлегия

Отечественная ГЕОЛОГИЯ

Ежемесячный научный журнал

Основан в марте 1933 года

Учредители:

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

10/1994

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. Кривцов

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

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

Содержание

Глухов Ю. С., Косоруков А. П., Кавицкий М. Л.,
Мкртычян А. К.
Региональные геологосъемочные исследования в
Красноярском крае, Хакасии и Туве

3
Даценко В. М., Александровский Ю. С., Косо-
руков А. П., Пятов О. И., Рублев А. Г.
Главнейшие эпохи и геодинамические обстанов-
ки гранитоидного магматизма и эндогенного ру-
добразования в структурах юго-западного об-
рамления Сибирской платформы 27

ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Проскураков А. Л.
Сырьевая база углеводородов в Красноярском
крае 8
Гаврилин К. В.
Ресурсы угля Красноярского края, Республик
Хакасии и Тувы 10
Назимков Г. Д.
Перспективы нефтегазоносности кембрийских
отложений Минусинских межгорных впадин
как основа развития нефтегазового комплекса
Хакасии 16
Филипцов Ю. А., Падалко Н. Л.
Изотопные критерии генерации и преобразова-
ния нафтидов в интродуцированном сульфатно-
карбонатном разрезе осадочного чехла Сибир-
ской платформы 19

Цыкин Р. А.
Рудоносные коры выветривания и палеокарст
центральных и южных районов Красноярского
края 39
Семенов Г. Г., Михайленко В. Г.
Плейттектоническая модель центральной части
Алтае-Саянской области и проблемы ее метал-
логении 44
Мкртычян А. К., Кавицкий М. Л., Крюков А. В.,
Глушков В. М., Божко В. В., Курганьков В. П.,
Донов А. Н., Бармин В. А.
Тычанский алмазоносный район 55
Горшков Г. В.
Порожинское месторождение марганцевых руд 58
Кириченко В. Т.
Опыт применения человеко-машинной техноло-
гии прогноза полезных ископаемых в Краснояр-
ском крае 62

ГЕОЭКОЛОГИЯ

РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

Самков В. В.
Структурно-тектонический контроль размеще-
ния эндогенных месторождений центральной
части Алтае-Саянской складчатой области 23

Горюнов А. А., Магдалина В. В., Мальцев Ю.
М., Чесноков Б. П.
Геоэкологические проблемы Красноярского края 67
Чечеткин В. А., Курганьков В. П., Чесноков Б. П.,
Семенов Г. Г.
Проблемы захоронения жидких радиоактивных
отходов в Красноярском крае 74

Редакция: Р.В. Добровольская, Л.Д. Овчининская, Г.В. Вавилова, М.В. Рогачева

Сдано в набор 20.09.94. Подписано в печать 28.12.94. Формат 185×270. Бумага мелованная.
Печать офсетная. Тираж 1000 экз.

Адрес редакции: 113545, Москва, Варшавское шоссе, 129б.
Телефон: 315-28-47

Отпечатано Государственным картографо-геодезическим предприятием

Региональные геологосъемочные исследования в Красноярском крае, Хакасии и Туве

Ю. С. ГЛУХОВ, А. П. КОСОРУКОВ, М. Л. КАВИЦКИЙ, А. К. МКРТЫЧЬЯН

В 1996 г. исполняется 40 лет коллективу Государственного геологического предприятия «Красноярскгеологосъемка» (бывшая Геологосъемочная экспедиция), выполняющему основной объем региональных геологосъемочных работ в Красноярском крае, Хакасской и Тувинской республиках. В связи с этим возникла необходимость привести некоторые соображения по современному состоянию геологосъемочных работ на этой территории и связанных с ними проблемах и перспективах.

Региональные геологосъемочные работы и геологическое картирование с составлением Госгеолкарт на территории Красноярского края проводятся с 1955 г.

Работы по составлению *государственной геологической карты м-ба 1:1 000 000 (Геолкарта-1000)* были начаты в 1966 г. по инициативе ВСЕГЕИ, разработавшего научно-методическую основу для регионов с различным типом геологического строения и развития. В настоящее время в производстве находится геологическая карта м-ба 1:1 000 000 (новая серия), которая, составляется на основе анализа и обобщения государственных геологических карт м-ба 1:200 000, частично геологических съемок м-ба 1:50 000, с использованием данных геофизических работ, материалов аэрокосмических съемок, металлогенических и тематических исследований.

На территории Красноярского края, Республик Хакасия и Тува расположены 11 листов полностью или большей частью и 10 листов частично. До 1994 г. изданы в новой серии 13 листов, 2 листа находятся в процессе издания, а остальные, за исключением северных островов, — в производстве с разной степенью подготовленности. В 1993 г. ГП «Красноярскгеолсъемка» начата подготовка к третьему изданию комплекта Госгеолкарты-1000 листа N-46(47) — Абакан, включающего горноскладчатые регионы Восточного и Западного Саян, Кузнецкого Алатау, Минусинского прогиба, в основном заснятые в м-бе 1:50 000 и имеющие важное народнохозяйственное значение. С 1955 г. планируется подготовка к третьему изданию листа 0-46(47) — Красноярск.

Планомерная геологическая съемка с изданием *государственной геологической карты м-ба 1:200 000 (Госгеолкарта-200)* была начата в 1955 г. Геологическую съемку наряду с экспедициями Красноярского геологического управления проводили геологические партии ВСЕГЕИ, ВАГТа и НИИГА. Площадь Красноярского края, Республик Хакасия и Тува (2572,1 тыс. км²) включает 657 номенклатурных листов м-ба 1:200 000. На начало 1994 г. по этой площади издано 573 листа, т. е. заснята и обеспечена Госгеолкартой м-ба 1:200 000 первого издания большая часть территории. Не заснятыми остаются площади Западно-Сибирской плиты и Енисей-Хатангского прогиба, сложенные юрско-меловыми и четвертичными отложениями, а также туфоловые поля центральной части плато Путорана и отдельные районы Горного Таймыра. Здесь проведено лишь аэрофотогеологическое картирование м-ба 1:200 000. Республики Хакасия и Тува засняты в м-бе 1:200 000 полностью, а Красноярский край, включая Эвенкийский и Таймырский автономные округа, на 70 %.

Следует отметить, что большая часть этой территории заснята до 1975 г. Большинство листов Госгеолкарты-200 основаны на устаревших стратиграфических, петрологических, тектонических и металлогенических представлениях, объем и качество геофизических материалов при их подготовке были крайне недостаточны. Слабо использовались и материалы аэрокосмических съемок. Площадные поисковые работы того времени базировались главным образом на шлиховом методе и геохимическом опробовании при небольшом объеме горных и буровых работ. Поэтому значительная часть геологических карт в силу естественного старения уже не соответствует современным требованиям и не может служить научной основой для металлогенических построений, выбора направлений геологоразведочных работ, а также не удовлетворяет возросшим нуждам многих отраслей народного хозяйства в силу своей некомплектности.

Таким образом, необходимо обновление среднемасштабной геологической основы горно-рудных районов, давшей начало новой концепции регионального геологического изучения недр. Эта концепция, принятая отраслевым совещанием в 1990 г. в Ленинграде, предусматривает подготовку и издание Госгеолкарт-200 нового поколения, создаваемых на базе геологического доизучения площадей м-ба 1:200 000 (ГДП-200), обобщения данных крупномасштабных геологосъемочных работ, современных геофизических материалов,

аэрокосмических съемок, комплексного анализа металлогенических, тематических, экогеологических гидрогеологических и других исследований.

Госгеолкарта-200 нового поколения отличается комплектом издаваемых карт, включающим геологическую дочетвертичных образований, четвертичных (или неоген-четвертичных) отложений, закономерностей размещения полезных ископаемых, схематическую экогеологическую, при необходимости — гидрогеологическую.

Приняв участие в формировании новой концепции и одобряя ее в целом, геологи-съемщики Красноярского края уже в 1991 г. приступили к обновлению серийных легенд Госгеолкарты-200 в рамках произведенной ВСЕГЕИ новой нарезки серий, в 1993 г. утвержденной НРС Геолкома и Главной редколлегией.

К 1994 г. подготовлены и направлены на апробацию легенды для Минусинской и Восточно-Саянской серий, в стадии завершения находятся легенды по Енисейской и Западно-Саянской сериям, начата подготовка легенд Тунгусской и Верхне-Енисейской, планируется по Чунской. В пределах упомянутых серий находятся все регионы, в которых проводится или предполагается к постановке ГДП-200.

В настоящее время ГДП-200 с подготовкой к изданию Госгеолкарт-200 выполняется на 12 площадях, на 9 из них — силами ГП «Красноярскгеолсъемка». Эти площади охватывают часть рудных районов Енисейского края, Восточного и Западного Саян, Кузнецкого Алатау, Сибирской платформы, Минусинского прогиба и Горного Таймыра. Технология работ во всех случаях ориентирована на сбор и обработку информации на основе широкого использования компьютерных систем. На некоторых площадях работы близки к завершению.

На основе ранее выполненного ГДП-200 в ГП «Красноярскгеолсъемка» подготовлена находящаяся в издании сводная геологическая карта м-ба 1:200 000 с объяснительной запиской для Норильского рудного района. Подобные сводные карты готовятся по Республике Хакасия и Игаро-Туруханскому рудному району.

Следует отметить, что для обеспечения достаточно высокого качества Госгеолкарт-200 нового поколения необходимо преодолеть еще сохраняющуюся тенденцию выполнения ГДП-200 неспециализированными организациями, активизировать творческий потенциал научно-исследовательских институтов и вузов. При этом особое внимание в региональных среднемасштабных геологосъемочных исследованиях следует уделить анализу вещественных геологических образований породных и рудных ассоциаций, вытекающих из теоретических представлений новой геологической парадигмы глубинной геодинамики, нелинейной металлогении, с одной стороны, и изучению вещества не только на породном, но в основном на минеральном и элементном уровнях, с другой. Еще большее значение приобретает необходимость упорядочения и создания эталонных геологических разрезов, петротипов магматических и метаморфических комплексов, стратотипов стратифицированных образований и их палеонтологическое и изотопно-геохронологическое обоснование.

Две последние задачи могут успешно решаться только при значительном увеличении масштаба этих исследований. Однако палеонтологическая служба остро нуждается в современной материально-технической базе и квалифицированных палеонтологах. Изотопно-геохронологическое обеспечение работ не может осуществляться без увеличения объема исследований и применения новейших методов и аппаратуры. Решению многих вопросов обеспечения качества должна способствовать централизация геологосъемочных работ в специализированных организациях.

Геологическая карта м-ба 1:50 000. Основная задача геологосъемочных работ м-ба 1:50 000 — создание крупномасштабной геологической, прогнозно-минералогической основы для определения стратегии поисков, решения краткосрочных и текущих задач недропользования прежде всего в районах существующих и вновь формируемых территориально-промышленных комплексов. В настоящее время такие горнорудные районы, как Енисейский край, Восточный Саян и Кузнецкий Алатау практически полностью засняты геологической съемкой м-ба 1:50 000, другие, как Норильский рудный район, засняты на 50 %, Красноярский край — на 14 %, Республика Хакасия — на 68 %, Республика Тува — на 52 %.

Большая часть съемок м-ба 1:50 000 по рудным районам юга края была проведена в 50 — 60-х годах разными геологоразведочными экспедициями ПГО «Красноярскгеология». Существенная часть работ выполнена Геологосъемочной экспедицией. Геологические карты этого периода устарели и не обеспечивают эффективного целенаправленного проведения поисковых работ. Основные недостатки карт заключаются в отсутствии увязки как в части стратифицированных, так и магматических образований. Расчленение осадочных отложений, метаморфических и интрузивных комплексов не удовлетворяют современным требованиям к геологическим картам м-ба 1:50 000, а легенды, на основе которых составлены карты, нуждаются в существенной переработке, детализации и корреляции.

Неоднозначно определен возраст рудогенных интрузивных комплексов в связи с отсутствием хорошо изученных петротипов и надежных радиологических датировок. На картах не найдено должного отражения стадийности тектоно-магматических процессов, особенно заключительных этапов формирования складчатой области и последующих этапов тектоно-магматической активизации, с которыми связан целый ряд важных полезных ископаемых. Даже этот неполный перечень недостатков карт затрудняет решение многих геологических и металлогенических задач, сдерживает объективную оценку регионов на рудные и нерудные полезные ископаемые.

С 1970 г. до настоящего времени геологическая съемка м-ба 1:50 000 выполнялась групповым методом, в последние годы — совместно с общими поисками. Начиная с 1980 г., в рудных районах Енисейского кряжа, Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау проводилось геологическое доизучение с общими поисками. Однако из-за недостатка ассигнований как при съемке, так и при доизучении общие поиски проводились в ограниченном объеме и не дали ожидаемых результатов, хотя с их помощью и выявлены некоторые перспективные площади и объекты.

Подготовка и издание Геолкарты-50 выполнены в ограниченном объеме: для центральной части Норильского рудного района (20 листов — 3635 км²) и для западной части Канско-Ачинского бурогоугольного бассейна (20 листов — 6060 км²). В настоящее время и съемка, и доизучение в м-бе 1:50 000 прекращены практически полностью. Представляется, что ГСР-50 в дальнейшем могут осуществляться как самостоятельный вид работ по заказам отдельных потребителей или при ГСР-200 для изучения опорных участков с составлением карт-врезок м-ба 1:50 000.

Использование материалов аэрокосмической информации в региональных геологосъемочных исследованиях. Материалы аэрокосмических съемок (МАКС) широко используются как в собственно геологосъемочном процессе, так и при специализированных видах работ — аэрофотогеологическом (АФГК) и космофотогеологическом (КФГК) картировании.

Многосторонний анализ аэрокосмической информации вызвал необходимость автоматизации процесса обработки данных, которая осуществляется при производственных геологосъемочных, опытно-методических и тематических работах. С помощью аэрокосмической информации в 70—80-х годах выполнены АФГК-200 Горного Таймыра, Енисей-Хатангского прогиба, левобережья р. Енисей и плато Путорана, что позволило при малых затратах в сравнительно короткие сроки получить новую геологическую информацию и определить перспективные площади для ГС-200.

АФГК-200 и АФГК-50 использовались при оперативной оценке на безрудность предполагаемых к затоплению площадей в районах проектируемых ГЭС. АФГК-200 после проведения среднемасштабных геологических съемок широко использовалось также при палеовулканических реконструкциях с построением карт районов развития траппового вулканизма в Тунгусской синеклизе. АФГК-50 применялось и для оперативной оценки угленосных и потенциально рудоносных районов на предмет целесообразности постановки ГСР-50.

В 70-х годах проводилось космофотогеологическое картирование в основном для решения задач структурно-тектонического характера, которое предусматривало районирование территории, картирование и изучение линейных элементов, выявление кольцевых фотоаномалий и структур. На отдельные территории Красноярского края и Тувы были составлены мелко-среднемасштабные космоструктурные карты-схемы.

В 1980 г. была составлена космогеологическая карта Красноярского края и Тувы в м-бе 1:500 000 (Ю. М. Мальцев и др.). На этой карте выделены геоблоки четырех порядков, разломы и кольцевые структуры. В ранге геоблока первого порядка выделена система структур обрамления Сибирской платформы, уточнено структурно-тектоническое положение Норильского рудного района, конкретизировано положение Ковино-Кординского кимберлитоконтролирующего разлома как северо-западного продолжения Окино-Вихоревской флексуры и примыкающей к нему Тычанской кольцевой структуры. В это же время было проведено КФГК м-ба 1:1 000 000 на плато Путорана и Анабарском щите.

В 1986 г. завершено КФГК-1 000 000 Алтае-Саянской складчатой области, проведенное на геодинамической основе. На западе Сибирской платформы с захватом Байкитской антеклизы на юге Красноярского края и в Туве проведено на геодинамической основе КФГК-500 000 (Г. Г. Семенов). В результате была создана новая геологическая модель региона, которая позволяет с геодинамических позиций провести минерагеническое районирование и региональное прогнозирование полезных ископаемых.

Особым видом работ, связанным с анализом МАКС, является автоматизированная интерпретация результатов дешифрирования с составлением среднемасштабных карт, выполненная для Байкитской антеклизы и ее ближней периферии (В. П. Бородин и др.).

В ее основу положена информация всех видов космических снимков, морфометрический анализ, статистическая обработка ориентировки и плотности распределения линейных элементов. В результате исследований получены материалы, позволяющие выделять морфоструктуры, потенциально перспективные в отношении нефтегазоносности.

Сводное картографирование, составление карт геологического содержания м-б 1:500 000 и 1:1 500 000. Карты этого масштаба относятся к категории сводного картографирования и обычно составляются в свободных границах, охватывающих геологические регионы или административные территории. Такие карты м-ба 1:500 000 изданы по Туве (1980 г., геологическая карта в комплекте с картой полезных ископаемых), территории Горного Таймыра (1983 г., геологическая) и для северо-запада Сибирской платформы (1986 г., металлогеническая). Подготовлена к изданию в ГП «Красноярскгеолсъемка» геологическая карта Енисейского кряжа, созданы рабочие макеты геологических карт в административных границах красноярской части Сибирской платформы и юга Красноярского края, включая территорию Республики Хакасия.

Геологическая карта Красноярского края и Тувы м-ба 1:1 500 000, изданная в 1973 г., в значительной мере устарела и требует обновления. Это естественно, поскольку со времени ее издания проведен большой объем геологосъемочных и других региональных геолого-геофизических исследований, включая геотраверсы ГСЗ. Составлены сводные специализированные карты, например, дежурная структурно-тектоническая нефтегазоперспективных земель Красноярского края м-ба 1:1 000 000 (Енисейнефтегазгеология, 1993 г.). Карта составлена на основе большого геолого-геофизического материала и результатов нефтеразведочного бурения на Сибирской платформе, Западно-Сибирской плите и в Енисей-Хатангском прогибе. В результате бурения были получены первые сведения о глубине залегания рельефа поверхности и составе фундамента в Красноярской части Сибирской платформы, уточнены мощность и состав ее чехла.

Схематические структурные карты поверхности кристаллического фундамента западной части Сибирской и Приенисейской полос Западно-Сибирской плиты м-ба 1:1 500 000 с мелкомасштабными врезками-схемами геодинамического и тектонического районирования поверхности фундамента составлены в ГПП «Енисейгеофизика». При построении карт использованы данные бурения, результаты нефтеразведочной геофизики.

Интерес представляет тектоническая схема западной части Сибирской платформы и Енисей-Хатангского прогиба м-ба 1:1 000 000, составленная в Гравиметрической экспедиции ГПП «Красноярскгеология». На этой схеме наиболее полно реализованы возможности использования для структурных построений (разломы, блокировка) гравиметрических съемок в комплексе с другими геолого-геофизическими материалами, предпринята попытка геологического истолкования геофизических аномалий и моделирования на этой основе структурно-вещественных комплексов в фундаменте и чехле Сибирской платформы. Отстроены рельеф фундамента, приведены глубины залегания крупных гравитирующих объектов.

Вышеизложенное позволяет сделать вывод о том, что на территории Красноярского края, Тувы и Хакасии региональное изучение недр проводится для получения комплексной геологической информации, составляющей фундаментальную основу системного геологического изучения территории и прогноза полезных ископаемых в недрах. В дальнейшем для более полного обеспечения потребностей народного хозяйства планируется продолжить региональные исследования по следующим направлениям.

1. Составление обновленной геологической карты м-ба 1:1 500 000 Красноярского края, Республик Тува и Хакасия в комплекте с тектонической, полезных ископаемых и закономерностей их размещения и прогноза для получения обобщенной информации о геологическом строении и минеральности крупных геологических регионов.

2. Составление комплекта Госгеолкарты м-ба 1:1 000 000 (новая серия) для территории, в т. ч. с повторным изданием листов N-46(47)-Абакан, 0-46(47)-Красноярск в существующей разграфке.

3. Составление Госгеолкарты-200 (новая серия) для основных горнорудных районов как основы информации для обоснования прогнозных ресурсов всех видов полезных ископаемых по категории Р₃, решения современных проблем развития минерально-сырьевой базы, экологии и других аспектов хозяйственной деятельности и регулирования недропользования. Эти работы будут главенствующими в стадии регионального изучения недр.

4. Продолжение геологосъемочных работ м-ба 1:50 000 для обеспечения отраслей народного хозяйства информацией для планирования и реализации конкретных задач по созданию и развитию новых минерально-сырьевых баз с ресурсами Р₂, обоснованию эколого-геологических и других задач регионального значения. Карты м-ба 1:50 000 имеют

специальное назначение, будут создаваться и при необходимости издаваться по заявкам конкретных потребителей.

5. Продолжение тематических исследований и укрепление аналитической базы, обеспечивающих решение вышеобозначенных задач по комплексному региональному изучению недр и рациональному природопользованию.

6. Усиление и развитие компьютерных систем сбора, хранения и распространения региональной геологической информации, человеко-машинных технологий, цифровой картографии, современных технологий создания карт геологического содержания.

Первоочередным является внедрение компьютерных технологий в практику ГДП-200. Такое направление сейчас реализует ГП «Красноярскгеолъемка».

Завершая рассмотрение вопроса о региональных геологосъемочных работах в Красноярском крае и смежных республиках, отметим, что их рассредоточение по геолкомам при субъектах Федерации имеет отрицательную тенденцию в отношении качества производства и управления геологической съемкой. Нам представляется возможным исправить положение путем создания единого руководства региональными работами в пределах Восточно-Сибирского региона с центром в Красноярске. Целесообразно также рассмотреть возможность создания в Красноярске филиала Научно-редакционного Совета и картоиздательского предприятия, единой Редаклегии и редакционно-методического совета по геологическим картам.

Выполнение региональных геологических исследований недр под эгидой Геолкома целесообразно возложить на коллектив ГП «Красноярскгеолъемка», являющегося специализированной экстерриториальной организацией. Коллектив имеет большой опыт проведения геологосъемочных работ, оценки продуктивности рудных районов, открытия промышленно значимых месторождений полезных ископаемых (Горевское, Порожинское и др.) и обеспечен квалифицированными кадрами. На предприятии имеются лабораторно-аналитическая база и возможности ее расширения, единственная в регионе палеонтолого-стратиграфическая служба, геофизическая, аэрокосмогеологическая, эколого-геохимическая партии, а также информационно-вычислительный центр и изотопно-геохронологическая лаборатория.

Топливо-энергетическое сырье

УДК 553.98

© А.Л.Проскуряков, 1994

Сырьевая база углеводородов в Красноярском крае

А.Л.ПРОСКУРЯКОВ

Нефтегазоносные территории Красноярского края, Эвенкийского и Таймырского автономных округов расположены в трех нефтегазоносных провинциях — Лено-Тунгусской, Хатангско-Вилуйской и Западно-Сибирской (в пределах Пур-Тазовской нефтегазоносной области) и обладают высоким потенциалом углеводородных ресурсов. По оценке специалистов СНИИГГиМС, ОИГ-ГиМ СО РАН, ЗапСибНИГНИ и других организаций по состоянию на 01.01.93 г. на этих территориях сосредоточены начальные геологические ресурсы углеводородов в количестве 56100 млн т УУВ, в т. ч. нефти 27532,8 млн т, растворенного в нефти газа — 2343,8 млрд м³, свободного газа — 23768,5 млрд м³ и конденсата — 2454,9 млн т. Извлекаемые ресурсы соответственно составляют: 34024,4 млн т УУВ; 8195,8 млн т;

642,2 млрд м³; 23561,4 млрд м³ и 1624,9 млн т (табл. 1, 2).

Всего на территории Красноярского края (без Таймырского автономного округа) по состоянию на 01.01.94 г. открыто девять месторождений нефти и газа с извлекаемыми запасами по категории $C_1 + C_2$ (пересчитанные с $K = 0,5$) нефти — 421 млн т, природного газа — 829,1 млрд м³ и конденсата 44,1 млн т (табл. 3). В Эвенкийском автономном округе открыто пять месторождений (табл. 4) и собственно на территории Красноярского края (без автономных округов) — 4 (табл. 5).

Запасы нефти Собинского нефтегазоконденсатного месторождения, подготовленного к эксплуатации, по категориям $C_1 + C_2$ составляют 11,2 млн т, газа — 158,3 млрд м³, конденсата — 9,8 млн т. Газ Собинского

1. Распределение ресурсов углеводородов Красноярского края по состоянию на 01.01.93 г. по нефтегазоносным провинциям

Нефтегазоносная провинция	Нефть, млн т	Газ растворенный, млрд м ³	Газ свободный, млрд м ³	Конденсат, млн т	Всего, млн т УУВ
Лено-Тунгусская	<u>21661,8</u> 6762,5	<u>1751,3</u> 503	<u>13219,8</u> —	<u>1152,9</u> 743,8	<u>37785,8</u> 21229,1
Хатангско-Вилюйская	<u>3864</u> 904,3	<u>332,5</u> 73,2	<u>9098,7</u> —	<u>917</u> 598,1	<u>14212,2</u> 10674,3
Западно-Сибирская	<u>2007</u> 529	<u>260</u> 66	<u>1450</u> 1243	<u>385</u> 283	<u>4102</u> 2121

Примечание. В числителе — геологические, в знаменателе — извлекаемые ресурсы.

2. Распределение ресурсов углеводородов Красноярского края по состоянию на 01.01.93 г. по административным территориям

Административная территория	Нефть, млн т	Газ растворенный, млрд м ³	Газ свободный, млрд м ³	Конденсат, млн т	Всего, млн т УУВ
Таймырский автономный округ	<u>5631,6</u> 1452,4	<u>507,5</u> 129,5	<u>10973</u> —	<u>1040,9</u> 678,6	<u>18153</u> 13233,5
Эвенкийский автономный округ	<u>17662,8</u> 5585	<u>1291,8</u> 376,4	<u>9245,7</u> —	<u>780,4</u> 501,8	<u>28980,7</u> 15708,9
Остальная часть Красноярского края	<u>4238,4</u> 1158,4	<u>544,5</u> 136,3	<u>3549,8</u> 3342,8	<u>633,6</u> 444,5	<u>8966,3</u> 5082

Примечание. В числителе — геологические, в знаменателе — извлекаемые ресурсы.

месторождения содержит уникальные запасы гелия.

На шести месторождениях (Юрубчено-Тохомское, Пайгинское, Тагульское, Агале-евское, Ванкорское и Лодочное) проводится разведка, а на двух, Куюмбинском и Оморинском, разведочные работы временно консервированы.

Собственно на территории Эвенкийского автономного округа числятся на балансе по состоянию на 01.01.94 г. пять месторождений.

На территории Красноярского края промышленная добыча нефти не ведется. Лишь объединением «Норильскгазпром» попутно

3. Извлекаемые запасы углеводородов Красноярского края и Эвенкийского автономного округа по состоянию на 01.01.94 г.

Углеводороды	Красноярский край	Эвенкийский автономный округ
Нефть, млн т	<u>77,4</u> 163,6	<u>68,2</u> 387,3
Газ, млрд м ³	<u>92</u> 78,2	<u>373,5</u> 649
Конденсат, млн т	<u>1,5</u> 2,1	<u>19,9</u> 43,3

Примечание. В числителе — запасы категории С₁, в знаменателе — С₂.

с природным газом добывается и перерабатывается в моторные топлива газовый конденсат (так, в 1993 г. добыто и переработано около 34 тыс.т газового конденсата). Кроме того, на некоторых месторождениях (Юрубченском, Пайгинском и Куюмбинском) в процессе геологоразведочных работ проводится пробная эксплуатация скважин. Добыча нефти на этих месторождениях в 1992 г. составила 14,5 тыс.т и в 1993 г. — около 13 тыс. т. Как правило, большая часть добытой нефти используется в качестве котельного топлива и лишь незначительная часть перерабатывается в моторные топлива.

В 1970—1985 гг. научными и проектными организациями было внесено множество предложений о строительстве предприятий различных отраслей промышленности, которые могли бы стать крупными технологическими потребителями природного газа. Несмотря на то, что степень реализации этих проектов невелика, действующие предприятия края предъявляют достаточно высокий спрос на эффективное топливо и сырье.

Экономически эффективная потребность в газе может составить в 2000 г. — 7, в 2005 г. — 8 и 2010 г. — 9—9,5 млрд м³. Значительно больший спрос на газ предъявляют экологически неотложные потребители. Это связано с тем, что во многих городах края сложилась напряженная экологическая

4. Извлекаемые запасы по месторождениям Эвенкийского автономного округа по состоянию на 01.01.94 г.

Месторождение	Нефть, млн т	Газ, млрд м ³	Конденсат, млн т	Гелий, млн м ³
Собинское нефтегазоконденсатное	$\frac{3}{8,24}$	$\frac{138,75}{19,6}$	$\frac{8,52}{1,3}$	$\frac{777,8}{189,3}$
Куюмбинское нефтегазоконденсатное	$\frac{1,28}{75,51}$	$\frac{5,5}{83,32}$	$\frac{0,44}{6,67}$	—
Оморинское газоконденсатное	—	$\frac{4,86}{4,05}$	$\frac{0,48}{0,4}$	—
Пайгинское нефтегазоконденсатное	$\frac{5,32}{1,28}$	$\frac{8,75}{0,06}$	$\frac{0,54}{0,03}$	—
Юрубчено-Тохомское нефтегазоконденсатное	$\frac{6}{302,3}$	$\frac{93,7}{321,2}$	$\frac{7,5}{25,7}$	—

Примечание. В числителе — запасы категории С₁, в знаменателе — С₂.

5. Извлекаемые запасы нефти, газа и конденсата по месторождениям собственно Красноярского края по состоянию на 01.01.94.

Месторождение	Нефть, млн т	Газ, млрд м ³	Конденсат, млн т
Агалеевское газовое	—	$\frac{0,6}{29,9}$	—
Ванкорское газонефтяное	$\frac{28,2}{114,6}$	$\frac{32,8}{—}$	—
Лодочное газоконденсатно-нефтяное	$\frac{10,5}{32,6}$	$\frac{22,5}{47,4}$	$\frac{1,5}{2,1}$
Тагульское газонефтяное	$\frac{38,7}{16,3}$	$\frac{36,1}{0,8}$	—

Примечание. В числителе — запасы категории С₁, в знаменателе — С₂.

ситуация. Загрязнение воздушного бассейна многократно превышает предельно допустимые концентрации. Наиболее сильное неблагоприятное влияние на экологическую обстановку оказывают ТЭЦ и котельные, расположенные в черте города. Перевод этих объектов на газообразное топливо в настоящее время является единственным резервом снижения экологической напряженности. Экологически неотложная потребность Красноярского края в природном газе может составить в 2000 г. — 16—17, в 2005 г. — 17—17,5 и в 2010 г. — 17,5—18 млрд м³. Таким образом, суммарная потребность Красноярского края в газе может составить в 2000 г. — 23—24, в 2005 г. — 25—25,5, в 2010 г. — 26,5—27,5 млрд м³. Единственным источником удовлетворения крупномасштабных потребностей края в

природном газе являются собственные газовые ресурсы.

В 1990 г. на Ачинском НПЗ было переработано 6,78 млн т нефти, а в 1993 г. всего 5,71 млн т при проектной мощности 12 млн т в год. Снижение объемов добычи западносибирской нефти сразу же сказалось на поставках ее в восточном направлении. Это еще раз свидетельствует о необходимости создания надежного источника снабжения сырьем крупного нефтеперерабатывающего предприятия.

В настоящее время подготовлено к разработке только одно месторождение — Собинское, на других же месторождениях — Юрубчено-Тохомском, Агалеевском, Пайгинском, Оморинском, Куюмбинском, Ванкорском, Лодочном и Тагульском разведочные работы еще не закончены и для их завершения требуется привлечение инвестиций.

Ресурсы угля Красноярского края, Республик Хакасия и Тувы

К. В. ГАВРИЛИН

Средняя Сибирь, включающая Кемеровскую и Иркутскую области и Красноярский край, относится к наиболее угленасыщенным зонам планеты. Здесь на значительных площадях сохранились остатки двух наиболее крупных максимумов угленакопления — позднепалеозойского и мезозойского. Например, углеплотность территории Красноярского края в 8,5 раз выше средней углеплотности суши планеты. В пределах края, Хакаской и Тувинской республик расположен угольный бассейн-гигант Тунгусский, крупные Канско-Ачинский и Таймырский бассейны и несколько сравнительно небольших, но имеющих важное промышленно-экономическое значение — Минусинский, Улугхемский, а также отдельные районы и месторождения Обь-Енисейской, Енисей-Хатангской и Северо-Таймырской угленосных площадей.

По оценке на 1993 г., в крае сосредоточено около 45 % кондиционных угольных ресурсов России и около 26 % разведанных запасов (табл.1). Основные ресурсы ископаемых углей находятся в отложениях верхнего палеозоя (Тунгусский, Таймырский, Минусинский бассейны) — 86 %. На долю мезозойских углей приходится около 14 %. Угли представлены преимущественно каменными, различно метаморфизованными типами 85 %, бурые угли составляют 14 % и антрациты — менее 14 %.

Современные представления о строении и масштабах угольных месторождений Средней Сибири сложились главным образом в послевоенный период. Ресурсы углей России за эти годы переоценивались многократно (последние десятилетия — каждые пять лет) по единой общероссийской методике. Детали подсчета при этом несколько отличались, но основные принципы и методы оценок оставались неизменными, а требования к достоверности запасов неуклонно росли.

Кондиции подсчета предусматривали минимальную мощность пластов бурых углей 2 м при зольности до 30 %, для каменных углей минимальная мощность пластов в разных бассейнах 0,7—1 м, зольность угля — до 40 %. Запасы, пригодные для открытой обработки, определялись в интервале линейного коэффициента вскрыши 1:10 до глубины 300 м. Предельная глубина оценки ресурсов бурых углей 600 м, каменных — 1800 м (Таймырский бассейн — 600 м).

Геологическая изученность различных бассейнов неравномерна. Наиболее детально исследован и освоен Минусинский бассейн, разведанные запасы которого составляют 25 % его общих ресурсов. Несколько слабее изучен Канско-Ачинский бассейн (разведанные запасы Красноярской части бассейна составили 20 % соответствующих ресурсов). Практически не изучены огромные территории Тунгусского (за исключением Норильского района) и Таймырского бассейнов, разведанные запасы которых составляют соответственно 0,1 и 0,04 % их общих ресурсов.

Угольной промышленностью освоены лишь Минусинский и Канско-Ачинский бассейны и в очень слабой степени — Тунгусский и Улугхемский. Добыча угля в 1991 г. достигла в крае 62 млн т, но после повышения железнодорожных тарифов, ограничивающих вывоз, начала снижаться: 1992 г. — 58 млн т, 1993 г. — 48,2 млн т (табл. 2). Уголь используется только на электростанциях и в качестве бытового топлива. Ресурсы и разведанные запасы центральной и южной частей края (Канско-Ачинский и Минусинский бассейны) огромны, и край может стать одним из основных поставщиков дешевого твердого натурального и обогащенного топлива для западных и восточных районов страны.

Наиболее перспективным бассейном энергетических углей России является Канско-Ачинский — самый крупный на планете «узел» угленакопления. Бассейн расположен на территории Красноярского края, Кемеровской и частично Иркутской областей, занимая сравнительно небольшую площадь — 65 тыс.км². Юрские угленосные отложения выполняют ряд впадин глубиной по фундаменту до 1 км, протянувшихся на 800 км вдоль Транссибирской железнодорожной магистрали.

Промышленную ценность бассейна представляют мощные угольные пласты, сформировавшиеся на трех стратиграфических уровнях, разделенных безугольными интервалами 150—200 м. Мощность угольного пласта нижнего уровня 5—7 м, среднего 10—20 м, верхнего 35—70 м. Последний пласт содержит основные ресурсы бассейна (около 70 %). Наибольшей мощности он достигает на Барандатском, Березовском, Бородинском месторождениях. В большинстве случаев пласты имеют простое строе-

1. Состояние ресурсов угля Красноярского края и Республики Тува на 01.01.93г., млн т

Бассейны, месторождения	Марка угля	Геологические кон- диптонные ресурсы	Балансовые			Прогнозные		
			A + B + C ₁	C	Всего	P ₁	P ₂	P ₃
Красноярский край		2 416 078	52 363	21 389	2 342 326	115 910	204 206	2 022 310
Минусинский	Д,Г	20 324	4944	393	14 987	10021	4966	—
Черногорское	Д	2280	1658	—	622	622	—	—
Изыхское	Д	10 536	523	—	10 013	6408	3605	—
Бейское	Д,Г	7375	2648	385	4342	2981	1361	—
Для открытых работ		3638	3253	385	—	—	—	—
Канско-Ачинский	Б,Г	332 637	45 682	20 136	266 819	98 841	139 412	28 566
Назаровское	Б	2917	1872	—	1045	1045	—	—
Березовское	Б	33 891	16 638	1459	15 794	11 709	4085	—
Бородинское	Б	11 884	3085	62	8737	8431	—	306
Абанское	Б	30 574	16 771	13 803	—	—	—	—
Для открытых работ		96 769	43 492	18 710	34 567	31 367	3200	—
Тунгусский	Б-А	1 861 152	1732	766	1 858 654	6301	50 262	1 802 091
Норильский район	Ж-Г	25 996	1381	745	23 870	1280	22 590	—
Таймырский	Г-А	185 574	3	86	185 485	599	9566	175 320
Северный Таймыр	Б	6200	—	—	6200	—	—	6200
Ленский (Анабаро-Хатангский район)	Б	10 191	2	8	10 181	148	—	—
Республика Тува	Г-Ж	16 951	703	17	16 231	7438	7483	1310

ние. Залегание мощного пласта на основных месторождениях спокойное со слабой волнистостью. На Березовском, Бородинском, Боготольском месторождениях пласт погружен под углом 3—4°, на Назаровском, Абанском месторождениях залегает почти горизонтально.

Покровные отложения на основных месторождениях имеют небольшую мощность и представлены рыхлыми четвертичными и слабосцементированными песчано-глинистыми юрскими образованиями. Средний коэффициент вскрыши угольных пластов составляет в пределах данных участков 1—3 м³/т и редко достигает 3—4 м³/т.

Себестоимость добычи канско-ачинских углей самая низкая в России: в 1990 г. средняя себестоимость 1 т рядового угля на разрезах бассейна составила 2 р. 25 коп., условного топлива — 4 р. 30 коп.

Угли бассейна гумусовые, бурые (за исключением каменных саяно-партизанских) и относятся к маркам 2Б (96 % запасов) и 3Б (4 %). Теплота сгорания углей разных месторождений колеблется от 12,5 до 18,8 МДж/кг. Зольность угля основных пластов бассейна в целом невысока и связана с их стратиграфическим положением. Наиболее высокая зольность (15—20 %) свойственна углю пласта нижнего стратиграфического уровня. Мощный пласт вышележащей свиты (Назаровский, Абанский, Переясловский) имеет устойчивую зольность 9—16 %. Наиболее мощный Березовский (Бородинский) пласт представлен углем с зольностью 4—10 %. Угли всех месторождений малосернистые. Повышенные

концентрации серы встречаются на отдельных участках Боготольского (до 0,4 %), Назаровского (до 0,7 %), Боровско-Соболевского (до 0,9 %) месторождений. Уголь мощных пластов остальных месторождений содержит 0,3—0,4 % серы.

Разведанные и учтенные балансом Росгеолфонда (по состоянию на 01.01.92 г.) запасы угля бассейна по категориям A + B + C₁ (на территории Красноярского края) составили 45 635 млн т (22,6 % соответствующих запасов России), 20 136 млн т (28,4 %) учтено по категории C₂. Для открытых работ из этого количества запасов пригодно 43,4 млрд т по категориям A + B + C₁ и 18,7 млрд т по категории C₂. Из разведанных запасов 5,6 млрд т находятся на полях действующих разрезах и 24 млрд т на резервных участках. Остальные 15,8 млрд т сосредоточены на разведываемых (5,6 млрд т), перспективных для разведки (9,1 млрд т) и прочих (1,1 млрд т) участках. Обеспеченность всех действующих разрезов промышленными запасами составляет более 20 лет, расчетная мощность действующих разрезов 63,5 млн т угля в год.

Резервный фонд разведанных участков, пригодных для строительства новых угледобывающих предприятий, по состоянию на 01.01.93 г. в крае представлен 11 участками на мощность 369 млн т угля в год, в т. ч. один участок с каменными коксующимися углями на мощность 1,5 млн т — для шахты (Саяно-Партизанское месторождение) и 10 участков с бурыми углями на общую мощность 267,5 млн т — для разрезов.

Все намеченные к строительству разрезы

2. Добыча угля в Красноярском крае и Республике Тува на 1992 г.

Действующий разрез, шахта	Запасы горного отвода, млн т	Годовая добыча, тыс. т
<i>Минусинский бассейн</i>		
Енисейская	35,8	1040
Хакасская	22,3	677
Черногорский	101	2432
Изыхский	22,1	1515
Абаканский	34,6	115
<i>Канско-Ачинский бассейн</i>		
Назаровский	559	10 109
Березовский	3813,9	11 416
Бородинский	1203,1	28 484
Переясловский	15,2	518
Абанский	15,9	176
Балахтинский	6,1	291
Козульский	8,4	11
Тасеевский	22,6	1
<i>Тунгусский бассейн</i>		
Кайерканский	58,2	298
Шахта Котуй	1,4	57
Ногинская	4,2	—
<i>Республика Тува</i>		
Каа-Хемский	64,0	774
Чаданский	16,3	176

расположены на участках с самыми благоприятными горно-геологическими условиями.

В перспективе Канско-Ачинский промышленный комплекс должен включать не только угольные разрезы и электростанции, но и энерготехнологические установки и станции получения жидкого топлива, которые помимо тепла будут выдавать и высококалорийное транспортабельное энергетическое, технологическое и моторное топливо, химические продукты. В целом, кроме электроэнергии КАТЭК может выпускать миллионы тонн химического сырья. Топливо в виде угольных и коксовых брикетов будет выгодно вывозить на Урал и в европейскую часть страны.

