

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

4/2011

Учредители:

Министерство природных ресурсов и
экологии Российской Федерации

Российское геологическое общество

Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Г. В. РУЧКИН

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

Редсовет: *Е.М.Аксенов, А.Н.Барышев, Э.К.Буренков*
(председатель редсовета), А.И.Варламов,
Г.С.Вартанян, И.Ф.Глумов, В.И.Ваганов,
А.И.Жамойда, М.М.Константинов, А.К.Корсаков,
В.С.Круподеров, Н.К.Курбанов, Н.В.Межеловский,
И.Ф.Мигачев, В.С.Сурков, Е.Г.Фаррахов

МОСКВА

МЕТАЛЛОГЕНИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ

Серокуров Ю.Н.

Дистанционный прогноз руд в России — проблемы и перспективы 3

Горошко М.В., Шевченко Б.Ф.

Глубинное строение, геология и металлогения Южно-Приморского рифтогенного прогиба 11

РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Белов С.В., Фролов А.А.

К проблеме промышленной ураноносности карбонатитовых месторождений 24

Кассандров Э.Г., Лидин Н.С., Мазуров М.П., Кассандрова Е.В., Баженова Н.Н.

Строение, вещественный состав руд и зональность Главной рудной залежи Сунгайского марганцевого месторождения (Центральный Салаир) 36

Вишняков А.К., Туманов Р.Р., Чуприна Б.С., Загородных В.А., Руденко Д.Г.

Каменная и калийно-магниево-соли Калининградской области 47

СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

Лихачев А.П.

Формирование континентальной коры и образование в ней месторождений полезных ископаемых 55

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

Шакин С.С.

Ориентировка плагиоклазов в чупинских гнейсах (Северная Карелия) 64

Зорина С.О., Афанасьева Н.И., Гревцев В.А.

Литохимические и генетические особенности опок Каменоярского месторождения (Астраханская область) 70

Хачатрян Г.К., Щербакова Т.Е., Колесникова Т.И.

Методика исследования минералов-спутников алмаза с применением ИК-Фурье спектроскопии. 76

ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Островский В.Н.

О значении гидрогеологических и геологических факторов в биотической регуляции окружающей среды 86

85-летие Виктора Семеновича Суркова 92

Редакция: *Р.В.Добровольская, Т.М.Палеско*
Верстка и оригинал-макет *Н.П.Кудрявцева*

Журнал включен в Реферативный журнал и Базы данных ВИНТИ

Подписано в печать 28.07.2011. Формат 60 88/8. Бумага мелованная.
Печать офсетная.

Адрес редакции: 117545 Москва, Варшавское шоссе, 129 кор. 1
Телефон: 315-28-47. Факс: 313-43-47. E-mail: tsnigri@tsnigri.ru
Сайт научной электронной библиотеки: <http://elibrary.ru>

Отпечатано ООО «Арт Медиа Хауз»

Дистанционный прогноз руд в России — проблемы и перспективы

Ю.Н.СЕРОКУРОВ (ООО «Институт дистанционного прогноза руд»; 117342, г.Москва, ул.Миклухо-Маклая, 40-1-37)

Рассмотрена история развития дистанционных методов прогноза руд в России и их проблемы в настоящем. Охарактеризована идеология использования космической информации в целях прогноза различных руд. Приведены примеры дистанционной оценки перспектив алмазного оруденения в Анголе, золотого оруденения в Восточных Саянах, уранового оруденения на Урово-Урюмканской площади в Восточном Забайкалье.

Ключевые слова: космические снимки, дистанционное зондирование, прогноз, минерагенический анализ, очаги активизации, алмазы, золото, уран.

Серокуров Юрий Николаевич, idpr@yandex.ru

Remote forecast ores in Russia — problems and perspectives

Yu.N.SEROKUROV

Briefly reviewed the history of the development of distance forecast of ore in Russia and their problems in the present. Describes the ideology of space-based information to forecast various ores. Examples of remote evaluation of diamond mineralization prospect in Angola, gold mineralization in the East Sayan mountains, the uranium mineralization at Urovo-Urjumkanskoj square in the East Transbaikalia.

Key words: space images, remote sensing, forecast, mineragenicheskij analysis, pockets of revitalization, diamonds, gold, uranium.