Однако в настоящее время, утвержденных планов развития КАТЭКа нет. Неясны вопросы потребности в топливе, очередности закладки и сроков строительства новых угольных разрезов и электростанций. Между тем положение в угольной отрасли России неблагоприятное. Объемы добычи сокращаются. Сейчас доля угля в топливно-энергетическом балансе России составляет всего 14 %, а в США и Германии 55 и 60 % соответственно, в мире 28—30 %. Стратегическая абсурдность российского соотношения очевидна, поскольку ресурсы угля в России на два порядка выше ресурсов нефти. Значительная часть российских шахт убыточна. Реальный путь спасения угольной отрасли — постепенное закрытие неперспективных предприятий и развитие прибыльных. В этом отношении все угольные

разрезы Канско-Ачинского бассейна вне конкуренции. Например, 92 % отпускной цены каждой тонны бородинского угля составляют местные и федеральные налоги, и разрез — одно из наиболее доходных предприятий России. Рынок сбыта Канско-Ачинских углей может быть резко увеличен. Расчеты показывают, что котельные малой мощности, бытовые отопительные системы Урала и Западной Сибири могут сразу перейти на канско-ачинский уголь. Крупные ТЭЦ и ГРЭС, ориентированные на зарубежный экибастузский уголь, могут до реконструкции использовать шихту, включающую 30 % КАУ. Единственный тормозящий фактор — тарифы железнодорожных перевозок, которые должны быть пересмотрены.

Второй по масштабам освоения — *Минусинский бассейн* расположен на территории Республики Хакасия. Он представлен несколькими пологими мульдами (наиболее крупные Черногорская, Изыхская, Бейская, Аскизская), выполненными каменноугольными и нижнепермскими угленосными отложениями общей мощностью 1700—1800 м. Общая площадь распространения угленосных отложений — около 1100 км². В разрезе известно до 30 пластов угля мощностью 1—20 м. Угли каменные, гумусовые, марок Д, ДГ выдерживают длительное хранение и транспортировку. Зольность углей 8,25 %, теплота сгорания 23,5—24 МДж/кг, содержание серы 0,5—0,6 %. Коэффициенты перевода в условное топливо угля Черногорского месторождения — 0,89, Изыхского — 0,81, Бейского — 0,86.

Разрабатываются Черногорское (2 шахты и разрез) и Изыхское (разрез) месторождения. Добыча угля в 1990—1992 гг. составила около 5,8 млн т, в т. ч. 1,7 млн т шахтами и 4,1 млн т — разрезами. Себестоимость 1 т рядового угля в 1990 г. составила на шахтах 11 р. 50 коп. — 18 р. 82 коп., на разрезах — 9 р. 18 коп. — 15 р. 09 коп.

Российским балансом (на 01.01.92 г.) по бассейну учтено 9011 млн т, в т. ч. 4944 млн т по категориям А + В + С₁, 393 млн т по категории С₂, остальные — забалансовые. Структура разведанных запасов следующая. На полях действующих шахт и разрезов сосредоточено 4 % запасов, на резервных участках для шахт и разрезов — 38 %; на разведываемых и перспективных для разведки участках — 35 % и на прочих участках — 23 %. Из общего количества кондиционных разведанных запасов 3637 млн т, или 60,1 % пригодны для открытых работ. Все разведанные запасы подсчитаны до глубины 300 м, на Изыхском месторождении — до 400 м.

Оценка прогнозных ресурсов проведена

по каждому месторождению. К категории P_1 относились ресурсы разведанных месторождений до глубины 600 м, залегающие глубже оценивались по категориям P_2 и P_3 . Результаты оценки приведены в табл. 1.

В число перспективных для ближайшего освоения включены запасы участков для открытой отработки (3637 млн т) и 114 млн т на прирезках к действующим шахтам до глубины 300 м. В группе прогнозных ресурсов пригодных для открытых работ нет.

В целом Минусинский бассейн характеризуется благоприятными горно-геологическими условиями как для подземной, так и для открытой отработки. Развитие добычи сдерживается отсутствием потребителя.

Тунгусский угольный бассейн, площадь которого превышает 1 млн км², является крупнейшим бассейном России. Он расположен в западной части Сибирской платформы, в административном отношении около 90 % его территории относится к Красноярскому краю, а остальная часть принадлежит Иркутской области и Республике Саха (Якутия).

Верхнепалеозойская угленосная формация бассейна составляет часть осадочного чехла древней Сибирской платформы. В центральной части бассейна угленосная формация размещена на внутренних синеклизах и антеклизях платформы, Норильский и Приенисейский районы приурочены к краевой, пришовной части платформы. Особенность строения формации — широкое развитие интрузивных и эффузивных пород траппового комплекса, обусловившее повышение геотермического градиента, явления контактового метаморфизма и многочисленные дислокации угленосной толщи с разрывами, перемещениями и замещениями. Суммарная мощность пород траппового комплекса в разрезе угленосной формации в среднем составляет 40—50 %. Угленосность формации увеличивается по разрезу от каменноугольных к верхнепермским отложениям и в плане с востока на запад. Области максимального угленакопления приурочены к западной окраине бассейна.

Угли бассейна гумусовые, отличаются разнообразием петрографического состава и по степени метаморфизма изменяются от бурых до антрацитов. Угли в основном мало- и среднезольные, малосернистые и малофосфористые. По петрографическому составу наиболее распространены, особенно в отложениях нижней перми, угли класса фюзенолитов. Гелитолиты слагают пласты преимущественно позднепермского возраста. Сумма спекающихся компонентов чаще находится на уровне 60—70 %. Спекающиеся

жирные и коксовые угли, пригодные для использования в цветной металлургии, установлены лишь в Норильском районе. Изученность бассейна крайне низка. Учетные ВГФ балансовые запасы в пределах Красноярского края составляют 2498 млн т, из которых 2126 млн т принадлежат Норильскому району. Остальные запасы сосредоточены на Кокуйском и очень незначительная доля на Котуйском и Ногинском месторождениях.

Для оценки прогнозных ресурсов территория бассейна разделена на четыре района — Норильский, Арктический, Центральный и Южный. Площадь этих районов неодинакова — от 35 до 500 тыс. км². Различна и их изученность. Наибольшей изученностью характеризуются месторождения Норильского района. Здесь, на площадях, примыкающих к разведанным и эксплуатируемым месторождениям, на глубинах до 300 м, в отдельных случаях до 600 м, выделены ресурсы категории P_1 . Во всех остальных районах прогнозные ресурсы I группы выделялись только на конкретных изученных месторождениях. Общее количество таких ресурсов оценивается в 6,3 млрд т.

Изученность большей части территории бассейна характеризуется отдельными точками, часто расположенными на значительных расстояниях друг от друга. Число точек, содержащих полный разрез продуктивных отложений, превышает 30 (на 900 тыс. км²), но расположены они неравномерно. Поэтому ресурсы всех районов бассейна, кроме Норильского (за пределами изученных месторождений и проявлений) оцениваются по категории P_3 . Общее количество таких ресурсов, оцененных со значительным «запасом прочности» (коэффициент надежности в разных районах от 0,35 до 0,1), в бассейне составляет 1,8 трлн т.

Угли Тунгусского бассейна в целом следует относить к энергетическим. К дефицитным коксующимся можно относить лишь часть углей Норильского района. Угли мало пригодны для полукоксования, т. к. выход смолы редко превышает 5 %. Неблагоприятный петрографический состав, первичная окисленность, обычно пониженный выход летучих определяют непригодность углей бассейна для производства синтетического жидкого топлива. Отдельные разности антрацитов западной окраины бассейна могут использоваться в качестве термоантрацитов, но количество их трудноопределимо.

Перспективы крупномасштабного освоения месторождений бассейна сейчас нереальны, если не считать Кокуйского, расположенного в пределах Ангарского промыш-

ленного района. Однако в последние годы резко обострилась необходимость обеспечения местным твердым топливом удаленных поселков и факторий, разбросанных на огромной территории бассейна — Туруханско, Туры, Тутончан, Учами, Байкито, Ванавары и многих других. Необходимое условие — близость месторождения к потребителю топлива и возможность его доставки водным путем. Общая годовая потребность в топливе основных селений 200—250 тыс. т. Имеющиеся сведения о геологическом строении бассейна и характере углепроявлений позволяют считать, что в междуречье Нижней и Подкаменной Тунгусок, а также в бассейнах рек Фатьяники, Бахты и других могут быть выделены участки, неглубоко залегающие относительно мощных угольных пластов, пригодные для отработки открытым способом, с запасами, полностью покрывающими потребности.

Расположенный на севере края, в пределах Таймырского национального округа, *Таймырский бассейн* включает площадь распространения пермских угленосных отложений, в широтном направлении пересекающую п-ов Таймыр от Енисейского залива на западе до побережья моря Лаптевых на востоке. Длина этой полосы 1050 км, ширина — от 50 до 100 км. Южной границей бассейна служит Таймырско-Хатангская депрессия, северной — нижнепалеозойские отложения Таймырской складчатой зоны.

Разрез продуктивных отложений общей мощностью около 2000 м в целом по бассейну изучен слабо, и корреляция свит по отдельным районам затруднена. Наибольшей угленосностью характеризуются верхние горизонты нижнепермских и верхнепермских отложений. На западе, на побережье Енисейского залива, основная масса пластов угля приурочена к верхней части нижнепермских осадков, в бассейне р. Пясины, в 160 км восточнее — к верхнепермским, а в восточной части бассейна, особенно в наиболее угленасыщенном районе Таймырского озера — к верхним горизонтам верхнепермских отложений.

Бассейн расположен в складчатой области, характеризующейся сочетанием линейных и прерывистых складок, простирающиеся которых меняется с широтного на западе на северо-восточное на востоке. Углы падения пород на крыльях складок 55—65° и снижаются у южной границы бассейна.

Угленосные отложения содержат пластовые залежи интрузивных пород трапповой формации, а также более редкие секущие интрузии в виде даек. Суммарная мощность

долеритов в пермских отложениях составляет 15—20 % мощности вмещающих их угленосных пород.

Качество углей характеризуется невысокой зольностью 6—15 %, реже до 23 % и низким (1 %) содержанием серы. Отмечается некоторое увеличение зольности углей в крайней восточной части бассейна. Содержание влаги в углях разных месторождений от 2 до 4 %, летучих от 5 до 30 %.

По степени метаморфизма угли представлены гаммой от газовых до антрацитов. В распределении углей по степени их углефикации на площади бассейна намечается определенная зональность, связанная с региональным метаморфизмом. Высокометаморфизованные угли (антрациты) распространены в северо-западной части бассейна в нижнепермских отложениях. Южнее и восточнее одновозрастные угли отнесены к тощим, в центральной части нижнепермские — к отощенно-спекающимся — тощим, а на востоке — коксовым. Верхнепермские угли соответственно менее углефицированы, но закономерности изменений аналогичны.

Изученность Таймырского бассейна низкая. Ни одно месторождение не разведано детально и только пять опискованы. Российским Госбалансом на 01.01.93 г. учтены лишь незначительные запасы Слободского и Крестьянского месторождений, расположенных на берегу Енисейского залива и содержащих антрациты и тощие угли.

По существующим требованиям прогнозные ресурсы категории P_1 могут быть выделены только на пяти месторождениях — Озерном, Заячьем, Черном, Тарейском и Пясинском. Первые четыре изучались в начале 50-х годов, Пясинское — в 1979—1981 гг. Общее количество ресурсов этой категории по оценке 1993 г. — 599 млн т.

К прогнозным ресурсам категории P_2 должны быть отнесены ресурсы месторождений, изучавшихся в 40—50-е годы НИИГа, и Сырадасайского месторождения, расположенного в западной части бассейна и содержащего отдельные пласты коксующихся углей. Поисковые работы на площади последнего месторождения выполнялись ГГП «Красноярскгеология» в 1985—1988 гг. Общие прогнозные ресурсы категории P_2 Сырадасайской площади оценены в 3898 млн т, ресурсы остальных месторождений — 5668 млн т. Все остальные ресурсы бассейна до глубины 600 м оценены по категории P_3 и приняты равными 175,3 млрд т.

Помимо известных ранее марок углей в последние годы в бассейне выделены природные термоантрациты. Их образование, так же как и графитов, связано с проявле-

ниями траппового магматизма. Для термоантрацитов характерен показатель отражения витринита 7,7 %, низкая зольность 3—8 %, низкое содержание серы 0,5—1,0 %, содержание углерода 90—97 % и водорода 0,9—1 %. Заводские испытания технологических проб показывают пригодность термоантрацитов для производства карбюризаторов, некоторых видов периклазоуглеродистых огнеупоров, наполнителей при изготовлении огнеупоров. Ресурсы природных термоантрацитов Западно-Таймырской площади не определялись, но возможно, могут достигать десятков миллионов тонн.

Ресурсы мезозойских бурых углей Северного Таймыра оценены в 200 млн т по категории P_3 .

На территории Республики Тува известно несколько изолированных площадей распространения угленосных отложений юрского и каменноугольного возраста. Наиболее крупная, Улугхемский бассейн, расположена в центральной части республики, в районе слияния рек Бий-Хем и Каа-Хем, образующих р. Енисей, и представляет собой отрицательную структуру типа наложенной мульды, осложненную несколькими антиклиналями меньшего порядка. Центральная, наиболее крупная структура площадью около 1650 км² имеет в плане округлое очертание. На восточном крыле мульды юрские отложения полого погружаются к центру, на западном — более дислоцированы, осложнены флексурными складками с углами падения крыльев до 400 м. Глубина прогиба доюрского фундамента достигает 1,4 км. По периферии складки выделено пять месторождений, из которых три (Каахемское, Меджигейское, Эрбекское) разведаны детально. На Каахемском месторождении, где мощность пласта наибольшая, с 1970 г. действует разрез производительностью 700 тыс. т в год.

В нижних интервалах юрской толщи залегают восемь угольных пластов мощностью 1—19 м. Основной угольный пласт — Улуг, содержащий около 70 % ресурсов бассейна, прослеживается практически на всей площади бассейна и повсюду имеет простое строение. Шесть вышележащих и один нижележащий пласты имеют практическую ценность лишь на отдельных крупных участках.

Угли пласта Улуг однородны по петрографическому составу и относятся к типу гелитов, угли вышележащих пластов более разнообразны и сложены гелитовыми, липаидогелитовыми и фюдинито-гелитовыми типами. Угли низко- и среднезольные (8—

14 %), отличаются высоким выходом летучих (35—48 %), смол (до 16 %) и повышенной (27,6 МДж/кг) теплотой сгорания. По всем классификационным параметрам угли пласта Улуг относятся к коксующимся газовым, газово-жирным и жирным, сменяющим друг друга в юго-западном направлении. Такая закономерность свойственна и вышележащим пластам угля.

Общие кондиционные ресурсы углей бассейна составили 15 196 млн т, а в пределах центральной Кызыльско-Эрбекской мульды 13 720 млн.т. Качество угля основного пласта наиболее детально изучено в центральной мульде, где его ресурсы (в млн т) определились по маркам следующим образом: Г — 414, ГЖ — 6969, Ж — 5280.

Таким образом, основную долю ресурсов (97 %) составляют наиболее ценные и дефицитные марки. Перспективные к освоению ресурсы основного пласта Улуг, сосредоточенные на глубинах до 600 м, составляют 5128 млн т, из которых 4714 млн т (91,9 %) представлены ценнейшими марками коксующихся углей. Основная часть кондиционных ресурсов бассейна (41 %) содержится в пластах мощностью более 3,5 м. На долю пластов мощностью 0,8—1,3 и 13—35 м приходится соответственно 33 и 28 %.

Еще одно разрабатываемое месторождение Тувинской республики — Чаданское расположено в 220 км к юго-западу от г. Кызыл и представляет собой отдельную мульду, выполненную юрскими отложениями. Мощность единственного пласта от 2,4 до 13,4 м (средняя 7,2 м). Запасы угля марки Ж 16,6 млн т. Помимо перечисленных в Тувинской республике известны Инитальское, Онкажинское, Актальское, Чангыз-Хаданское месторождения, содержащие каменные угли марок Г—Ж. Общие ресурсы этих месторождений составляют 1,7 млрд т.

Перспективы развития Улугхемского бассейна связаны с обеспечением черной металлургии Восточной Сибири качественным углем для коксования. Почти все юрские угли бассейна, за исключением окисленных, относятся к высококачественным коксующимся, но для технологических целей не используются. Угли являются и ценным сырьем для получения искусственного жидкого топлива. В Улугхемском бассейне, вероятно, весьма перспективным будет извлечение метана, содержащегося в угольных пластах, с помощью современных технологий (для снабжения г. Кызыл). Целесообразность последних направлений усиливается удаленностью республики и отсутствием железной дороги.

Перспективы нефтегазоносности кембрийских отложений Минусинских межгорных впадин как основа развития нефтегазового комплекса Хакасии

Г.Д.НАЗИМКОВ

В Южно-Минусинской впадине в 1948—1963 гг. выполнен значительный объем нефтегазопромысловых работ: на 14 площадях пробурено 66 глубоких скважин, большая часть территории покрыта сейсморазведочными работами, с целью изучения структурного плана пробурено около 150 тыс.м колонковых скважин и т.д. Объектами изучения нефтегазоносности в геологическом разрезе являлись преимущественно отложения верхнего девона и живетского яруса среднего девона. Из всех пробуренных глубоких скважин только 45 были доведены до проектной глубины и испытаны. При этом 25 из них дали различные притоки нефти и газа (от незначительных до промышленных). В итоге по результатам этих работ было выявлено пять местоскоплений углеводородов: Быстрянское, Западно-Тагарское, Новомихайловское, Алтайское и Сользаводское, приуроченных в основном к бейской и илеморовской свитам среднего девона и, частично, к тубинским песчаникам верхнего девона. Из-за исключительной сложности и своеобразия геологических условий эти залежи не были изучены, т. к. геологическая отрасль страны не располагала необходимым арсеналом технологий и оборудования. В частности, применяемый комплекс ПГИС не обеспечивал однозначного выделения в разрезе продуктивных горизонтов, не было эффективной методики предупреждения смыкания трещин при снижении противодавления на пласт, малоэффективными были существовавшие тогда методики сейсморазведки и т.д. В этих условиях невозможно было дать окончательную оценку нефтегазоносности региона, поэтому суммарные запасы углеводородов даже по выявленным в девоне месторождениям оцениваются весьма приблизительно и, например, по газу они прогнозируются на уровне 12—15 млрд м³. Извлекаемые запасы нефти могут прогнозироваться в пределах 3—5 млн т.

Следует учесть, что несмотря на большой объем проведенных буровых работ и геофизических исследований остались совершенно не изученными юго-восточная часть впадины (Ермаковская моноклинал, Дубенская мульда), большая часть Уйбатского залива, где определенный интерес могут представлять ловушки тектонического и стратиграфического экранирования (особенно в северо-западной

прибортовой части) и т.д. В 80—90-е годы на территории Уйбатского залива выполнен большой объем сейсмических исследований, которые подтвердили наличие упомянутых ловушек на всех стратиграфических уровнях от кембрия до девона.

Однако надо отдавать отчет в том, что вовлечение в геологоразведочный процесс девонского комплекса неизученных ранее территорий Южно-Минусинской впадины вряд ли позволит существенно увеличить прогнозируемую оценку запасов углеводородов в девонских отложениях. В Северо-Минусинской впадине девонские отложения находятся на поверхности или в зоне гипергенеза, имеют небольшую мощность, плохие коллектора и поэтому бесперспективны.

Следовательно, прогнозные ресурсы УВ в девонских отложениях Минусинских межгорных впадин не могут полностью обеспечить энергетические потребности местной промышленности, а затраты на подготовку 1 т запасов условных углеводородов (УУВ) из-за очень малого размера ловушек, весьма посредственных физико-емкостных свойств и сложности строения пород-коллекторов, а также из-за ожидаемого низкого коэффициента удачи, по расчетам будут в 10—15 раз превышать среднюю цифру по стране.

В то же время, как показывают геологические исследования, перспективы нефтегазоносности в этом регионе можно связывать не только с девонскими отложениями. Во всяком случае поверхностные нефтегазобитумопроявления, широко распространенные и в Южно-, и Северо-Минусинской впадинах, приурочены к самым различным стратиграфическим горизонтам от карбона до кембрия включительно. В жидких и вязких битумах, озокеритоподобных образованиях и твердых битумах обнаружены элементы сходства между собой и с нефтями Южно-Минусинской впадины, а широкий стратиграфический диапазон их распространения свидетельствует о том, что корни минусинских нефтей уходят, вероятнее всего, в кембрийские отложения.

Отложения кембрия широко представлены и изучены в пределах горного обрамления Минусинских межгорных впадин. Отдельные толщи кембрия, являющиеся самыми нижними палеонтологически охарактеризованными частями разреза древнего комплекса, прослежены на больших площадях,

что до некоторой степени позволяет расшифровать сложную геологическую историю этого региона. Они обнажаются по юго-западному и южному склонам Восточного Саяна, в отрогах, идущих от него в сторону Южно-Минусинской котловины, на восточных отрогах Кузнецкого Алатау (Батеневский кряж), а также по северному склону Западного Саяна. По геофизическим данным они широко распространены в Южно-и Северо-Минусинской впадинах, залегая в последней на глубинах до 3—3,5 км. В Южно-Минусинской впадине глубина эродированной поверхности кембрийских отложений колеблется от 1,5 км (на отдельных учатках Уйбатского залива) до 10 км (в Чероногорской мульде).

По южному и юго-западному склонам Восточного Саяна и на его отрогах кембрийские отложения имеют различные мощности и литологический состав. В основании здесь выделяется венд-нижнекембрийская толща, представленная серыми водорослевыми, черными антраксолитовыми (битуминозными) известняками, серыми массивными доломитами. В Казыр-Кизирском районе кембрийская толща сложена (снизу вверх) граувакковыми песчаниками с покровами кварцевых порфиритов, а также битуминозными доломитами и известняками. Выше залегают глинисто-сланцевая толща с прослоями кремнисто-битуминозных пород (литидов) и конгломератов, известняки с археоциатами, битуминозные доломиты и различные сланцы, затем конгломераты, песчаники, туфопесчаники, алевролиты, аргиллиты с линзами известняков, а также эффузивы, туфовые породы и известняки. Общая мощность кембрийских отложений здесь достигает 7000 м.

По юго-западному склону Восточного Саяна кембрийские породы, представленные нижним и средним отделами, сложены известняками и мраморами, содержащими в верхней части археоциаты, трилобиты и строматолиты.

На Батеневском кряже кембрийские отложения представлены нижним и частично средним отделами и характеризуются резким преобладанием в их составе различного рода карбонатных пород с крайне незначительным участием терригенных и эффузивных образований, спорадически появляющихся на различных стратиграфических уровнях. Преобладание массивных разновидностей известняков не позволяет в ряде случаев расшифровать детали складчатой структуры Батеневского кряжа, представляющего в общем случае сравнительно просто построенный антиклинорий. В ядре его, совпадающем пространственно с осевой частью кряжа,

обнажаются породы венда — нижнего кембрия, представленные доломитами и известняками. Породы черные, темно-серые плитчатой или массивной текстуры крупно- и грубокристаллические водорослевые, битуминозные. Мощность толщи 2000—2500 м. Выше ее залегают метаморфизованные конгломераты, а также песчаники с линзами известняков, обогащенных фауной (общая мощность толщи 700—1800 м), перекрываемые светло-серыми, светло- и темно-коричневыми массивными известняками, аргиллитами и туффитами общей мощностью 700—1500 м. Степень метаморфических преобразований карбонатных пород кембрия Батеневского кряжа невысока. Известняки повсюду сохраняют тонкокристаллическое строение, а также первичные текстуры и структуры (например, органогенные). В отдельных случаях отмечается метаморфизация известняков, вызванная локальными причинами.

Кембрий Западного Саяна намечается толщей, сложенной зелеными, табачно-зелеными, темно-серыми и черными сланцами, алевролитами, песчаниками, туфопесчаниками и туфами, а также различного рода известняками, среди которых преобладают темно-серые плитчатые разновидности. Реже в толще встречаются эффузивы преимущественно основного состава, темно-серые и черные микрокварциты с кремнистыми сланцами. Все породы интенсивно рассланцованы. В известняках встречены археоциаты ленского яруса. Мощность этой толщи достигает 5000 м. Выше залегают диабазы, диабазовые порфириды, соответствующие им туфы с незначительным участием осадочных пород, среди которых известны различного рода кремнистые породы преимущественно черной окраски, глинистые и кремнисто-глинистые сланцы, а также серозеленые песчаники, туфопесчаники и гравелиты. Реже встречаются прослои известняков, содержащих археоциаты и трилобиты ленского яруса. Мощность толщи 2500 м. Перекрывается она грубыми конгломератами и туфоконгломератами. В нижней части их встречаются пропластки эффузивов, а также пласты и рифоподобные тела, органогенных известняков. В верхней — имеются также массивные белые известняки с единичными остатками среднекембрийской фауны. Мощность данной толщи до 3000 м.

Таким образом, при весьма разном литологическом составе пород, слагающих кембрийскую толщу Минусинских межгорных впадин, в нем явно преобладают карбонатные и терригенные образования. Кроме того, рассматривая одновременно различные типы этого разреза в целом по региону,

нельзя не обратить внимание на то, что присутствие в разрезе магматических и метаморфических пород увеличивается с углублением в горные обрамления и уменьшается при погружении во впадины (например, с незначительным метаморфизмом кембрийских пород Батеневского кряжа). Этот факт свидетельствует о том, что рассматриваемая территория уже в кембрийское время начала развиваться как межгорные впадины, а в следующей геологической истории в меньшей степени подвергалась магматическим процессам и метаморфизму, что очень важно при рассмотрении перспектив ее нефтегазоности. Последние должны рассматриваться с учетом комплекса различных критериев.

Геохимические критерии. При огромном объеме осадочного выполнения (не менее 30 тыс. м³) и значительном содержании органических остатков, кембрийские отложения Минусинских межгорных впадин обладали большим нефтегазогенерационным потенциалом. По результатам битуминологических исследований образцы кембрийских пород встречались как с заметным количеством органического вещества (до 1%), так и с повышенным содержанием битуминозных компонентов в органическом веществе. В естественных выходах кембрийских пород по обрамлению впадины известны десятки нефтегазобитумопроявлений. Карбонатные кембрийские породы Батеневского кряжа и некоторых других окраин выделяют при ударе резкий сероводородный или бензиновый запах. В разрезе кембрия встречаются далеко прослеживающиеся черносланцевые толщи, обогащенные рассеянным органическим веществом, способным в соответствующих условиях превратиться в жидкие и газообразные УВ. Такие условия в процессе геологической истории Минусинских межгорных впадин существовали. Погружение обогащенных органикой кембрийских пород в средне- и позднепалеозойское время на значительные глубины позволяет предположить, что их углеводородогенерационный потенциал был в основном реализован, т.к. нефтематеринские пласты прошли через все благоприятные зоны нефтегазообразования.

Объем осадочного выполнения и масштабы содержания в кембрийских породах рассеянного органического вещества могли обеспечить образование от 500 до 1000 млн т УУВ.

Коллекторы и флюидоупоры. Не менее важен фактор перспектив газоносности — наличие в разрезе коллекторов и покрышек. Как видно из описания кембрийского разреза, во всех его типах и отделах имеются различной мощности пласты и прослои пес-

чаников, гравелитов или конгломератов, которые могут быть удовлетворительными гранулярными коллекторами. Кроме того, древние карбонатные породы, как правило, характеризуются обширной трещиноватостью, поэтому в кембрийских известняках и доломитах имеются трещинные пористость и проницаемость. Флюидоупорами для пластов-коллекторов внутри кембрийского комплекса будут служить прослои аргиллитов, глинистых и других сланцев, а также глинистых карбонатных пород, содержащиеся в разрезе. Не исключена роль локального флюидоупора и для присутствующих в некоторых разрезах плотных эффузивных пород.

Следует особо остановиться на возможных коллекторских свойствах коры выветривания на эродированной поверхности кембрия. Для карбонатных кембрийских пород по обрамлению Минусинских впадин очень характерно интенсивное карстообразование: известно около десятка карстовых районов, в которых закартированы сотни больших и малых пещер. Практически отсутствие в обрамлении впадин силурийских и ордовикских осадков позволяет предположить и на большей части территории впадин наличие длительного (в несколько десятков миллионов лет) седиментационного посткембрийского перерыва, в течение которого кембрийские карбонаты находились на поверхности и подвергались интенсивному выветриванию, в т.ч. и карстообразованию. Аналогичные условия образования коллекторов мы наблюдаем на открытом недавно крупнейшем газонефтяном месторождении Сибирской платформы — Юрубчено-Тохомской зоне нефтегазоаккумуляции, где рифейские карбонатные породы в период предпоздневендского перерыва длительное время были подвержены выветриванию. Здесь мы имеем высокодебитные залежи нефти и газа в хороших трещинно-каверновых коллекторах. Ведь карбонатные породы кембрия Минусинских впадин легче поддаются карстообразованию, а значит, и коллекторские свойства их в результате этого должны быть лучше. Флюидоупором для такого пласта-коллектора будут являться мощные пласты очень плотных раннедевонских эффузивов и залегающих выше глинистых пород, регионально распространенных.

Структурно-тектонический фактор и наличие ловушек. Долгая и сложная история тектонической жизни Минусинского межгорного прогиба, проявление ряда фаз тектонических движений привели к обособлению в геологическом разрезе этой территории нескольких структурных этажей. Каждый из них отделен от предыдущего регио-

нальным перерывом в осадконакоплении и угловым несогласием. Формирование таких структурных этажей происходило при определенном геотектоническом режиме, что обусловило разнотипность дислокаций, характерных для того или иного комплекса. Вместе с тем наблюдалась преемственность основных структурных форм, начиная от салаирских до формирующихся в настоящее время. Таким образом, качественная характеристика структурного плана всех стратиграфических подразделений от кембрия до верхнего палеозоя идентична, а это говорит о том, что проявлявшиеся в процессе геологической истории региона фазы тектогенеза не сопровождались существенным переформированием углеводородных скоплений, т.е. первично сформированные залежи УВ (в том числе и в кембрийских отложениях) подвергались за счет тектонических движений незначительному разрушению и переформированию и могли сохраниться до настоящего времени.

Структурный план кембрийских отложений до недавнего времени не изучался, но, учитывая особенности геологической истории, обусловившей сквозной характер крупных пликативных структур, можно прогнозировать локальные структуры в кембрии с опорой на структурный план, например, девонских отложений, который хорошо известен для всей территории прогиба. Результаты сейсмических исследований на примере Алтайской, Новомихайловской антикли-

налей и отдельных участков Уйбатского залива, выполненных в последние годы, подтверждают правомочность такого прогнозирования, хотя по площади может быть некоторое смещение кембрийских структур относительно девонских. Этими же работами отмечается наличие в кембрийских отложениях стратиграфических несогласий и выклиниваний, а также дизъюнктивных нарушений, что свидетельствует о возможности выявления здесь ловушек стратиграфического и тектонического экранирования.

Подводя итоги перспектив нефтегазоносности кембрийских отложений Минусинского межгорного прогиба, можно с уверенностью назвать их удовлетворительными: геохимические условия могли обеспечить образование большого количества жидких и газообразных углеводородов; наличие удовлетворительных коллекторов, флюидоупоров и различного типа ловушек способствовало первичной миграции УВ и их скоплению в залежи; геотектонический режим в геологической истории региона в целом благоприятен для сохранности большей части сформированных залежей. Все эти факторы позволяют сделать заключение о высокой перспективности на нефть и газ кембрийских отложений Минусинских впадин и рекомендовать постановку геолого-геофизических работ с целью выявления залежей и месторождений нефти и газа, которые смогут обеспечить промышленность Республики Хакасия и юга Красноярского края энергетическим сырьем.

УДК 553.98

© Ю.А. Филиппов, Н.Л. Падалко, 1994

Изотопные критерии генерации и преобразования нафтидов в интродуцированном сульфатно-карбонатном разрезе осадочного чехла Сибирской платформы

Ю.А. ФИЛИППОВ, Н.Л. ПАДАЛКО

Сибирская платформа — регион, характеризующийся, с одной стороны, широким развитием трапповой формации, а с другой — перспективностью на обнаружение залежей нефти и газа. В свете этого особую актуальность имеет изучение процессов воздействия траппового магматизма на нефтегазообразование. Наиболее рельефно такое воздействие проявилось в Южно-Тунгусской нефтегазоносной области (НГО) — одной из наиболее интродуцированных частей

Сибирской платформы, где залежи нефти и газа обнаружены в ниже-среднекембрийских галогенно-сульфатно-карбонатных отложениях. Изучение изотопного состава углерода и серы различных газов и твердых минералов позволило сделать важные выводы об условиях генерации и преобразования нафтидов в недрах Южно-Тунгусской НГО.

Ниже-среднекембрийский разрез Южно-Тунгусской НГО слагают отложения ясенгской (*js*), моктаконской (*mct*), марской

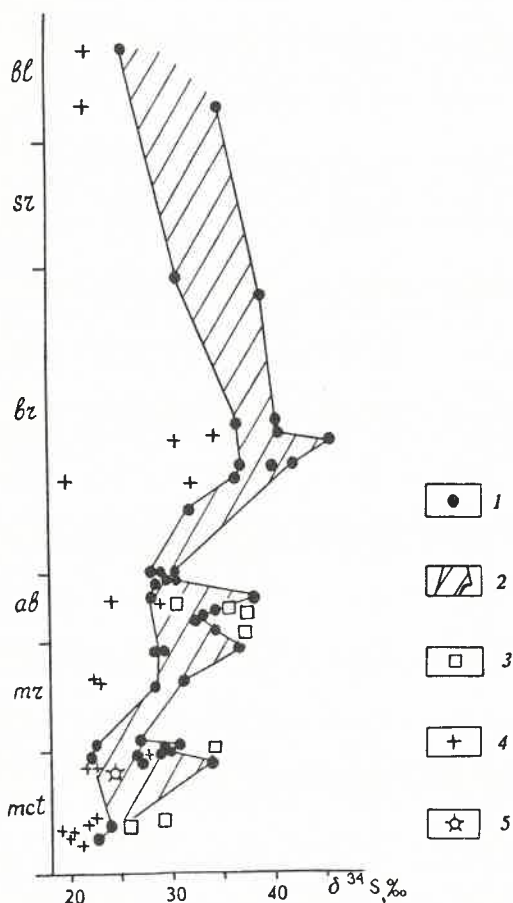


Рис. 1. Вариации изотопного состава самородной серы, серы ангидритов и пирита в отложениях нижнего кембрия Южно-Тунгусской НГО:

1 — осадочные ангидриты из пластов, прослоев, линз и стяжений; 2 — вариации значений $\delta^{34}\text{S}$ осадочных ангидритов; 3 — вторичный ангидрит из каверн; 4 — самородная сера; 5 — пирит

(*mtz*), абакунской (*ab*), бурусской (*br*), сурингдаконской (*sr*), булайской (*bl*), дельтулинской (*dl*), таначинской (*tn*) и летнинской (*lt*) свит [3]. Продуктивными являются моктаконская, абакунская и таначинская свиты. Интрузии траппов (преимущественно пластовой формы) встречаются во всех стратиграфических подразделениях, но наиболее часто в пределах сурингдаконской свиты или в непосредственной близости от нее и вблизи подошвы летнинской свиты. Мощность интрузивных тел, как правило, варьирует от первых метров до 300 м. Преобладают силы мощностью 50—200 м.

Изотопный состав серы был изучен в 49 образцах ангидрита, 22 самородной серы и в одном пирита из 10 скважин.

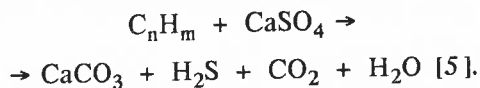
Первично-осадочные ангидриты присутствуют в породах в виде пластов, прослоев, линз и стяжений в доломитах и известняках. Вторичный (остаточный) ангидрит встреча-

ется в виде бесцветных прозрачных таблитчатых кристаллов в порах и кавернах пронизываемых горизонтов. Самородная сера и изученный образец пирита содержат остаточный ангидрит в порах и кавернах.

Значения $\delta^{34}\text{S}$ ангидритов нижнекембрийских отложений Южно-Тунгусской НГО колеблются от 21,9 до 45,3 ‰, возрастая от низов моктаконской свиты к средней части бурусской свиты и далее уменьшаясь к булайской свите (рис. 1). Эти изменения отражают вариации в изотопном составе серы сульфатов кембрийского океана.

Значения $\delta^{34}\text{S}$ самородной серы и остаточных ангидритов хорошо коррелируются с изотопным составом серы первично-осадочных ангидритов: самородная сера легче серы одно-возрастных ангидритов на 4—15‰, а сера остаточных ангидритов —тяжелее на 1—5‰. Значения $\delta^{34}\text{S}$ пирита не отличаются от таковых одновозрастных ангидритов (см. рис. 1).

Присутствие в сульфатно-карбонатных породах макроскопических количеств самородной серы, высокие содержания диоксида углерода и сероводорода в свободных и растворенных в пластовых водах газах являются отличительными особенностями территорий (и частей разреза), затронутых трапповым магматизмом. Наибольшие содержания в газах диоксида углерода и сероводорода фиксируются в наиболее интродуцированной Южно-Тунгусской НГО, а в ее пределах — в наиболее интродуцированных разрезах (до 80 % «кислых» компонентов в свободных газах). Все это вместе с данными по изотопному составу серы ангидритов, самородной серы, пирита указывает на то, что образование восстановленных соединений серы происходило в результате сульфатредукции под действием интрузивного прогрева на трапповом этапе развития территории. Схема такого восстановления сульфатов предложена Р.Е. Фамером:



Высокие значения $\delta^{34}\text{S}$ самородной серы и пирита, хорошая коррелируемость их с таковыми одновозрастных ангидритов указывают на термохимический способ сульфатредукции (а не микробиологический, при котором происходит обогащение восстановленных соединений серы легким изотопом до более 20 ‰) [7]. Более того, процессы сульфатредукции происходили в условиях, близких к закрытой системе, без существенного привноса и миграции вещества между пластами. Сульфаты и органическое вещество (или нафтиды), содержащиеся в поро-

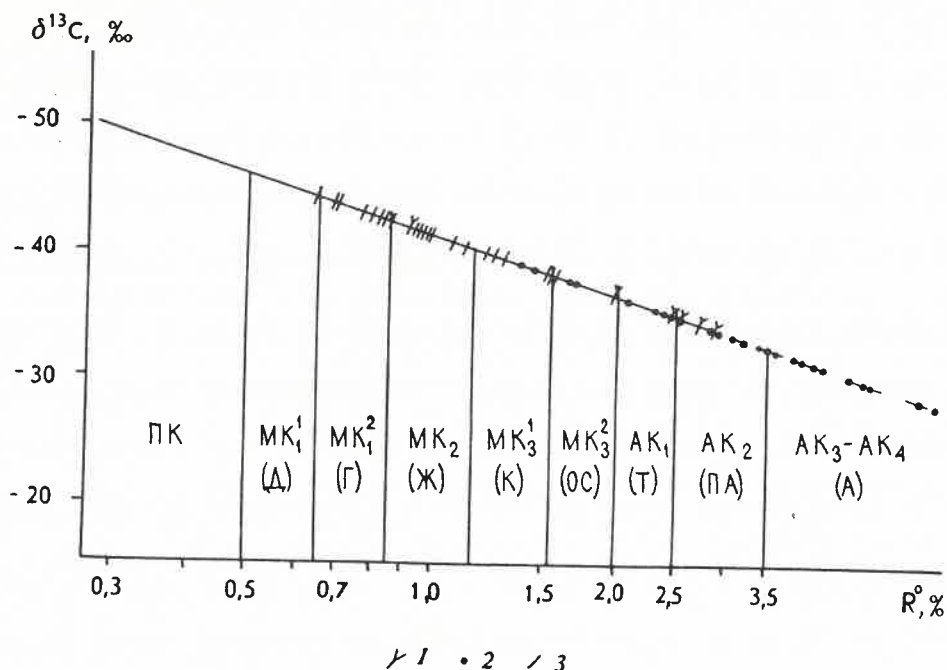


Рис. 2. Соответствие изотопного состава углерода метана $\delta^{13}\text{C}$ стадиям катагенетической превращенности органического вещества (по данным С.А.Кашенко, А.В.Мантикова, В.С.Лебедева, Э.М.Галимова, Е.Я.Гаврилова):

$\delta^{13}\text{C}$ углерода метана ниже-среднекембрийских отложений: 1 — Курейско-Бакланихинского мегавала; 2 — Южно-Тунгусской НГО; 3 — Байкитской, Катангской, Ангаро-Ленской, Непско-Ботубинской НГО

дах, взаимодействовали с образованием сероводорода, самородной серы и пирита. Полнота восстановления сульфатов и, как следствие, вариации значений $\delta^{34}\text{S}$ остаточных ангидритов, пирита и самородной серы определялись локальными условиями в пластах: наличием и количеством реакционно-способного ОВ (или нафтидов), количеством сульфата, температурой и т.д.

При сульфатредукции по схеме Р.Е. Фамера образуется также вторичный кальцит, который должен наследовать облегченный изотопный состав окисляющегося ОВ (или нафтидов). Был изучен изотопный состав углерода наименее измененных известняков и доломитов таначинской и моктаконской свит. Значения $\delta^{13}\text{C}$ для 16 образцов изменяются от -5,3 до 7,9 ‰, что в целом соответствует изотопному составу углерода морских карбонатов (0 ± 4 ‰) [2]. В то же время значения этого параметра для вторичного кальцита из пор и каверн моктаконской и абакунской свит (6 образцов) колеблются от -10,2 до 13,2 ‰, что указывает на участие в его образовании изотопно-легкого углерода ОВ (или нафтидов).

Изотопный состав углерода углекислого газа из проницаемых пластов таначинской, булайской, абакунской свит Южно-Тунгусской НГО (с учетом данных С.А. Кашенко и В.И. Вождова) характеризуется значениями

ми $\delta^{13}\text{C}$, изменяющимися от -6,0 до -28,8 ‰. Привнос в состав природных газов Южно-Тунгусской НГО глубинной углекислоты не соответствует тому, что наибольшие ее содержания зафиксированы в таначинской свите, а вниз по разрезу ее количества в газах уменьшаются. Следовательно, наблюдаемый изотопный состав углерода CO_2 может быть объяснен смешением газа из двух источников: карбонатного и органического. При окислении ОВ (или нафтидов) при сульфатредукции (по схеме Р.Е.Фамера), наследуя их изотопный состав ($\delta^{13}\text{C}$ от -27,6 до -34,0 ‰), должен был образоваться изотопно-легкий диоксид углерода. Газ преимущественно такого генезиса следует ожидать в пределах подынтризивных — моктаконской и абакунской — свит. При декарбонатизации контактовых карбонатов, наследуя их изотопный состав ($\delta^{13}\text{C}$ 0 ± 4 ‰), должен был образоваться изотопно-тяжелый диоксид углерода. Газ преимущественно такого происхождения наиболее вероятен в пределах интенсивно насыщенной интрузиями части разреза (таначинская, дельтулинская, булайская, сурингдаконская и бурская свиты). В зонах секущих интрузий то или иное количество изотопно-тяжелого диоксида углерода может присутствовать и в подынтризивной части разреза (моктаконская, абакунская свиты).

Конечно, приведенная схема не отражает всего многообразия процессов преобразования ОВ и нафтидов. Об этом свидетельствуют высокие содержания серы и кислорода в ряде образцов ОВ, высокое содержание серы в конденсатах (до 6,48 %) и нефти (2 %) Таначинско-Моктаконской зоны нефтегазонакопления. Окисление ОВ и нафтидов не всегда приводило к образованию углекислого газа. Возникали и кислородсодержащие органические соединения, а взаимодействие с сероводородом или элементарной серой вызывало образование сероорганических соединений ОВ и нафтидов.

Метан из газов ниже-среднекембрийских отложений Южно-Тунгусской НГО характеризуется утяжеленным изотопным составом углерода ($-24,4 \dots -39,2 \text{ ‰}$) по сравнению с газами других НГО Сибирской платформы (рис. 2). Зависимость изотопного состава углерода метана от отражательной способности витринита (R°) вмещающих отложений для сапропелевого ОВ (по В.Шталю) [6] позволяет оценить увеличение катагенетической превращенности ОВ изучаемых отложений Южно-Тунгусской НГО по сравнению с другими регионами (см. рис. 2). В Южно-Тунгусской НГО значения $\delta^{13}\text{C}$ метана соответствуют превращенности ОВ до стадии МК^1_3 (коксовой) — АК_4 (антрацитовый), тогда как в других НГО Сибирской платформы этот параметр соответствует преобразованности ОВ до стадии МК^1_1 (длиннопламенной) — МК^1_3 (коксовой). Проведенные ранее А.Э. Конторовичем и др. оценки катагенетической превращенности ОВ отложений венда — кембрия Сибирской платформы на основе реконструкции палеоглубин их погружения [1] совпадают с данными по корреляции стадий катагенеза ОВ и $\delta^{13}\text{C}$ метана для Байкитской, Катангской, Ангара-Ленской и Непско-Ботуобинской НГО. Катагенетическая превращенность ОВ в отложениях венда — кембрия Южно-Тунгусской НГО, согласно реконструкциям, также должна изменяться от стадии МК^1_1 (длиннопламенной) до МК^1_3 (коксовой). Однако изотопный состав углерода метана свидетельствует о большей преобразованности ОВ. Из сказанного следует, что отложения осадочного чехла Южно-Тунгусской НГО испытали значительный дополнительный перегрев, что привело к генерации дополнительных количеств изотопно-тяжелого метана.

Процессом, влияющим на изотопный состав углерода метана, может быть образование его за счет крекинга нефти при высокотемпературном прогреве («инверсия изотопного тренда метана», по Э.М. Галимову).

Однако утяжеление углерода метана Южно-Тунгусской НГО по сравнению с таковым одновозрастных отложений других районов Сибирской платформы свидетельствует о том, что, если процесс новообразования изотопно-легкого метана и происходил, то интенсивность его была невелика. Из двух путей преобразования нефтей: 1) прогрев — деструкция с образованием легких УВ и твердых метаморфизованных битумов — аккумуляция углеводородного газа в ловушках; 2) прогрев — окисление УВ за счет сульфатредукции и образование твердых битумов — накопление продуктов разрушения УВ: углекислого газа, сероводорода и сероорганических соединений — преобладал второй.

При интерпретации данных по изотопному составу углерода метана и CO_2 следует учитывать возможность изотопного обмена между ними в условиях высоких температур. Температуры изотопного равновесия для случаев совместного нахождения CH_4 и CO_2 в газах Южно-Тунгусской НГО, определенные по графику Й.Боттинги [4], колеблются в пределах $570\text{--}700^\circ\text{C}$, что не соответствует возможным условиям в пластах, сохранивших углеводороды газоконденсатов и не имеющих контактовых минеральных новообразований. Следовательно, если процессы изотопного обмена между CO_2 и CH_4 происходили, то их интенсивность была невелика и они не оказали существенного влияния на наблюдаемую ныне картину вариаций значений $\delta^{13}\text{C}$ углекислого газа и метана.

Таким образом, изучение изотопного состава углерода и серы различных минералов позволило сделать важные выводы об условиях генерации и преобразования нафтидов в осадочном чехле Сибирской платформы на трапповом этапе ее развития.

1. Трапповый прогрев ниже-среднекембрийских галогенно-сульфатно-карбонатных отложений Сибирской платформы привел к восстановлению сульфатов органическим веществом (и нафтидами), в результате чего образовались значительные количества диоксида углерода и сероводорода, изотопно-тяжелые самородные сера и пирит. В изученной части разреза сульфатредукция происходила в условиях, близких к закрытой системе, без существенного привноса и миграции вещества между пластами. Часть углекислого газа, вероятно, образовалась в результате процессов контактовой декарбонатизации вмещающих интрузий карбонатных пород.

2. Отложения осадочного чехла наиболее интродуцированных регионов Сибирской платформы испытали значительный дополнительный прогрев (по сравнению с менее интродуцированными территориями), что

привело к генерации органическим веществом дополнительных количеств изотопно-тяжелого метана.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. История залежей нефти и газа в верхнекембрийских отложениях Сибирской платформы / А.Э.Конторович, Н.М.Бабина, Л.И.Богородская и др. // Труды СНИИГТИМС. Вып. 262. 1978. С. 61—97.
2. Омото Х., Рай Р.О. Изотопы серы и углерода // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. — М.: Мир, 1982.
3. Стратиграфия кембрия Бахтинского мегавыступа / Н.В.Мельников, Л.И.Егорова, Л.И.Килина и др. // Геология и геофизика. 1989. № 3. С. 9—21.
4. Bottinga Y., Craig H. Oxygen isotope fractionation between CO₂ and water and the isotopic composition of marine atmospheric CO₂ Earth Planet. Sci. Lett. 5: 285, 1969.
5. Famer R.E. Genesis of subsurface carbon dioxide // Fluids in Subsurface Environments (Amer. Assoc. Petrol. Geol., memoir 4). Tulsa, 1965. P. 378—385.
6. Stohl W.J. Carbon and nitrogen isotopes in hydrocarbon research and exploration. Chem. Geol. 20, 1977. P. 121—149.
7. Thode H.G., Wanless R.K., Wallouch R. The origin of native sulphur deposits from isotope fractionation studies. Geochim. Cosmochim. Acta. 5: 286, 1954.

Рудное и нерудное минеральное сырье

УДК 551.24:553.041 (235.222/.223)

© В.В.Самков, 1994

Структурно-тектонический контроль размещения эндогенных месторождений центральной части Алтае-Саянской складчатой области

В.В.САМКОВ

Современные представления об условиях формирования и пространственного размещения эндогенного оруденения в пределах Алтае-Саянской области базируются на изучении процессов рудообразования с позиций различных концепций: стадийного развития геосинклинальных областей; геодинамических; тектоники плит и др. Однако ни одна из них не дает определенного ответа на вопрос о региональных закономерностях локализации оруденения. В одной из последних работ по региону [1] отмечается, что при резко выраженной зональности линейного типа рудные объекты четко обособлены и имеют дифференцированную связь с различными по генезису структурно-формационными зонами. Наряду с этим разломам как рудоконтролирующим структурам уделяется недостаточно внимания и в большинстве случаев они рассматриваются в качестве единичных разрывных нарушений.

Не отрицая всей важности влияния на формирование месторождений литолого-петрографических, магматических, метаморфических, геохимических и других факторов, представляется, что пространственное размещение эндогенного оруденения определяется главным образом наличием узлов пересечения крупных разломов. Предварительные результаты исследований по региону кратко изложены ранее [2].

Выделение разломов осуществлялось по ме-

тодике, разработанной на основе новой ротационной гипотезы структурообразования в земной коре [3]. Основные положения гипотезы заключаются в признании в качестве источника тектонических активизаций сил взаимодействия Земли с окружающими ее физическими полями космического пространства. Важными следствиями, вытекающими из гипотезы, являются закономерное расположение зон разломов определенного простирания и подобие процессов деформации в течение всей геологической истории. Кроме того, разломы признаются в качестве сложных тектонических структур, имеющих определенные размеры не только в продольном, но и в поперечном направлениях.

Для выделения индикаторов разломов использовались линейные элементы гравитационного и магнитного полей, материалы дешифрирования аэрокосмоснимков, прямолинейные участки речной сети и разломов по геологическим данным. По результатам проведенного статистического анализа установлено, что максимальная длина индикаторов соответствует пяти взаимно ортогональным направлениям с азимутами простирания 0—270, 17—287, 35—305, 45—315, 62—332°. Далее по интенсивности проявления следуют направления с азимутами 25—295, 52—322, 70—340° и т.д. За ширину зоны проявления разлома принималась область концентрации индикаторов, кото-

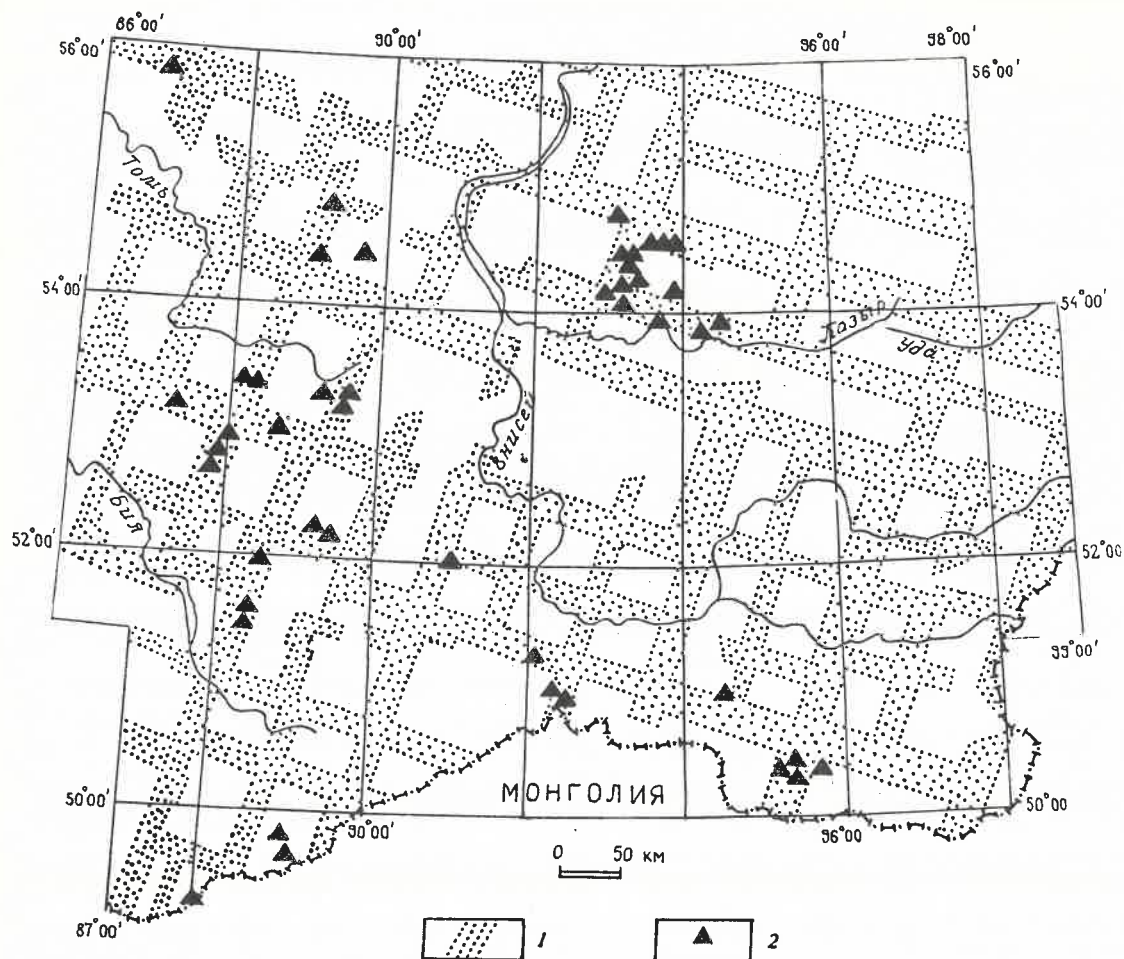


Рис. 1. Схема разломов системы 17—287° и размещения месторождений железа центральной части Алтае-Саянской складчатой области:

1 — следы разломов на земной поверхности; 2 — месторождения железа

рые группируются вдоль осевой линии разрядки планетарных напряжений. Выделены лишь те из разломов указанных направлений, для которых представилась возможность определить ширину зоны поверхностного проявления. Масштаб исследований 1:1 000 000. В связи с мелким масштабом рисунков практически невозможно показать зоны разломов и тем более индикаторы для всех выделенных систем. В качестве примера приведены зоны разломов системы 17—287° (рис. 1). Обращает на себя внимание, что наиболее крупные разломы располагаются относительно друг друга на расстоянии 140 (реже 150) км. Они отнесены к разломам первого порядка и имеют ширину зоны поверхностного проявления 20—30 км. В промежутках между разломами первого порядка на расстоянии 70 км размещаются разломы второго и в отдельных случаях более высоких порядков при ширине зон 10—20 км. На отдельных интервалах разломы прерываются; кроме того, наблюдает-

ся смещение их осевых линий по простиранию преимущественно на границах блоков, образованных разломами других систем. Подобные закономерности характерны и для других систем. Следует отметить, что если для первых пяти из указанных систем выделены разломы первого—второго порядков, то для трех последних — только первого. Установленные закономерности пространственного размещения систем разломов проявляются и в других регионах: Украинский, Балтийский и Анабарский щиты, Воронежский массив, Урал, Кавказ [4].

С целью определения местоположения узлов пересечения разломов всех систем построена схема плотности их распределения в пределах исследуемой площади (рис. 2). Методика ее построения заключается в следующем. Для каждой точки площади определялось количество попаданий в зоны разломов, причем если точка располагается в зоне разлома первого порядка любой из подсистем, то ей придавалось значение ве-

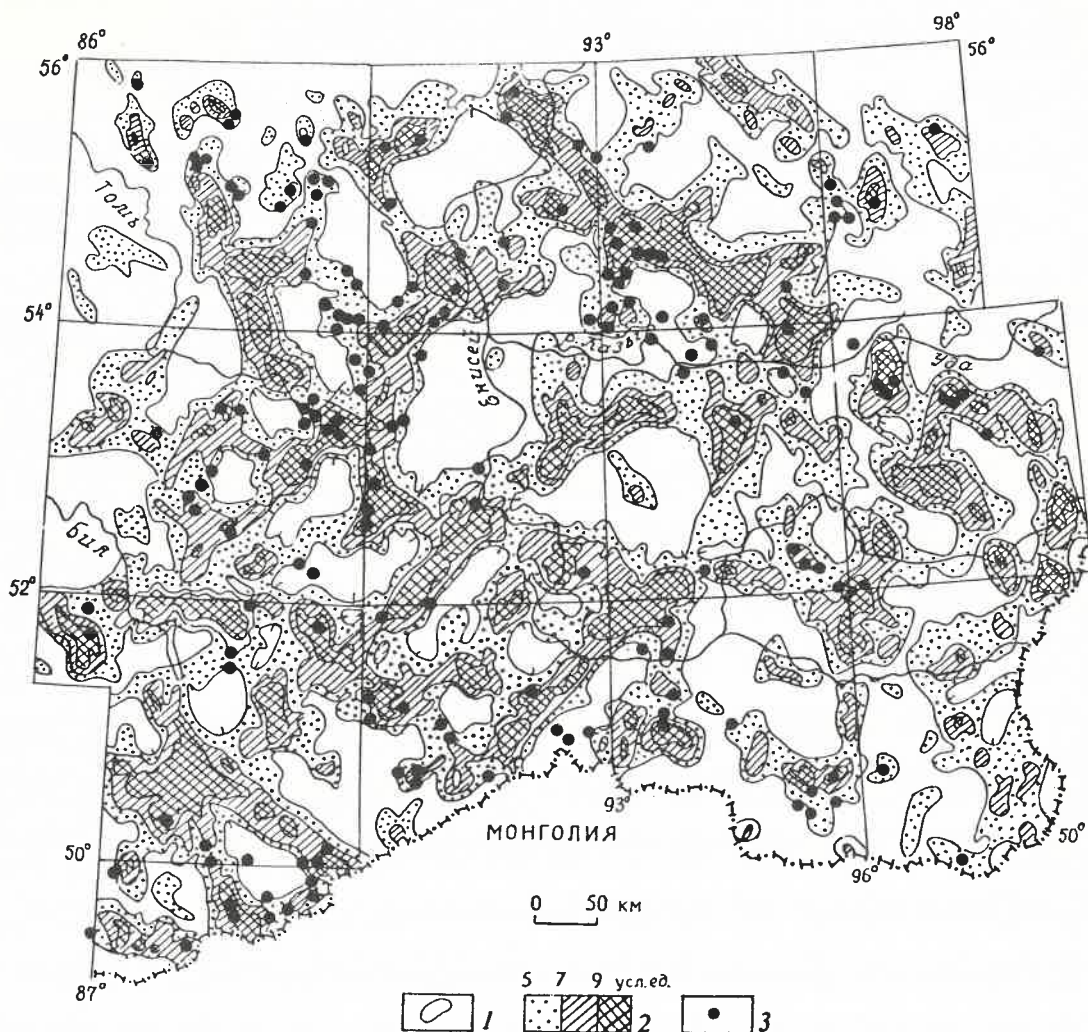


Рис. 2. Схема плотности систем разломов центральной части Алтае-Саянской складчатой области:

1 — изолинии плотности систем разломов; 2 — шкала плотности распределения разломов; 3 — месторождения эндогенных полезных ископаемых

сового коэффициента 2, для разломов последующих порядков — 1. Затем вычислялся суммарный коэффициент, по которому проводились изолинии плотности разломов в условных единицах, начиная со значений 5.

При определении геологической позиции систем разломов возникают значительные трудности в связи с последовательным проявлением многочисленных активизаций. В зонах разломов происходят специфические деформации земной коры, сопровождающиеся процессами магматизма, метаморфизма, литогенеза и рудообразования. Изучение данного вопроса требует постановки специальных исследований и качественно иного подхода к геологическому изучению всей области динамического влияния разломов. В общем виде геологическая позиция разломов определяется особенностями состава и развития разделяемых разломами блоков и внутренним строением самих разломов как

сложных тектонических структур. Геологическими критериями для выделения разломов могут служить различный уровень денудационного среза, смена комплексов пород и структурных планов, наличие магматических образований и наложенных структур и ряд других признаков. Каждая из выделенных систем разломов, фиксируемая по фрагментам геологического строения и физических полей, вероятнее всего, соответствует определенной активизации.

На рис. 3 приведены наиболее четко выраженные примеры взаимосвязи систем разломов с особенностями геологического строения региона. В частности, разломы подсистем 305 и 270° в пределах Восточного Саяна, подсистем 35, 62, 305, 315° на Сангиле и в Чулышманской зоне проявляются в смене докембрийских образований более молодыми. Вдоль разломов подсистем 62, 70, 270, 332° формировались современные

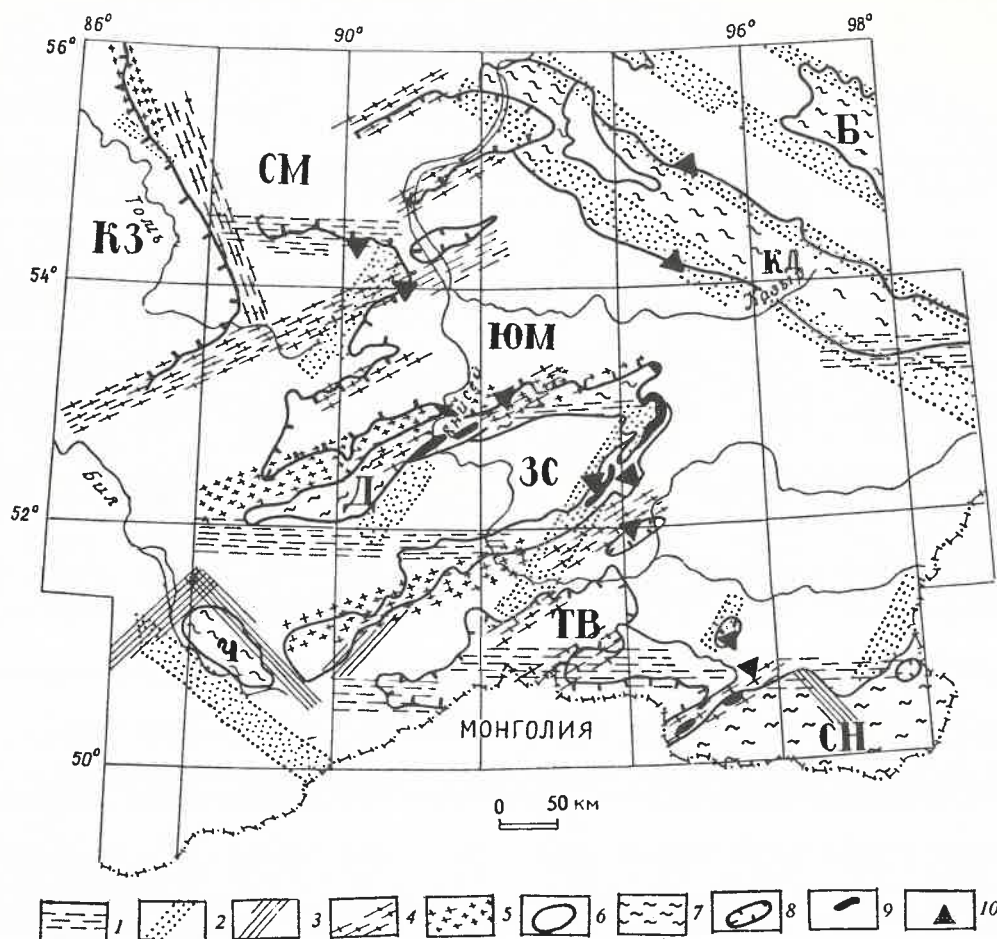


Рис. 3. Схема сопоставления систем разломов с элементами геологического строения центральной части Алтае-Саянской складчатой области:

следы разломов на земной поверхности с азимутами простираний, град.: 1 — 0—270, 2 — 35—305, 3 — 45—315, 4 — 62—332, 5 — 70—340, 6 — контуры структурно-формационных зон (СН — Сангиленская, КД — Канско-Дербинская, Б — Бирюсинская, Ч — Чулышманская, Д — Джебашская, ЗС — Западно-Саянская); 7 — докембрийские комплексы; 8 — контуры наложенных структур (КЗ — Кузнецкая, СМ — Северо-Минусинская, ЮМ — Южно-Минусинская, ТВ — Тувинская); 9 — интрузии ультраосновного состава; 10 — местоположение глубинных разломов по данным ГСЗ

границы Кузнецкого, Минусинского и Тувинского прогибов. Разломы подсистем 35, 70, 270° ограничивают Джебашскую, Куртушибинскую и в целом Западно-Саянскую структурно-формационные зоны. Аномаль-

ными участками на схеме плотности разломов (см. рис. 2) фиксируются осевые части Кузнецкоалатауского, Теринского, Кандатского, Уйбатско-Таятского, Борусского, Саяно-Тувинского, Дербинского и Бирюсин-

Частота встречаемости эндогенных месторождений в системах разломов

Азимуты систем, град.	Железо	Медь	Молибден	Свинец, цинк	Кобальт, хром, ванадий	Ртуть	Золото	Редкие металлы, земли	Асбест	Сумма коэффициентов по системам
0—270	44	16	23	18	10	9	11	7	2	138
17—287	73	14	19	12	13	8	15	21	8	183
25—295	26	16	21	9	5	7	17	6	3	110
35—305	23	14	14	20	5	8	15	12	9	120
45—315	38	24	12	14	9	3	15	12	—	127
52—322	31	15	34	27	4	9	10	7	2	139
62—332	25	10	21	13	10	7	14	10	4	114
70—340	19	18	20	18	8	5	6	4	2	100

ского разломов, а также Саралинская, Батеневско-Беллыкская и Телецко-Тонгулакская структурно-формационные зоны. В ряде случаев аномалии плотности разломов занимают секущее положение относительно современного структурного плана: юго-восточное продолжение Кузнецкоалатауской и юго-западное — Куртушибинской зон.

Характер распределения известных месторождений в системах разломов показан в таблице. При составлении последней приняты следующие весовые коэффициенты: для крупных месторождений — 3, средних — 2, мелких — 1. Обращает на себя внимание максимальная приуроченность месторождений железа к разломам системы 17—287°. Из 46 месторождений (см. рис. 1) 39 располагаются непосредственно в зонах разломов. Менее четкие максимумы по молибдену, цинку и свинцу характерны для системы 52—322°, по меди — 45—315°, по золоту — 25—295°, по редкометалльно-редкоземельным — 17—287°, по асбесту — 35—305° и т.д. Многократные тектонические перестройки, обуславливающие специфическую унаследованную активизацию фрагментов ранее возникших разломов, значительно усложняют первичную металлогеническую специализацию. Наряду с этим наблюдается приуроченность месторождений к узлам пересечения разломов выделенных систем. Из 172 месторождений эндогенных полезных ископаемых (см. рис. 2) только 11 (6,4 %) находятся вне контуров аномальных участков плотности разломов. Из рассмотрения исключены мелкие золоторудные месторождения, располагающиеся в узлах пересече-

ния как крупных, так и более мелких разломов. Следует отметить концентрацию месторождений преимущественно в краевых частях аномальных участков плотности разломов. Эпицентры аномалий (интенсивностью более 9 условных единиц) представляют собой наиболее проницаемые участки земной коры, но вместе с тем они наиболее подвержены воздействию эрозионных процессов, влияющих на сохранность месторождений. Процесс выделения систем разломов и узлов их пересечения является первым этапом прогнозирования. В дальнейшем необходимо выбирать аномальные участки, характеризующиеся наиболее благоприятной геологической обстановкой для формирования месторождений определенной группы элементов.

Итак, проведенные исследования позволяют рассматривать узлы пересечения разломов выделенных систем в качестве одного из важнейших рудоконтролирующих факторов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Алтае-Саянской складчатой области / В.С. Сурков, В.П. Коробейников, А.В. Абрамов и др. — М.: Недра, 1988.
2. Самков В.В. Системы разломов центральной части Алтае-Саянской складчатой области и связь с ними эндогенного оруденения // Тез. докл. Всесоюз. конф. «Геофизические методы изучения систем разломов земной коры и принципы их использования для прогнозирования рудных месторождений». — Днепропетровск, 1988. С. 44—46.
3. Тяпкин К.Ф. Изучение разломных и складчатых структур докембрия геолого-геофизическими методами. — Киев: Наук.думка, 1986.
4. Тяпкин К.Ф., Гончаренко В.Н. Системы разломов Украинского щита. — Киев: Наук.думка, 1990.

УДК 553.4:550.4 + 553.4:552

© Коллектив авторов, 1994

Главнейшие эпохи и геодинамические обстановки гранитоидного магматизма и эндогенного рудообразования в структурах юго-западного обрамления Сибирской платформы

В.М. ДАЦЕНКО, Ю.С. АЛЕКСАНДРОВСКИЙ, А.П. КОСОРУКОВ, О.И. ПЯТОВ, А.Г. РУБЛЕВ

Юго-западное обрамление Сибирской платформы включает рифейско-раннепалеозойские складчато-глыбовые области Енисейского кряжа, Восточного и Западного Саянов и Кузнецкого Алатау, разделенные наложенными среднепалеозойскими впадинами (рис. 1, а). Сибирская платформа — одна из основных элементов структуры конти-

нентов с дорифейским фундаментом, отдельные блоки которого, представленные выступами архея и раннего протерозоя, выведены на поверхность (Южно-Енисейская, Канская, Бирюсинская глыбы и др.). По возрасту складчатости в структурах обрамления платформы традиционно выделялись байкалиды (Енисейский кряж), салаириды

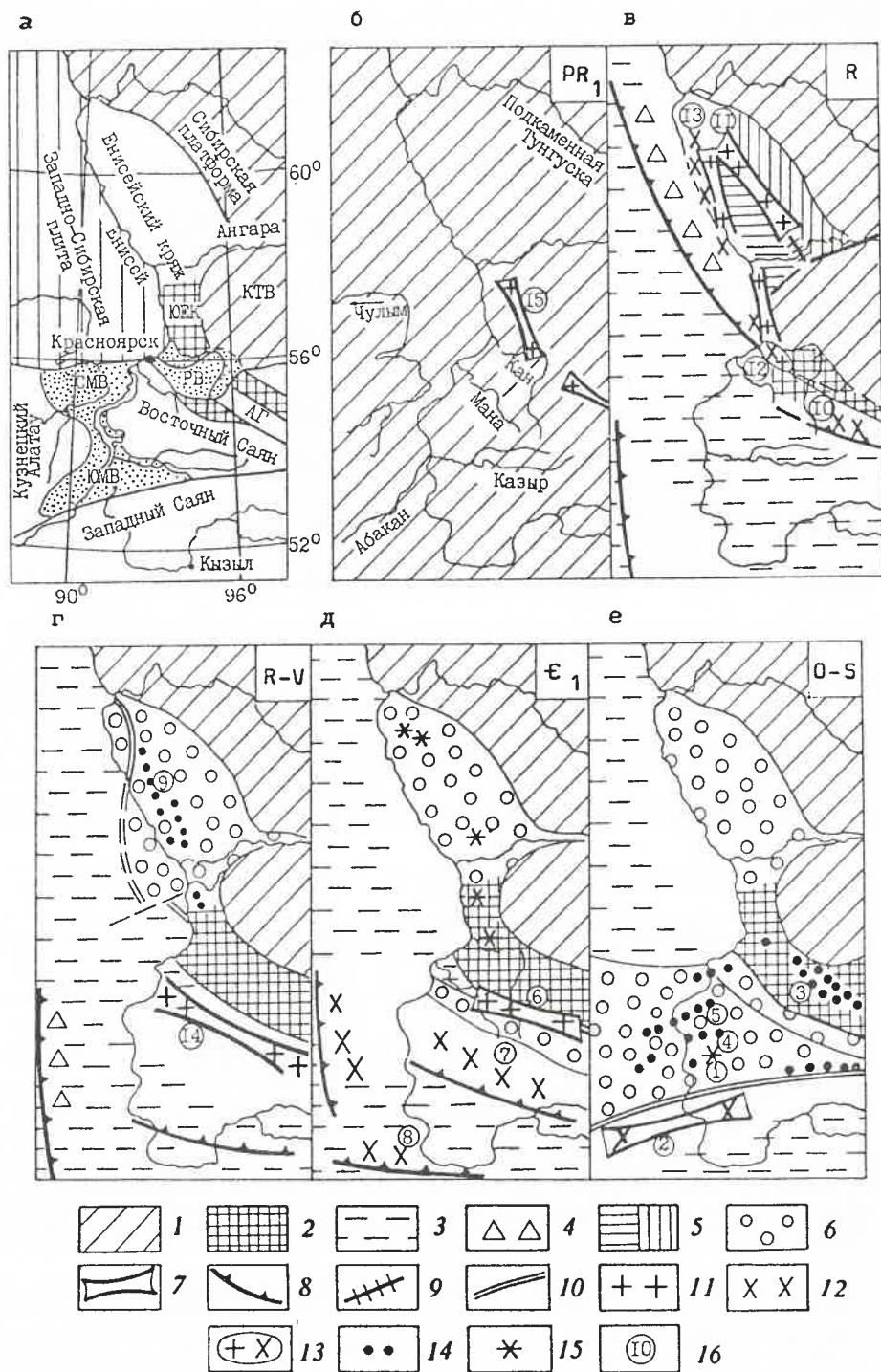


Рис. 1. Палеомагнитические схемы юго-западного обрамления Сибирской платформы:

а — современная позиция структурно-орографических элементов, б—е — эпохи и типы проявления магматизма; элементы обстановок: 1 — континенты, 2 — выступы дорифейского фундамента в горно-складчатых поясах, 3 — океаны, моря, 4 — вулканические дуги, 5 — разнотипные осадочные бассейны в областях перикратонного опускания, 6 — молодые платформы, 7 — зоны коллизии, 8 — субдукционные зоны, 9 — континентальные рифты, 10 — сутуры; типы магматических пород: 11 — S, 12 — I, 13 — I-S, 14 — A, 15 — посторогенные щелочные; 16 — изученные комплексы (номера соответствуют приведенным в таблице)

(юго-западная часть Восточного Саяна, восточный склон Кузнецкого Алатау) и каледониды (Западный Саян). Следующая геосинк-

линальная концепция, в тектоно-магматическом цикле развития каждого региона столь же традиционно выделялся магматизм

инициальной и орогенной стадий, причем в этой схеме не обнаружены многие проявления магматизма [2].

После фундаментальных разработок Л.П.Зоненшайна, М.И.Кузьмина и Л.М.Натапова по тектонике литосферных плит территории бывшего СССР [4], А.А.Моссаковского с соавторами по геодинамической эволюции и истории формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса [11], а также исследований Г.Г.Семенова в области плитной тектоники юга Центральной Сибири (см. статью в № 10) и на основании собственных данных авторы считают, что обрамление Сибирской платформы в рассматриваемом сегменте — аккреционная структура, сформированная на месте рифейско-палеозойской разрастающейся в юго-западном направлении (в современных координатах) континентальной окраины. Рост этот происходит как это будет показано, за счет аккреции блоков относительно низкоплотных пород, причленения палеовулканических дуг, микроконтинентов и террейнов, причем он периодически нарушался деструктивными процессами («геосинклинали»), в результате чего возникали обстановки пассивных или активных континентальных окраин, островодужные и т.д., а значит, появлялись зоны субдукции с магматизмом Mu-I-типов (здесь и далее — в терминологии Б.Чаппела, У.Питчера, Дж.Уолена и др. [13, 15]). В отдельных случаях они причленялись настолько энергично, что аккреция сопровождалась коллизионными процессами, вызванными горизонтальным сжатием масс, их скучиванием и переплавлением на глубине с образованием гранитов S-типа, становление которых обычно приводит к стабилизации области. I- и S-граниты могут сменяться, а иногда и соседствовать с лейкогранитами A-типа. На практике такое разделение сталкивается с определенными трудностями. Так, по составу и содержанию петрогенных оксидов некоторые фракционированные I- и S-гранитоиды трудно отличимы от гранитов A-типа [15]. Одним из путей решения проблемы мы, вслед за Л.В.Таусоном, М.И.Кузьминым, Дж.Пирсом и др., считаем привлечение данных по редкоземельному составу гранитоидов. Конечно, такие данные не могут решить проблему целиком, но должны учитываться при экспертных оценках геодинамических условий становления того или иного магматического комплекса. Значение подобных построений очевидно. Выделение, например, палеозон Беньюфа позволяет прогнозировать зональность магматизма по аналогии с проявленной над зоной субдук-

ции под современное западное побережье Южной Америки. «Прочтение» данной зональности, сохраняющейся в древних областях лишь фрагментарно, имеет большое значение для оценки потенциальной рудоносности магматитов, поскольку с их разными типами связаны соответствующие рудные формации.

Авторы на протяжении 30 лет в той или иной мере занимались вопросами магматической геологии, рудоносности и глубинного строения юга Центральной Сибири. Цель настоящей работы — петрогеохимическая характеристика гранитоидов во временном интервале от раннего протерозоя до девона. Полученные данные, по нашему мнению, могут способствовать уточнению существующих тектонических схем и воссозданию более полной истории геологического развития региона, что имеет непосредственное отношение к вопросам металлогении.

Использовано несколько классификаций магматических пород. Во-первых, это отечественная классификация, разработанная Ю.А. Кузнецовым, А.Ф.Белоусовым и Г.В.Поляковым [7], основанная на приоритете фактических признаков состава и учитывающая генетические аспекты их возникновения. Во-вторых, геохимическая классификация гранитоидов Л.В. Таусона, которая отличается признанием значительной роли мантийного вещества в становлении ряда гранитоидных формаций [10]. Следует подчеркнуть, что в одной из последних работ, опубликованной по рукописи после смерти ее автора, Ю.А. Кузнецов обозначил крупнейшие магмоконтролирующие структуры — срединно-океанические хребты, океанические плато, области сопряжения океанов и материков, рифтов, подвижных поясов и платформ, т. е. практически все обстановки, предусмотренные тектоникой литосферных плит [7, т. III]. По сути на этих же принципах построена классификация английских исследователей Дж.Пирса, Н.Харриса и Э.Тинделя, разделивших гранитоиды по приуроченности к океаническим хребтам, областям вулканических дуг, коллизии и плитам и определивших типичный для каждой группы редкоземельный состав [14]. К сожалению, рекомендованные ими дискриминантные диаграммы в координатах Rb — (Y + Nb) в отечественной литературе часто передаются в несколько искаженном виде: поле синколлизионных гранитов называется просто «коллизионных» ([1], а также «Методические рекомендации по геодинамическому анализу при геологическом картировании», М., ИМРРЭ, 1989 и др.). Между тем у Дж.Пирса с соавторами большинство из

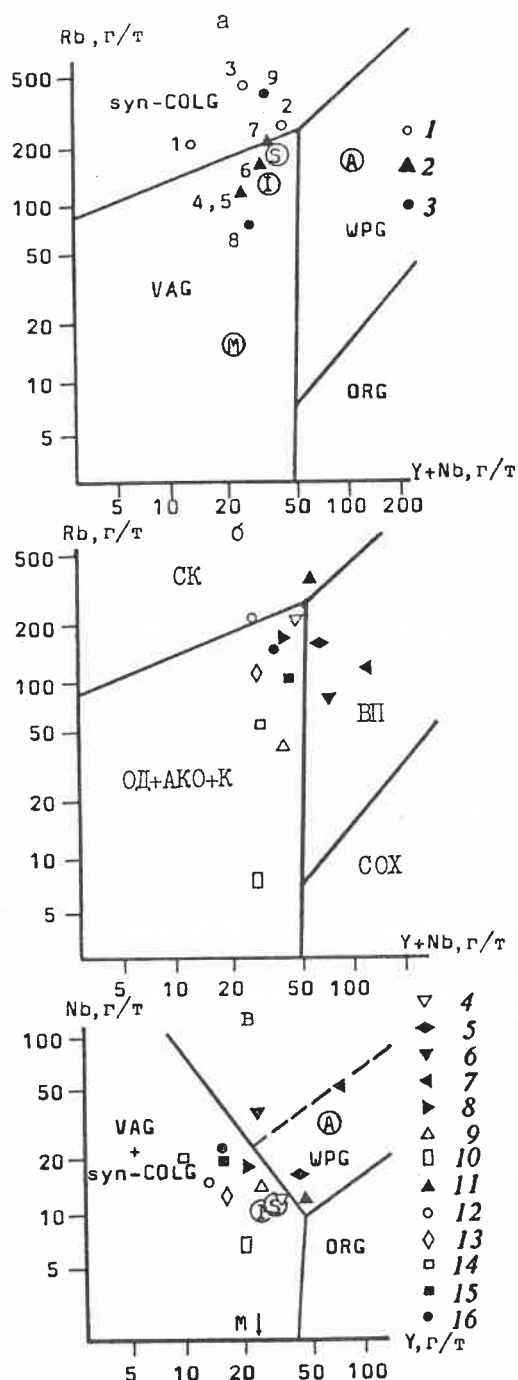


Рис. 2. Дискриминантные диаграммы Дж.Пирса и др. [14] для идентификации гранитоидов различных геодинамических обстановок:

а — данные Дж.Пирса, Н.Харриса и Э.Тиндля для различных типов коллизионных гранитов и положение гранитоидов М-, I-, S- и А-типов, по [15], на диаграмме Rb-(Nb + Y): 1 — синколлизийные граниты зон столкновения структур типа «континент — континент» (1 — Юньнань, Юго-Западный Китай; 2 — Габуг, Тибет; 3 — Юго-Западная Англия); 2 — посттектонические граниты аналогичных зон (4 — Новате, Итальянские Альпы; 5 — Барусс, Пиренеи; 6 — Ведретте, Восточные Альпы; 7 — Кверигут, Пиренеи); 3 — синорогенные граниты зон столкновения структур типа «дуга — континент» (8 — Оман; 9 — Боливия); поля ORG — срединно-океанических хребтов, WPG — внутриплитных обстановок, syn-COLG — синколлизийных зон, VAG — вулканических дуг (поле включает большинство коллизионных гранитов, а также типовые М-, I- и S-граниты зарубежных исследователей); б, в — положение гранитоидов юго-западного обрамления Сибирской платформы на диаграммах Rb-(Nb + Y) (с дополнениями) и Nb-Y: Магматические комплексы: 4 — джойский, 5 — огнитский, 6 — буюдзульский, 7 — беллыкский, 8 — кутурчинский, 9 — ольховский, 10 — майнский, 11 — глушихинский, 12 — татарско-аяхтинский, 13 — нижнеканский, 14 — канский, 15 — дербинский, 16 — таракский; поля гранитов: COX — срединно-океанических хребтов, ВП — внутриплитных (анорогенных), СК — синколлизийных, ОД — островных дуг, АКО — активных континентальных окраин и К — коллизионных зон

проанализированных коллизионных гранитов попадает в поле островодужных (см.рис. 2, а). По их мнению, проблема коллизионных гранитов — одна из сложнейших в петрологии и еще далека от разрешения [14].