Примитивные методы поисков полезных ископаемых основывались на их визуально различных признаках (определенные рудные минералы в породах и шлихах). Первым упоминанием применения дистанционного метода при поисках руд и воды можно считать сведения об использовании лозы в первом тысячелетии до нашей эры. Сознательное применение магнитометрии с использованием астрономических приборов в этих целях появилось лишь немногим более 200 лет назад. Тогда же начало развиваться геологическое картирование отдельных районов, магнитометрическое диагностирование железных руд, гидрохимические способы поисков калийных солей. Рудознатцев сменили горные инженеры, задачей которых стало систематическое изучение геологического строения недр планеты. В XX в. развернулись планомерные геолого-съёмочные работы, которые явились основой поисков различных полезных ископаемых на огромных территориях. В этот период было выявлено большинство рудных месторождений, выходящих на современную поверхность или залегающих на малых глубинах.

Исчерпание банка легко открываемых рудных объектов стимулировало интенсивное развитие разнообразных дистанционных методов — магнитной и гравиметрической съёмок, электрического и сейсмического зондирования, радиоволнового просвечивания, а также съёмок земной поверхности с самолетов, а за-

тем и космических аппаратов. Каждый из них обладает специфическими свойствами и информирует об определенных особенностях геологического строения планеты.

Серьезно изменили взгляды геологов на структуру земной коры космические изображения поверхности планеты с разновысоких орбит, появившиеся в 60-е годы прошлого века. Этому способствовали их уникальные свойства. Обзорность обеспечивала возможность исследовать геологические образования и структуры на значительных площадях с одинаковой детальностью и изучать их пространственные взаимоотношения на однородных по свойствам материалах. Естественная генерализация позволяла интегрировать информацию, что облегчило анализ структурно-вещественной организации литосферы на разных уровнях ее развития.

На поверхности планеты было выявлено множество ранее не известных линейных и кольцевых элементов, формирование которых происходило под действием как эндогенных, так и ротационных сил, воздействующих на планету в целом. Возникающие при этом напряжения приводили к вертикальным и горизонтальным перемещениям глубинных масс, а фиксируемые в ландшафтах элементы отражали места концентрации напряжений. Процессы, обусловленные динамикой линейных элементов, вызывали отклики в приповерхностных частях земной коры в виде изменений напряженности горных пород, геохимии газов

и воды, гидрогеологического режима, почвообразующих процессов и других обычно не фиксируемых визуально на поверхности изменений. Природные системы реагировали на это слабыми изменениями таких ландшафтных признаков, как растительность, увлажнение почв и др. Интеграция этих изменений усиливалась на снимках низкого разрешения и проявлялась изменением оптических характеристик изображений. Съемки в узких спектральных диапазонах обеспечили возможность выбора оптимальных условий выявления специфической информации, необходимой для решения конкретных задач, а комбинирование каналов (синтез, цветовое кодирование, арифметические межканальные действия, различного рода фильтрации и т.д.) позволяли получать множество производных изображений, усиливающих тот или иной сигнал.

Бурному развитию методов дистанционного зондирования из космоса в начальный период его внедрения в геологию способствовало то, что практически во всех научно-исследовательских институтах и территориальных производственных геологических объединениях СССР создавались лаборатории и специализированные космоаэрогеологические партии. Формировалась система региональных геологических исследований, основанная на использовании дистанционных методов на разных стадиях геолого-разведочного процесса. Она включала аэрокосмофотогеологическое и геолого-минералогическое картирование, работы по наземной проверке результатов дешифрирования, геологическое изучение районов заложения сверхглубоких скважин и т.д. Создавались обзорные космогеологические карты для всей страны и отдельных ее регионов, обновлялись листы государственных геологических карт. Как правило, фиксировались крупнейшие линейные элементы и зоны их сгущения; структуры центрального типа; элементы глубинного строения земной коры (скрытые разломы, массивы интрузивных пород, погребенные складчатые сооружения и др.). Закономерности размещения различных руд оценивались преимущественно на качественном уровне по приуроченности к тем или иным выявленным элементам.