И, наконец, использовалась уже упоминавшаяся классификация австралийцев Б.Чапела и др., которую, несмотря на большую популярность за рубежом, в нынешнем ее состоянии нельзя признать удовлетворительной, как базирующуюся на раз-

ных принципах. Первоначально она претендовала только на установление исходного вещества гранитоидного расплава (граниты I-типа формируются при плавлении изверженных основных пород, а S-типа — метасадков [13]). Затем было установлено, что гранитоиды I-типа характерны для обстановок островных дуг, а S-типа — для коллидирующих структур, что справедливо только в общем случае. К перечисленным типам были добавлены М-граниты А.Уайта (океанические) и А-типа (анорогенные) граниты

У.Коллинза. Диаграммы для выделения а-гранитов, предложенные Дж.Уолоном и др. [15], к сожалению, не могут быть использованы для решения более общей проблемы: разделения гранитоидов I- и S-типов. По-видимому, для расчленения гранитоидов необходимо использовать все подходы, четко представляя ограничения каждой из рассмотренных классификаций.

Фактологическая основа. Было выполнено большое число химических анализов гранитоидов юга Сибири. Авторы ориентировались преимущественно на полученные результаты по собственным сборам с надежно фиксируемым положением проб внутри массивов. В соответствии с [1, 14 и др.] отбирались относительно свежие породы в основном эталонных массивов различного возраста и формационной принадлежности. При расчете средних составов учитывались породы с содержанием кремнезема свыше 64 % (массовая доля). Пробы прошли всестороннее петрографическое изучение, в них были определены содержания редких и (выборочно) редкоземельных элементов. Для ряда комплексов новейшими методами получены определения радиологического возраста.

Из материалов других авторов были отобраны данные химических анализов пород, надежно привязанных на местности и имеющих достаточное петрографическое описание. Для комплексов однородных гранитов число силикатных анализов удалось довести до 80-300, но для комплексов (или представляющих их массивов) сложного строения оно колеблется от 14 до 56, поскольку более основные чем граниты породы ранних фаз и гибридных зон, равно как и породы дополнительных фаз, из выборок исключались. Всего для 17 комплексов отобрано 1070 химических и 190 количественных спектральных анализов. Дополнительно в 50 пробах определено содержание редкоземельных элементов, а для всех комплексов Енисейского кряжа изучен состав акцессорных минералов в протолочках.

Химические анализы проведены в лабораториях СНИИГГиМСа и ПГО «Красноярск-геология». Содержания редких щелочей определены в лаборатории физико-химических методов СНИИГГиМСа (А.Д.Бакулов) методом фотометрии пламени, причем эти анализы отличаются очень высокой воспроизводимостью (0,05). Хуже обстоит дело с определениями Sr количественным спектральным методом (лаборатория Л.Д.Малюшко, СНИИГГиМС), которые хоть и отличаются хорошей сходимостью, но в целом, как показал проведенный нами анализ, оказались несколько завышенными. Осталь-

ные элементы определялись в лаборатории количественного спектрального анализа СНИИГГиМС (А.С.Черевко) методом атомно-эмиссионного спектрографического многоэлементного анализа на базе дугового аргонового двухструйного плазмотрона ДГП-50 с нетермальным источником возбуждения спектров. Для РЗЭ применялась методика прямого спектрографического определения редкоземельных элементов на базе аналогичного плазмотрона с подачей аэрозвеси мелкодисперсного порошка, создаваемой ВЧ-разрядом струями плазмы под давлением газа (аргона). Анализ шлихов из проб-протолок и определение габитусных форм цирконов в СНИИГГиМСе проведены Л.И. Орловой. Радиологический возраст гранитоидов установлен комплексом методов во ВСЕГЕИ: рубидий-стронциевым по породе, калий-аргоновым — по пороодообразующим и уран-свинцовым — по акцессорным минералам (А.Г.Рублев).

Петрология и геохимия гранитов. Древнейшими в регионе являются гранитоиды чарнокитового ряда, развитые в гранулитово-гнейсовом комплексе Южно-Енисейского кряжа, где они слагают относительно мелкие тела. Характеристика их дана в работах Ю.А.Кузнецова [7], возраст на основании косвенных данных принимается верхнеархейским. Материалов для геохимической характеристики пока недостаточно.

В *протерозое* интенсивное гранитообразование зафиксировано на рубеже 1900 + 100 млн лет. Граниты слагают крупные массивы в Ангара-Канской части Енисейского кряжа и Бирюсинской глыбе Восточного Саяна (таракский и саянский комплексы, см.рис. 1, б). Зоны их в целом конформны современным ограничениям Сибирской платформы. Наиболее представителен Таракский массив [7], образующий согласное со структурой архейских пород Ангара-Канской глыбы вытянутое в северо-западном направлении тело протяженностью около 100 км при ширине 12—20 км. Расчетная вертикальная мощность гранитов изменяется от 1,5 км на юге до 3 км на севере. Становление их происходило на абиссальном уровне в условиях высокого общего и водного давления [3]. Выделяются центральная зона порфировидных олигоклазмикролиновых гранитов, западные эндоконтактовая зона гранатовых гранитов и гранодиоритов и экзоконтактовая зона, представляющая собой поле инъектированных гнейсом шириной до 5 км (на востоке массив трансгрессивно перекрыт отложениями венда и кембрия). Для гранитов характерны обогащенность монацитом и почти полное

Средние петрохимические (%) и редкометалльные (г/т) составы гранитоидных комплексов юго-западного

Комплекс	Породы	n	Компоненты									
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Лутагский	ГС, КС, Н	130/3	66,13	0,58	16,06	2,42	1,60	0,09	0,75	1,20	5,59	4,75
Джойский	Г, ЛГ	284/8	73,11	0,29	13,29	0,93	1,95	0,06	0,60	1,27	3,35	4,32
Огнитский	Г, ЛГ	54/12	73,45	0,35	13,36	1,98	1,37	0,07	0,34	0,49	3,66	4,56
Будежуйский	КС, ГД, Г	18/8	69,15	0,41	14,74	1,31	1,72	0,08	0,88	2,24	3,79	4,58
Беллыкский	Г, ЛГ, ГД, КС	29/18	70,62	0,39	14,60	1,02	1,48	0,06	0,67	1,45	4,32	4,33
Кутурчинский	Г, ЛГ	80/7	74,24	0,23	13,34	0,69	1,11	0,03	0,30	0,88	3,59	4,86
Ольховский	ПГ, ГД, Г, ЛГ	145/34	71,65	0,27	13,67	0,76	2,73	0,07	0,98	2,53	3,91	2,19
Майнский	ПГ, ЛПГ	17/6	73,89	0,18	12,97	1,65	2,03	0,05	0,56	2,51	4,37	0,55
Глушихинский	Г, ЛГ	143/32	74,98	0,21	12,96	1,07	1,58	0,04	0,44	0,86	2,65	4,70
Канский	ПГ	26/11	70,39	0,25	15,56	0,66	0,91	0,04	0,70	2,19	4,88	3,09
Татарско-Аяхтинский	Г, ГД, ЛГ	48/12	71,58	0,30	14,20	0,74	2,07	0,06	0,57	1,66	3,44	4,29
Нижеканский	Г, ГД, ЛГ	56/11	72,49	0,25	14,22	1,03	1,28	0,05	0,58	1,58	3,56	4,15
Приенисейский	ГД	14/4	66,57	0,43	15,14	1,12	3,53	0,06	1,21	2,57	3,26	3,56
Дербинский	Г, ЛГ, СЛГ	15/18	72,68	0,16	13,85	0,69	1,38	0,05	0,44	1,29	3,82	4,46
Таракский	Г, ГД, ЛГ	14/9	71,46	0,32	13,88	0,96	2,58	0,04	0,69	1,20	2,93	5,06

Примечание. Породы комплексов, которые учитывались при подсчете средних составов: Г — граниты, ЛГ — лейкограниты, ПГ — плагиограниты, ЛПГ — лейкоплагиограниты, ГД — гранодиориты, ГС — граносиениты, КС — кварцевые сиениты, Н — нордмаркиты, СЛГ — субщелочные лейкограниты; n — число химических (числитель) и геохимических (знаменатель) проб; М — мантийные, МК — мантийно-коровые

отсутствие магнетита. Химические и редко-элементные составы их приведены в таблице (гранатовые разности и гранодиориты не учитывались). Отмечается обогащение гранитов легкими лантаноидами при фракционированном распределении РЗЭ и интенсивной отрицательной европиевой аномалии. На диаграммах Дж.Пирса и др. гранитоиды попадают в поле нерасчлененных островодужных и коллизионных типов (рис. 2, б, в), на диаграмме Дж.Уолена и др. — в поле гранитов I- и S-типов (рис. 3). Однако по преобладанию калия в составе щелочей, повышенному Rb/Sr и пониженному K/Rb, а также отсутствию магнетита, мы относим их к коллизионным S-типа. На отсутствие или крайне незначительное развитие магнетита в коровых S-типа гранитах в отличие от гранитоидов I-типа указывали выделившие их Б.Чапелл и А.Уайт [13], что подчеркивалось нами (В.М.Даценко, 1977, 1978), С.Н.Гавриковой (1992) и др. Противоположной точки зрения придерживается М.И. Кузьмин.

В рифее на Енисейском кряже в Приплатформенной (по [3]) зоне коллизии проявились очень близкие по составу граниты татарско-аяхтинского комплекса возрастом 850 ± 50 млн лет, отличающиеся от таракских только «нормальным» содержанием монацита. Становлению их предшествовал рифтинг юго-западной окраины Сибирской

платформы, с которым связано образование вулканитов базит-ультрабазитового попутнинского и щелочно-габброидного с карбонатитами пенченгинского комплексов. По геологическим данным коллизионная природа татарско-аяхтинского комплекса очевидна: он представлен коровыми гранитами (И.М.Даценко, 1979; [3, 9]), формировался после смены знака движения микроплит неразвившегося рифтинга с образованием антиклинорной структуры в месте их сочленения и позднерифейско-вендских орогенных прогибов на ее периферии. Петрохимическая характеристика гранитов дана преимущественно по Татарскому плутоно-типу (см. таблицу). Вероятно в них требуется обновить данные содержания Ga, полученные нами еще в 1969 г. В настоящее время оно кажется завышенным и не коррелируется с их химическим составом и данными по другим гранитоидам региона. С этим связано и высокое значение Ga/Al. В результате на диаграмме Дж.Уолена и др. рассматриваемый комплекс попадает в поле гранитов A-типа, что не согласуется с петрохимическими данными.

С комплексом связаны месторождения золота и проявления вольфрама. Массивы его с расчетной вертикальной мощностью 4—7 км и площадью до 1200 км² приурочены к Центральному антиклинорию Енисейского кряжа, ориентированному согласно с огра-

обрамления Сибирской платформы

и их отношения													Обста- новка [14]	Тип границ- тов [13, 15]	Тип маг- мы	Принимаемая геодина- мическая обстановка	
Rb	Sr	Zr	Nb	Y	Ce	Sc	V	La	Yb	Ga	K Rb	Rb Sr					Ga Al
77	—	210	18	35	180	6	22	80	4	23	512	—	2,70	ВП	A	МК	Анорогенная
225	170	110	14	36	122	3	12	55	6	16	159	1,32	2,30	ОД + К	I	МК	Коллизия дуга-континент
162	176	179	18	43	74	4	12	58	8	26	233	0,92	3,68	ВП	A	МК	Континентальный рифт
79	664	367	39	24	39	12	99	47	3	22	482	0,12	2,84	ВП	A	МК	Анорогенная
121	276	267	58	82	81	10	56	46	5	20	298	0,44	2,64	ОД + К	A	МК	«
167	157	169	19	22	40	2	13	17	4	22	241	1,06	3,10	СК	S	МК	Коллизия континент-континент
44	239	181	16	24	19	10	17	17	3	15	413	0,18	2,01	ОД + К	I	M	Активная континентальная окраина
8	223	81	7	21	39	9	72	10	3	11	613	0,03	1,63	ОД + К	IM	M	Островная дуга
388	202	165	12	45	38	2	6	27	5	22	101	1,92	3,30	ВП + К	A	МК	Анорогенная
55	770	314	20	10	47	3	22	14	1	18	465	0,07	2,20	ОД + К	I	M	Субдукционная
233	301	124	15	13	48	3	24	33	3	27	153	0,77	3,6 (?)	ОД + К	S	МК	Внутриконтинентальная коллизия
114	429	83	13	16	27	6	74	35	2	18	308	0,26	2,43	ОД + К	IS	МК	Коллизия дуга — континент
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Субдукционная
106	82	201	21	15	18	2	19	19	3	28	349	1,3	2,41	ОД + К	S	МК	Коллизия
161	157	159	24	15	31	8	60	48	1	18	221	1,02	2,39	ОД + К	S	МК	Внутриконтинентальная коллизия

ничением Сибирской платформы. На глубине, а в отдельных случаях и на современной поверхности, они связаны с зоной гнейсо-гранитов, образование которых предшествовало становлению батолитов рассматриваемого комплекса. Формирование ультраметаморфических гнейсо-гранитов началось около 1000 млн лет назад и, очевидно, подготовило метаморфогенные концентрации золота за счет перераспределения его в терригенном комплексе чехла платформы (А.Е.Верниковская, 1992 и др.), а становление гранитных батолитов оформило эту минерализацию в месторождения золотоносного пояса Енисейского края.

Особенностью региона является то, что к Приплатформенному поясу гранитных батолитов с запада под острым углом причленяется еще одна близкоодновременная зона коллизионных гнейсо-гранитов. Следует полагать, что становление ее обязано субдукции Исаковской островной дуги с запада под Енисейский край. Еще в 1973 г. Д.И.Мусатов и Ю.М.Мальцев в докладах на Всесоюзном совещании «Проблемы металлогении в свете идей новой глобальной тектоники» выделили Приенисейскую зону Беньюфа, а В.М.Даценко в 1984 г. описал связанный с ней приенисейский габбро-диорит-плагиигранитный комплекс [3]. Гранитоиды его относятся к I-типу (см.таблицу), с ними связано полиметаллическое оруднение При-

енисейского пояса и открытое в последнее время медно-порфировое оруднение (Белогорский массив, данные К.А.Заболоцкого и В.Р.Сопрончук). Близкий к приенисейскому комплекс диоритов и плагиигранитов геологи ВСЕГЕИ С.Г. Петров, С.А.Решетова и Е.К.Ковригина описывали под названием среднетягидинского. Петрохимическая характеристика его затруднена, поскольку массивы комплекса повсеместно магматизированы коллизионными гнейсо-гранитами посылненского типа, по Ю.А.Кузнецову [7]. В таблице составы их приведены по относительно хорошо сохранившимся Каменскому (на р.Енисее) и западной части Рязановского массивов.

Совмещение магматизма зон Приенисейской субдукции и коллизии произошло на юге области (см. рис. 1, в), где на уровне 850 млн.лет был сформирован Нижнеканский плутон, имеющий в его гранитах характеристики I- и S-типов. На диаграммах Дж.Пирса и др. он попадает в поле островодужных и постколлизионных гранитов (см. рис. 2, б, в). Это вытянутый в северо-западном направлении крупный массив, частично перекрытый среднепалеозойскими отложениями. Площадь только вскрытой его части превышает 1,5 тыс.км², расчетная вертикальная мощность — 3,5 км. Становление массива происходило в две фазы: первая представлена диоритами и кварцевыми ди-

оритами, вторая (главная) — микроклиновыми порфиридовидными гранитами и лейкогранитами. Один из признаков смещения (синтексиса) коровой и подкоровой магм — широкое развитие автолитов диоритового состава в гранитах главной фазы, указывающее на сосуществование во времени магм разных источников. По облику и петрохимическим особенностям рассматриваемые граниты близки к синхронным образованиям Приплатформенной зоны, представленными гранитами татарско-аяхтинского комплекса. Несмотря на близость минерального состава нижнеканские граниты отличаются сонахождением в них двух типов плагиоклаза: к типичному для татарско-аяхтинских гранитов полисинтетически сдвоенному олигоклазу здесь добавляется зональный с основным ядром андезитового состава. Однако наиболее существенным отличием нижнеканских гранитов следует считать содержание в них магнетита (до 5 кг/т), свидетельствующие о значительной окисленности флюида в процессе формирования комплекса. Из геохимических признаков отличительными можно считать повышенное содержание в них Sr, Sc, и V, а также высокое значение K/Rb при пониженном Rb/Sr и низких содержаниях Th, Rb, U, Zr, Ce и Be (см. таблицу).

В позднем рифее, после стабилизации Енисейского кряжа, связанной с завершением процессов субдукции и коллизии и причленением этого региона к Сибирской платформе, проявилась формация посттектонических гранитов и лейкогранитов глушинского комплекса (внутриплитные граниты, по Дж.Пирсу и др. или граниты А-типа, по Дж.Уолену и др. (см. рис. 2, б, в, рис. 3)). Они приурочены к субмеридиональным разломам в западной части Енисейского кряжа и представлены интрузиями и штоками трещинного типа Лендахского, Глушинского, Чистопольского и других массивов [3, 9]. Площадь их колеблется от 7 до 200 км², расчетная мощность 2—4 км. Кроме повышенной кремнекислотности и калиевоности, высоких содержаний Rb, Zr и Fe/Mg, для них характерна особая циркониевая габитусная форма цирконов в отличие от коллизионных гранитов региона, цирконы которых по габитусным формам относятся к гиацинтовому типу [3].

Дальнейшее развитие Енисейского кряжа и его кратонизация привели к появлению все более щелочных вендско-кембрийских захребетнинского и средневороговского комплексов, которые здесь не рассматриваются. Важно подчеркнуть, что анорогенные граниты могут содержать месторождения F, а

также Sn, Mo, Be, Nb, W, Ta и других металлов, частично установленных на Енисейском кряже.

В Восточном Саяне, который мы, вслед за Л.В.Кунгурцевым, рассматриваем как сообщество террейнов [8], магматизм связан с зонами субдукции, коллизии и последующими нарушениями анорогенной обстановки, вызванными отражением тектонических процессов на смежных территориях. Кроме раннепротерозойских коллизионных гранитов саянского комплекса в интервале 670—630 млн лет, а по некоторым данным — 1300—1400 млн лет назад, были сформированы коллизионные анатектические граниты и гнейсо-граниты дербинского комплекса. Вмещающий их Дербинский блок (террейн) образован сложно-дислоцированными терригенно-карбонатными отложениями континентального склона, т. е. формирование его могло происходить в сотнях километров от границы с Сибирской платформой. Становление гранитов в Дербинском блоке связано с неоднократно проявленными процессами скупивания, которым подвергались породы блока в процессе причленения его к континенту. Петрогеохимические материалы, полученные при опробовании Иванихинского и Изыкского массивов, позволяют отнести дербинские граниты к коллизионным S-типа (см. таблицу и рис. 2, б, в, рис. 3).

Группа субдукционных гранитоидов Восточного Саяна представлена канским (PR) и ольховским (Є) комплексами, Кузнецкого Алатау — кембойским мартайгинским (Є), Западного Саяна — майнским (Є) и большепорожским (S). Отмечается последовательное омоложение таких гранитов при прослеживании их с северо-востока от границы с Сибирской платформой на юго-запад (см. рис. 1). Рифейские субдукционные гранитоиды канского комплекса приурочены к сочленению Канского и Дербинского блоков. Плутонотип его — Канский массив. Геологический возраст комплекса определен Н.В. Межеловским по трансгрессивному налеганию на канские граниты рифейско-вендских отложений в междуречье Кана и Мал. Агула. Петрогеохимические характеристики комплекса, приведенные в таблице, получены по плагиогранитам центральной части Канского массива. Кембрийские субдукционные гранитоиды ольховского комплекса широко развиты южнее Дербинского террейна в Кембросаяне на активной континентальной окраине. Новые определения его возраста выполнены А.Г.Рублевым: 515—540 млн лет U-Pb-методом по цирконам и K-Ar-методом — поминералам. По класси-

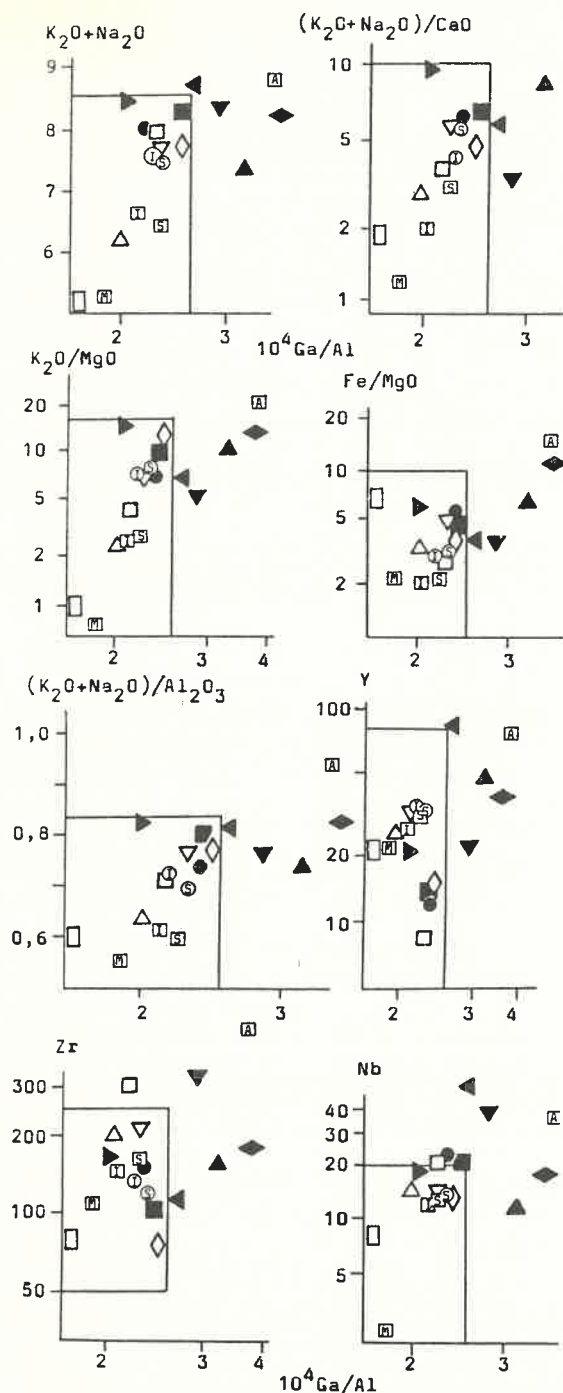


Рис. 3. Положение гранитоидов юго-западного обрамления Сибирской платформы на диаграмме Дж.Уолен и др. [15]:

усл. обозн. см. рис. 2

фикации Л.В.Таусона [10] гранитоиды можно отнести к андезитовому ряду. Становление майнского комплекса в Западном Саяне происходило в Хансынско-Казырской (по Г.Г.Семенову) островной дуге. Гранитоиды по той же классификации относятся к толеитовому геохимическому ряду. Возраст

гранитов геологическими методами установлен довольно точно как кембрийский по положению между отложениями ниже- и верхнемонокской свит. В таблице показаны наши данные только по наиболее характерным для комплекса плагиогранитам, остальные разновидности Майнского плутона пока еще не имеют геохимической характеристики, равно как и силурийские плагиограниты большепорожского комплекса Западного Саяна.

Петрография перечисленных комплексов дана в работах Ю.А.Кузнецова, А.Н.Дистановой, Г.В.Полякова, Г.С.Федосеева и многих других исследователей. В целом субдукционные комплексы отличаются развитием «длинных» серий от габбро до гранитов, для них характерны повышенная кальциевость, натровая специализация щелочей, особенно сильно проявленная у плагиогранитов толеитового ряда. Геохимические данные показывают наиболее высокие K/Rb и наиболее низкие Rb/Sr (см. таблицу). На диаграммах Дж.Пирса и др. гранитоиды субдукционных комплексов размещаются в поле островодужных гранитов, которое, судя по полученным данным, рационально разделить на дополнительные поля гранитоидов толеитового (нижняя часть поля ОД) и андезитового рядов (см. рис. 2, б). В металлогеническом отношении для субдукционных гранитоидов характерны золоторудные месторождения гидротермального и контактово-метасоматического типов, месторождения меди и железа.

В настоящее время многие исследователи связывают граниты, подобные описанным, с эволюцией подкорковых магм [8, 10 и др.]. По классификации Б.Чапелла и др. [13, 15] они относятся к гранитоидам I-типа. Можно было бы предположить значительную вертикальную протяженность формирующих данные граниты магматических колонн, но в Восточном Саяне вертикальная мощность плутонов, даже таких крупных как Ольховский, не превышает 1,5–2 км. Впрочем, это характерно для гранитоидных массивов всех формационных типов, развитых в регионе: обобщенные В.В.Самковым (1994 г.) расчеты по гравиметрическим данным показали, что вертикальная их мощность колеблется от 0,5 до 2, очень редко до 3 км. По всей вероятности в отличие от Енисейского края малая мощность гранитных тел в Восточном Саяне может свидетельствовать о чешуйчато-надвиговой структуре региона.

Среди палеозойских гранитоидных комплексов восточной части Алтае-Саянской области по геологической позиции и петроге-

охимическим данным к коллизионным можно отнести кутурчинский комплекс Восточного и джойский Западного Саянов. Первый, включающий Ангульский, Кутурчинский, Анжино-Кирельский, Биресукский и ряд более мелких массивов, образует субширотный Манский гранитный пояс (по В.И.Яшуку), разделяющий Дербинский и Канский террейны. В отличие от приуроченных к той же сутуре докембрийских плагиогранитов канского комплекса, кутурчинские граниты по петрогеохимическим характеристикам относятся к S-типу (см. таблицу). Геохимические данные получены по лейкогранитам Ангульского и Кутурчинского массивов. С комплексом связана редкометальная и незначительная по масштабам золоторудная минерализация. Время коллизии, судя по развитой в Манском прогибе молассе, следует отнести к границе кембрия и ордовика, что в целом подтверждается радиометрическими данными (пока имеются только К-Агдатировки).

Коллизионный джойский комплекс Западного Саяна представлен фракционированными гранитами I-типа. Объем комплекса окончательно не установлен, геохимический состав его в таблице приведен по нашим сборам из Джойского плутоно типа и его сателлитов, находящихся несколько севернее в районе Кибик-Кордонского месторождения мрамора. По геологическим данным становление комплекса происходило в силуре, что свидетельствует об энергичной смене O-S субдукционных процессов коллизионными, когда земная кора еще не достигла определенной зрелости для формирования гранитов S-типа. С комплексом связаны проявления Mo и W.

В это время Восточный Саян, судя по отсутствию осадконакопления в O и S и заложению девонских межгорных впадин, вступил в континентальный период развития. Известные здесь гранитоиды беллыкского, буюдзульского, ирбинского, огнитского, а также сиениты лутагского и других комплексов по петрогеохимическим данным относятся к анорогенным гранитам A-типа (см. рис. 3), а по тектонической классификации — K внутриплитным гранитоидам (см. рис. 2, б, в). Обычно это малоглубинные, часто связанные с вулканическим процессом граниты с высоким (0,8 и выше) апатитовым индексом, постоянно ассоциирующие с граносиенитами, сиенитами, реже с щелочными и нефелиновыми сиенитами. Для них характерны повышенные содержания Zr, Nb, Y и Ce, а также высокие значения K/Rb (до 480), Ga/Al и лантаноидов (см. рис. 3 и 4). Петрогеохимические

характеристики гранитоидов A-типа приведены по данным опробования Беллыкского и Буюдзульского массивов, представляющих плутоно типы соответствующих комплексов, а также Верхне-Краснинского, Ахтарминского, Уланчинского и Малотагульского массивов огнитского комплекса (бассейн р.Агул). Петрохимия субщелочных и щелочных пород различных ассоциаций лутагского комплекса определена в породах Сыдо-Ербинской впадины и ее обрамления, геохимия — в сиенитах и нордмаркитах столбовского комплекса окрестностей г.Красноярска.

К петрографическим особенностям рассматриваемых гранитоидов следует отнести моноклиный характер калиево-натриевых полевых шпатов, представленных пертитами, мезо- и антипертитами, тогда как для коллизионных гранитов типичны — микроклин, образующий в том числе порфиробластические выделения. Наряду с гранитовыми широко развиты микропегматитовые структуры, особенно в моношпатовых (гиперсолвус) разностях [2]. Среди темноцветных минералов наряду с биотитом в гранитах изредка встречаются щелочные амфиболы, в сиенитах и щелочных гранитах они доминируют. Из аксессуарных примесей отметим магнетит (до 3—9 кг/т), ильменит, торит и ксенотим (апатит, циркон и сфен в тех или иных количествах присутствуют в гранитоидах всех других комплексов).

Для Восточного Саяна среди рассматриваемых интрузивных пород А.П. Косоруков выделяет три ассоциации: гранит-граносиенитовую, граносиенит-нордмаркитовую и щелочно-сиенитовую [5]. Первая объединяет буюдзульский, ирбинский и огнитский комплексы, в составе которых граниты преобладают над граносиенитами. Становление ассоциации происходило в раме среднепалеозойских впадин, эволюция комплексов заключается в смене габбро-сиенитов, сиенодиоритов и диоритов граносиенитами, сиенитами и гранитами (главная интрузивная фаза). Жильные породы представлены гранит- и граносиенит-порфирами, диорит-порфирами и диабазами. Граносиенит-нордмаркитовая ассоциация включает шумихинский, столбовский и лутагский комплексы. В отличие от рассмотренных массивов ее приурочены к зонам сочленения Восточного Саяна с Минусинским прогибом. Интрузии щелочно-сиенитовой ассоциации, объединяемые в сайбарский тип лутагского комплекса, по А.П. Косорукову (1981), размещаются на поперечных поднятиях внутри

Минусинского прогиба (Солгонское, Беллыкское, Байтакско-Тыгдинское и др.).

По мнению Л.П. Зоненшайна и др. [4], магматизм межгорных прогибов на юге Средней Сибири связан с прохождением ее в девоне над горячей точкой мантии. Г.Г. Семенов полагает, что он является тыловодужным по отношению к магматизму Рудно-Алтайско-Чарской континентальной вулканоплутонической дуги (см. статью в № 11), хотя и не исключает другую его геодинамическую принадлежность. Время проявления магматизма а-типа традиционно укладывалось в рамки $S_2 - D_1$ (И.В. Луцицкий, А.Д. Шелковников, Г.В. Поляков и др.). Новейшие геохронологические исследования А.Г. Рублева показали, что граниты Беллыкского массива имеют Rb/Sr изотопный возраст 465 ± 5 млн лет, подтвержденный U-Pb определениями возраста содержащихся в них цирконов; несколько моложе граниты Агульского грабена (445—450 млн лет для гранитов Телегашского, Уланчинского и Минусинского массивов). Эти данные показывают, что существующие представления о времени проявления магматизма Минусинского прогиба и Агульского грабена могут быть подвергнуты серьезной ревизии. Решение этих вопросов поможет оценить рудный потенциал А-гранитов (Mo, U, W, Cu, F, редкие, черные и полиметаллы, мелкие проявления золота), хотя рассматриваемые комплексы неравноценны в металлогеническом аспекте.

Происхождение анорогенных («внегосинклинальных») гранитов ранее на примере Агульского грабена нами связывалось с появлением вторичных внутрикоровых очагов кислой магмы под влиянием тепла и летучих базальтоидов, обычно предшествующих становлению гранитов [2]. Дж. Уолен и др. [15] считают, что магмы гранитов А-типа образуются при частичном плавлении нижнекорового дегидратированного субстрата под воздействием обогащенных галогенами высокотемпературных мантийных флюидов. Проблема «мантийности» кислых магм обычно решается с привлечением изотопных отношений ряда элементов, в первую очередь Sr. Авторы не располагают такими данными для большинства исследованных комплексов, однако определенную информацию в этом направлении можно получить из анализа Rb/Sr в гранитоидах, которые по данным А. Миаширо, Р. Кистлера, З. Петермана и других имеют положительную корреляцию с $^{87}Sr/^{86}Sr$ (например, в гранитоидах Калифорнии, США). Полученные сведения представлены на $Sr-Rb/Sr$ диаграмме, которая ранее использо-

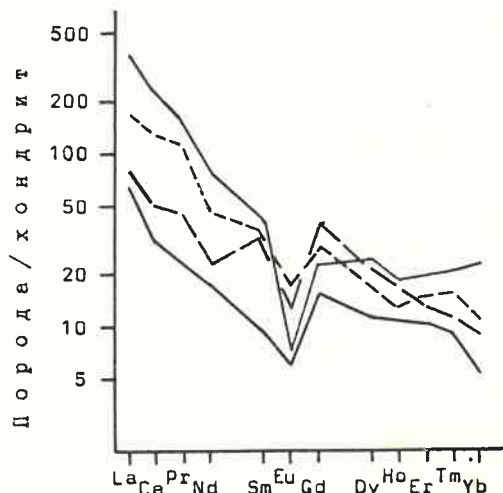


Рис. 4. Нормированные к хондриту содержания РЗЗ в гранитоидах Восточного Саяна:

комплексы: 1 — огнитский, 2 — кутурчинский, 3 — буюдзульский, 4 — ольховский

валась М.Г. Руб и др. (1983) для выяснения связи масштабов редкометалльного оруднения с разноглубинными источниками (рис. 5). В поле «мантийных» гранитоидов группируются породы майнского, ольховского, канского, нижнеканского и буюдзульского комплексов. Первые относятся к субдукционным гранитам I-типа, представленным породами толеитового и андезитового геохимического ряда, последний — к А-типу магматитового геохимического ряда. По Л.В. Таусону, все они могут формироваться в результате дифференциации подкоровых магм [10]. Поле чисто сиалических гранитов на диаграмме оказалось свободным, хотя по литературным данным из других районов мира сюда попадают «молодые» граниты Нигерии (А.И. Тугаринов, В.И. Коваленко, 1973), позднеорогенные риодациты Центральной Европы (Ф. Эскадт, 1979), коровые игнимбриты Забайкалья (Л.В. Таусон и др., 1984) и др. Как мы отмечали, данные по Sr в породах могут оказаться несколько завышенными. Остальные комплексы попадают в поле гранитоидов смешанных источников, причем намечается нарастание «сиаличности» к гранитам S-типа (таракский и дербинский комплексы).

Более подробное описание гранитоидов региона вряд ли возможно в рамках настоящей статьи. Наша цель — определить геохимические особенности и место ведущих

* Вслед за В.И. Коваленко, В.В. Ляховичем, Б.Г. Лутцем мы считаем, что первичных мантийных кислых магм, равновесных с минералами мантии, в природе не существует. Речь идет о дифференциатах мантийного вещества.

типов гранитов в новых генетических и тектонических классификациях и применить полученные результаты для анализа эволюции магматизма и связанного с ним эндогенного оруднения. Из изложенного можно сделать следующие выводы:

1. Основные эпохи становления гранитоидов связаны с интервалами (млн лет назад): 1950—1850 (таракский и саянский комплексы), 1000—900 (приенисейский), 850—800 (татарско-аяхтинский и нижнеканский), 700—670 (глушихинский), 540—515 (майнский, ольховский), 470—460 (беллыкский, поселенковский), 450—435 (огнитский), 420—370 (магматизм межгорных прогибов). Гидротермальное оруднение может «отставать» от гранитов на 5—10 млн лет и более.

2. Пояса распространения коллизионных и субдукционных гранитов в целом конформны современным ограничениям Сибирской платформы. К югу от нее отмечаются пояса все более молодых субдукционных гранитов I-типа, фиксирующие конвергентные границы плит даже там, где индикаторные субдукционные осадочные комплексы не сохранились или трудно узнаваемы.

3. Практика межрегиональных корреляций магматических комплексов, базирующаяся на особенностях их вещественного состава, может приводить к серьезным ошибкам. В свете полученных данных силурийские коллизионные граниты Западного Саяна (джойский комплекс) вряд ли будут иметь возрастных аналогов в Восточном, вступившем в этот период в плитную стадию развития. Близко-одновозрастные рифейские граниты Енисейского края, наоборот, представлены гранитами I- и S-типов (татарско-аяхтинский и нижнеканский комплексы).

4. Данные об аккреционном развитии региона согласуются с представлениями Ю.А.Кузнецова, к которым он пришел в 1960 г., задолго до распространения плитно-тектонических идей: «Одним из результатов истории развития Алтае-Саянской складчатой области является прогрессивное разрастание Сибирской платформы, выражающееся в последовательном приращении к платформе все новых и новых участков подвижных зон...» [7, т. III, с. 220].

5. Применение диаграмм для выяснения генетической природы и тектонического положения гранитоидов [14, 15] во многих случаях дает хорошие результаты, но должно лишь дополнять петрологические исследования.

6. Полученные петрогеохимические материалы интерпретировались в рамках платформенной гипотезы, но могут быть использованы при разработке других концепций. Сбор

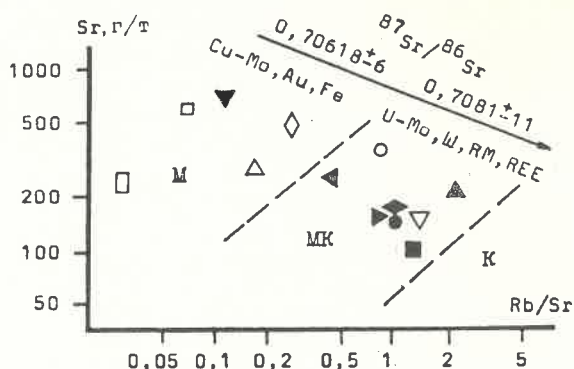


Рис. 5. Положение гранитоидов юго-западного обрамления Сибирской платформы на диаграмме Sr (Rb/Sr):

условные поля генерирующих магм (по М.Г.Руб, В.И.Коваленко и др.) по типу источников: К — коровые, М — «мантийные» дифференцированные, МК — мантийно-коровые; остальные усл. обозн. см. рис. 2)

геохимической информации по магматитам региона целесообразно продолжить.

Авторы благодарны проф. Н.Н.Амшинскому за организацию геохимических исследований, В.В.Самкову за материалы по глубинному строению, а Г.Г.Семенову за консультации по вопросам геодинамического развития региона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геодинамические реконструкции. Методическое пособие для региональных исследований /Под ред. В.А. Унксова — Л.: Недра, 1989.
2. Давченко В.М. Среднепалеозойский внегосинклинальный магматизм юго-западного обрамления Сибирской платформы //Минералогия и петрография рудных формаций Красноярского края. — Красноярск, 1974. С. 109—129.
3. Давченко В.М. Гранитоидный магматизм юго-западного обрамления Сибирской платформы. — Новосибирск: Наука, 1984.
4. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. — М.: Недра, 1976.
5. Косоруков А.П. Девонский щелочно-сиенитовый комплекс Сыдо-Ербинской впадины и ее горного обрамления //Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири. — Новосибирск: Наука, 1981. С. 128—157.
6. Кунгурцев Л.В. Террейны Восточного Саяна //Геодинамика, структура и металлогения складчатых сооружений юга Сибири. — Новосибирск, 1991. С. 198—200.
7. Кузнецов Ю.А. Избранные труды. — Новосибирск: Наука, т. I, 1988; т. II, 1989; т. III, 1990.
8. Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. — Новосибирск: Наука, 1985.
9. Ножкин А.Д., Туркина Р.М., Бобров В.А. Геохимические типы и вопросы генезиса протерозойских гранитоидов на основе данных по фракционированию лантаноидов, урана и теория //Геохимические ассоциации редких и радиоактивных элементов в рудных и магматических комплексах. — Новосибирск: Наука, 1991. С. 4—21.
10. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. — М.: Наука, 1977.

11. Моссаковский А.А., Руженцев В.С., Самыгин С.Г. и др. // Центральнo-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3—32.
12. Руб М.Г., Гладков Н.Г., Павлов В.А. и др. // Шелочные элементы и стронций в рудоносных (Sn, W, Ta) дифференцированных магматических ассоциациях // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268 № 6 С. 1463—1466.
13. Chappell B.W., White A.J.R. Granitoid types and their distribution in the Lachean field belt, s.-e. Australia // geol. soc. Amer. Memoir., 1983. v. 159. — p. 21—59.
14. Pearce J.A., Marris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J.Petrol., 1984. v. 25. N 4.P. 956—983.
15. Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol., 1987. v. 95. N 2. P. 407—419.

УДК 551.311.231

© Р.А.Цыкин, 1994

Рудоносные коры выветривания и палеокарст центральных и южных районов Красноярского края

Р. А. ЦЫКИН

В Енисейском крае, западной части Сибирской платформы и восточной части Алтае-Саянской складчатой области известны остаточные продукты разновозрастных кор выветривания. С ними часто ассоциируют палеокарстовые депрессии, заполненные полигенетичными континентальными образованиями. Переотложенные продукты химического выветривания диагностированы в отложениях верхнего рифея, нижнего—среднего девона и нижнего карбона [4]. Реликты древнейших элювиальных профилей установлены под отложениями нижней и средней юры в бортах Канско-Ачинского бурогоугольного бассейна.

В окрестностях хр. Арга элювиальные образования мощностью до 30 м перекрыты нижнеюрскими отложениями, в основании которых есть залежи каолинов. Основные тела последних заключены в наиболее угленасыщенном среднем отделе юры [12]. В пограничных с Енисейским краем участках Рыбинской впадины реликты коры выветривания гнейсов и песчаников палеозоя перекрыты среднеюрскими угленосными отложениями, содержащими в краевых частях залежи каолининовых и гидрослюдисто-каолининовых глин [13]. По стратиграфическому положению и составу уверенно диагностируется отбеленный каолининовый тип коры выветривания, сформировавшейся в позднем триасе и ранней юре и большей частью погребенной. При размыве кроющих отложений сохранившиеся от размывов остаточные продукты можно наблюдать в канавах и карьерах.

В конце ранней и в средней—верхней юре заложилась некоторые депрессии (коллек-

торы) покрытого карста. Они вскрыты бурением на площади Порожинского марганцево-рудного района, севернее Иркиннеевского выступа в бассейне р.Яристая и на площади Сейбинского месторождения фосфоритов [1, 14]. В первом из этих месторождений покрытый карст развивался с интервалами размывов со среднеюрской по миоценовую эпохи. Соответственно мощности осадочного заполнения здесь достигают 450 м. В бокситоносных районах Нижнего Приангарья сохранились депрессии покрытого карста, развивавшегося с конца раннего мела по олигоцен и местами по миоцен. В наиболее сохранившихся от размывов депрессиях мощности осадочного заполнения достигают 200—240 м. Различными исследователями [6, 8] здесь выделены чадобецкая толща (ритм) нижнего мела, герфедская свита верхнего мела и мурожинская свита палеоэоцена. Последняя является основной бокситоносной для Енисейского края, Иркиннеевского и Чадобецкого поднятий. Отложения покрытого карста нередко перекрывают глинистый элювий, образованный по контактирующим с известняками и доломитами телам изверженных и осадочных пород, на основании чего сделаны выводы о развитии линейных и отчасти площадных кор выветривания в апт-альбскую, сеноман-туронскую, сенонскую и палеоэоцен-эоценовую эпохи [4, 13]. По составу остаточных и осадочных продуктов эти коры диагностированы как пестроцветные железисто-каолининовые и латеритные. Их мощности местами достигают 300 м.

Отбеленная каолининовая, местами гидрослюдисто-каолининовая кора выветрива-

ния сформировалась в Приангарской части Енисейского кряжа в олигоцене. Ее продукты фиксируются в основании бельской свиты. Менее зрелые коры выветривания образовались в южной части Енисейского кряжа, предгорьях Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау в плиоцен-раннечетвертичную эпоху. Это установлено по наличию дресвяников гранитов и малозрелого элювия сланцев под четвертичными склоновыми отложениями, выветриванию валунов и гальки плиоценового и нижеплейстоценового аллювия. Палеокарстовые формы неогенового—плейстоценового возраста распространены довольно широко как в долинах и на их склонах, так и в междуречьях предгорных и низкогорных районов.

Меловые и палеогеновые коры выветривания большей частью открыты и полупогребены (в контактово-карстовых деперссиях). В Приангарской части Енисейского кряжа, Чадобецком поднятии и западных предгорьях Восточного Саяна находятся территории с повышенной плотностью распространения указанных кор.

С продуктами коры выветривания и палеокарстовыми образованиями связаны месторождения и проявления разнообразного минерального сырья. Руды золота, марганца и редких земель, вторичные фосфориты образуются за счет субстрата, содержащего первичные руды или существенно (в 5—10 раз и более) повышенные количества полезного компонента. Руды алюминия и глинистое сырье образуются за счет рядовых горных пород вследствие их интенсивных преобразований (гипергенного метасоматоза).

Поведение золота при процессах выветривания раскрыто исследованиями отечественных и зарубежных ученых [9, 10]. В породах с околоскарповыми содержаниями наблюдается вынос металла из зон латерита и каолинитового элювия и относительное обогащение зон гидрослюдистых, смешанно-слоистых глин и продуктов дезинтеграции коренных пород. На выходах залежей мало-сульфидной и сульфидной золоторудных формаций наблюдается нисходящая миграция элемента за счет сернокислотного выщелачивания. Вмещающие породы и руды нередко преобразуются на большие глубины. В рудах коры выветривания диагностируются как остаточное свободное золото, так и гипергенное, имеющее, как правило, более высокую пробытность. Значительная часть металла связывается гидроксидными железами и марганца и глинистыми минералами. В коре выветривания золоторудных месторождений прослеживаются зоны вторичного относительного и абсолютного обога-

щения со сложной морфологией. Концентрация золота происходит на сорбционном и механическом геохимическом барьерах, в т. ч. в самых низах профиля.

Влияние процессов выветривания и карстообразования на состав, формы и условия локализации месторождений золота особенно заметно в Партизанском и Верхне-Енашиминском рудных узлах Енисейского кряжа. В верховьях р. Удереи, в долинах рек Большая Мурожная, Талая и Индыглы в плотике россыпей встречались линейные глинистые коры выветривания, имеющие мощность до 130 м. Под долинами рек в Боровинской, Мурожинской и Индыглинской неотектонических деперссиях выявлены контактово-карстовые образования с россыпным золотом. Местами они развиты на глубину до 100 м. Реже аналогичные отложения вскрывались на склонах и низких водоразделах. Карстовые россыпи золота приурочены к доломитам нижнего кембрия в Дюбкошском грабене [14]. Аналогичные россыпи отрабатывались в Восточном Саяне в долинах рек Кувай, Павловка, Сисим, Талая, Тинсук, Чибижек и др. В Кузнецком Алатау карстовые россыпи распространены более широко, от р. Мартайга до р. Горная Шория (долины рек Кия и Кийский Шалтырь, Уса, Черный Июс, Балыксу, Федоровка и др.). Преобладают верхнеплейстоценовые—голоценовые подрусьловые золотоносные коллекторы. В северных районах Кузнецкого Алатау известны полупогребенные плиоцен-среднеплейстоценовые карстовые россыпи. В окрестностях бывшего рудника Знаменитый описан мел-палеогеновый золотоносный карст [2]. Отложения выполняют польеобразную депрессию на склоне в узкой полосе доломитов. По контакту с ними вскрыта глинистая кора выветривания эффузивов. В контурах депрессии под современным делювием на глубину до 20 м прослежены буро-красные суглинки с глыбами и щебнем. В них содержится крупное свободное золото, встречаются самородки. Плотиком россыпи служат красные глины мощностью до 5 м.

Для большинства карстовых россыпей характерны повышенная глинистость пласта, высокие и средние содержания металла, наличие самородков. Имеются признаки накопления гипергенного золота в виде губчатых масс, комочков и каемок вокруг частично окатанных зерен.

К формации коры выветривания геологами, проводившими разведку, и нами отнесены рыхлые руды Олимпиадинского месторождения золота. Альтернативной является точка зрения Е.Г. Пескова [7] о принадлеж-

ности их к формации аргиллизитов, в пользу чего свидетельствует большая (до 400 м) глубина распространения этих руд в зоне разлома. Но в целом морфология их залежей сложная. В восточной части месторождения они развиты на глубину 20—25 м, на контакте литологических пачек разного состава — 40—50 м, в замковой части одной из складок — до 130 м, и лишь в зоне разлома в месте пересечения им главного рудного тела глубина распространения вторичных руд резко возрастает.

Первичные руды месторождения связаны в основном со сульфидизированными слюдиристо-кварц-карбонатными метасоматитами. Около 75 % золота в них тесно сросло с арсенопиритом. Свободное золото дисперсное, в дробленной руде оно обычно образует сростки с кварцем и мусковитом. Основные процессы вторичного преобразования руд сводятся к разложению сульфидов, выщелачиванию карбонатов, образованию выделений гидроксидов железа и марганца, связывающих значительную часть золота. Глинистых минералов около 5 %, преобладают гидромусковит и монтмориллонит. Эти преобразования типичны для линейных мало-зрелых кор выветривания сернокислого типа. Обогащение золотом вторичных руд относительное и абсолютное со средним коэффициентом концентрации 2,9. Тектонические свойства руды улучшены за счет естественного диспергирования.

На новом Юзискском месторождении золота Кузнецкого Алатау, расположенном в 30 км севернее Саралинского рудника, промышленное оруденение локализовано в выветрелой дайке диабазы, внедрившейся в карбонатные породы рифея в зоне разлома. Линейная кора выветривания прослежена на глубину 10—12 м, местами до 50 м. В руде преобладает тонкодисперсное золото (70 %), остальное находится в сорбированной гидрослюдой (16 %) и гидроксидами железа (14 %) формах.

С линейными корами выветривания массивов карбонатитов связана самая продуктивная редкоземельная рудная формация [5]. На месторождении Татарское I в Енисейском крае охристый элювий гидрослюдистого состава является фосфатно-ниобиевой рудой с входжением 0,2—0,3 % оксидов редких земель. Для последних коэффициент относительной концентрации составляет 1,5—3, что обусловлено выносом карбонатов при инертности фосфатов и силикатов. В расположенном в той же зоне месторождении Татарское II остаточные охры отнесены к продуктам латеритного выветривания, т. к. из них вынесены значительные части

фосфора и кремния. За счет этого относительные концентрации редких земель составляют в среднем 8,5. Аналогичное и более высокое обогащение произошло на месторождении Чуктукон Чадобецкого поднятия, в охристых рудах которого содержание оксидов редких земель достигает 13,1 %.

Большинство месторождений оксидных руд марганца связано с корами выветривания, в которых происходит окисление первичных карбонатных руд, а в условиях тропиков — полное разложение силикатов марганца. За счет его перераспределения и выноса углекислоты, кальция и других элементов коэффициент абсолютного и относительного обогащения достигает 1,8—2 [9]. В Красноярском крае единственным эксплуатировавшимся (1932—1955 гг.) месторождением марганцевых руд было Мазульское, расположенное в восточной части хр. Арга. Первичные руды в нем своеобразны, содержат гидросиликаты и карбонаты марганца и железа (родохрозита, сидерита, неотокита, мазулита, гизингерита и др.). Руды образуют систему неправильных и гнездообразных тел в метасоматически измененных кремнисто-терригенно-вулканогенных породах нижнего кембрия. До глубины около 40 м по марганценосным отложениям образовалась поздне триасовая — раннеюрская каолиновая кора выветривания, что определяется по несогласному налеганию к северу от месторождения юрских отложений на выветрелые породы кембрия с наличием в базальном горизонте гальки окисленных руд. Типичный глинистый элювий туфов, даек порфириров и ортофинов доступен наблюдению в бортах заброшенных карьеров. На удалении от рудных тел элювий отбеленный. По рудным телам развиты бурые, коричнево-черные, буровато-желтые окисленные руды. Они представлены смесями пиролюзита, псиломелана, манганита, гетита и гидрогетита. Морфология первичных залежей не изменяется, а коэффициент вторичной концентрации составляет всего лишь 1,05. Окисленные руды использовались на Кузнецком металлургическом комбинате для производства марганцовистого чугуна. Их запасы (около 6,5 млн т с содержанием Mn 18,2—19 %, Fe 13—18 % и P 0,4 %) отработаны почти на 90 %.

Остаточное и осадочное накопление оксидов (в остаточном процессе — и карбонатов) марганца установлено на месторождениях Порожинского марганцово-рудного района Вороговского прогиба [14, 15]. Первичные карбонатные руды (до 24 % Mn) и марганцовистые углеродистые туфоалевролиты и туффиты образуют пачку мощностью 20—

110 м в составе подъемской свиты верхнего рифея. Марганценосная пачка подстилается мощной (300–360 м) доломитовой и перекрывается — туфосилицитовой (80—120 м). Выше последних прослеживается чередование туфоалевролитов и слоистых, нередко марганцовистых известняков. В условиях моноклинального залегания подъемной свиты в крыле крупной открытой синклинали породы подвергались выветриванию и контактово-карстовому процессу с формированием цепочки вытянутых депрессий, крупнейшая из которых (Моховская) имеет протяженность около 15 км при ширине 0,4—1,5 км. Глубокая (300—450 м) фронтальная часть депрессий погружается под пачку туфосилицитов, которые относительно устойчивы при выветривании. В тыльной части депрессии покрытый карст с чередованием впадин (180—220 м) и выступов доломитового основания.

Окисленные остаточные руды прослеживаются в фронтальном борту на глубинах от 60 до 360 м. Они представлены плитами сливного манганита толщиной 0,6—0,8 м и рыхлых полиминеральных руд (смеси манганита, пиролюзита, псиломелана, гетита и др.). В мезозойских и палеогеновых отложениях карстовых и контактово-карстовых депрессий на разных уровнях сформировались пластообразные и линзовидные залежи окисдных, а на глубинах свыше 100 м — карбонатных осадочных руд. В главном месторождении этого рудного района Моховое разведано около 70 млн т окисдных руд (остаточных и осадочных) с содержаниями марганца 19,6 %, железа 7,2 % и фосфора 0,48 %. Повышенные содержания в рудах фосфора требуют разработки технологии обесфосфоривания, без чего данное сырье не пригодно для получения ферро- или силикомаганца.

Небольшие скопления окисленных пиролюзит-псиломелановых руд выявлены на Таежном рудопроявлении марганца Енисейского кряжа, представленном высокоуглеродистыми пиритосодержащими рудохрозитовыми породами позднего рифея (токминская свита). В линейных корях выветривания и контактово-карстовых депрессиях Енисейского кряжа, хр. Арга, Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау известны рудопроявления псиломелан-пиролюзитных руд. Они возникают при выветривании марганецсодержащих коренных пород с перераспределением марганца, который концентрируется в толще суглинков и глин (жилы и гнезда) или на поверхности обломков микрокварцитов зоны дезинтеграции. В контактово-карстовых депрессиях за счет выветри-

вания слабо марганценосных алевролитов и сланцев замещению гидроксидами марганца подвергаются подстилающие карбонатные породы на глубину 20—40 см. Таким образом, наличие марганценосного субстрата уверенно фиксируется по продуктам выветривания. Но окисдные руды образуются только за счет первичных руд, которые сами по себе не представляют интереса, т. к. требуют весьма дорогостоящих схем переработки.

Бокситовые месторождения тесно связаны с мел-палеогеновыми латеритными корами выветривания [8, 11], хотя находки бокситоносного элювия являются редкостью. Рудные залежи имеют признаки континентальных осадочных образований, сохранившихся в частично размытых на неотектоническом этапе карстовых и реже тектонических депрессиях. Наиболее крупное на рассматриваемой территории — Центральное месторождение Чадобецкого поднятия, приуроченное к тектонической котловине, наложенной на Северный свод. Здесь под приповерхностными бокситоносными развиты песчано-глинистые отложения мезозоя мощностью до 500 м. Под ними сохранилась каолинистая кора выветривания сланцев, по-видимому, поздне триасового-раннеюрского возраста. В бокситах этого месторождения заметно повышены содержания железа, титана, ниобия, циркония и редких земель, что объясняется развитием в коренных отложениях рифея силлов и даек траппов, штоков щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов.

Более широко в южной части Енисейского кряжа и прилегающих районах Сибирской платформы распространены месторождения и рудопроявления карстовых бокситов. Они разведаны в западной части Чадобецкого поднятия (месторождения Ибджибдек и Пуня), в Иркинцевском выступе (Порожинское), в Ангари-Питском синклинии (Верхотуровское, Верхнекиргитское, Киргитское и Сухое). В мраморах раннего протерозоя Центрального антиклинария локализованы Татарское и несколько меньших по запасам месторождений (Березовское, Долгожданное, Ивановское, Мурлиное и др.). Татарское месторождение характеризуется наибольшими глубинами (до 240 м) коллекторов покрытого бокситоносного карста. Особенности состава карстовых бокситов доказывают их связь с местными породами (филлитами, хлоритоидными сланцами, амфиболитами и др.). Глинистые коры выветривания последних сохранились в бортах контактово-карстовых депрессий.

Для месторождений характерны осадоч-

ные ритмы, отражающие периодичность углубления и заполнения коллекторов покрытого карста. В месторождениях Чадобецкого поднятия нижний ритм отнесен к позднему альбу и сеноман-турону [6]. Еще более древние, апт-альбские бокситы известны в северной части Кузнецкого Алатау, в Барзасском бокситорудном районе. Позднемеловой ритм проявлен в Центральном и Верхотуровском месторождениях. Для последнего характерны каолинизация и отбеливание верхнемеловых бокситов. Палеоэоценовый ритм в большинстве месторождений является основным. Локально он сохранился и в западной части Восточного Саяна (небольшое Алгаштыкское месторождение). В Татарском месторождении развит также верхний, олигоценовый ритм. Переотложенные бокситы местами встречаются в отложениях миоцена. В южной части Енисейского кряжа с линейным гидрослюдисто-каолининовыми корами выветривания олигоцена связаны линзы и гнезда алунитов (Разгаринское рудопроявление).

В основании осадочного ритма обычно залегают глины и суглинки с обломками бокситов и бурых железняков. Выше прослеживаются красноцветные бокситовые глины с линзами бокситов. В верхах ритма обычно отлагались темные глины и алевроиты с линзами лигнитов и бурых углей. В карстовых месторождениях на осадочные ритмы наложился процесс бокситизации глин, отбеливания и каолинизации бокситов, просадки и деформации залежей. Бокситоносные депрессии частично размыты, в связи с чем месторождения имеют малые запасы. Преобладающий природный тип руды большинства месторождений — бурокрасные глиноподобные бокситы. Это наиболее низкосортное сырье, надежно выделяемое лишь по данным химических анализов и расчетам величины кремневого модуля. Лучше по качеству рыхлые бокситы, состоящие из обломков бобовых разностей с переменным количеством рудного материала псаммито-алевритовой размерности. Каменистые бобовые бокситы образуют гнезда типа сложных макроконкреций, обычно испытывавших растрескивание. В каменистых рудах обычно повышены содержания железа и глинозема.

Группировка бокситовых месторождений в Приангарье Енисейского кряжа и Сибирской платформы обусловлена низкими скоростями сводово-блоковых движений части этой территории с конца раннего мела. В обстановке субтропического переменновлажного климата мел-палеогеновой эпохи получили развитие латеритное выветрива-

ние и покрытый карст, в котором захоронялись и доразлагались глинисто-аллитные отложения. Наиболее крупные месторождения в будущем послужат объектами открытых разработок с получением глинозема, вероятнее всего, комбинированным способом байер-спекание.

Фосфатные коры выветривания локально сохранились в Алтае-Саянской области и Сибирской платформе (Чадобецкое поднятие, ряд интрузий Маймеча-Котуйской провинции щелочно-ультраосновных пород). Основные месторождения фосфоритов связаны с карстовыми и контактово-карстовыми депрессиями в низогорных и предгорных зонах Кузнецкого Алатау (Обладжанское, Тамалыкское месторождения) и Восточного Саяна (Большеджебартинское, Сейбинское и Телекское месторождения) [3]. Фосфатоносный покрытый карст развивался в средней юре, меле и палеогене [1]. На большинстве месторождений закартированы фосфоритоносные кремнисто-терригенно-карбонатная и кремнисто-карбонатная формации венда — нижнего кембрия с небольшими залежами преимущественно бедных фосфоритов. На крупнейшем Телекском месторождении первично фосфатоносные отложения не сохранились, будучи, очевидно, нацело выветрелыми и переотложенными в карстовые депрессии. Развитие последних на глубины 200—300 м стимулировалось фосфатной коррозией известняков и особенно доломитов в связи с некоторой подвижностью фосфора в профиле выветривания. Коэффициент вторичной концентрации составляет 2—4 и более.

Вторичные фосфориты очень разнообразны по цвету, физико-механическим свойствам, текстурам и содержаниям P_2O_5 , часть (около 20 %) которой находится в легко усваиваемой растениями форме (лимоннорастворимый фосфор). Аналогично бокситам встречается каменистое и глиноподобное (распространено ограниченно) и рыхлое (преобладающее) сырье. В крупных обломках рыхлых и каменистых фосфоритах преобладает брекчиевая текстура, наблюдаются также массивные зернистые и фосфоровидные, кавернозные, натечные, полосчатые текстуры. Кондиционное сырье может полностью выполнять карстовый коллектор или давать линзовидные и сложные залежи в глинисто-кремнистом слабофосфатном материале. В последних случаях они оконтуриваются только по данным опробования. В Алтае-Саянской области разведанные запасы карстовых фосфоритов составляют около 250 млн т со средними содержаниями P_2O_5 14,2—20 %. На Обладжанском и Сейбин-

ском месторождениях ведется открытая добыча фосфоритов для производства фосфоритовой муки. Использование железистого сырья Телекского месторождения сдерживается из-за отсутствия экономической схемы переработки.

Наиболее ценным нерудным сырьем, связанным с переотложением кор выветривания, являются глины. Высокожелезистые разности последних являются преобладающим видом отложений бокситоносного карста. Они имеют красно-коричневую окраску разной интенсивности, обусловленную сорбированием каолинитом рентгеноаморфных фаз оксида железа. После расцева и доизмельчения эти образования могут использоваться для производства красок. На бокситовых месторождениях (Верхотуровском и Центральном) есть залежи маложелезистых каолинов. Последние характерны для угленосных отложений Канско-Ачинского бассейна и могут попутно извлекаться при добыче угля. В северной части Рыбинской площади разведаны месторождения каолинов среднеюрского возраста Кампановское (13 млн т) и Краваль-Балайское (4 млн т). Они пригодны в основном для производства строительной керамики и огнеупоров. Огнеупорные и тугоплавкие глины существенно каолинитового состава разведаны в крупных Кантатском (48 млн т), Бельском (58 млн т) и других малых месторождениях [8].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бабак В.И., Смирнова С.Б. Новые данные о возра-

- сте гипергенных фосфоритов Восточного Саяна // *Кора выветривания*. М., 1978. Вып. 6. С. 195—211.
2. Васильев Б.Д., Гудымович С.С., Коптев И.И. Новые данные по геологии Знаменитинского золоторудного района (Кузнецкий Алатау) // *Проблемы геологии Сибири*. Томск, 1994. Т.1. С. 174—175.
3. Занин Ю.Н. Геология фосфатоносных кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфатов. — М.: Наука, 1969.
4. *Коры выветривания Сибири* / Под. ред. В.П.Казаринова. — М.: Недра, 1979.
5. Лапин А.В. Редкие земли в корях выветривания карбонатитов // *Геохимия*. 1994. № 3. С. 342—357.
6. Лейпциг А.В., Левина А.П. Мезо-кайнозойские ритмы и особенности бокситонакопления в Нижнем Приангарье // *Проблемы генезиса бокситов*. М., 1975. С. 186—192.
7. Песков Е.Г. О гидротермальной природе некоторых «древних россыпей» золота // *Рудоносные формации гипергенеза*. Л., 1990. С. 82—83.
8. *Рудоносные формации кор выветривания Сибири*. — М.: Недра, 1985.
9. Самама Ж.К. Выветривание и рудные поля. — М.: Мир, 1989.
10. Середенко Г.А. Гипергенная золотоносность линейных кор выветривания в Енисейском крае // *Петрология и полезные ископаемые Красноярского края*. Новосибирск, 1984. С. 69—73.
11. Слукин А.Д., Домбровская Ж.В. Коры выветривания и бокситы Сибирской платформы. — М.: Наука, 1979.
12. Сухарина А.Н., Поздняков Г.Г., Березиков Ю.К. Каолиновые породы мезозойских эпох выветривания в Итатском угленосном районе // *Коры выветривания и бокситы Сибири и Дальнего Востока*. Новосибирск, 1967. С. 105—111 (Тр. СНИИГ-ГиМС. Вып. 66).
13. Цехомский А.М., Карстенс Д.И., Веселова И.А. Формации кор выветривания Центральной Сибири и их минералогия. — Л.: Недра, 1980.
14. Цыкин Р.А. Древний и современный карст Енисейского края и его минералогия // *Геология и геофизика*. 1988. № 5. С. 33—42.
15. Цыкин Р.А., Пасашникова Г.К., Байкалова Г.Е. Континентальный мезозой и кайнозой на севере Енисейского края // *Докл. АН СССР*. 1987. Т.294. № 5. С. 1185—1188.

УДК 551.24 + 553.078 (235.222/.223)

© Г.Г. Семенов, В.Г. Михайленко, 1994

Плейттектоническая модель центральной части Алтае-Саянской области и проблемы ее металлогении

Г. Г. СЕМЕНОВ, В. Г. МИХАЙЛЕНКО

Алтае-Саянская область (АСО) — крупная горно-складчатая система Центральной Азии. В геотектоническом отношении она является западной частью Алтае-Монголо-Охотского сегмента рифейско-палеозойского Урало-Охотского складчатого пояса. Располагается в восточно-северо-восточном (Сибирском) борту последнего, в месте смены субмеридионального, уральского, простирания на субширотное, алтае-охотское.

Вкрест простирания пояса Алтае-Саянская область протягивается на значительное расстояние от границы пояса с Сибирской платформой до его центральной части. В связи с этим в направлении с северо-востока на юго-запад отмечается общее (от байкалит до герцинит), но не последовательное омоложение слагающих ее горно-складчатых сооружений.

Алтае-Саянская область — сложное гете-

рогенное сооружение, в строении которого, наряду со структурами разновозрастной консолидации геосинклинального (спрединго-субдукционно-коллизийного) этапа развития пояса, участвуют до- и постгеосинклинальные образования. Главные отличительные черты ее тектонического строения — разноплановость, виргентность и торцовое сочленение слагающих региональных структур. Данные качества АСО, а также приуроченность торцовых структур к определенной зоне, существенные геолого-тектонические и временные различия ее восточной (Саянской) и западной (Алтайской) частей позволяют считать эти части самостоятельными ветвями ранга складчатых (геосинклинальных) систем (по классификации В. Е. Хаина) [14]. На юге Саянская и Алтайская складчатые системы разделяют Тувино-Монгольский срединный массив, на севере — Кузнецкоалатауский глубинный разлом.

Алтае-Саянская складчатая область включает следующие регионы: Восточный Саян, Западный Саян, Туву, Кузнецкий Алатау, Салаир, Горный Алтай, Рудный Алтай. Разделение АСО на регионы возникло на заре ее геологического изучения и по сути является орографическим, а не тектоническим. Большинство из регионов — сложные гетерогенные структуры, состоящие из пяти—шести крупных геотектонических элементов — зон разновозрастной стабилизации, антиклинориев, синклинориев, наложенных впадин и т. п. Возрастной диапазон слагающих АСО вулканогенно-осадочных, метаморфических и интрузивных образований от архея до кайнозоя. Главная же роль в геологическом строении принадлежит образованиям палеозойской группы. Широкое развитие фаунистически неохарактеризованных толщ, сложное геологическое строение затрудняют однозначное решение многих стратиграфических и тектонических проблем.

Для лучшего восприятия плейттектонической модели целесообразен ее краткий тектонический обзор на основе классической геотектоники. Многочисленные представления о тектоническом строении АСО этапа классической геотектоники можно синтезировать в модель, согласно которой в Алтае-Саянской области выделяются следующие разновозрастные складчатые сооружения.

1. Карелиды и, возможно, более древние образования юго-западного края Сибирской платформы относятся к комплексу основания (фундаменту). Ряд исследователей к этому комплексу относят также глубоко метаморфизованные породы Тувино-Монгольского срединного массива.

2. К байкалидам относят протеросаянскую часть Восточного Саяна и менее уверенно юго-восточную часть Тувы. Байкалиды Восточного Саяна сложены исключительно пестрым в геотектоническом отношении набором формаций. Помимо пород комплекса основания, отмечаются многочисленные формации почти всех стадий геосинклинального цикла.

3. Салаириды (ранние каледониды) наиболее распространены. За некоторым исключением к ним относится вся Саянская складчатая система, включающая юго-западную часть Восточного Саяна, восточный склон Кузнецкого Алатау, Северо-Саянскую, Борусскую и Куртушибинскую зоны Западного Саяна, северную часть Тувы. В пределах Алтайской складчатой области салаириды развиты незначительно в Горном Алтае и на западном склоне Кузнецкого Алатау. Для салаирид АСО характерен эвгеосинклинальный тип развития с полным набором вулканогенных, осадочных и интрузивных формаций, начиная от спилито-кератофировой и кончая нижней морской молассой.

4. К поздним каледонидам относятся складчатые сооружения, сформировавшиеся к концу силура — Центральносаянская зона Западного Саяна и большая часть Горного Алтая. Согласно классической геотектоники, они возникли на месте своеобразных остаточных геосинклинальных бассейнов смешанного эв-миогеосинклинального типа развития. Для них характерны флишоидный, вулканогенно-кремнисто-флишоидный тип разрезов и достаточно интенсивный гранитоидный магматизм. Принципиально отличаются от них позднекаледонские наложенные прогибы в краевых частях зон салаирской стабилизации, характеризующиеся молассовым, молассо-флишоидным типом разреза, отсутствием гранитоидного синорогенного магматизма. По геотектоническому содержанию они ближе к межгорным впадинам. Этот тип структур в АСО представлен Хемчикско-Систигхемским прогибом в Северной Туве и Уйменско-Лебедским в Горном Алтае и Кузнецком Алатау.

5. В герцинский этап сформировались горно-складчатые сооружения на месте позднекаледонского геосинклинального «прогиба» и новообразованные структуры типа межгорных впадин и котловин. Первые (Рудный Алтай) образовались в остаточных прогибах, вторые — на консолидированном байкальско-каледонском и даже карельском основаниях. Ко второму типу структур относятся Минусинская, Кузнецкая и Центральнотувинская впадины. Для первого типа

структур характерен эвгеосинклинальный набор вулканогенных, осадочных и интрузивных формаций, для второго — молассо-вулканогенный (орогенный).

Дальнейшая тектоническая детализация складчатых комплексов связана с выделением структурно-формационных (фациальных) зон и подзон, структурных этажей, ярусов, антиклинориев, синклинориев, выступов, глыб, горстов и грабенов. Например, разными исследователями в каледонидах Западного Саяна выделялись Хансынско-Маинская геосинклинальная зона, Уйская шовная зона, Джебашский и Амыльский выступы, Борусский и Куртушибинский антиклинории, Центральнo-Западносаянский синклинорий. Ряд исследователей перечисленные структуры дополнительно расчленили на структурно-формационные зоны, подзоны, геоструктурные этажи, ярусы и т. п. Следует отметить абстрактный характер выделяемых геотектонических элементов, структурно-формационных зон и подзон, этажей, ярусов и др., следствием чего являются их разночтение и великое множество, а главное — геодинамическая безликость.

В завершение обзора этапа классической геотектоники в изучении АСО сформулируем некоторые его основные положения.

1. Строгий фиксизм. Горизонтальные движения либо вообще не признаются, либо сведены до минимума. Общая структура АСО — автохтон.

2. Комплексом основания геосинклинальных структур является континентальная кора архейско-протерозойского возраста.

3. Геотектоническое разделение основано на принципе выделения структур по возрасту складчатости.

4. Границы между разновозрастными складчатыми сооружениями имеют характер долгоживущих глубинных нарушений, в основном сохранивших глубинность и в настоящее время.

5. Офиолитовый (гипербазитовый) пояс соответствует глубинному разлому.

6. Офиолиты (гипербазиты) включаются в состав эвгеосинклинальных комплексов как их интрузивная составляющая.

Прежде чем перейти к плейттектоническому обзору АСО, подчеркнем, что первые плейттектонические идеи и плейттектонические реконструкции в СССР появились за пять-шесть лет до появления тектоники плит и принадлежат Н. П. Васильковскому и А. А. Предтеченскому. Не вдаваясь в детали, отметим основные положения, выдвигаемые этими исследователями. В работе Н. П. Васильковского [1] дается такая последовательность формирования земной ко-

ры: в догеосинклинальную, или океаническую, стадию образуется базальтовый слой, в т. ч. в настоящее время в современных океанах; на океанической коре закладываются геосинклинали, их возникновение и развитие связано со становлением геосинклинальных структур типа современных островных дуг; геосинклинали рассматриваются как области превращения океанической коры в континентальную; дифференциация перидотитового вещества связывается со сверхглубинными разломами.

В труде А. А. Предтеченского [8] Восточный Саян рассматривается в качестве горно-складчатого сооружения, возникшего вдоль глубинного разлома (зоны субдукции в современном понимании) на базальтовом основании и прошедшего длительное развитие от подводных вулканических дуг через стадию островных дуг до складчатого горного сооружения. При изучении древних складчатых сооружений, по мнению автора, следует исходить из принципа актуализма и учитывать данные о строении и развитии современных островных дуг.

Предлагаемая плейттектоническая модель Алтае-Саянской области основана на результатах более чем сорокалетних исследований Г. Г. Семенова, а также специализированных исследований в АСО по плейттектонической программе, проведенных совместно с В. Г. Михайленко и др. Кроме того, использованы плейттектонические реконструкции Л. П. Зоненшайна, М. И. Кузьмина, В. М. Моралева, А. М. Городницкого, Л. М. Натапова, Н. Н. Хераскова, А. А. Моссаковского, А. Б. Дергунова, Н. Л. Добрецова, В. Е. Хаина, В. А. Унксова, А. Н. Храмова, В. П. Родионова, Л. В. Кунгурцева и др.

В центральной части Алтае-Саянской области достаточно надежно выделяются практически все плитные геотектонические геоструктуры: континентальные плиты (КП), фрагменты океанической коры (ОК), различного типа островодужные (ОД) и континентальные вулкано-плутонические дуги (КВПД), окраинно-морские и остаточнo-океанические геоструктуры. Наличие большого количества островодужных и континентальных вулкано-плутонических дуг (только в раннем кембрии их не менее восьми), широкое площадное развитие океанической коры, отложений глубоководных желобов дают основание предполагать существование в области в рифейско-палеозойское время значительных по размерам океанических плит, глубоководных желобов, зон Беньоффа, срединно-океанических

хребтов, исчезнувших в процессе субдукции и коллизии.

Ниже кратко охарактеризованы плитные геоструктуры и составляющие их геотектонические элементы, выделяемые нами в центральной части Алтае-Саянской области (рис. 1). К сожалению, на тектонической схеме по техническим причинам и для облегчения ее чтения нет вещественного наполнения. Сведения о геодинамической принадлежности и вещественном составе интрузивных комплексов частично приведены выше в статье В. М. Даценко, Ю. С. Александровского, А. П. Косорукова и др.

Континентальные плиты. К этому типу геоструктур относятся Сибирская мега-, Тувино-Монгольская мезо- и Дербинская микроплиты. Фундамент Сибирской плиты сложен архейско-протерозойскими породами высоких ступеней метаморфизма — кристаллическими сланцами, мраморами, гнейсами, гранулитами, чарнокитами, мигматитами. Спрединовые формации в пределах Саянской и Присаянской частей Сибирской плиты пока не выявлены. Предположительно к отложениям континентального шельфа, континентального склона и его подножия на этапе пассивного развития континентальной окраины может быть отнесен мощный терригенно-карбонатный парамиогeosинклинальный комплекс R_2 — R_3 . Положение плиты по отношению к структурам Саянской складчатой системы резко аструктурное. Ее юго-западным краем срезаются Тагульская и Кузнецкоалатауская ОД, система кембрийских и ордовикских островных дуг Западного Саяна, Таннуольско-Хамсаринская ОД, вплоть до Тувино-Монгольской КП, которые в рифейско-раннепалеозойское время находились по разным бортам Палеосаянского океана (рис. 2). Отмечаются сильная торошированность юго-западного края Сибирской платформы и несовпадение геофизической и геологической ее границ (Н. М. Чернышев, 1986).

Тувино-Монгольская плита подверглась исключительно сильной тектоно-магматической переработке на субдукционно-коллизионном этапе. В аллохтонах в сложном тектоническом смещении залегают как породы континентальной коры, так и субдукционного комплекса, включая офиолиты океанической коры. В структуре АСО на субдукционном этапе развития плита выполняла роль срединного массива, частично разделявшего Саянский и Алтае-Монгольский океанические бассейны. Существует мнение, что плита является осколком Гондваны, примкнувшим к Сибирскому континенту в палеозое [15].

Дербинская микроплита — типичный террейн. Сложена достаточно сильно, но неглубоко метаморфизованными породами — мраморами, кварц-биотитовыми, кварц-биотит-амфиболовыми кристаллическими сланцами. По геофизическим данным она не имеет глубоких корней.

Субдукционные геоструктуры. В Алтае-Саянской складчатой области субдукционные геоструктуры многочисленны и весьма разнообразны. Субдукционный этап здесь продолжался длительное время: в Саянской системе — от раннего кембрия до ордовика, в Алтае-Монгольской — с венда до карбона. В Саянской части преимущественно распространены каледонские, а в Алтае-Монгольской — герцинские субдукционные геоструктуры.

Островные дуги — наиболее многочисленный тип геоструктур. По существу АСО представляет собой складчатую область островодужной аккреции. Только в ее Саянской системе для каледонского этапа реставрируется по меньшей мере 9—10 островодужных геоструктур. Степень сохранности большинства дуг уникальна для столь древних (салаирских) геоструктур. Большинство островных дуг выражено либо триадой (аккреционная призма, осадочная терраса, вулканическая дуга и даже с окраинным морем), либо как минимум диадой (аккреционный комплекс, вулканическая дуга с элементами осадочной террасы или вулканическая дуга — задуговой бассейн). Отмечается также достаточно хорошая сохранность геоструктур по латерали. Все это позволяет надежно реставрировать фронтальные и тыловые части дуг, а следовательно, и положение зон субдукции по отношению к островным дугам (см. рис. 1, 2). Некоторым исключением из этого правила является Катунско-Чуйская ОД, положение зоны субдукции которой не вполне ясно.

Все островные дуги АСО относятся к энсиматическому типу. Другой их особенностью является изменение вещественного состава во времени. По вещественному составу они четко разделяются на вулканические — ϵ_1 , вулканогенно-флишевые — $\epsilon_{2,3}$ и существенно флишевые с элементами вулканогенности — О. Эти особенности полициклических складчатых поясов установлены еще классической геотектоникой. Начальные циклы эвгеосинклинального развития определялись как существенно вулканогенные, конечные — существенно терригенные [14]. Для островных дуг АСО характерно широкое развитие олистостромовых образований.

Таннуольско-Хамсаринская дуга — наи-

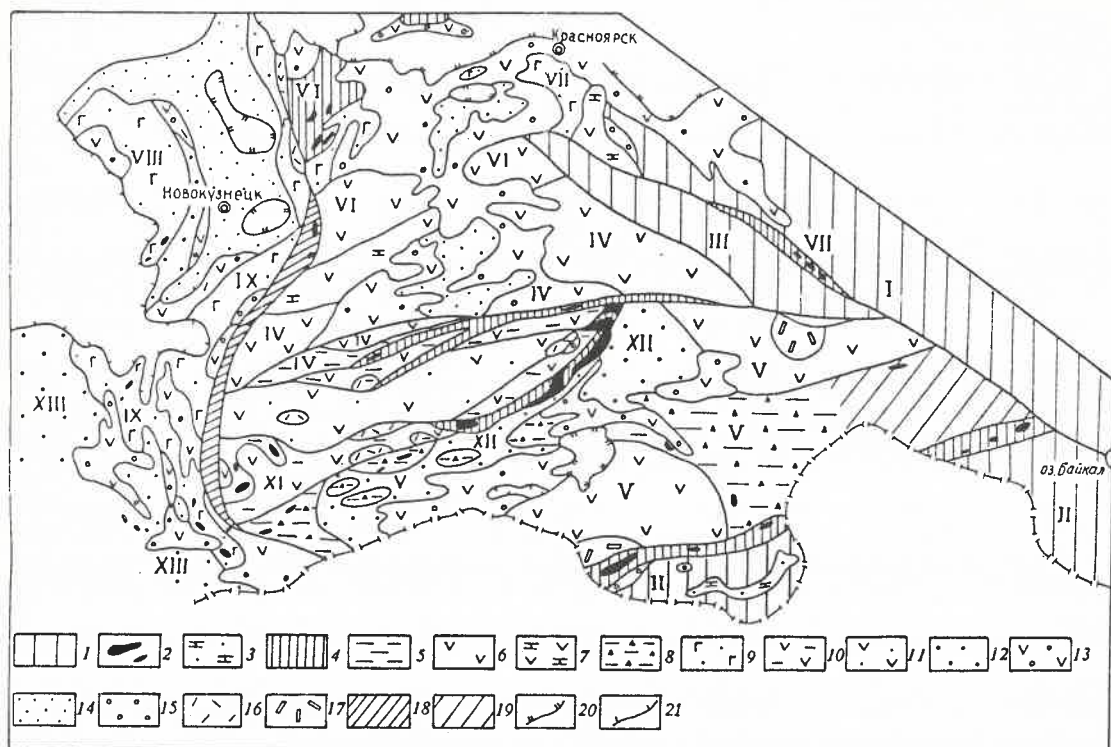


Рис. 1. Геотектоническая схема Алтае-Саянской области на основе модели тектоники плит:

1 — континентальные плиты (I — Сибирская, II — Тувино-Монгольская, III — Дербинская); 2 — рифейская океаническая кора (в основном гипербазиты) в аллохтонно-протрузивном залегании; 3—14 — субдукционные геоструктуры: 3 — задуговой прогиб Озерно-Дзавханской континентальной вулcano-плутонической дуги, V-С₁; 4—9 — островные дуги, С₁ (IV — Хансынско-Казырская, V — Таннуольско-Хамсаринская, VI — Кузнецкоалтауская, VII — Тагульская, VIII — Салаирская, IX — Катунско-Чуйская) и составляющие их островодужные геоструктуры (4 — аккреционные призмы, 5 — осадочные террасы, преддуговые прогибы, 6 — центральные, вулканические, части дуг, 7 — задуговые прогибы, включая окраинные моря, 8 — междуговые прогибы, 9 — нерасчлененные); 10 — островные дуги без геотектонического расчленения, С_{2,3} (X — Джебашско-Амыльская, XI — Сютхольско-Шуйская); островные дуги, О-С₁; 11 — система Центральносаянских островных дуг без расчленения, 12 — задуговые прогибы, (XII — Хемчикско-Систигхемский, XIII — Талицко-Холзунский); тыловодужные континентально-вулcano-плутонические структуры Рудноалтайско-Чарской субдукционной зоны; 13 — с интенсивным тыловодужным магматизмом, D_{1,2}, 14 — пассивный (амагматичный) тип, D₃-P; коллизионные комплексы: 15 — молассовый, 16 — вулканогенный; 17 — наложенные вулcano-плутонические депрессии С субдукционного этапа; 18 — сутурные зоны с проявлением повышенного метаморфизма; 19 — зоны тектонической смены геотектонических комплексов; 20 — резонансные впадины, Т-Ж; 21 — границы палеоген-четвертичных отложений

более крупная хорошо сохранившаяся ОД. Относится к весьма редкому типу островодужных структур, сформировавшихся над двумя зонами субдукции со встречным падением, следствием чего является ее сильная магмато-плутоническая активность, сходная с активностью континентальных вулcano-плутонических геоструктур. Кроме центральных частей двух вулканических дуг — Таннуольской и Хамсаринской, в ней выделяются аккреционные (желобовые), преддуговые и междуговые структурные элементы.