Использование космической информации при тектономагматических и прогнозно-металлогенических исследованиях потребовало решения задач по перспективной оценке территорий, прогнозу и поискам новых видов сырья на базе комплексирования с геолого-геофизическими, геохимическими и другими видами специализированных исследований. Возникли представления о металлогенической роли процессов тектономагматической активизации, формирующейся под влиянием подкоровых преобразований (Е.Д.Карпова, 1968; А.Д.Щеглов, 1968; М.А.Фаворская, И.Н.Томсон, 1969, 1979; И.Н.Томсон, В.С.Кривцов, Н.Т.Кочнева с соавторами, 1984). Существенное внимание было обращено на структуры

(И.Н.Томсон с соавторами, 1969, 1973, 1984), обязанные полигенным коровым очагам и находящимся в прямой зависимости от их размеров и особенностей развития. Обосновывалась связь этих структур с рудными районами и узлами, а также контроль отдельных месторождений их внутренними дислокациями. При поисках эндогенных и гипергенных руд заметное значение приобрел анализ зональных съемок, позволяющий фиксировать участки ландшафтов, где почвы или растительность реагировали на присутствие аномальных концентраций солей или металлов.

Анализ публикуемой в этот период литературы свидетельствует о том, что подавляющая часть информации о геолого-структурной позиции рудных районов, полей и месторождений магматогенного, гидротермального и экзогенного генезиса относилась к выявлению их связей с разломами определенного ранга и простирания, узлами их пересечения и сочленения между собой. Значительное внимание обращалось на рудоконтролирующую роль кольцевых структур, которые, по мнению различных исследователей, отражали: 1) границы древних ядер стабилизации, благоприятных для миграции мантийных веществ и движения рудогенерирующих растворов; 2) зоны разгрузки петрогенных и рудных элементов, выносимых из магматических ареалов; 3) пространства над сводово-глыбовыми сооружениями и очаговыми структурами активизации, определяющими концентрическую металлогеническую зональность в областях орогенеза и активизации; 4) следы восходящих газовых и гидротермальных потоков и др.

К концу 80-х годов прошлого века необходимость использования космической информации при прогнозе и поисках полезных ископаемых сомнений не вызывала. Проблема заключалась в систематизации полученных знаний и создании технологий, способных помочь в идентификации площадей, содержащих конкретные полезные ископаемые. В качестве очевидной прикладной задачи стал поиск форм отражения на космических изображениях известных признаков проявления рудного процесса, а также новых признаков, недоступных традиционным методам. В большинстве случаев прогноз опирался на принцип аналогий, предусматривающий формирование моделей рудоносных площадей, являющихся носителями типичных признаков данного вида и класса. В глобальном плане (*рудная провинция, субпровинция, зона*) первоочередными являлись задачи: 1) выявления глубинных структур, контролирующих процессы миграции магм, газов, флюидов из мантии в верхние части земной коры; 2) установление их взаимоотношений друг с другом, а также с рудовмещающими формациями; 3) выделение участков, где наиболее вероятно рудоотложение. В локальном плане (*рудный район, узел, поле*) определялись условия локализации конкретных видов руд. В большинстве

случаев речь шла о локальных рудно-магматических системах (А.И.Кривцов, В.Т.Покалов, Г.М.Власов, М.М.Константинов, Н.П.Митрофанов и др.), модели которых включали геологические, геохимические, геофизические и другие критерии, характеризующие объект и область его развития.

К сожалению, последовавшее 20-летие охарактеризовалось резким снижением интенсивности космических дистанционных исследований в России, что связано с изменением ее политического строя и экономических приоритетов властей. Отсутствие государственной поддержки этого направления привело к почти полному исчезновению научно-исследовательских работ, на базе которых только и возможны региональные исследования и изучение эталонов в различных частях планеты. Вновь возникшие горнорудные компании были заняты эксплуатацией ранее выявленных месторождений и, как правило, не обладали ни экономическим потенциалом, ни уровнем мышления руководителей, которые обязывают их заботиться о развитии на десятилетия вперед. Результатом стала деградация инновационных технологий прогноза и поисков, в т.ч. и дистанционных, что отразилось на количестве и качестве публикаций, а также необратимой потере квалифицированных кадров. Все это происходило на фоне динамично развивающихся программ изучения природных ресурсов по материалам космических съемок в США, Канаде, Европейском сообществе, Китае, Японии, Индии, Бразилии, Южной Корее и многих других странах.