Вулканические части островных поднятий Таннуольско-Хамсаринской ОД существенно различаются по составу слагающих их вулканитов. Если по химизму и характеру дифференциации вулканогенный комплекс

Таннуольской дуги относится к последовательно дифференцированной известково-щелочной серии с резким преобладанием верхней, риолит-дацитовая, составляющей, то вулканический комплекс Хамсаринской дуги — к контрастно дифференцированной серии с преобладанием толеитовых базальтов начальной стадии развития ОД.

Аккреционный комплекс (Куртушибинская и Агардагская призмы) имеет сложное строение — это меланж. В призмах тектонически перемешаны как минимум четыре (в Агардагской) и пять-шесть (в Куртушибинской) геоструктурных комплексов: породы океанической коры — серпентиниты, базальты, кварциты (фтаниты); желобовый и прижелобовый комплекс — турбидиты, лютиты, туфокремни, глинисто-кремнистые

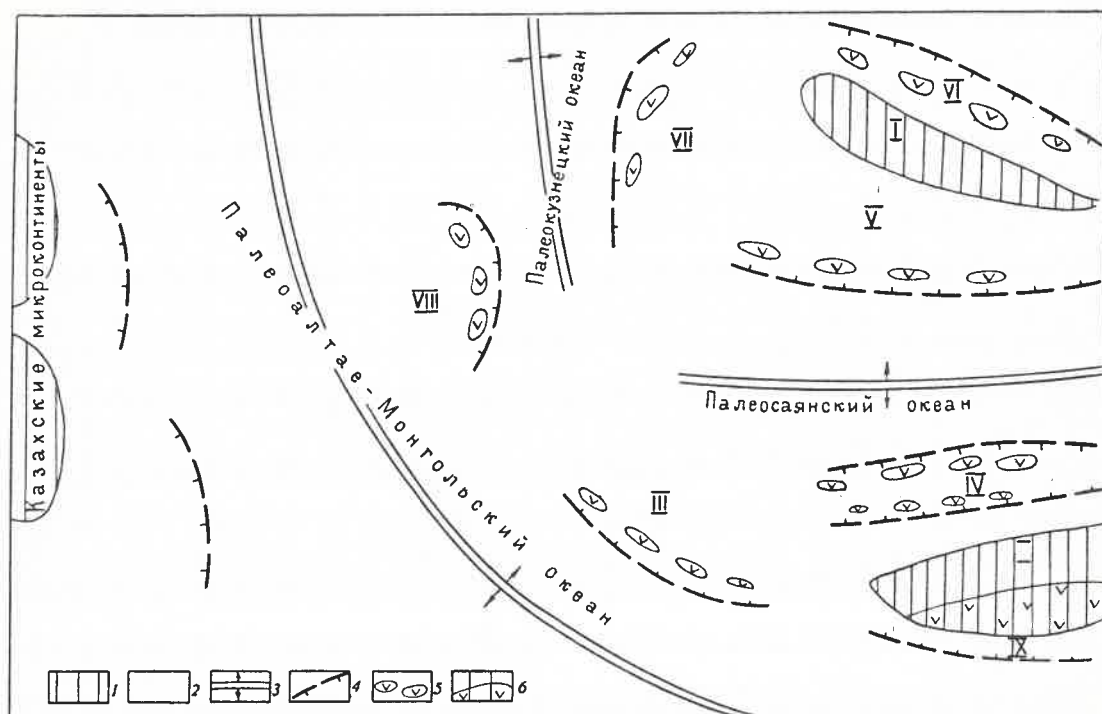


Рис. 2. Формализованная палеотектоническая схема палеоазиатских океанов Алтае-Саянского сектора Урало-Монголо-Охотского складчатого пояса на раннекембрийское время:

1 — дорифейские континентальные плиты (I — Дербинская, II — Тувино-Монгольская); 2 — океанические бассейны (донижнепалеозойская океаническая кора); 3 — зоны спрединга; 4 — зоны субдукции; 5 — островные дуги (III — Катунско-Чуйская, IV — Таннуольско-Хамсаринская, V — Хансыньско-Казырская, VI — Тагульская, VII — Кузнецкоалатауская, VIII — Салаирская); 6 — Озерно-Дзэбханская континентальная вулканоплутоническая дуга

породы; флише-олистромовый комплекс осадочной террасы; вулканиты и известняки вулканической части ОД. Наиболее пестрый в геотектоническом отношении комплекс пород слагает Куртушибинскую аккреционную призму. Все они объединены в одну (!) свиту — чингинскую.

Междуговой (Акдовуракско-Тапсинский) прогиб Таннуольско-Хамсаринской ОД сложен флише-молассовым комплексом с широким развитием олистостромы офиолитового состава. Интрузивный комплекс Таннуольско-Хамсаринской ОД в большинстве своем мало информативен, но островодужная формация батолитов пестрого состава (таннуольский комплекс) выделяется достаточно надежно.

Хансыньско-Казырская дуга уникальна по степени сохранности островодужных элементов в ее западной части. Здесь выделяются формационно-структурные элементы, свойственные современным островным дугам: внутренняя и внешняя дуги, междуговой прогиб (осадочная терраса), элементы внутреннего прижелобового склона. Внутренняя (Хансыньско-Маинская) вулканическая дуга в нижней части сложена базаль-

тами толеитовой серии, в верхней — экструживно-пирокластической (кератофировой) и щелочноземельной базальт-андезит-дацитовая пирокластическая и конгломерато-рифогенная формациями. Интрузивные образования представлены пестрой раннеинверсионной габбро-диорит-плагиогранитной формацией. Для нее надежно устанавливается мантийный источник (В. М. Давценко и др.). Внешняя (Шаманская) дуга сложена амфиболизированной спилит-диабазовой и кератофировой формациями и в меньшей степени — терригенными породами вулканогенно-флишеидной формации. Широко распространенные интрузивные породы представлены пластообразными телами катаклазированных альбитизированных гранитов, гранит-порфиров и амфиболизированных габбро. Есть основание предполагать, что гранитоидная часть интрузивных тел образовалась в результате селективного плавления затащенных в зону Бенюффа пород желобового комплекса. Подобный тип гранитоидного магматизма выделяется в Кызылкумах [11].

В тыловой — Казырской — части Хансыньско-Казырской ОД преобладают магма-

тические породы известково-щелочной серии. Источник их, вероятнее всего, смешанный — мантия и выплавки из субдуцировавшей океанической плиты. Анзасский междуговой прогиб сложен карбонатно-терригенными формациями — вулканомиктовой с элементами флишевой, пелитоморфно-карбонатной.

Аккреционный комплекс Хансынско-Казырской ОД (Изыхская и Борусская призмы) состоит из тектонической смеси телескопированной в зоне субдукции океанической коры с граувакковыми турбидитами, лютитами, склоновыми брекчиями и олистостромой.

Геодинамически с Хансынско-Казырской ОД, точнее с зоной субдукции, ее породившей, нами связывается Батеневско-Шорская окраинно-морская геоструктура. В современной структуре АСО Батеневско-Шорское окраинное море находится между Хансынско-Казырской и Кузнецкоалатауской ОД (см. рис. 1), поэтому не исключается и иная — внутриостроводужная (индонезийского типа) — геодинамическая природа моря (типа Яванского или Сулавеси). Для выделяемой окраинно-морской геоструктуры характерны существенная роль карбонатных пород (во всех фациях), повышенная фосфатность, баритность.

Четко выраженная литологическая полярность, хорошая сохранность аккреционного комплекса позволяют надежно реставрировать положение зоны субдукции дуги (см. рис. 2).

Кузнецкоалатауская дуга расположена в пределах восточного склона северной части Кузнецкого Алатау и западной оконечности Восточного Саяна (Беллыкское белогорье). В связи с перекрытием значительной части дуги девонскими и мезозойскими отложениями, широким развитием вулканотерригенных и интрузивных образований следующего по времени $\text{Є}_{2,3}$ субдукционного этапа она реставрируется хуже. Надежно в ее пределах реставрируются аккреционный комплекс с элементами пород осадочной террасы и относительно широким развитием офиолитового комплекса ОК (Кийская аккреционная призма) и вулканическая часть островной дуги. В строении вулканической дуги участвуют толеитовые базальты, макроскопически похожие на толеитовые базальты основания островодужных построек других регионов АСО. Выше залегает существенно рифо-карбонатный комплекс с вулканитами контрастно дифференцированной щелочноземельной серии. Достаточно хорошо проявленная литологическая полярность дает возможность надежно реставрировать

положение и направление падения зоны субдукции Кузнецкоалатауской дуги (см. рис. 2).

Тагульская дуга — наиболее деструктированная и наименее сохранившаяся в Саянской островодужной системе. Составляющие ОД элементы иногда даже разобщены. Так, аккреционный комплекс с элементами осадочной террасы и вулканической дуги (Янгозинская аккреционная призма) отделены от ее вулканической дуги (Саржаково-Бирюсинская вулканическая постройка). Это геотектонически более сложная субдукционная структура, чем описанные островные дуги, т. к. в ее строении участвует структура, сформировавшаяся на континентальном основании — Манский задуговой прогиб, сложенный карбонатными породами.

Вулканогенный разрез дуги (Саржаково-Бирюсинская вулканическая постройка) весьма сходен с разрезом вулканической части Кузнецкоалатауской ОД. Нижняя часть постройки сложена монотонными толеитовыми базальтами начальной стадии развития островной дуги, верхняя — вулканогенно-рифо-карбонатным комплексом. В строении Усть-Манского междугового прогиба наряду с вулканитами отмечаются флише-молассовые отложения с олистостромой карбонатного и офиолитового составов. Кроме того, наблюдается большое количество тектонических пластин океанической коры серпентинитового и базальтового составов.

В пределах Тагульской ОД, как и в Кузнецкоалатауской, широко развиты вулканогенно-молассовые отложения следующего $\text{Є}_{2,3}$ этапа субдукции.

Литологическое сходство, а также некоторые структурные особенности (изгиб Кузнецкоалатауской дуги в районе хребта Арги в сторону Тагульской ОД (см. рис. 1) дают основание объединить их в одну дугу (см. рис. 2). Зона субдукции Тагульской ОД реставрируется к северу от нее. Не исключено, что Тагульская зона субдукции частично «повинна» в столкновении Сибирской КП с Саянской островодужной системой.

Помимо раннекембрийских вулканогенных или так называемых классических островных дуг, в АСО по вещественному составу выделяются еще два типа: вулканогенно-флишевые и флишевые с элементами вулканогенности. Эти типы формировались в центральной части Западного Саяна (в бывшем остаточном океаническом бассейне), т. е. на коре океанического типа. К вулканогенно-флишевым островным дугам относятся Джебашско-Амыльская и Сютхольско-

Шуйская. Они сложены вулканогенно-флишевыми породами, метаморфизованными в фации зеленых сланцев. В подчиненном количестве присутствуют железистые кварциты (по яшмоидам) и мраморизованные известняки, мраморы. Их возраст средне-позднекембрийский.

Со средне-позднекембрийскими зонами субдукции связано также образование молассо-вулканоплутонических комплексов за пределами дуг на площадях ранее сформировавшихся раннекембрийских ОД. Наложением субдукционным процессом была охвачена вся площадь раннекембрийских островных дуг. Подобная экспансия средне-позднекембрийской дуги не является исключением. Еще более интенсивно подобный процесс в АСО протекал в ранне-среднедевонский субдукционный цикл. Это наводит на мысль, что пространственная экспансия последующих субдукционных циклов — закономерность развития полициклических островодужных систем.

В зависимости от положения в структурах предыдущего субдукционного цикла (вулканической дуги или прогиба) ОД более поздних циклов образуют резко наложенные или унаследованные вулканогенно-осадочные структуры. По техническим причинам эти структуры на тектонической схеме не показаны, за исключением двух — Дототской и Хольежинской вулканоплутонических депрессий $\epsilon_{2,3}$.

Существенно флишевые с элементами вулканогенности островные дуги пространственно совпадают с площадью распространения ордовикских отложений Центрально-Саянской зоны, включая Аксугскую, Джебашскую и Амыльскую подзоны. Они сформировались на месте остаточного океанического бассейна в три миниистроводужных этапа. В нижней части мини-дуги сложены вулканогенно-яшмовыми породами, в верхней — флишеидными. Выше островодужный разрез надстраивается карбонатными и молассо-флишеидными породами нижнего силура. С развитием флише-вулканогенных ОД Центрально-Саянской зоны связано образование Хемчикско-Систигхемского флише-молассового задугового прогиба. Комплексом его основания служат островодужные образования предыдущего раннекембрийского субдукционного цикла Таннуольско-Хамсаринской ОД.

Континентальные вулканоплутонические дуги. В пределы восточной части АСО заходят лишь задуговые прогибы КВПД-структур. Центральные, собственно вулканоплутонические, их части находятся за

пределами Саянской складчатой системы — в Алтае-Монгольской зоне.

Комплексом основания *Озерно-Дзавханской дуги* является Тувино-Монгольская КП. Вулканоплутоническая часть геоструктуры находится в Дзавханской зоне Монголии. Там же располагается и Озерная зона, рассматриваемая нами как преддуговая структура, в которой тектонически перемешаны океаническая кора, аккреционный комплекс и, возможно, вулканы КВПД-серии. Задуговой комплекс в бассейнах рек Нарын, Эрзин, Балыгтыгхем, Сольбельдер сложен вулканиками базальт-андезит-риолитовой щелочной серии, терригенно-вулканомиктовыми и карбонатными породами. В разрезе встречаются конгломераты и красцветные породы, а также олистостромовые образования.

Собственно вулканоплутонические — фронтальные — части *Рудноалтайско-Чарских дуг* (иногда в островном варианте) также находятся в Алтае-Монгольской складчатой системе. Там же в Чарской сутуре располагалась и зона субдукции, их породившая. В пределах восточной части АСО, в Саянской складчатой системе, отмечаются лишь элементы задуговых структур этих сложных КВПД-геоструктур. К ним относится система Минусинских впадин, Центральнотувинский прогиб и многочисленные мелкие грабены (Балыксинский, Саралинский и др.). По геодинамике и, как следствие, по тектоно-магматической активности на этом этапе выделяются два типа тыловодужных структур: с активным тыловодужным магматизмом и рифтингом — D_{1-2} и пассивный амагматичный — D_3-C .

Ранне-среднедевонский комплекс представлен континентальными красцветными молассо-вулканогенными отложениями и интрузивными образованиями гранит-граносиенитовой, щелочно-сиенитовой и габбро-сиенитовой формаций. Все магматические породы — мантийные производные.

Относя герциниды АСО к континентальным вулканоплутоническим геоструктурам, необходимо отметить, что они существенно отличаются от генотипических КВПД-геоструктур, например, Андид. Из главных отличий назовем следующие.

1. Наличие в КВПД-геоструктурах герцинид АСО второй внутренней вулканоплутонической дуги, которая по вулканоплутонической активности не уступает, а даже превосходит внешние — Рудноалтайские — дуги.

2. Размеры герцинской вулканоплутонической геоструктуры АСО, даже в современном редуцированном разрезе, вкост про-

стирания составляют более 1200 км, что почти в два раза превышает таковые КВПД Андид.

3. При достаточно четкой петрохимической полярности в восточной части АСО (Саянской) имеет место крупномасштабная концентрическая зональность.

4. Под КВПД Андид залегает зрелая континентальная кора, под герцинидами АСО — новообразованная мобильная континентальная кора.

Перечисленные тектоно-магматические и тектоно-структурные особенности КВПД-структур герцинид АСО позволяют выделить новый тип континентальных вулканоплутонических структур — мобильный КВПД-тип. Мобильный тип обычен для полисубдукционных складчатых поясов, типа Урало-Монголо-Охотского, Средиземноморского.

Коллизионный комплекс. Образовался при сдвигении подвергшихся расколу и спредингу континентальных плит. Сдвигение сопровождалось разномасштабным скучиванием, коллизией межконтинентальных субдукционных комплексов островных и континентальных вулканоплутонических дуг, отложений континентальных склонов и подножий. В этих условиях, наряду с формированием континентальных орогенных моласс, в зонах интенсивного скучивания в «корнях гор» развиваются коровые анатексические магмы гранитоидного состава (онинский, джойский комплексы Западного Саяна) и связанные с ними вулканы. Под собственно коллизионными комплексами нами выделяются молассо-вулканогенные и гранитоидные образования зон скучивания (типа Центрально-Западносаянской) и сутурных зон столкновения типа КП—КП, КП—ОД, ОД—ОД и т. п. Кроме того, коллизионные зоны проявляются в торошировании окраин континентальных плит, в образовании тектонической смеси, в которой могут участвовать породы различных геоструктурных комплексов, и в повышенном динамотермальном метаморфизме пород сутурных зон.

В восточной части АСО нами выделяются четыре коллизионные зоны: Агардагская — Σ_2 , Нарвско-Янгозинская — Σ_3 , Центральнокузнецкоалатауская — О, Центрально-Западносаянская — S_2 (см. рис. 1).

Для АСО, как и для других горно-складчатых областей мира, характерна крупномасштабная покровная тектоника с участием в покровообразовании целых островодужных и плитных комплексов и с перекрытием не только отдельных элементов структур, но и полностью самих геоструктур.

Например, восточная часть Сютхольско-Шуйской ОД полностью перекрыта островодужным комплексом Таннуольско-Хамсаринской ОД. Образование при скучивании глубоко погруженных в мантию осадочных пород — «корней гор» — приводит к появлению гор на поверхности, которые, как это утверждает и классическая геотектоника, подвергаются тектоно-гравитационному разваливанию. Возникающая при этом система веерообразных взбросо-надвигов сильно затушевывает покровную тектонику.

Океаническая кора. В восточной части АСО океаническая кора развита относительно широко, но фрагментарно, в форме телескопированных и шарьированных аллохтонных пластин в меланж-олистостромовых образованиях. Размер отдельных пластин коры в меланже Борусского и Куртушибинского хребтов 50×5 км; местами полностью сохранилось трехчленное строение разреза.

Алтае-Саянская складчатая область относится к полисубдукционным во времени и пространстве горно-складчатым образованиям. Под этим понимается многократность заложения зон субдукции, начиная с рифея и до девона. За этот период отмечается, по меньшей мере, пять эпох заложения зон субдукции в пределах Саянской системы АСО и не менее восьми — в Алтае-Монгольской. Полисубдукционность в пространстве подразумевает одновременное существование нескольких зон субдукций. Так, на ранне-среднекембрийском этапе в Саянской системе АСО одновременно существовало пять зон субдукций. При этом крайние зоны, ограничивавшие протоАСО, имели встречное падение (см. рис. 2). По нашему мнению, это является также характерной особенностью островодужного развития АСО, имеющей прямое отношение к размещению полезных ископаемых области.

В классической геотектонике Алтае-Саянская область, как и весь Урало-Монголо-Охотский складчатый пояс, относится к межматериковым складчатым поясам [14]. Межконтинентальное геотектоническое положение АСО сохраняется и в плейттектонических моделях практически всех исследователей, занимавшихся плейттектоническими реконструкциями Алтае-Саянской области или Палеоазиатского океана [2—6, 12, 13, 17]. Лишь в последние пять-шесть лет в науке наметился сдвиг в сторону «океанизации» субдукционных структур Центральноазиатского складчатого пояса вообще и Алтае-Саянской области, в частности. Так, А. А. Моссаковский и др. [7, 18] полагают, что формирование рифейско-ка-

ледонских структур АСО (мозаичных, по А. А. Моссаковскому) происходило по западно-тихоокеанскому субдукционному типу, а герцинид (линейных — коллизионных зон в терминологии тех же авторов) — по индо-атлантическому. Следовательно, каледониды АСО являются уже не меж-, а периконтинентальными (или периокеаническими).

Метод актуализма и непредвзятый анализ региональных материалов по спрединго-субдукционным геоструктурам АСО (их количество, длительность развития и расположение) однозначно свидетельствуют о значительных размерах океанических бассейнов на площади палеоАСО. По самым скромным подсчетам только в собственно Саянской палеоостроводужной системе в каледонский этап в зонах субдукции было поглощено как минимум 10—12 тыс. км океанической коры, а в Алтае-Монгольской в каледонско-герцинский этап несравненно больше, около 18-20 тыс. км. Эти данные дают основание утверждать, что в рифейско-палеозойское время на площади палео-АСО существовали океанические бассейны, сопоставимые с современными океанами, в т. ч. и с Тихим. Судя по ориентировке, временной последовательности образования субдукционных геоструктур, на площади палеоАСО было как минимум три океана (не считая Уральского палеоокеана Л. П. Зоненшайна) [6] с зонами спрединга (см. рис. 2), т. е. Палеоазиатский океан Л. П. Зоненшайна, даже в Алтае-Саянском сегменте, состоял как минимум из трех океанов. Кстати, трехокеаничность Палеоазиатского океана, согласно формальной логике, выводится также и из плейттектонических реконструкций Л. П. Зоненшайна и А. А. Моссаковского [6, 18].

Во всех известных плейттектонических реконструкциях Палеоазиатского океана на площади палеоАСО на рифейско-раннекаледонское время также рисуются как минимум три долгоживущие зоны спрединга [5, 6, 12]. А. А. Моссаковским [18] на площади, близко отвечающей палеоАСО, также рисуются три зоны спрединга по периферии Палеопацифика. Таким образом, как минимум три крупных океанических бассейна с зонами спрединга реконструируются на площади палеоАСО как на основании региональных плейттектонических построений по АСО, так и на основании полуглобальных, в т. ч. учитывающих палеомагнитные данные, плейттектонических исследований. Однако авторы реконструкций подобного вывода не делают [5, 6, 9, 12, 18].

Второй вопрос о планетарном положении

палеоАСО в системе континент — океан связан с положением Восточно-Европейской и Сибирской континентальных плит в структуре выделяемых трех океанов. В отношении Восточно-Европейской платформы он решается просто. Во всех плейттектонических реконструкциях платформа находилась далеко от палеоАСО, по другую сторону Уральского палеоокеана, Л. П. Зоненшайна, и никакого отношения к АСО на каледонско-герцинском этапе ее развития не имела. Вопрос о положении Сибирской КП и взаимоотношении ее с палеоАСО, исходя из региональных материалов, также решается однозначно. Резко аструктурное, со срезанием всей Саянской островодужной системы, положение Сибирской КП в структуре Саянской складчатой системы (см. рис. 1) говорит о том, что Сибирская КП — чуждый АСО геотектонический элемент, по крайней мере, на ее раннекаледонском этапе развития. В структуре АСО в раннекаледонское время Сибирская КП занимала такое же положение, как Индия в структуре Палеотетиса [16]. Отметим также фактического материала, доказывающего наращивание Сибирской КП островными дугами АСО отсутствие в раннекаледонское время.

Итак, можно заключить следующее.

1. Положение палеоСаянской (как и палеоАСО) островодужной системы в палеопланетарной геоструктуре континент — океан на рифейско-каледонском этапе развития позволяет относить ее к межокеаническим.

2. Исходя из метода актуализма, рекомендованного А. А. Предтеченским для реставрации островных дуг, Алтае-Саянская островодужная система является палеоаналогом современной Индонезийско-Филиппинской островодужной системы.

Проблемы металлогении. Размещение полезных ископаемых в АСО отвечает закономерностям их размещения в субдукционных структурах, постулируемым тектоникой плит (А. Митчелл, М. Гарсон, 1984). Большинство месторождений золота приурочено к фронтальным (аккреционный комплекс) и центральным, вулканическим, частям островных дуг. С олистостромовыми образованиями аккреционных призм и олистостромовыми образованиями, в составе которых развиты крупные тела офиолитов, связаны проявления и месторождения асбеста, нефрита, хромита, никеля. В центральных, вулканических, частях дуг отмечаются медноколчеданные и железорудные месторождения. Последние, кроме того, известны и во фронтальных частях внешней дуги. Полиметаллические, молибденовые и вольфрамовые рудопоявления и месторож-

дения тяготеют к тыловодужным частям ОД.

Из этих примеров следует, что металлогенический прогноз на основе закономерностей, постулируемых тектоникой плит, возможен и для Алтае-Саянской области. Однако ортодоксальный подход к прогнозу на основе рафинированной модели без учета конкретных геодинамических обстановок может привести к ошибочным выводам. Во избежание этого при металлогенических прогнозах, наряду с общими закономерностями, постулируемыми тектоникой плит, необходимо учитывать, по меньшей мере еще четыре фактора.

1. Положение палеогеоструктур региона в планетарной системе континент — океан. Геодинамика, а следовательно, и металлогения субдукционных геоструктур межконтинентального, периконтинентального и межокеанического типов могут существенно отличаться. Этот фактор прогнозируемый.

2. Степень тектоно-магматической переработки островных дуг последующими субдукционными процессами. Как отмечалось, экспансия последующих субдукционных циклов на более ранние — закономерность развития полициклических субдукционных систем. Масштабы экспансии могут быть гигантскими (например, в случае герцинида СО). Этот фактор может внести существенные поправки в перераспределение полезных ископаемых.

3. Степень тектонической переработки субдукционных структур. Деструкция, скупивание, покровообразование могут также влиять как на перемещение субдукционных комплексов, так и на перераспределение и даже сокрытие месторождений полезных ископаемых. Фактор трудно, но в общем предсказуем.

4. Локальный геодинамический фактор. В большей степени он касается фронтальной части островных дуг и заключается в том, как идет субдукция: с поглощением, переработкой и последующим выталкиванием клиньев осадочных пород аккреционного комплекса или без поглощения, с так называемым бульдозерным эффектом. Разные типы субдукции также воздействуют на распределение полезных ископаемых и могут нарушать его закономерности. Так, с первым типом субдукции в Хансынско-Казырской ОД связано Анзасское железорудное месторождение, со вторым — Саянское месторождение асбеста в аккреционной призме Таннуольско-Хамсаринской ОД. Фактор вполне предсказуем.

Высказанные соображения об использова-

нии многофакторного анализа при металлогеническом прогнозе никоим образом не ставят под сомнение металлогенический прогноз на основе модели тектоники плит. Предсказательная сила тектоники плит по всем проблемам геологии очень велика.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Васильковский Н. П. К теории земной коры // Тр. СНИИГГиМС. Новосибирск, 1960. Вып. 5.
2. Добрецов Н. Л., Булгаков А. Н. Геодинамическая карта Забайкалья. — Новосибирск: ОИГМ СО АН СССР. Бурятский геол. ин-т, 1991.
3. Добрецов Н. Л., Симонов В. А., Буслов М. Н. Океанические и островодужные офиолиты юго-восточной части Горного Алтая // Геология и геофизика. 1992. № 12. С. 3—14.
4. Закономерности формирования палеозоя Центральной Азии (Алтае-Саянская область, Западная Монголия) и Казахстана // А. Б. Дергунов, А. А. Моссаковский, С. Г. Саньгин и др. // Закономерности формирования структуры континентов в неогене. М., 1986. С. 53—67.
5. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. — М.: Недра, 1976.
6. Зоненшайн Л. П. Реконструкция палеозойских океанов // Дрейф континентов. М., 1976.
7. Моссаковский А. А., Перфильев С. В., Руженцев С. В. Палеоокеаны в центре Евразийского континента. Тектонические процессы // Докл. XXVIII МГК. М., 1989. С. 30—46.
8. Предтеченский А. А. Основные черты геологического развития западной части Восточного Саяна в докембрии и кембрии. — Новосибирск: Наука, 1967.
9. Проблемы континентального дрейфа на территории Евразии по данным палеомагнитных исследований нижнего палеозоя // В. Буха, З. Малковский, Г. Н. Петрова и др. — М.: Наука, 1976.
10. Родионов В. П. Палеомагнитные данные о взаимоотношении Сибирской и Русской платформ, Урала и Казахстана в позднем докембрии и палеозое // Палеомагнетизм верхнего докембрия СССР. Л., 1983. С. 98—106.
11. Савчук Ю. С., Мухин П. А. Эволюция рудных процессов в структуре аккреционной призмы Южного Тянь-Шаня (Кызыл-Кумский геодинамический полигон) // Геотектоника. 1993. № 5. С. 63—81.
12. Строение и развитие Южного Урала с точки зрения тектоники литосферных плит // Л. П. Зоненшайн, В. Г. Корниевский, В. Г. Кузьмин и др. // История развития Уральского палеоокеана. М., 1984. С. 6—56.
13. Унксов В. А. Тектоника плит. — Л.: Недра, 1981.
14. Хаин В. Е. Общая геотектоника. — М.: Недра, 1964.
15. Хаин В. Е. Гондвана — исчезнувший континент // Природа. 1989. № 6. С. 36—45.
16. Хатчисон Ч. С. Нарастание континентальной коры, столкновение континентов и поиски полезных ископаемых в Юго-Восточной Азии // Живая планета Земля. Тектоника плит. Импакт, наука и общество. 1988. № 1. С. 32—44.
17. Херасков Н. Н. Формации и стадии геосинклинального развития Западного Саяна // Геотектоника. 1975. № 1.
18. Централно-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // А. А. Моссаковский, С. В. Руженцев, С. Г. Самыгин и др. // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3—32.

Тычанский алмазоносный район

А.К.МКРТЫЧЬЯН, М.Л.КАВИЦКИЙ, А.В.КРЮКОВ, В.М.ГЛУШКОВ,
В.В.БОЖКО, П.П.КУРГАНЬКОВ, А.Н.ДОНОВ, В.А.БАРМИН

Основным районом проведения алмазопроисковых работ в Красноярском крае в последние годы является Тычанский район, который находится в зоне сочленения Байкитской антеклизы и юго-западного борта Тунгусской синеклизы и в виде полосы шириной до 100 км простирается в северо-северо-западном направлении от Чадобецкого поднятия до р.Чуны на расстояние 250 км.

В середине 50-х годов Орловской экспедицией в русле р.Тычана подводными канавами была обнаружена аллювиальная россыпь алмазов протяженностью около 100 км, сформировавшаяся, как установлено позднее, за счет размыва алмазоносного ранне-среднекаменноугольного коллектора. Масса алмазов в россыпи от первых миллиграммов до 3,5 кар., средняя — 50,9 мг. В 1956 г. в связи с открытием алмазов в Западной Якутии работы Орловской экспедиции в районе были практически прекращены. В дальнейшем при рекогносцировочных поисках геологосъемочной экспедицией в верховьях р.Тычана в кварцевых песчаниках основания верхнего палеозоя выявлены высокохромистые пиропы [2, 3], а с 1981 г. в районе начаты крупномасштабные геологосъемочные работы с общими поисками на алмазы, в результате которых в 1984—1985 гг. в бассейне р.Тычана обнаружен ранне-среднекаменноугольный алмазоносный коллектор с минералами-спутниками. При последующих поисково-съемочных работах алмазоносные коллекторы фрагментарно прослежены от бассейна р.Тычаны на севере до левобережья р.Подкаменная Тунгуска на юге на расстоянии около 200 км. Представлены маломощными (до 2 м) терригенными высокозрелыми породами, несогласно залегающими на существенно карбонатных нижнепалеозойских отложениях — от нижнего среднего ордовика на севере до верхнего кембрия на юге, перекрывающимися угленосными средне-верхнекаменноугольными отложениями. Особенность коллекторов — прежде всего малая мощность и определенное стратиграфическое положение (выше по разрезу коллекторы не установлены), что может указывать на незначительный эрозийный срез прогнозируемых в районе алмазоносных трубок, которые после перекрытия их угленосными отложениями не выходили на земную поверхность.

По литолого-фациальным признакам в

районе выделены три основных типа коллектора: в северной части — тычанский — прибрежные фации континентального бассейна; в северо-восточной — шушукский — мелководная фация эпиконтинентального бассейна; в южной — бедошеминский — аллювиально-пролювиальные фации.

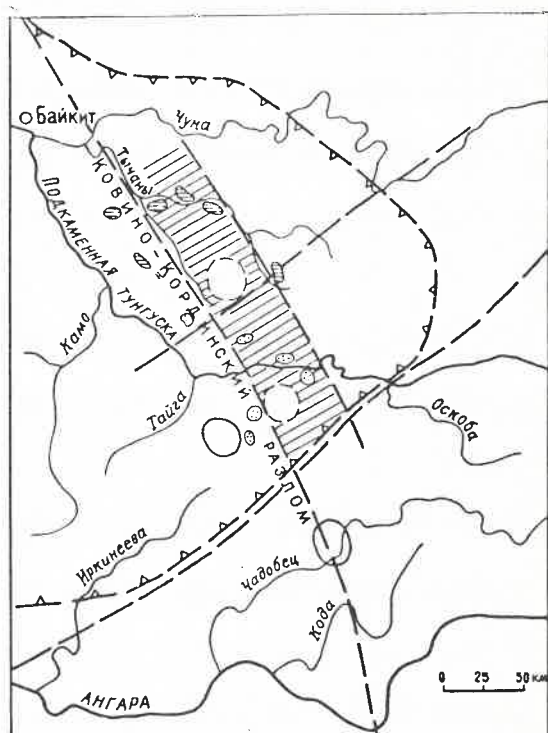
Тычанский коллектор сложен песчано-гравийно-галечными с глинисто-известковистым цементом литифицированными породами светло-серого цвета, которые образуют маломощные (0,3—0,9 м) линзовидные тела протяженностью от первых сотен метров до первых километров и маркируют зону выноса алмазов и минералов-спутников с юга и юго-востока. По палинологическим данным возраст тычанской свиты, базальной частью которой служит описываемый коллектор, от позднего турне — раннего визе (в отложениях, слагающих наиболее пониженные участки докаменноугольного палеорельефа) до башкирского яруса включительно [5]. Минералы-спутники в породах тычанского коллектора представлены в основном пиропами и хромшпинелидами, имеющими эллипсоидальную форму, хорошую сортировку и средний размер зерен около 2 мм. Около 60% составляют лиловые пиропы ультраосновных парагенезисов, 40% оранжевые эклогитового парагенезиса. Содержание пиропов алмазной ассоциации 1—2%.

Шушукский коллектор прослеживается в субмеридиональном направлении и представлен линзовидными существенно кварцевыми песчаниками мощностью 0,3—1,7 м с мелкими хорошо окатанными пиропами и алмазами. Является зоной выноса этих пиропов и алмазов в мелководную часть бассейна с запада. Наличие линз омарганцованных песчаников мощностью до 0,3 м может говорить о близости суши. Содержание пиропов алмазной ассоциации составляет 10—12%. Отложения коллектора по миоспорам датируются башкирским ярусом среднего карбона.

Бедошеминский коллектор установлен по правому и левому берегу р.Подкаменная Тунгуска, залегает в основании среднекаменноугольных отложений, выделенных в бедошеминские слои [1]. Породы коллектора имеют линзовидный характер, представлены слаболитифицированными песчано-гравийно-галечными кремнистыми отложениями.

ми мощностью до 0,5 м, залегающими, как правило, через каолинит-маршаллитовые глины (0,3—0,5 м) коры выветривания на верхнекембрийских карбонатных отложениях. Гравийно-галечный материал слабо обработан, угловатой, до остроугольной формы. Нередко встречаются тонкие линзочки углистого вещества, которые подчеркивают элементы косой слоистости. По палинологическим данным, возраст бедошминских слоев определяется как янготийский — раннекатский (башкирский ярус) [5]. Минералы-спутники представлены пиропами, хромшпинелидами и редкими зернами пикроильменитов и хромдиопсидов. Пиропы округлые, реже угловатые в классах $-2...+1$ и $-1...+0,5$ со следами сильного химического выветривания с преобладанием дислокационного, реже кубоидного типа коррозии. До 80% составляют пиропы ультраосновных и около 20% эклогитового парагенезисов. Содержание пиропов алмазной ассоциации 5—12%, в среднем 7,5%.

Содержание алмазов в коллекторах колеблется в широких пределах и на отдельных участках составляет от 0,1 до 2 кар./м³. Кристаллы преимущественно в классах $-4...+2$ и $-2...+1$, реже -1 . Масса алмазов от первых миллиграммов до 1 кар. По данным В.И.Коптиля (1988—1993) по типоморфным признакам и спектру кристалломорфологических характеристик алмазы Тычанского района образуют комплекс, не имеющий аналогов среди якутских месторождений, представленный ромбододекаэдрическими — 43%, (в т. ч. ламинарными — 17% и округлыми — 2%), октаэдрическими — 28%, переходными формами — 13% и бесформенными — 16%. Плоскогранные октаэдры составляют 6—7%. Среди алмазов 25% являются целыми кристаллами, остальные имеют сколы, скульптуры травления, выбоины и каверны. Большинство кристаллов прозрачные (78%), окрашенные составляют 22%. Сортность алмазов в целом высокая, ювелирных камней 63%. Характерная особенность алмазов, по данным Е.В.Соболева (1990), — повышенное содержание безазотных и малоазотных типов (24%). Твердые включения в алмазах представлены сульфидами, гранатом, графитом, оливином, хромитом и указывают на ультраосновной и эклогитовый парагенезисы. Изотопный состав углерода тычанских алмазов, изученный Э.М.Галимовым (1990), свидетельствует о резком преобладании алмазов (более 70%) с «ювенильным» составом углерода кимберлитового генезиса над алмазами других групп. По содержанию примесного азота и изотопной характери-



Тектоническая схема Тычанского района и прогнозируемые алмазоносные поля:

1 — разломы; 2 — зона, контролирующая прогнозируемые алмазоносные кимберлитовые поля; 3 — граница Подкаменно-Тунгусского архейского кратона; 4 — кимберлитовые поля (а — мезозойские, б — прогнозируемые среднепалеозойские); 5 — промежуточные алмазоносные коллекторы (а — прибрежно-бассейнового типа, б — аллювиально-пролювиального типа)

стике углерода сделан вывод о том, что тычанские алмазы отличаются от якутских и происходят, по-видимому, из нескольких источников.

В структурно-тектоническом отношении Тычанский алмазоносный район, как отмечалось, приурочен к юго-западному борту Тунгусской синеклизы, вдоль которого прослеживается Ковино-Кординский глубинный разлом — северное продолжение трансрегионального разлома, уходящего на юг Сибирской платформы. В южной части района разлом пересекает Чадобецкое поднятие, в пределах которого известно Чадобецкое кимберлитовое поле мезозойского возраста с рядом кимберлитовых и пикритовых трубок. В 1991—1992 гг. в 80 км северо-западнее в пределах Тайга-Нембинского поля открыты кимберлитовые трубки Хоркич (135×85 м) и Тайга (250×120 м). Абсолютный возраст трубок 235—215 млн лет, что указывает на раннемезозойскую (послетрапповую) эпоху кимберлитового магматиз-

ма. Кимберлитовые породы трубок содержат полный набор минералов-спутников алмаза, среди которых существенно преобладает пикроильменит.

Согласно уточненной схеме тектонического районирования фундамента Сибирской платформы, проведенного с учетом закономерностей пространственного распределения алмазоносных кимберлитов (правило Клиффорда), Тычанский район размещается в пределах Подкаменно-Тунгусского архейского кристаллического кратона (рисунок). Возраст кристаллических пород фундамента уточнен в последнее время с помощью рубидий-стронциевого метода по керну глубоких параметрических скважин, пробуренных нефтяниками западнее Тычанского района, и составляет 2,5—2,7 млрд лет.

Территория Тычанского района в период кимберлитобразования представляла собой [1] приподнятую слабо всхолмленную эрозионно-денудационную равнину. Климат в предкарбоновый перерыв был преимущественно аридным. Щелочной режим грунтовых вод обуславливал миграцию кремнезема и окремнение осадочных пород с образованием кремневых кирас, а эрозия способствовала формированию элювиальных псефитов. В поздневизейское время в условиях переходного к гумидному климату в ложбинах стока в депрессиях отлагался псефитопсаммитовый кремнисто-кварцевый материал с глинистым цементом. Крупные внутриконтинентальные водоемы и тем более постоянно действующие водотоки в районе отсутствовали.

Формирование базальных алмазоносных слоев верхнепалеозойской угленосной формации — алмазоносных коллекторов — происходило в башкирский век, что обосновывается палинологическими данными. Как отмечалось, алмазоносный коллектор в северной части района представлен прибрежно-бассейновыми отложениями, в южной — аллювиально-пролювиальным типом фаций пологих склонов и долин временных водотоков.

На основании комплексного анализа структурно-тектонических, литолого-стратиграфических, палеогеографических и ми-

нерагенических факторов, а также условий формирования коллекторов, алмазов и их спутников, установлены критерии выделения перспективных площадей на коренные источники алмазов, которые идентифицируются с кимберлитовыми полями [4]. В северной части Тычанского района площадь сноса алмазов и минералов-спутников находится в междуречье Тычаны — Корда — Шушук, где в пределах «закрытой» площади прогнозируется поле алмазоносных кимберлитов. Раннеордовикский кимберлитовмещающий комплекс перекрыт здесь толщей мощностью от первых десятков до 150 м угленосных средне-верхнекаменноугольных и частично туфогенных нижнетриасовых отложений и телами траппов. В южной части района кимберлитовое поле прогнозируется в междуречье Тарыдак — Бедошемо (левобережье Подкаменной Тунгуски). Здесь позднекембрийский комплекс перекрыт толщей мощностью до 100 м.

В пределах прогнозируемых полей рекомендуется проведение алмазопоисковых работ, которые включены в федеральную программу на алмазы юга Сибирской платформы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вааг О.В., Матухин Р.Г., Мкртычян Г.А. Этапы формирования алмазоносных коллекторов карбона в Тычанском районе // Тез. докл. Актуальные проблемы региональной геологии Сибири (Стратиграфия, тектоника, палеогеография, минерагения). Новосибирск, 1992. С. 138—141.
2. Крюков А.В. Находки пиропов в отложениях р. Тычаны // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Красноярск, 1961. С. 251—253.
3. Крюков А.В. Вопросы изучения древних промежуточных пироповых коллекторов в юго-западной части Сибирской платформы с целью прогнозирования на алмазы // Геология и прогнозирование алмазных месторождений. М., 1974. С. 80—81.
4. Мкртычян А.К., Кавицкий М.Л. Об оценке алмазоносности и дальнейшем направлении работ в Тычанском районе // Вопросы алмазоносности юго-запада Сибирской платформы. Красноярск, 1992. С. 5-8.
5. Петерсон Л.Н. Палинологическая характеристика отложений карбона на участках Тычанского района // Вопросы алмазоносности юго-запада Сибирской платформы. Красноярск, 1992. С. 24—27.

Порожинское месторождение марганцевых руд

Г. В. ГОРШКОВ

Одно из крупных в России Порожинское месторождение оксидных марганцевых руд выявлено и разведано работниками Геологосъемочной и Среднеенисейской геологоразведочных экспедиций ГГП «Красноярск-геология». В его изучении принимали участие специалисты Среднеенисейской и Южной геофизических экспедиций, ВИМСа, Института литосферы АН СССР, Красноярского института цветных металлов и других организаций.

Месторождение находится на юге Туруханского района Красноярского края в северной части Енисейского кряжа в пределах Вороговского прогиба позднепротерозойского заложения. На площади 420 км² по краям мульды условно выделено девять участков: Моховой (самый крупный), Порожинский, Кожевенский, Северный, Хребтовый, Центральный, Кривинский, Михеевский, Мутнинский.

Вся площадь месторождения охвачена геологической съемкой масштаба 1:50 000 (1977 г.). На Моховом и в северной части Порожинского участков в 1984 г. была проведена предварительная разведка и подсчитаны запасы марганцевых руд категорий С₁ и С₂. Остальные участки опойскаваны до глубины 100–300 м с оценкой прогнозных ресурсов категории Р₁ (1983–1990 гг.). Перспективы на марганец Порожинского месторождения и Вороговского прогиба оценены в целом, возможно лишь незначительное увеличение ресурсов на флангах.

Моховой и его южное продолжение Порожинский участки расположены на западном крыле Порожинской мульды (рис. 1). В их пределах выявлено более 60 залежей оксидных и карбонатных руд. Самая крупная 14-я залежь оксидных руд протянулась через все рудное поле Мохового участка на 7,8 км при ширине до 1,57 км и средней мощности 4,5 м (максимальная — 26 м). Форма залежи — сложная пластообразная, в западной части — субгоризонтальная, в восточной — наклонная на восток под углом около 30°. Форму усложняют раздувы, сужения, безрудные окна, резкие перегибы — следствие активного влияния карстовых процессов как в период основного корообразования, так и после. В составе пачки других рудных тел 14-я рудная залежь тяготеет к нижней части профиля коры выветривания. Залежи — спутники оксидных руд разделены прослоями глин и щебня мощностью 3–15 м. В

восточном направлении и на глубине 300–500 м оксидные руды сменяются оксидно-карбонатными и карбонатными, залегающими в туфоалевролитах и туфопесчаниках первой пачки верхнеподъемской подсвиты на границе с доломитами и силицитами. Далее на восток карбонатные руды переходят в марганцовистые карбонатные туфоалевролиты с содержанием марганца менее 10 %. Относительно небольшие линзы глинисто-желваковых карбонатных руд вскрыты в нижней части коры выветривания на границе с доломитами (рис. 2). Мощность перекрывающих четвертичных отложений, представленных суглинками, супесями и песками, составляет 1–40 м.

К марганцевым рудам отнесены образования, содержащие 10 % и более марганца валового. Максимальные содержания (30–48,22 %) характерны для желваковых стяжений оксидных руд, образующих спорадические линзы, гнезда и маломощные прослои (1,50–5,8 м). Нечетко просматривается закономерность снижения содержания марганца с востока на запад при переходе из остаточной коры выветривания в переотложенную за счет увеличения в составе руд глинистого охристо-железистого материала.

По вещественному составу руды разделены на два типа: оксидные (окисленные) и карбонатные. Переходные разности (оксидно-карбонатные) по преобладающему марганцевому минералу отнесены к оксидному или карбонатному типу.

Оксидные руды — черного и буровато-черного цвета, макроскопически представлены рудными обломками, кусками, желваками, неправильными стяжениями оксидных минералов марганца в землисто-глинистой массе. Содержание обломочного рудного материала — от первых до 80 %. Землисто-глинистая связующая масса состоит из тонкодисперсной смеси глин и рассеянных пылеватых частиц марганцевых охр. По физическому состоянию оксидные руды подразделены на кусковые (10–12 %, содержание Mn — 38,52 %), кусково-глинистые (60–65 %, содержание Mn — 20,2 %) и глинистые (25 %, содержание Mn — 13,5 %). По содержанию железа среди оксидных руд выделены маложелезистые (Mn : Fe = 3) и преобладающие железистые разности. Четкой пространственной локализации этих разностей при некотором повышении железистости в приповерхност-

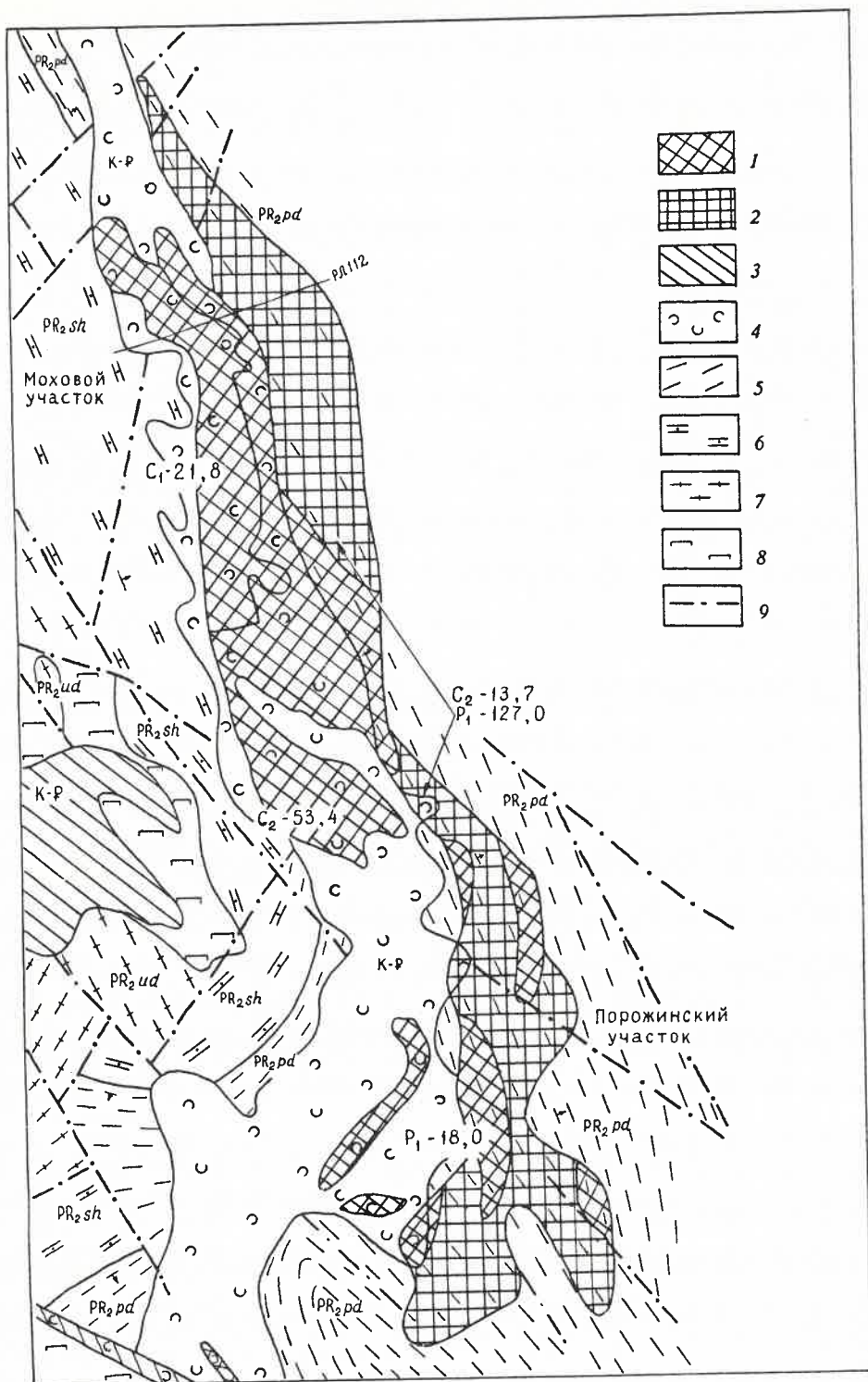


Рис. 1. Схема Моховой и Порожинского участков Порожинского месторождения марганцевых руд:

проекции залежей руд: 1 — марганцевых окисных; 2 — марганцевых карбонатных; 3 — силикатных никелевых в корях выветривания гипербазитов; 4 — образования кор выветривания; 5 — вулканогенно-осадочные образования подъемской свиты; 6 — карбонатные отложения сухореченской свиты; 7 — сланцы удерейской свиты; 8 — гипербазиты; 9 — дизъюнктивные нарушения

ных рудных залежах не наблюдается. Минеральный состав окисных руд, %: пирролюзит — 11,8; манганит — 7,8; псиломелан — 15,4; карбонаты марганца — 0,9; каль-

цит, доломит — 3,5; минералы гидроксидов железа — 8,25; фосфатов — 3,3; кварц — 14,6; силикаты (каолинит, монтмориллонит, гидрослюда, гизингерит) — 30,8.

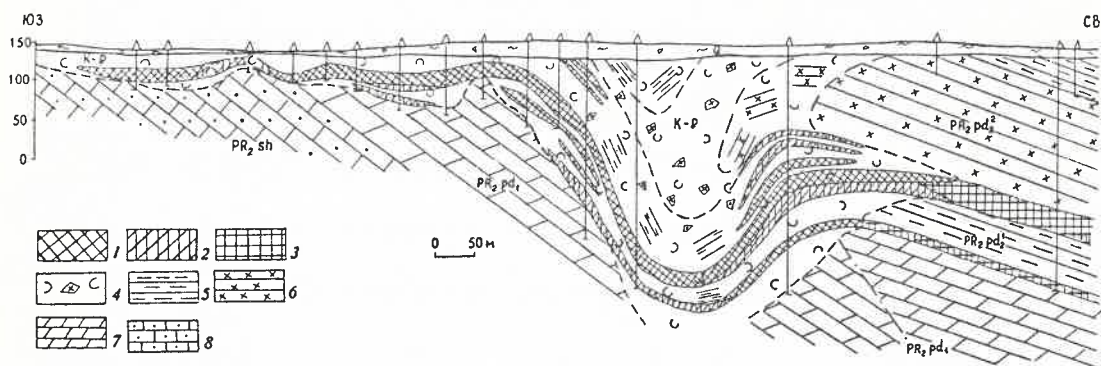


Рис. 2. Геологический разрез по профилю 112 Мохового участка Порожинского месторождения:

марганцевые руды: 1 — окисные; 2 — окисно-карбонатные; 3 — карбонатные; 4 — щебнисто-глинистые образования (кора выветривания); 5 — алевролиты, туфоалевролиты, туфопесчаники; 6 — силициты, фтаниты; 7 — доломиты; 8 — известняки песчанистые; 9 — буровые скважины, их номера и глубина забоя

Карбонатные руды — серые, коричневатые плотные кусковые, кусково-глинистые и глинистые образования. В составе грубообломочного материала преобладают родохрозитизированные доломиты и алевролиты. Минеральный состав карбонатных руд, %: пиролюзит — 1,65; манганит — 3,45; псиломелан — 2; карбонаты марганца — 38,25; кварц — 7,9; минералы гидроксидов железа — 8,25; фосфатов — 4,65; силикатов — 33,85. Основной минерал карбонатных руд — родохрозит, содержание которого в отдельных стяжениях достигает 70%. Вместе с родохрозитом присутствуют: доломит, манганокальцит, монтмориллонит, галлуазит, гидрослюда, каолинит, фторпатит, пирит.

По данным анализов групповых проб окисные руды Мохового участка при бортовом содержании марганца 10% имеют следующий средний состав, %: MnO — 3,9, MnO_2 — 25,1, Fe_2O_3 — 11,6, P_2O_5 — 0,62, SiO_2 — 33,7, Al_2O_3 — 10,2, CaO — 3, MgO — 0,35, BaO — 0,3, TiO_2 — 0,44, K_2O — 1,12, Na_2O — 0,13, П.п.п. — 10; карбонатные руды: MnO — 20,3, MnO_2 — 0,5, Fe_2O_3 — 9,6, SiO_2 — 33,1, Al_2O_3 — 7,8, CaO — 5,8, MgO — 1,2, BaO — 0,07, TiO_2 — 0,21, K_2O — 0,58, Na_2O — 0,08, П.п.п. — 20,2; марганцевистые карбонатные алевролиты: MnO — 14,35, MnO_2 — 1,65, $Fe_{вал.}$ — 3,95, Fe_2O_3 — 1,1, P_2O_5 — 1,34, SiO_2 — 46,3, Al_2O_3 — 8,3, CaO — 2,15, MgO — 1,6, BaO — 0,04, TiO_2 — 0,33, K_2O — 1,43, Na_2O — 0,26.

Как следует из приведенных данных, руды Порожинского месторождения характеризуются повышенным содержанием фосфора (0,17—6,96%) и железа (2—26,58%). Закономерностей в распределении фосфора не установлено, наибольшие его содержания

выявлены в рудах, локализованных среди карбонатных глин на границе остаточных и переотложенных кор выветривания. В этих отложениях иногда фиксируются белые фарфоровидные фосфориты (Порожинский участок). По физическому состоянию руд отнесены к рыхлым, слабосвязанным грунтам.

Технологические исследования обогащения руд выполнялись Криворожским институтом «Механобрчермет», Красноярским заводом «Сибэлектросталь», в основном ориентируясь на схемы, распространенные на действующих обогатительных фабриках Украины и Грузии. По рекомендованной магнито-гравитационно-магнитной схеме обогащения из порожинских руд могут быть получены окисные концентраты I сорта с содержанием Mn — 48%, при выходе 9,1% и извлечении 23,7% и окисные ферромарганцевые концентраты с содержанием марганца — 30,8%, железа — 11,8% при выходе 33,4% и извлечении 45,3%. Суммарное извлечение марганца составило 79%, т.е. переработка руды Порожинского месторождения по классической схеме обеспечивает извлечение основного компонента — марганца на уровне среднеотраслевого. Удаление фосфора из концентратов рекомендуемой схемой не достигается, содержание его в окисном и железо-марганцевом концентратах составляет 0,285—0,564%.

По заключению специалистов «УкрНИИ-спецстали», выполнивших лабораторные опыты по плавке, концентраты I и II сортов пригодны для выплавки углеродистого ферромарганца марки ФМ 70, а концентраты III сорта можно использовать для подшихтовки к высококачественным концентратам.

На лабораторном уровне проведены исследования по получению высококачествен-

Рудный потенциал Порожинского месторождения марганцевых руд по состоянию на 01.01.94 г.

Участок	Категория запасов, ресурсов	Запасы, ресурсы, млн т	Содержание, %		
			Mn	Fe	P
Оксидные руды					
Моховой, Порожинский	C1 + C2	75,2	18,29	6,84	0,54
	P1	18	19,09	5,80	0,78
Кожевенский	P1	2,2	11,70	17,22	1,48
Центральный	P1	9,3	15,83	5,83	0,46
Северный	P1	7,1	15,18	10,75	0,64
Хребтовый	P1	4,2	17,23	7,08	0,31
Кривинский	P1	2,4	17,15	5,89	0,83
Михеевский, Мутнинский	P1	3,2	13,67	11,69	0,65
Карбонатные руды					
Моховой, Порожинский	C2	13,7	18,2	4,79	0,57
	P1	127	16,6	2,95	0,51
Центральный	P1	5,4	12,21	6,92	—
Карбонатные некондиционные руды					
Моховой, Порожинский	P1	34,1	10—12	—	—
Марганцовистые железняки					
Кожевенский	P1	2,8	4,90	35,62	0,29
Северный	P1	3,5	4,91	26,34	0,78
Кривинский	P1	1,2	6,01	28,28	1,42
Михеевский, Мутнинский	P1	10	2,44	36,48	—
Безымянный	P1	0,8	1,24	33,11	—

ных марганцевых концентратов химическим и бактериологическим методами. Доказана возможность получения дитионатным способом концентратов с содержанием марганца 52 %, фосфора — 0,012 %, кремнезема — 1,5 % при извлечении марганца 90 % («Механобрчермет»), но при увеличении себестоимости концентрата на порядок и более против классической схемы обогащения.

Суперконцентраты при высоком извлечении марганца получены в Челябинском НИИМ способом соляно- и сернокислотного выщелачивания карбонатных руд и марганцовистых карбонатных туфоалевролитов.

Исследованиями Кавказского ИМС (г. Тбилиси) и Института биофизики СО РАН (г. Красноярск) установлено, что бактериальным методом выщелачивания из различных порошинских руд возможно извлечение 81,2—94,4 % марганца с получением суперконцентратов или металлического марганца. Запасы и ресурсы марганцевых руд Мохового и мелких участков Порожинского месторождения приведены в таблице.

На материалах предварительной разведки Мохового участка (запасы категории C₁ — 21,8 млн т, C₂ — 53,4 млн т оксидных руд и 13,7 млн т карбонатных руд, а также прогнозных ресурсов категории P₁ — 6,6 млн т оксидных руд и 7,9 млн т карбо-

натных руд) харьковским институтом «Южгипроруда» в 1984 г. было составлено ТЭО целесообразности постановки на месторождении детальной разведки. Согласно этому обоснованию, Моховой участок до глубины 140 м целесообразно отрабатывать карьером (количество запасов категории C₁+C₂ 55,2 млн т), глубже — шахтой. Однако по уровню цен на отпускаемый концентрат по состоянию экономики 1984 г. себестоимость порошинского концентрата оказалась выше, чем на комбинатах Украины и Казахстана, поэтому разработка Порожинского месторождения была признана нерентабельной.

В новых экономических и политических условиях при отсутствии у промышленности России собственной марганцеворудной сырьевой базы по ТЭДу, составленному в 1993 г. институтом «Уралгипроруда» по заявке АО «Российский марганец», определено, что основные удельные показатели освоения месторождения соответствуют таковым для других марганцевых месторождений России. Предложено включить в федеральную программу создания марганцеворудной сырьевой базы страны Порожинское месторождение в качестве одного из основных, продолжив изучение месторождения и доработку технологии получения дешевых, качественных по фосфору концентратов.

Опыт применения человеко-машинной технологии прогноза полезных ископаемых в Красноярском крае

В. Т. КИРИЧЕНКО

Составление прогнозно-металлогенической карты наряду с геологической — основной результат региональных геологосъемочных работ. Повышение их эффективности, естественно, предусматривает улучшение качества геологического прогнозирования. Вместе с тем, прогнозно-металлогенические карты могут быть наиболее реальным коммерческим товаром в условиях перехода к рыночным отношениям. Все это заставляет применять современные методы и технологии на стадии геологического прогноза, одним из которых и, на наш взгляд, наиболее передовым является человеко-машинная технология прогноза (ЧМТП).

Применение ЧМТП позволяет создать объективные модели месторождений, т.е. более достоверно устанавливать связи рудных объектов с вмещающей геологической средой. В принципе, любой прогноз основан на аналогии или с реально существующими месторождениями, или с концептуальными моделями, созданными представлениями геолога. Поэтому важно установить, действительно ли месторождение образуется в данных условиях и характеризуется определенными геологическими, геофизическими, геохимическими и прочими параметрами, совокупность которых собственно и составляет модель месторождения. Эта проблема сводится к нахождению связи определенных геологических факторов с искомым объектом. При традиционном ручном прогнозе она решается с помощью опыта и интуиции геолога, соответственно созданные модели имеют во многом субъективный характер. Нередки случаи противоположных мнений о влиянии того или иного фактора на размещение оруденения.

Применяя ЧМТП, можно получить более объективную оценку связи различных факторов с рудными объектами, причем мера связи может быть выражена количественно, что позволяет сравнивать значимость разных факторов, проводить их целенаправленный отбор. Однако правильной сформированной модели еще не достаточно для качественного прогноза, необходимо учесть все факторы модели на всей площади прогноза. Если факторов немного, то это можно сделать и вручную, но если факторов достаточно много и связи их многообразны, то требуется математический аппарат для их

правильного учета, что реально только с применением ЭВМ.

Таким образом, преимущества ЧМТП перед традиционным ручным прогнозом сводятся к двум основным аспектам: объективно выбранной модели искомого рудного объекта и полноценным использованием ее для классификации (ранжирования) прогнозной площади.

Для реализации при геологосъемочных работах в составе ГП «Красноярскгеолсъемка» в 1990 г. была создана Прогнозная партия, которая целенаправленно внедряла эту технологию. Такие работы начинались и ранее в Красноярском крае и других регионах, но их качественное применение ЧМТП стало возможным только в последнее время, когда были созданы специализированные прогнозные системы, реализованные сначала на больших ЭВМ, а затем и на персональных машинах. Вообще применение математических методов для прогноза полезных ископаемых имеет давнюю историю, но обычно использовались отдельные программы распознавания образов, таксономии, и работы носили случайный характер. Довольно часто машинный прогноз проводили геофизики, которые в силу специфики обработки данных были более близки к ЭВМ, чем «чистые» геологи, однако в силу этой же специфики использовали преимущественно геофизические данные, и результаты прогноза страдали ограниченностью.

Как альтернатива многими геологами-прогнозистами применялась балльная система прогнозной оценки территории, позволяющая учесть большое число факторов и обработать по упрощенной методике информацию на всю площадь прогноза. Однако при этом значимость (балльность) факторов определяется субъективно, а для упрощения расчетов применяются крупные фрагменты территории, при этом теряются детальность и точность прогноза при трудоемкости расчетов.

Одна из первых прогнозных систем — «Регион», которая начала активно внедряться в производство с середины 80-х годов [2,3]. Идеологически к ней близка система «Регион-2». Обе они были использованы Прогнозной партией для опытно-методических работ по прогнозу на золото в северной части Енисейского рудного района.

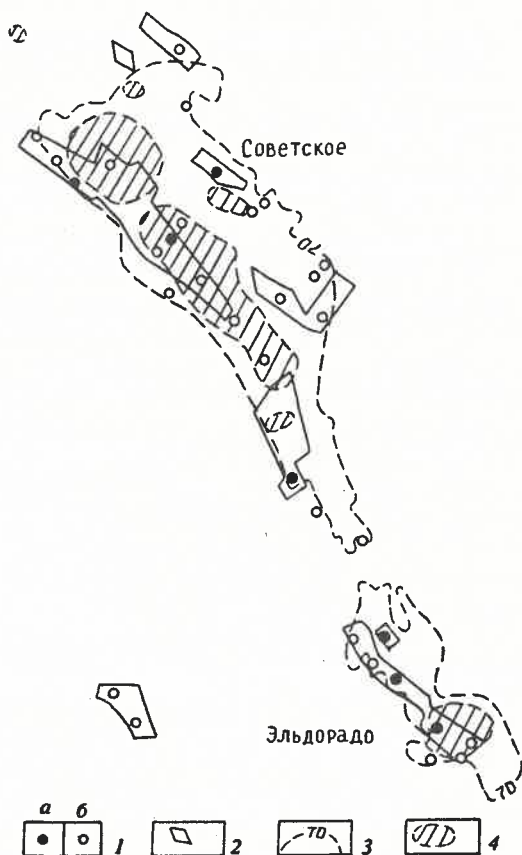
Енисейский золоторудный пояс, в т. ч. и

его северная часть являются старейшим районом добычи золота в России. Здесь выявлены многочисленные россыпи, а также коренные месторождения и проявления золота. В настоящее время эксплуатируется месторождение Советское и вовлекается в эксплуатацию Олимпиадинское. Выделены несколько типов золоторудных формаций, основными из которых являются золото-кварцевая (месторождение Советское) и золото-сульфидная (Олимпиадинское). Район достаточно хорошо изучен, проведены геологические съемки и доизучение площадей м-ба 1:50 000 (ГС-50 и ГДП-50), а также многочисленные тематические исследования, в т. ч. и металлогенической направленности [1]. На основе последних выделены стратиграфические, литологические, структурно-тектонические, магматические, метаморфические факторы, определены геохимические и геофизические критерии локализации золоторуднения. Такой большой набор рудоконтролирующих факторов и критериев определяет целесообразность применения ЧМТП.

Прогноз осуществлялся на трех отдельных площадях. Здесь рассматриваются результаты прогноза на Северо-Енисейской площади, занимающую девять листов м-ба 1:50 000 (рисунок). В ее пределах расположены основные месторождения и проявления золото-кварцевой формации северной части Енисейского золоторудного пояса. На основе проведенных здесь работ по ГДП-50 (Цельковский, 1980) создан машинный территориальный банк данных, дополнительно привлечены результаты региональных геофизических съемок и площадных тематических работ. Банк содержит 102 фактора, из которых 87 — первичные, а 15 — производные, по типам они распределены следующим образом: стратиграфические — 23, магматические — 13, петрографические — 4, тектонические — 8, металлогенические — 17, геохимические — 10, минералогические — 2, метаморфические — 7, геофизические — 11.

Согласно технологии работ в системе «Регион», на основе банка факторов создан вторичный признаковый массив территориального машинного банка, представляющий собой набор матриц, число которых соответствует числу факторов на всю площадь прогноза, нормализованных в значениях шкалы от —127 до +126. Не вдаваясь в подробности, отметим, что признаковый массив используется непосредственно для решения прогнозных задач.

На начальной стадии формируется выборка рудных эталонов, в качестве которой



Сопоставление решений «Гиперпласт-21» и «Фазан-34» с прогнозом по ГДП-50:

1 — золоторудные месторождения (а) и проявления (б); 2 — высокоперспективные и перспективные площади по ГДП-50; 3 — изолиния 70 решения «Гиперпласт-21»; 4 — площади со значениями функции выше 100 по решению «Гиперпласт-21» и (или) по решению «Фазан-34»

выступают 43 элементарные ячейки территории, где расположены известные месторождения и проявления. Далее, по специальной программе определена информативность всех признаков относительно данных эталонов и для решения прогнозных задач отобраны наиболее значимые. В результате, комбинируя количественным и качественным составами признаков, подбором различных групп эталонов и используя две решающие программы системы «Гиперпласт» и «Фазан», получено более 30 вариантов решения прогнозных задач. Многовариантные решения получены также и в системе «Регион-2». Во многом эти варианты дублируют друг друга, но их анализ позволяет сделать некоторые интересные выводы, что дает возможность геологу провести полноценную интерпретацию результатов прогноза.

В качестве примера приведем следующие выводы. Прогнозное решение, основанное

только на геофизических признаках (остальные группы признаков не использовались), приводит к заведомо неверным результатам, выделению перспективных площадей на неблагоприятной по другим критериям территории. В то же время в вариантах с комплексными наборами геофизические признаки имеют высокую информативность и способствуют выбору оптимального решения. Анализ решений на разных группах эталонов свидетельствует о некоторой обособленности, «уникальности» месторождения Советское в данном информативном признаковом пространстве, что отличает его от основных эталонов Северо-Енисейского рудного района. Приведенные примеры не ограничивают возможностей полноценной интерпретации результатов многовариантного прогноза, если ее будут проводить геологи, хорошо знакомые с особенностями района.

Из всего набора вариантов нами выбраны решения, включающие группы в 21 и 34 признака с использованием 32 эталонов обучения. Данные решения сопоставлены с прогнозом, проведенным традиционным способом при ГДП-50. Результаты сопоставления показаны на рисунке, где показаны высокоперспективные и перспективные площади по ГДП-50, а также изолинии решающей функции в задачах «Гиперпласт-21-32» и «Фазан-34-32» (цифры после наименования программы — число признаков и обучающих эталонов). Изолинии оконтуривают перспективные по каждому из решений площади.

Совместный анализ двух решений по ЧМТП и ручного прогноза по ГДП-50 позволяет сделать некоторые выводы. Изолиния +70 решения «Гиперпласт-21» ограничивает общие контуры перспективной площади, фактически совпадающие с границами Советско-Перевальнинской (Советско-Эльдорадинской) рудной зоны, включающей все месторождения и большинство проявлений рудного золота в районе. Внутри ее выделены локальные участки, оконтуренные изолиниями +100 решения «Гиперпласт-21» и +60 решения «Фазан-34», во многом совпадающие друг с другом (на рисунке показаны общие их контуры). По данным ГДП-50, высокоперспективные площади выделены около известных месторождений, захватывая их фланги и прилегающие участки в несколько квадратных километров. Перспективные площади группируются отдельными фрагментами в Советско-Перевальнинской рудной зоне и включают большинство известных рудопроявлений. В общем региональном плане результаты

ЧМТП близки к традиционному прогнозу. Однако некоторые отличия, и это принципиально, связаны с локальным прогнозом, т.е. с теми детальными наиболее перспективными участками, которые могут быть выделены среди общей перспективной площади.

Эта проблема решается в ЧМТП за счет большей дифференциации территории по степени перспективности. При ручном прогнозе выделено всего 4 ранга перспективных площадей (здесь показаны только высокоперспективные и перспективные), при этом внутри каждого ранга все элементарные ячейки одинаково перспективны, по крайней мере, они формально равнозначны. Следует добавить, что высокоперспективные площади находятся около известных месторождений, т.е. основным критерием является близость к выявленному месторождению. Фактически такой прогноз мало что дает для выбора направления поисковых работ. В отличие от этого при ЧМТП каждый элементарный объект территории отличается от соседних объектов значением решающей функции. Если учесть, что в данном случае, например, площадь элементарной ячейки составляет 0,25 км² и таких ячеек на территории более 9000, то ясно, что локальная дифференциация площади при ЧМТП значительно выше, чем при ручном прогнозе.

Выбор различных значений решающей функции позволяет оптимизировать оконтуривание перспективных площадей. Все поле значений функции более +70 для решения «Гиперпласт-21» занимает 289 км², или 12,6% всей прогнозной площади и охватывает, как упоминалось выше, всю Советско-Перевальнинскую рудную зону. При других более высоких значениях решающей функции поля, ограниченные ими последовательно, сгущаются, и уже по изолинии +100 площадь составляет 64 км², или 2,8% всей территории, что сопоставимо с размерами небольшого рудного узла.

По решению «Фазан-34» поле, ограниченное изолинией +60, имеет суммарную площадь 82 км² или 3,6% всей территории, что близко к решению «Гиперпласт-21» по изолинии +100. Площадь, ограниченная изолинией +70, в решении «Фазан-34» составит 28 км², или 1,2% территории, при этом в нее попадает всего 12 эталонов из 32 принятых в обучении. При таком решении весьма вероятен пропуск месторождения, поэтому в качестве оптимальной выбрана изолиния +60.

Сопоставление автоматизированного прогноза с таковым по ГДП-50 показывает, что около 50% площадей совпадают, но интерес

представляют те фрагменты перспективной площади, которые не совпадают с традиционным прогнозом. Такие участки можно выделить к западу и северо-западу от месторождения Советское и к востоку от месторождения Эльдорадо. Здесь показана только принципиальная картина, а на крупномасштабных картах эти участки детализированы и локализованы и могут быть рекомендованы для детальных поисков. Помимо этого, при ЧМТП решается задача предварительной отбраковки ранее выделенных перспективных участков. В данном случае, некоторые такие участки, выделенные в северной и западной частях территории, не попадают даже в контур общей рудной зоны по изолинии + 70, и перспективы их должны рассматриваться как невысокие.

Помимо собственно прогнозного решения в виде оконтуренных перспективных площадей результатом работ является также обобщенная модель эталона, в данном случае месторождения золото-кварцевой формации в северной части Енисейского золоторудного пояса. Ее можно получить при анализе решающих правил оптимальных вариантов решения прогнозной задачи. Была составлена таблица, где для каждого признака определены эффективные (с относительным преобладанием рудных эталонов) интервалы значений и коэффициенты правила, которые показывают сравнительную значимость этих признаков и их градаций. Не приводя здесь эту довольно громоздкую таблицу, ограничимся описанием обобщенной модели месторождения золото-кварцевой формации данного региона.

Такое месторождение должно локализоваться на стратиграфическом уровне низов сухопитской серии (оптимальный уровень низы удерейской свиты) среди пород эпидотмусковит-хлоритовой субфации зеленых сланцев. Оно должно быть достаточно удалено (не менее 4 км) от гранитоидов татара-аяхтинского комплекса. Вообще по вопросу связи золотооруднения с гранитоидами в Северо-Енисейском рудном районе идет острая дискуссия между геологами от признания пространственно и генетической связи до полного отсутствия таковой. По нашей модели, пространственная связь отсутствует однозначно. Месторождение должно быть расположено вблизи кварцево-жильных зон, россыпей средней продуктивности, сопровождаться геохимическими аномалиями золота, мышьяка, меди (другие элементы ведут себя нейтрально). Геофизические параметры характеризуются положительными или слабоотрицательными остаточными

аномалиями поля силы тяжести, средней радиоактивностью (10—17 мкр/ч) и соответственно средними содержаниями урана, тория и калия; наиболее благоприятны положительные относительно невысокие значения магнитного поля (до 240 нТл). Очень показательно, что в модели влияние тектонического фактора незначительно, на что указывает невысокий положительный коэффициент для интервала удаления от разломов от 0 до 0,9 км. Вероятно, данный факт обусловлен тем, что на карте показано много тектонических нарушений и они попадают в зону близости как к рудным, так и безрудным эталонам. Если геологам при картировании удалось бы дифференцировать разрывные нарушения или, по крайней мере, добиться объективности в их выделении, несомненно, данный фактор оказывал бы большее влияние на результаты прогноза. Здесь остро встает проблема качества исходной информации.

Созданная модель интересна не только сама по себе, но может быть использована и для прогноза. В данном случае эта модель (в числовой форме) была использована для прогноза на площади, расположенной непосредственно к северо-западу от Северо-Енисейской площади, где эталонных рудных объектов очень мало, да и представительность их низка. Предварительно было приведено в соответствие признаковое пространство прогнозируемой территории с модельным, а затем решающее правило использовано для классификации площади. Полученные решения во многом отличаются от решений на местных малопредставительных эталонах.

Имеющийся опыт применения ЧМТП позволил сделать некоторые выводы о необходимых для качественного прогноза условиях. Прежде всего, необходим какой-то минимальный уровень качества исходной информации. В случае разрозненной отрывочной неоднородной субъективной информации на площадь, даже при наличии здесь достаточного количества рудных объектов, качественного прогноза быть не может. При ручном прогнозе геолог может оценивать территорию, игнорируя нехватку информации, постановка же автоматизированного прогноза представляется нам в таком случае просто некорректной и может только дискредитировать данную технологию. Минимум исходной информации — это геологическая карта на всю площадь прогноза соответствующего масштаба, составленная в единой легенде. Если это условие не соблюдается, то надо либо менять площадь прогноза, приспособляясь к имеющимся кар-

тографическим материалам, либо проводить предварительные целенаправленные карто-составительские работы.

Затем необходим сбор геофизической, геохимической и иной информации, характеризующей данную площадь и, возможно, имеющей отношение к решению данной прогнозной задачи. Не стоит пренебрегать кажущимися малоинформативными факторами, при достаточном количестве рудных эталонов информативность этих факторов может быть оценена объективно.

Остается важным требование равномерности и равнопредставительности информации на территории прогноза. Наличие «пустых» участков по каким-либо факторам в случае их применения в решающем правиле, а особенно при высокой информативности, заведомо искажает результаты прогноза, относя в разряд неперспективных «пустые» участки. Лучше данный фактор не использовать.

Особо следует отметить случаи применения ЧМТП при малом числе эталонов на площади или их полном отсутствии на территории прогноза (с чем пришлось столкнуться на одной из площадей). Эта проблема может решаться несколькими способами. При недостатке эталонов можно решать прогнозную задачу стандартным образом, но необходим содержательный анализ информативности всех факторов для исключения случайных связей (при небольшом количестве эталонов такая связь исключается статистически). Полученный формально набор информативных признаков можно использовать как подсказку, а решающее правило на ее основе лучше окончательно формировать исполнителю.

Другой способ решения прогнозной задачи при малом количестве эталонов может быть реализован с помощью метода безэталонной таксономии в заранее подобранном признаковым массиве. При этом эталоны на этапе решения задачи не используются, но на этапе интерпретации результатов классификации рудные таксоны могут быть определены по наличию в них эталонных объектов.

При отсутствии эталонов могут быть использованы два основных способа. Первый способ заключается в создании эвристической модели месторождения искомого генетического типа, для этого используется решающее правило специалиста. В выбранном экспертом-геологом признаковым массиве на основе его личных представлений выделенным интервалам (грациям) признаков придается определенный весовой коэффициент. Классификация территории происхо-

дит так же, как если бы решающее правило было создано программой «Гиперпласт».

Более объективный и соответственно качественный способ заключается в использовании внешних (расположенных за пределами площади прогноза) эталонов, что возможно в том случае, если создан единый или близкий по набору признаков банк данных на прогнозной территории и на площади с рудными объектами. Получив на ней решающее правило, можно его использовать для территории прогноза. Данный способ позволяет в принципе, применяя ЧМТП, наращивать прогнозные площади вокруг известных рудных районов.

Как вспомогательные могут быть применены еще два способа. При одном из них используют алгоритм безэталонной таксономии, удачно реализованный в системе «Регион-2». В данном случае также необходим целенаправленный отбор признаков, в выбранном признаковом пространстве территория разбивается на заданное число таксонов. Содержательная геологическая интерпретация выделенных таксонов позволяет эксперту отнести некоторые из них к потенциально рудоносным, и тем самым оконтурить перспективные площади. При другом способе используют алгоритм «Фазан» системы «Регион-ОС». Роль специалиста в данном случае состоит в выборе наиболее информативных с его точки зрения признаков, от которых полностью зависит классификация территории. Решения получаются более «расплывчатые», чем в случае использования эталонов, что проверено сравнением тех и других решений на Северо-Енисейской площади, однако принципиально площадь может быть ранжирована по вероятной степени перспективности.

Опыт проведенных работ позволяет сделать заключение о необходимости широкого внедрения ЧМТП в практику региональных работ. Обработка многофакторных геологических материалов на ЭВМ позволяет максимально использовать всю имеющуюся информацию. Она особенно актуальна в настоящее время при составлении геологических карт нового поколения, когда при минимуме поступления новой информации из-за сокращения объемов полевых работ необходим полноценный всесторонний анализ всех имеющихся данных.

Одним из недостатков работы в системах «Регион» является их привязка к большим машинам серии ЕС, где непосредственный контакт геолога-пользователя с машиной отсутствует. Вся визуализация как введенной, так и результирующей информации возможна только в виде твердых копий с

АЦПУ или графопостроителя, что затрудняет и удлиняет во времени процесс редактирования вводимой информации, а также содержательного анализа многовариантных результатов. Этот недостаток устраняется при использовании персональных ЭВМ, где визуализация осуществляется непосредственно на экране монитора. Упрощается редакция ввода, появляется возможность оперативно менять данные и анализировать различные варианты решений. Простота управления позволяет при минимальной подготовке работать с ПЭВМ геологу-исполнителю и повышать качество прогноза, особенно при использовании экспертных моделей. Диалог геолог — ПЭВМ усиливает эффект человеко-машинной технологии прогнозирования.

В связи с этим Прогнозная партия приступила к освоению системы ГИС ПАРК, реализованной на ПЭВМ типа IBM, которая в полностью работоспособном виде была поставлена в первой половине 1993 г. В настоящее время получены предварительные результаты по прогнозу на рудное золото и молибден в пределах Сорской и

Коммунарской площадей на юге Красноярского края. Несмотря на некоторые еще неотлаженные моменты (система продолжает совершенствоваться и от разработчиков поступают ее новые версии), можно сделать вывод, что геологи получили необходимый инструмент для качественного применения ЧМТП на новом витке ее развития. Задача состоит в том, чтобы внедрить ее непосредственно в практику геологосъемочных работ, особенно при составлении карт м-ба 1:200 000 нового поколения. С нашей точки зрения, прогнозно-металлогенические карты этой стадии должны обязательно использовать ЧМТП.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геология и металлогения Енисейского рудного пояса*/ Под ред. Г.Н.Бровкова, Л.В.Ли, М.Л.Шермана — Красноярск, 1965.
2. *Компьютерный прогноз месторождений полезных ископаемых*/ В.В. Марченко, Н.В. Межеловский, Э.А. Немировский и др. — М.: Недра, 1990.
3. *Человеко-машинная система количественного геологического прогнозирования «Регион-ОС»*/ В.В. Марченко, Э.А. Немировский, А.А.Сапунков и др. //Зарубежгеология: МНИИПУ, 1985.

Геоэкология

УДК 55:577.4

© Коллектив авторов, 1994

Геоэкологические проблемы Красноярского края

А.А.ГОРЮНОВ, В.В.МАГДАЛИНА, Ю.М.МАЛЫЦЕВ, Б.П.ЧЕСНОКОВ

Красноярский край, протягивающийся в меридиональном направлении почти на 3000 км, представляет собой уникальный экологический полигон, на котором выделяются 10 природно-климатических зон и практически все типы техногенных систем, характерных для Сибири в целом.

По заказу администрации Красноярского края и краевого комитета по охране природы впервые были составлены серия взаимоувязанных карт динамики экологического состояния окружающей природной среды (ОПС) и сводная карта «Экологические ситуации Красноярского края и Хакассской республики». На основании этих материалов с антропоцентрических позиций и оценивалось экологическое состояние ОПС.

При оценке проводилось сравнение состояния ОПС с санитарно-гигиеническими нор-

мами через предельно допустимые концентрации, а в случае невозможности строгой количественной оценки показателя (недостаток необходимой информации и т.п.) применялись методы экспертных оценок. Учитывались состояние атмосферного воздуха, поверхностных и подземных вод, растительности, нарушенность земель и геологической среды. Интегральная оценка состояния ОПС была сделана по административным районам. Это диктовалось существующей системой государственной статотчетности (сбор и организация информации по административно-территориальному принципу), позволявшей оперативно отслеживать динамику состояния ОПС во времени в сравнимых показателях.