Усугубляло создавшееся положение и то, что в развитии технических средств дистанционного зондирования в мире наметился переход от использования фотоматериалов как носителей информации к цифровым системам. Увеличились динамические диапазоны и линейность регистрации данных, появились метрологически обеспеченные, оптически совмещенные по спектральным каналам цифровые дистанционные материалы, ориентированные на компьютерную обработку. Современные технические средства дистанционного зондирования (в основном зарубежные) позволяют получать много- и гиперспектральную информацию. Мощные компьютеры обеспечивают широкие возможности выполнения геометрических и радиометрических коррекций, преобразования данных разных спектральных диапазонов для представления материалов в наиболее информативном виде. Технологии комплексного анализа разнородных данных предоставляют широкие возможности создания и ведения значительных по объему баз космических, геолого-геофизических и ландшафтных данных, моделированию свойств геологических объектов и природных процессов. Все это требовало создания хорошо оборудованных центров, которые обслуживаются высококвалифицированными специалистами различного профиля. Ни того, ни

другого в России, которая позиционирует себя как ведущая сырьевая держава мира, не возникало. Число публикаций в геологических изданиях за этот период снизилось с сотен до десятков и даже единиц в год, что очевидно свидетельствует о глубочайшем кризисе отрасли и в этом ее основная проблема.

Для исправления ситуации времени почти не осталось, так как физически в силу естественных причин исчезают те немногие коллективы и отдельные ученые, которые, несмотря ни на что, занимались проблемами прогноза и поисков руд все эти годы. Если не предпринять энергичных усилий немедленно, то Россия обречена и в этой области стать зависимой от иностранных специалистов как она уже стала зависимой от их космических съемок и средств обработки.

С целью популяризации возможностей дистанционного прогноза различных руд кратко продемонстрируем некоторые результаты работ отечественных исследователей в различных регионах мира. Используемая методика базируется на принципах поэтапного минерагенического анализа, реализуемого на базе космических снимков разных уровней генерализации и данных геофизических съемок (при их наличии) все повышающейся детальности [13]. Создаются системы прогнозно-поисковых моделей рудных таксонов разного ранга, позволяющие последовательно оконтуривать благоприятные участки. В задачу работ с материалами каждого уровня генерализации входит изучение соразмерных с ним рудных таксонов, выбранных в качестве эталонных по минерагеническому, геофизическому, геохимическому и геоморфологическому данным; выявление информативных признаков их характеризующих; формирование на этой основе моделей; выделение перспективных участков на новых площадях, подобных эталонам. Необходимо подчеркнуть, что специализированный анализ дистанционной информации эффективен лишь при такой постановке задачи, которая ориентирует специалиста на визуализацию тех элементов, что отражают благоприятные факторы, определяющие искомые процессы. Это требует понимания генезиса искоемых руд, знания форм их локализации, известных факторов контроля, особенностей геологического строения оцениваемых территорий и природы развитых на них ландшафтов.

Первый пример демонстрирует результаты оценки *алмазности Анголы*, которая находится на юго-западе экваториальной Африки. Гетерогенный по строению кристаллический фундамент древней Африканской платформы, консолидированный в архее, раннем и позднем протерозое, раннем кембрии, выступает здесь на поверхность в различных по очертаниям и размерам сводовых поднятиях. Пространство между ними занимают крупные отрицательные структуры фанерозоя — синеклизы Конго и Окованго, в которых осадочный разрез начинается с отложений карбона и вместе с триасовыми форма-

циями они образуют систему Кару. В менее обширных впадинах сохранились отложения мелового возраста (формации Калонда и Куанга), представленные аллювиальными, озерно-аллювиальными, озерными, эоловыми и речными породами, окрашенными в красные и фиолетовые цвета. На послемеловом пене-плене сформировались палеоген-эоценовые латериты и толщи кластических отложений группы Калахари. Магматизм фанерозоя представлен дифференцированной базитовой, ультрабазит-базитовой и щелочно-ультраосновой формациями. Более двух десятков массивов карбонатитов с редкометалльным оруденением позднеюрского и мелового возрастов известны на юго-западе страны в глубоко метаморфизованных комплексах позднепротерозойских складчатых поясов и в фундаменте кратона. Свыше 600 кимберлитовых тел обнаружено в полосе северо-восточного простираения протяженностью 1500 км, прослеженной от границ Ботсваны до границ с Республикой Конго. Их возраст колеблется от палеозойского до мезозойского.