В данной статье основное внимание уделено важнейшим проблемам геоэкологии

края. Оценка экологического состояния геологической среды территории районов проведена с учетом природных и антропогенных факторов. Геологическая среда, как известно, включает верхнюю часть литосферы (в т. ч. приповерхностную гидросферу), с которой человек вступает во взаимосвязь в процессе хозяйственной деятельности. В пределах края такое взаимодействие распространяется на глубины от первых (строительные котлованы, дорожные выемки) до десятков, сотен (шахты, карьеры, водозаборные и поглощающие скважины) и даже тысяч метров (шахты Норильского горно-промышленного района, нефтегазопромысловые и промысловые скважины Сибирской платформы, Западно-Сибирской плиты, Предтаймырского прогиба и Минусинской впадины). На фоне общей характеристики основных особенностей геологической среды (геолого-структурных, геокриологических, гидрогеологических, геодинамических) изучены региональные и локальные изменения, связанные с динамикой развития геологической среды как саморазвивающейся системы или с антропогенным воздействием при хозяйственном освоении (промышленное, гражданское и водохозяйственное строительство, горное дело и т.п.). Таким образом, отражены две группы геоэкологических факторов: природные — геолого-тектонические особенности, гидрогеологические и природные условия, распространение и интенсивность проявления экзогенных и эндогенных процессов; антропогенно измененные и вновь возникшие антропогенные — оползни, карст, просадки, эрозия, переработка берегов, сдвиги и оседание горных пород, подтопление и заболачивание, деформации зданий, подъем уровня грунтовых вод, образование депрессионных воронок, загрязнение подземных вод, почвогрунтов и пород (химическое, радиоактивное, тепловое, бактериальное).

К основным объектам воздействия на геологическую среду относятся градопромышленные и гидротехнические комплексы, участки нефтегазопромысловых работ и газонефтепромыслы, площади разработки месторождений твердых полезных ископаемых, в т.ч. россыпных, полигоны по захоронению токсичных промстоков, места подземных ядерных взрывов и т.д.

Из всего многообразия геоэкологических условий такой сложной природной и социально-экономической системы, каковой является Красноярский край, в рамках статьи представляется возможным осветить самые существенные, типичные для основных при-

родно-климатических зон и административно-хозяйственных районов.

Таймырский (Долгано-Ненецкий) автономный округ. В региональном плане выделяются два типа геологической среды: с преобладанием скальных и полускальных пород (горы Бырранга, склоны плато Путорана и Анабар) и рыхлых отложений (низменная равнина Енисейско-Хатангского прогиба). Породы заморожены в среднем до глубины 300—500 м, т.е. повсеместно развита вечная мерзлота с локальными таликами под озерами и руслами рек, с мерзлотными деформациями, буграми пучения и т.п. По всей толще в мерзлоте южнее г.Норильска (Сибирская платформа) встречаются защемленные линзы переохлажденных рассолов (с отрицательной температурой), что обусловлено присутствием в разрезе гипса, ангидрида и каменной соли. Максимальная документально зафиксированная глубина вечной мерзлоты 1000 м (плато Путорана), а толщина слоев подземного межпластового льда 40 м (бухта Марии Прончищевой на восточном побережье п-ова Таймыр). Эти цифры являются рекордными для региона, а возможно, и для всего Евразийского материка. Кроме мерзлотных процессов, в низинах повсеместно отмечаются заболоченность (вплоть до сплошной) и заторфованность, а в горах — лавины, сели и курумы.

По техногенным воздействиям на геологическую среду это регион контрастов: от почти неизмененных массивов в Диксонском районе до глубоких необратимых преобразований в треугольнике Талнах-Кайеркан-Норильск (площадные воздействия от шахт и карьеров, горных отвалов, водоотливов и сбросов, хвостохранилищ, прудов-охладителей, золошламонакопителей и др.). Промежуточное положение занимает район Мессояхского газового промысла с многочисленными скважинами глубокого бурения.

Крупнейшие в стране Норильские, точнее Талнахские, рудники с многокилометровой уходящей на глубину до 2 км, разветвленной сетью подземных выработок изменяют гидрогеологическую обстановку, температурный и газозавоздушный режим, создают напряженное состояние пород. Последний фактор служит причиной возникновения таких опасных явлений, как стрельание и сдвиги пород, горные удары, подземное возгорание углей. Кстати, перераспределение напряжений в земной коре, свойственное и нефтепромыслам, может приводить к техногенным землетрясениям, что наблюдалось, в частности, в г.Нижневартов-

ске при условиях, аналогичных Мессояхскому газоконденсатному месторождению. Можно предположить, что многочисленные глубокие нефтегазописковые и разведочные скважины, пробуренные от р. Мессояха на западе до р. Хатанга на востоке, способствовали перемешиванию пресных и соленых подземных вод разных водоносных горизонтов, существенному изменению геохимической обстановки. Последняя еще больше изменяется в зоне влияния нагнетательных скважин полигона по захоронению жидких полисульфидно-тиосульфатных щелочных промстоков (среднее течение р. Купец), при выщелачивании химических элементов из горных отвалов, при воздействии перечисленных выше объектов «Норильского треугольника», а также в результате выпадения пылегазовых выбросов и загрязненных атмосферных осадков. В то же время здесь, вблизи г. Норильска, расположены все источники централизованного питьевого водоснабжения — действующие подземные водозаборы (Талнахский, Харалахский, Ергалахский и Амбарнинский), гидравлически связанные через сквозные талики с поверхностными водами. Предохранение этих источников от загрязнения должно входить в число первоочередных экологических задач, решаемых путем утилизации отходов, уменьшения выбросов, рекультивации, создания противофильтрационных завес и др.

Кроме загрязнений, наиболее неблагоприятными при освоении Заполярья процессами и явлениями были (и остаются) мерзлотные деформации оснований зданий и сооружений. Несмотря на различные инженерно-строительные решения (свайные фундаменты, проветриваемые подполья и пр., применяемые в целях предотвращения деградации мерзлоты), насчитываются сотни деформаций на объектах, включая здания, дороги, ЛЭП, газопровод Мессояха — Норильск и др. С созданием Хантайского водохранилища усилились термоабразионные процессы, т.е. «съедание» береговой суши вследствие протаивания и обрушения грунтов, особенно льдонасыщенных торфяников. Вообще термоабразионные процессы на озерах, большинство других мерзлотных процессов (пучение, трещинообразование, термокарст и т. д.) всегда имеют место в природе в зоне вечной мерзлоты, но в естественных условиях они протекают медленно, резко усиливаясь лишь при хозяйственном освоении. Механизмы возникновения и развития этих процессов (природных и антропогенных) весьма сходны, что дает хороший шанс для правильного прогнозирования

изменений геозкологических условий вновь осваиваемых территорий Севера.

Эвенкия, Туруханский район и Приангарье. В региональном плане, благодаря приуроченности к стыку разных геологических структур (с границей по р. Енисей), четко выделяются два типа геологической среды: преобладание скальных и полускальных пород на правобережье (Енисейский кряж и Сибирская платформа) и рыхлых осадочных отложений на левобережье (восточная окраина Западно-Сибирской равнины). Соответственно доминируют трещинные и порово-пластовые подземные воды. В распространении вечной мерзлоты прослеживается широтная зональность: от сплошной и прерывистой (с таликами) на севере до полного ее отсутствия на юго-западе. Для низинного левобережья типична сильная заболоченность, нередко переходящая в сплошные болота. Участок Енисейского кряжа представляет собой низкогорье с развитием комплекса склоновых процессов и карста в карбонатных породах. На Сибирской платформе высокая прочность пород и преобладание положительных неотектонических поднятий способствовали формированию рельефа плоскогорий с узкими глубокими ущелистыми долинами рек и соответствующими склоновыми процессами — осыпями, курумами, оседаниями бортов долин, обвалами, лавинами. Из-за большой плотности базальтов и траппов, препятствующих поглощению дождевых и талых вод, наблюдается заболоченность не только долин, но и плоских водоразделов. При появлении в разрезе карбонатных и соленосных пород (долины рек Котуй и Мойеро, бассейны рек Нижняя и Подкаменная Тунгуска и др.) развивается карст. Уникальное распространение получили подмерзлотные, межмерзлотные соленые воды и рассолы.

Основными техногенными объектами воздействия на геологическую среду являются горнодобывающие предприятия (Горевский и Северо-Енисейский ГОКи, Ногинский и Курейский графитовые рудники, многочисленные полигоны по добыче россыпного золота), города и поселки, участки интенсивных геологоразведочных и изыскательских работ. При хозяйственном освоении происходит загрязнение подземных вод и грунтов бытовыми и промышленными отходами. Наибольший ущерб причиняют мерзлотные процессы — криогенное пучение и растрескивание, термокарст, наледообразование, солифлюкция, а также заболачивание. Резко усилилось техногенное воздействие на среду с началом буровых работ на нефть и газ. Пройдено много глубоких скважин, в

т.ч. вскрывших нефтегазовые залежи (Куюмбинское и Юрубченское месторождения нефти и др.). При испытаниях ряда скважин применялись подземные ядерные взрывы (поселки Тура, Чемдалск и др.). Таким образом, глубокие скважины могут являться проводниками и радионуклидного загрязнения. Последнее может, очевидно, распространяться по трещинам, таликам и другим хорошо фильтрующим зонам на значительные расстояния от точек бурения. Неизвестно, как защищены редкие в этих местах горизонты пресных подземных вод в условиях их смешения с более глубокими солеными водами, содержащими в очень высоких концентрациях стронций, цезий, рубидий, йод, бром и другие элементы. Залегающие в пределах глубин бурения (1—3 км) природные рассолы, разогретые в недрах, под напором выводятся к поверхности. Экологические последствия всех этих процессов еще предстоит оценить.

В местах глубокого эрозионного вреза речных долин высокоминерализованные подземные воды и рассолы выходят на поверхность в виде родников. Это создает значительные, порой непреодолимые трудности при организации питьевого водоснабжения. Пресными подземными водами не обеспечен даже окружной центр — пос. Тура, а в большинстве населенных пунктов, включая крупнейший из них — г.Лесосибирск, используются воды, не отвечающие требованиям ГОСТа.

Характерная особенность территории — концентрация населенных пунктов вдоль водных артерий, в большинстве своем загрязненных и в то же время составляющих единую гидравлическую систему с грунтовыми водами. Последние же повсеместно используются для хозяйственно-питьевых нужд. Выявление в последние годы в воде р.Енисей повышенных содержаний радионуклидов, длительное время поступающих с горно-химического комбината Красноярск-26, должно побудить к установлению жесткого контроля за береговыми инфильтрационными водозаборами, предназначенными для водоснабжения. Учитывая наличие многочисленных «пятен» тектонического радиоактивного заражения донных илов и водорослей в русле реки, аналогичным образом должна контролироваться и добыча песчано-гравийных смесей для строительных целей в приустьевой зоне.

Дальнейшее ухудшение экологической обстановки может произойти при строительстве Среднеенисейской, Осиновской и Нижнетунгусской (Туруханской) ГЭС с гигантскими водохранилищами. В зонах их влияния разовьются процессы подтопления, вто-

ричного заболачивания, переработки берегов, загрязнения, массового всплывания торфяников. Существенное воздействие на геологическую среду окажет создаваемое на р. Ангаре Богучанского водохранилище: возникнут процессы подпора подземных вод, переработки берегов, на отдельных участках активизируются оползни (в т.ч. в приплотинной части), оврагообразование, протаивание островов многолетней мерзлоты, а также всплывание торфяников (Ковинский залив).

Необратимый ущерб «малым» рекам Енисейского края нанесен в результате длительной (более 150 лет) добычи россыпного золота. Уничтожены водоохранные лесные зоны, изменен режим стока рек, нарушены почвенный и растительный покровы, постоянно ведется химическое и механическое загрязнение бассейнов. Особенно усилилась эксплуатация россыпных месторождений в последние годы.

Красноярская группа районов. Обширная территория центральных районов, тяготеющих к г.Красноярску (от Казачинского на севере до Новоселовского на юге), располагается на стыке трех крупнейших элементов земной коры — Сибирской платформы, Западно-Сибирской плиты и Алтае-Саянской горно-складчатой области. Объединяющим в геологическом отношении фактором служит наличие Канско-Ачинского угленосного бассейна, протягивающегося вдоль транссибирской железнодорожной магистрали от западной до восточной границы края. Мощные пласты угля отрабатываются здесь крупнейшими Назаровским, Бородинским и Березовским карьерами, а также более мелкими Балахтинским, Козульским, Абанским, Переясловским и др., в целом весьма сильно влияющими на экологические условия территории. В геологическом разрезе карстующихся карбонатных пород существенную роль играют известняки и доломиты. Карст проявляется, в частности, в виде подземных пустот и пещер, наиболее крупные из которых известны в окрестностях г.Красноярска (пещера Торгашинская глубиной 175 м, протяженностью ходов 1,5 км), в устье р.Бирюсы (пещера Кубинская — 200 м, 1 км), в Манском районе (Большая Орешная — 155 м, 11 км, Баджейская — 170 м, 5,5 км). Из других экзогенных процессов развиты склоновые (осыпи, оползни, курумы и лавины в горах), эрозионные, а также местное заболачивание. Мерзлотные процессы, кроме повсеместного наледеобразования и сезонного пучения грунтов, менее распространены. Многолетняя мерзлота носит островной характер, занимая горные и

предгорные участки, в основном склоны северной экспозиции.

Кроме упомянутых бурогольных карьеров с сопровождающими их внутренними и внешними отвалами и гидроотвалами, водоотливами и сбросами шахтных вод, распылением углей, повышенной радиоактивностью сажистых включений и т.п., на геоэкологические условия влияют крупнейшие градопромышленные комплексы (Красноярск, Ачинск, Канск, Назарово) и многочисленные населенные пункты с водозаборными и поглощающими скважинами, промстоками, вредными выбросами, свалками и прочими источниками загрязнения, объекты гидротехнического и мелиоративного строительства (в первую очередь, Красноярское водохранилище, пруды-охладители ГРЭС), линейные объекты (дороги, ЛЭП, трубопроводы), животноводческие комплексы, сельскохозяйственные поля, возделываемые с неумеренным применением ядохимикатов и удобрений. В окрестностях г. Красноярска-26 действует подземная АЭС.

Основные негативные или недостаточно изученные стороны проблемы «человек — геологическая среда» следующие. Техногенным воздействием затронуты как приповерхностные слои, так и более глубокие горизонты (до 2 км). В приповерхностной зоне изменения состояния и свойств грунтов происходят повсеместно, как правило, с ухудшением их устойчивости и несущей способности, вследствие чего наблюдаются деформации зданий и сооружений из-за просадочности, эрозии, суффозии, оползания, переувлажнения грунтов в основаниях фундаментов, деформаций откосов дорожных выемок, береговых уступов, бортов карьеров. На борьбу с подобными явлениями расходуются огромные средства.

Бедствием для многих населенных пунктов, включая Красноярск, Канск, Ачинск, Ужур, Иланский, Большой Улуй, Миндерла и др., стало подтопление целых улиц и микрорайонов в связи с непредсказуемым подъемом грунтовых вод и формированием верховодки там, где до застройки были необводненные грунты. Причины разные: утечки из водопроводной и канализационной сетей; неумеренные поливы; экскавация грунтов, увеличивающая инфильтрацию дождевых и талых вод; подпор грунтовых вод создаваемыми водохранилищами, прудами и отстойниками, конденсация влаги под бетонными полами гигантских цехов современных заводов. Одновременно с этим на баланс подземных вод влияют и противоположные факторы, в частности, осушение горизонтов при водоотборе или дренаже, в результате чего вокруг углеразрезв образу-

ются воронки депрессии радиусом несколько километров, выходят из строя водозаборные скважины и колодцы в селах, осушаются почвы и даже изменяются растительные сообщества. Изменяются и качественные показатели подземных вод, особенно при их неглубоком залегании и отсутствии «покрышек» в виде непроницаемых слоев. Из-за массового нарушения правил сооружения подземных водозаборов в водозаборных скважинах почти всех населенных пунктов фиксируются соединения азота, нефтепродукты и другие токсичные компоненты, растворенные в воде. Большинство из них прямо отражают специфику близлежащего источника загрязнения: фурфурол и формальдегид в районе ЦБК, теплые щелочные грунтовые воды по периметру золоотвала ТЭЦ-2 в г. Красноярске и т.д. Предпринятые в последнее время проверки водозаборов гг. Красноярска, Бородино, Заозерного свидетельствуют о высоком (многократно превышающим ПДК) содержании в питьевой воде бенз(а)пирена.

На подземную гидросферу и геологическую среду в целом необратимое, а порой непредсказуемое воздействие оказывают поглощающие (нагнетательные) скважины. Прежде всего это касается полигона «Северный» по захоронению жидких радиоактивных отходов в окрестностях г. Красноярска-26 на правобережной 100-метровой террасе р. Енисей. Закачка производится серией нагнетательных скважин в два ярусно расположенных юрских водоносных горизонта (на глубины от 180 до 500 м) Тельского малого артезианского бассейна. По заключению многих специалистов, полигон по гидрогеологическим и геотектоническим условиям нельзя отнести к надежным и безопасным хранилищам токсичных веществ. Кроме того, за пределами г. Красноярска-26 документально зафиксировано радиоактивное загрязнение р. Енисей, как полагают, от работающих реакторов с прямоточным водяным охлаждением.

Нарушенные глубокие горизонты земной коры в Канско-Тасеевской впадине, в бассейнах рек Усолка, Бирюса, Курыш, где пробурено около полутора десятков глубоких нефтеразведочных, а также множество соле- и углеразведочных скважин. Последние бурились здесь не только на Абанском бурогольном, но и на всех других месторождениях Канско-Ачинского бассейна, являющихся одновременно вместилищами артезианских вод. В результате горнодобывающих и геологоразведочных работ сформировались техногенные ландшафты, причем встречающиеся в них искусственные озера далеко не всегда образовались после техни-

ческой рекультивации земель, а возникли на месте незатампанированных скважин, вскрывших напорные воды, самопроизвольно изливающиеся на поверхность (Абанский район).

Происходит дальнейшее активное освоение геологической среды, в т.ч. с помощью объектов, представляющих серьезную экологическую опасность. Из таких объектов наибольшую известность приобрела «площадка 27» в Сухобузимском районе, разведанная многочисленными скважинами глубиной до 1000 м и предназначавшаяся для создания нового полигона по захоронению высокотоксичных радиоактивных отходов в юрских песчано-глинистых отложениях. В настоящее время идея об устройстве данного полигона отвергнута, а водоносные горизонты на глубинах предполагавшихся закачек используются для хозяйственно-питьевого водоснабжения. Другими возможными глубинными объектами являются заводы-установки по подземной газификации углей севернее г.Красноярска и по добыче каменной соли методом подземного выщелачивания с глубины 500 м в бассейне р.Усолка (Канарайское месторождение). Неразработанность многих природоохранных вопросов при осуществлении этих проектов очевидна, и это необходимо учитывать в первую очередь.

Наконец, намечаемое в долине р.Енисея на отрезке г.Красноярск—г.Лесосибирск создание трех водохранилищ (новейший вариант «разукрепленной» Среднеенисейской ГЭС), несомненно, ухудшит и без того напряженную геоэкологическую обстановку, особенно гидрогеолого-экологические условия, т.к. аккумулируя загрязненные стоки Красноярского промышленного узла, водохранилища будут негативно влиять на качество грунтовых вод, используемых для водоснабжения.

Минусинская группа районов. Располагается в основном на правобережье р.Енисея, занимая восточные части Минусинской и Сыдо-Ербинской котловин, обрамленных горными сооружениями Восточного и Западного Саян. Основные черты геоэкологических условий определяются, с одной стороны, преобладанием скальных и полускальных пород (рыхлые отложения имеют аномально-высокую мощность только в предгорных шлейфах) с заключенными в них трещинными и трещинно-карстовыми водами, широким развитием склоновых процессов (осыпи, курумы, камнепады, сели, сходы лавин) и островной вечной мерзлоты в горах, с другой — интенсивным хозяйственным освоением котловин при весьма сла-

бой освоенности горного обрамления. По сейсмической активности территория входит в шестибалльную (Восточный Саян) и семибалльную (Западный Саян) зоны с границей между ними примерно по линии от плотины Саяно-Шушенской ГЭС к пику Грандиозный.

Крупнейшими объектами воздействия на геологическую среду являются горнодобывающие предприятия Артемовского промышленного узла (Ирбинско-Краснокаменские карьеры по разработке железной руды, Чибижеские шахты по добыче золота), водохранилища Саяно-Шушенской и Красноярской ГЭС, г. Минусинск, п.г.т. Шушенское и другие населенные пункты, железная дорога Абакан — Тайшет, мелиоративные системы в Минусинском и Шушенском районах, участки геологоразведочных работ, богарное и поливное земледелие.

В горных районах основные сложности обусловлены сильной пересеченностью рельефа и развитием опасных экзогенных склоновых процессов (усилившихся по периметру Саяно-Шушенского водохранилища и вдоль железной дороги), а также присутствием в разрезе карстующихся и нарушенных тектоническими разломами и выветриванием пород. Только при прокладке 250-километрового отрезка железнодорожной линии Курагино—Кравченко (с выемками и полувыемками, насыпями, туннелями и т.п.) для борьбы с оползнями проводились уполоаживание и террасирование откосов, одерновка, трамбовка, каменная наброска, укладка сборных железобетонных плит, покрытие глинобетоном, сооружение подпорных стенок, контрфорсных прорезей и дренажей, водоотводных канав и железобетонных лотков. Однако далеко не всегда удавалось выработать эффективные мероприятия, и «лечение» многих участков продолжается до сих пор. Другой неблагоприятный фактор — морозное пучинообразование: уже в первый год эксплуатации железной дороги появились пучины на протяжении 92 км высотой 50—200 мм (по замерам деформации дорожного полотна).

Карстообразование присуще Сисим-Кизирскому району; крупнейшая пещера Лысанская имеет протяженность ходов 1200 м. На Константиновском месторождении золота (пос. Чибижек) неоднократно отмечались прорывы воды в шахты по карстовым пустотам с образованием провальных воронок на поверхности земли и разрушением водопропускных устройств («сплоток») и производственных стросний.

В равнинных частях (также со значительным пересеченным рельефом) на больших

площадах с поверхности залегают толщи рыхлых лёссовидных суглинков, супесей и пылеватых песков. Поэтому даже при незначительном нарушении почвенно-растительного покрова усиливаются эрозия и дефляция (перевывание песков). Наличие многочисленных оврагов в правобережной части Минусинской котловины резко отличает ее от левобережья, где легкоразмываемые лёссы не имеют широкого распространения. С лёссовидными породами связаны просадки в основаниях фундаментов зданий, активные размывы и переработка берегов Красноярского водохранилища. Участки побережья в таких случаях имеют обрывисто-осыпные отвесные или нависающие обрывы, зачастую рассекаются быстрорастущими оврагами (включая такие крупные и разветвленные, как овраг Страшный в пос. Анаш), которые, несмотря на все проводимые противоэрозионные мероприятия, продолжают интенсивно расти.

В населенных пунктах отмечается техногенное подтопление, и в ряде случаев приходится предпринимать специальные меры по водопонижению, водоотводу, подсыпке и т.п. (г. Минусинск, с. Лугавское и др.) дополнительно к ранее выполненным работам по инженерной защите от подтоплений в нижнем бьефе Саяно-Шушенской ГЭС (защитные дамбы в пос. Шушенское, перенос строений на более высокие отметки и др.). К населенным пунктам приурочено и загрязнение подземных вод, причем основными вредными компонентами являются нитраты и нитриты, встречаются нефтепродукты (территория Минусинского электрокомплекса) и другие токсичные ингредиенты. В связи с возобновлением начатого в 50-х годах бурения глубоких скважин на нефть и газ появляются новые потенциальные источники загрязнения, в т.ч. за счет внедрения глубоких некондиционных (соленых) вод по стволам скважин в вышележащие водоносные горизонты, широко используемые для извлечения из них подземных вод питьевого качества.

Не вдаваясь в область общетеоретических представлений о роли геологической среды как основы ландшафтов, как среды обмена вещества и энергии с другими природными сферами (включая процессы формирования наиважнейших для жизни человека элементов биосферы — почв и пресных вод), отметим наиболее общие чисто практические аспекты охарактеризованных выше геоэкологических условий Красноярского края, а также задачи дальнейшего изучения этих условий.

Сложные геоэкологические ситуации воз-

никают повсеместно при нерациональном освоении геологической среды, в результате чего активизируются или возникают заново опасные в геологическом отношении процессы (оползни, эрозия, подтопление, карст и т.д.), техногенное загрязнение (химическое, бактериальное, радионуклидное) грунтов и подземных вод. Конечно, рациональное использование среды включает в себя также наиболее полное и комплексное извлечение из недр различных ископаемых, их переработку с рекультивацией, утилизацией отходов и очисткой шахтных вод, организацию хозяйственно-питьевого водоснабжения за счет экологически чистых подземных источников, широкое применение минеральных лечебных вод для оздоровления людей, учет влияния на человека природных геофизических, геохимических, радиационных полей.

На ряде участков горнодобывающей промышленности, градостроительных комплексов, свалках, полигонах захоронения токсичных отходов, в местах активного развития экзогенных процессов геологическая среда деградирует, загрязняется и разрушается до пределов, грозящих экологическим кризисом. Необходимо более детальное изучение этих участков с целью определения геоэкологических ресурсов каждого из них, что позволит выработать меры борьбы с вредными процессами, корректировать техногенную нагрузку на геологическую среду, способствуя тем самым оптимизации условий хозяйствования и проживания людей. В настоящее время на территории выполняются, хотя и в недостаточном объеме, планомерные геоэкологические исследования и картографирование. Кроме того, на более чем 100 стационарных постах проводятся режимные наблюдения за экзогенными процессами, изменением уровня, температуры и химического состава подземных вод в зависимости от естественных и техногенных факторов. Цикл наблюдений по некоторым гидрорежимным постам длится уже 25 лет. Это составная часть системы мониторинга подземных вод. Сеть таких постов должна быть расширена, причем наряду с действующими преимущественно импактными постами (по охране и рациональному использованию подземных вод и геологической среды в целом) должны быть организованы региональные (в госзаповедниках и заказниках) и опорно-фоновые (в биосферных заповедниках) посты для сравнительной количественной оценки антропогенных воздействий.

Все перечисленные исследования с использованием аэрокосмического зондирова-

ния и других перспективных технологий позволят создать мониторинг геологической среды, информационную геоэкологическую базу края. Наряду с общими сведениями по краю эта база, функционируя в автоматизированном режиме, включит кадастры подтоплений и заболачивания селитебных территорий, оползней, просадок, деформаций зданий и сооружений, динамики качества питьевой воды на водозаборах и т.п. Для

своевременной информации государственных органов, других заинтересованных потребителей необходимо наладить регулярный выпуск экспресс-бюллетеней по геоэкологической обстановке в Красноярском крае с сезонными и долгосрочными прогнозами повышения (понижения) уровней грунтовых вод и их загрязнения и истощения, активизации (затухания) оползней и других неблагоприятных процессов и явлений.

УДК 621.039.73

© Коллектив авторов, 1994

Проблемы захоронения жидких радиоактивных отходов в Красноярском крае

В.А. ЧЕЧЕТКИН, В.П. КУРГАНЬКОВ, Б.П. ЧЕСНOKОВ, Г.Г. СЕМЕНОВ

Захоронение жидких радиоактивных отходов (ЖРО), образующихся в результате деятельности Красноярского горно-химического комбината (ГХК), более 25 лет производят на полигоне «Северный», расположенном в пределах санитарно-защитной зоны комбината.

Полигон «Северный» находится на правом берегу р.Енисей, на водоразделе рек Енисей и Бол.Тель, недалеко от г.Красноярск. Границы полигона от основных водных артерий бассейнов рек Енисей, Бол.Тель находятся на удалении 2,5—4,0 км.

Площадь горного отвода составляет около 45 км², интервал глубин 50—400 м, объем подземного пространства — около 11 км³.

В геологическом строении района участвует докембрийский метаморфический комплекс пород, смятый в крутые изоклинальные складки, на котором субгоризонтально залегают угленосные песчано-глинистые отложения юрского возраста. В основании юрских отложений установлена кора выветривания до юрского возраста. Платформенный комплекс образует пологую синклиналичную структуру с углами падения на крыльях до 5°. Западное крыло складки осложнено региональным разломом субмеридионального простирания, сопровождающимся зоной милонитов.

Кора выветривания и зона милонитизации выполняют роль экранов, изолирующих проникновение подземных вод из платформенного комплекса в подстилающие породы и бассейн р.Енисей.

Породы платформенного комплекса, представляющие собой емкость, использу-

ются для закачки жидких радиоактивных отходов. До настоящего времени емкости полигона применялись для захоронения ЖРО, образующихся при работе трех ядерных реакторов и изотопно-химического завода. В дальнейшем, в случае пуска завода РТ-2 по регенерации отработанного ядерного топлива, предусматривается захоронение ЖРО, содержащих тритий. Захоронение ЖРО осуществляется путем закачки их в подземные водоносные горизонты глинистых толщ платформенного комплекса, vyplняющих эрозионно-тектоническую впадину в пределах кристаллического фундамента. Западный фланг полигона от р.Енисей экранируется зоной милонитов, подстилающим экраном служит кора выветривания.

Для локализации ЖРО используются водоносные пласты-коллекторы (1 и 2), представленные слабосцементированными песчано-гравелитовыми отложениями, разделенные между собой, а также изолированные от вышележащих пластов водоупорными горизонтами глинистого состава.

Горизонт 1 — хранилище высокоактивных (ВАО) и среднеактивных (САО) отходов — залегает на глубинах 300—400 м до кровли пласта мощностью 80—100 м. Горизонт 2 — хранилище низкоактивных (НАО) отходов — расположен на глубине 170—220 м, мощность его около 60 м.

Закачка ЖРО производится через нагнетательные скважины глубиной до 500—510 м. В настоящее время НАО занимает площадь около 1,7—1,8 км² при удалении фронта от наблюдательных скважин до 600 м, САО

—1,1—1,2 км² (600—650 м), ВАО — около 0,03 км² (180—210 м). Контроль за заполнением полезной емкости коллекторов ведется с помощью наблюдательных скважин.

По данным Всероссийского научно-исследовательского проектно-изыскательского института промышленной технологии (ВНИПИПТ) 1991 года время достижения фронта ЖРО границы санитарно-защитной зоны оценивается в 650—700 лет. Специализированными исследованиями НПО «Радиовый институт» (1985—1987 гг.) не установлено сколько-нибудь значительного загрязнения почв цезием-137. Согласно официальным данным состояние полигона оценивается как удовлетворительное, а негативное воздействие на окружающую природную среду не происходит.

Вместе с тем результаты независимой эколого-технологической экспертизы, выполненной Региональным центром радиоэкологических исследований (г. Красноярск) с участием ведущих специалистов Красноярского края, выявили ряд весьма серьезных проблем, связанных с эксплуатацией полигона.

Учитывая, что данный объект имеет всего одну степень защиты — геологическую среду, проблемы ее изучения приобретают определяющее значение и сводятся к следующим.

1. Недостаточная степень геолого-геофизической изученности района привела к тому, что полигон расположили в неблагоприятном с точки зрения структурно-тектонических условий блоке горных пород.

2. Детальность и качество интерпретации геологоразведочных работ на изыскательской и эксплуатационной стадиях, по нашему мнению, не отвечали требованиям, которые следовало бы предъявлять к объектам такого рода. В связи с этим интерпретация основных структурных элементов и особенностей горных пород, определяющих пространственное положение и пути возможной миграции ЖРО в пределах горного массива, нередко малоубедительны.

3. Весьма проблематично наличие надежного водоупорного горизонта глинистого состава в коре выветривания древних пород «площадного» типа в основании пласта коллектора 1, поскольку коры выветривания такого типа в данном районе неизвестны.

4. Местоположение полигона в зоне с возможными землетрясениями силой до 5 баллов, постоянные естественные подвижки в земной коре амплитудой до 2—2,5 мм, а также существенные (до 9 мм) поднятия огромной толщи пород мощностью до 200 м, происходящие в процессе нагнетания ЖРО,

вполне вероятно могут привести к образованию различных типов трещин в массиве горных пород и нарушению целостности цементации затрубного пространства скважин, что вызовет переток радиоактивных отходов из пласта-коллектора 1 в пласт-коллектор 2, дальнейшую миграцию и разгрузку их в бассейне р. Бол. Тель.

5. Недостаточно полно изучена гидрогеология района, в результате чего не исключается возможность выхода радиоактивно загрязненных вод из пласта-коллектора 2 в р. Бол. Тель, поскольку перекрывающий водоупорный горизонт в пределах северо-восточного фланга полигона частично размыт.

Настораживает скорость продвижения нитрат-иона с подземными водами в северо-восточном направлении к бассейну р. Бол. Тель от места захоронения ЖРО, достигающая 100—200 м/год, что значительно превышает официальные данные (до 1,7 м/год).

6. Полевыми исследованиями, проведенными вдоль магистрального трубопровода, по которому подаются ЖРО на полигон, установлены локальные и площадные участки радиоактивного загрязнения (РАЗ) грунта. Выявленные уровни загрязнения превышают глобальные во много раз.

Практически все участки РАЗ, судя по характеру загрязнения, обусловлены проливами ЖРО различной активности, а наличие относительно короткоживущих радиоизотопов рутений-106 и церий-144 опровергают официальные данные о том, что проливы имели место лишь на начальном этапе эксплуатации объекта (свыше 25 лет).

Учитывая, что сток поверхностных вод происходит в реки Енисей и Бол. Тель, участки РАЗ — потенциальные источники вторичного радиоактивного загрязнения этих экосистем, а также биоты.

Большую тревогу вызывает загрязнение почв и растительности в пределах санитарно-защитной зоны предприятия плутонием-239-240. Кроме участков РАЗ, где он присутствует в огромных количествах, в сотни и тысячи раз превышающих уровень глобального фона, последний фиксируется и в пределах участков, выбранных в качестве фоновых с превышениями над уровнем глобального загрязнения в десятки раз.

В настоящее время действующая система контроля за распространением фронта ЖРО в подземных горизонтах недостаточна, поскольку расстояния между наблюдательными скважинами составляют, как правило, несколько сот метров, а тектонически ослабленные зоны в земной коре (один из основных путей возможной миграции ЖРО) име-

ет ширину не превышающую первые десятки метров.

Подводя итог, можно сказать, что хранилище жидких радиационных отходов (ЖРО) завода РТ-2 представляет собой крупное радиоактивное месторождение антропогенного происхождения и является объектом высокой потенциальной экологической опасности. Такое сложное потенциально опасное месторождение с точки зрения стадийности геологоразведочного процесса изучено недостаточно.

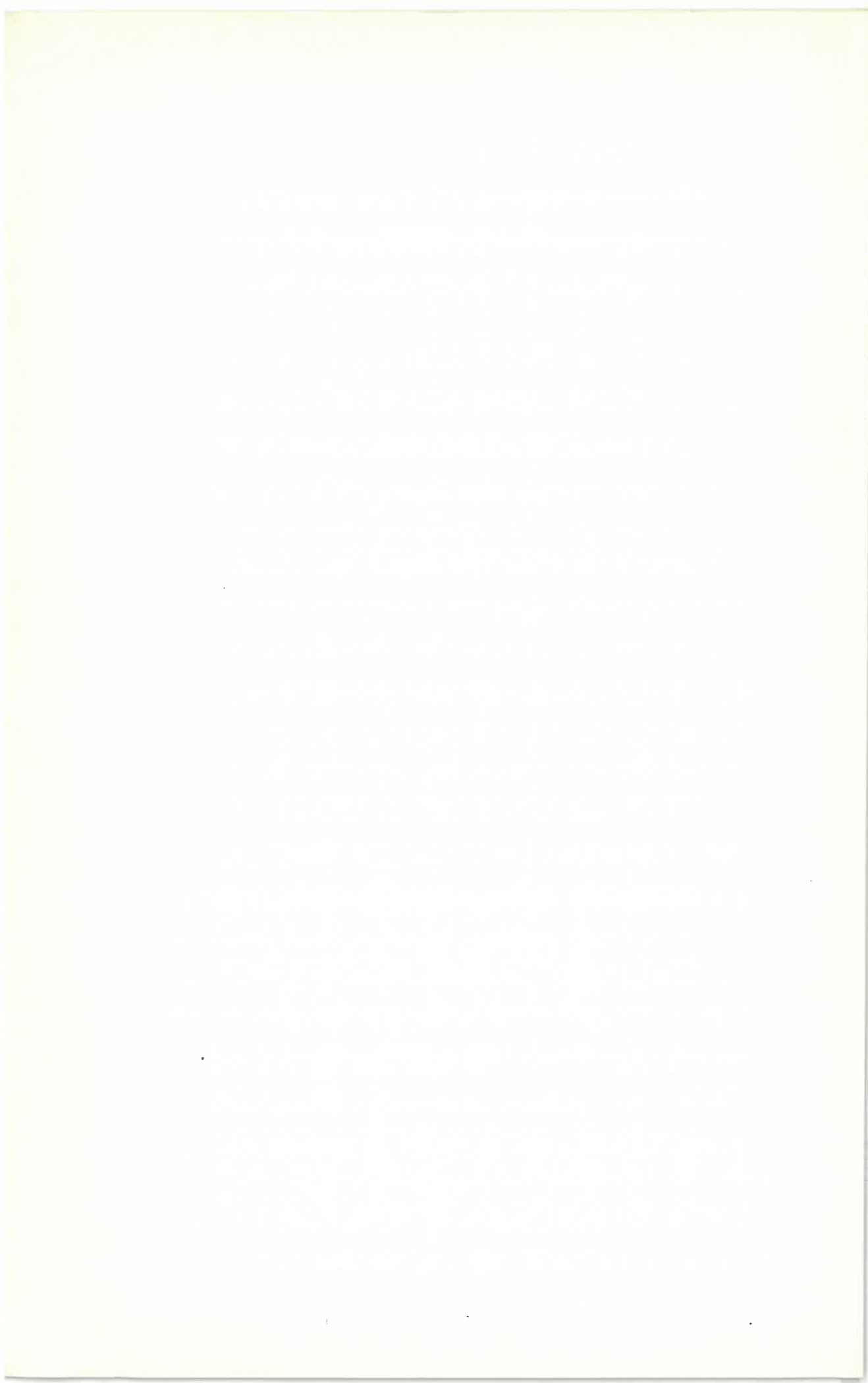
Опережающие региональные геофизические исследования выполнены не в полном объеме и не отвечают современным нормативным требованиям. Региональные геологические работы завершены в начале 60-х годов. Государственная геологическая карта масштаба 1:200 000 издана в 1963 г. и в настоящее время устарела. Геологическая съемка масштаба 1:50 000 на этой территории не проводилась. Специализированные исследования (геоморфологические, гидрогеологические, инженерно-геологические и др.) в районе за последние 30 лет так же не проводились.

Материалы таких исследований являются базовыми для принятия любых геологиче-

ских, горно- и инженерно-технических решений. Как видно из приведенных данных подобная информационная база, отвечающая современным нормативным требованиям, для рассматриваемого района отсутствует.

С целью восполнения данного пробела необходимо провести в районе в полном объеме планомерные геолого-геофизические работы, включающие опережающие геофизические работы, геологосъемочные работы масштабов 1:200 000 и 1:50 000, детальные структурные исследования и специализированные геоморфологические, инженерно-геологические и др.

Конкретные площади, рациональный комплекс, физические объемы и финансовые затраты могут быть определены на стадии проектирования. Проектная документация на производство работ в районе, в соответствии с законом РФ «Об охране окружающей природной среды» статья 36, п.1—3, в обязательном порядке должна пройти общественную и государственную экологическую экспертизу, и только в случае положительного решения могут проводиться все необходимые работы.



CONTENTS

- Glukhov Yu. S., Kosorukov A. P., Kavitski M. L., Mkrtych'an A. K.*
Regional geological surveying in Krasnoyarski region, republics Khakasiya and Tuva

3

ENERGY RESOURCE

- Proskuryakov A. L.*
Resource base of hydrocarbons in Krasnoyarski region

8

- Gavrilin K. V.*
Resources of coal of Krasnoyarski region, republics Khakasiya and Tuva

10

- Nazimkov G. D.*
Prospects of oil/gas content of Minusinski intermontane depressions Cambrian deposits as a basis for development of oil/gas complex of Republic Khakasiya

16

- Filipstov Yu. A., Padalko N. L.*
Isotope criteria of naphthide generation and transformation in an intrusive sulfate-carbonate section of Siberian platform's sedimentary cover

19

METALS AND NON-METALS

- Samkov V. V.*
Structural-tectonic control of endogene deposit location within central part of Altai-Sayanskaya folded area

23

- Datsenko V. M., Alexandrovski Yu. S., Kosorukov A. P., Pyatov O. I., Rublyov A. G.*
Major epochs and geodynamic settings of granitoid magmatism and endogene ore formation in structures of Siberian platform's SW frame

27

- Tsykin P. A.*
Ore-bearing crusts of weathering and paleokarst of Krasnoyarski region central and southern areas

39

- Semyonov G. G., Mikhailenko V. G.*
Plate tectonic model of Altai-Sayanskaya area's central part and problems of metallogeny

44

- Mkrtych'an A. K., Kavitski M. L., Kryukov A. V., Glushkov V. M., Bozhko V. V., Kurgan'kov P. P., Donov A. N., Barmin V. A.*
Tychanski diamondiferous district

55

- Gorshkov G. V.*
Porozhinskoye deposit of manganese ores

58

- Kirichenko V. T.*
Experience of employment of master-slave technology of mineral prediction in Krasnoyarski region

62

GEOECOLOGY

- Goryunov A. A., Magdalina V. V., Maftsev Yu. M., Chesnokov B. P.*
Geoecological problems of Krasnoyarski region

67

- Chechyotkin V. A., Kurgan'kov V. P., Chesnokov B. P., Semyonov G. G.*
Problems of liquid radioactive waste disposal in Krasnoyarski region

74