Дистанционная оценка перспектив алмазоносности страны выполнена на основе гипотезы проникновения кимберлитов к поверхности планеты вследствие вертикальных физико-химических и динамических воздействий перемещающихся мантийных масс на вмещающую среду. Использованы прогнозно-поисковые модели, разработанные при изучении алмазоносных районов России [11, 12, 13].

По материалам низкого разрешения в пределах всей Анголы (1 млн. км²) выделены линейные зоны деструкции земной коры длительного развития и большой глубинности; подкоровые очаги активизации; ниже- и среднекоровые очаги активизации. Суммирование этих признаков с определенной количественной их оценкой на этапе кодирования позволяет (рис. 1, А) выделить около десятка разновеликих аномалий, указывающих на места наиболее вероятного транзита кимберлитов в земной коре (ранг *район* кимберлитового магматизма). На степень их сходства с эталонами косвенно указывает интенсивность этих аномалий. Наиболее близки к эталонным аномалия в провинции Лунде-Норте на северо-востоке Анголы, где уже разрабатываются коренные месторождения алмазов, и аномалия в районе Бимбе-Массенде в центре страны. В контурах еще пяти аномалий также известны или кимберлитовые тела, или алмазы в аллювиальных отложениях, что подтверждает их перспективы. Оставшиеся аномалии расположены под покровами посткимберлитовых осадков разной мощности и требуют дополнительного изучения.

Анализ дистанционных материалов более высокого разрешения проведен в провинции Лунде-Норте с целью выделения участков, перспективных для поисков полей и кустов кимберлитового магматизма. При дешифрировании уточнялась позиция ранее выделенных линейных и очаговых структур, а также фиксиро-

вались признаки средне- и верхнекоровых структур активизации. Использование дистанционной прогнозно-поисковой модели в ранге *поле* на основе анализа космических материалов среднего разрешения позволило (см. рис. 1, Б) выделить в районе Сауримо-Лукапа крупную аномалию, морфология которой указывает на присутствие здесь нескольких сближенных в пространстве среднекоровых очагов активизации. Это подтверждает тяготение всех уже известных здесь кимберлитов к области максимальных аномальных значений присутствия благоприятных признаков. В результате использования модели в ранге *куст* кимберлитового магматизма, которая дополнительно учла позицию очагов верхнекоровой активизации по результатам анализа снимков высокого разрешения, площадь перспективных аномалий сократилась до десятков километров (рис. 1, В), что значительно оптимизирует наземные поиски.

Вторым примером является дистанционная оценка перспектив *золотоносности Восточных Саян* в России. Этот горный регион расположен на границе Алтае-Саянской палеозойской складчатой и Саяно-Енисейской метаплатформенной областей, разделенных Главным Восточно-Саянским глубинным разломом. Здесь наблюдается сложное сочетание добайкальских срединных массивов и разновозрастных складчатых сооружений — салаирских, каледонских, герцинских, а также наложенных сингерцинских впадин и прогибов. При преобладающей вытянутости крупнейших структур с северо-запада на юго-восток, многие конкретные складчатые зоны круто изгибаются в плане и простираются в самых различных направлениях, что свидетельствует об интенсивной локальной активизации их фрагментов.

В металлогеническом плане площадь расположена в пределах Восточно-Саянской золотоносной провинции, где выявлены Зэгэн-Гольское, Зун-Холбинское и Бурун-Холбинское гидротермальные месторождения золота. Их вмещают терригенно-вулканогенные толщи, массивы и дайки гранитоидов. Отмечается пространственная и парагенетическая связь с малыми интрузиями и дайками гранитоидов, габбро-диоритов, диабазов и габбро. Предполагается, что гидротермальные растворы поступали по зонам дробления, а их источником служили более глубинные магматические очаги [2]. Формационно оруденение Восточных Саян относят к золотосульфидно-кварцевому типу и главными чертами его контроля являются региональные структуры глубокого заложения и их сопряжения, глубинные энергетические источники (возможно мантийные), отсутствие «жесткой» связи с конкретными магматическими ассоциациями [5].

Дистанционный прогноз проведен в три этапа. На первом оценена площадь в 45 тыс. км², где с помощью материалов низкого разрешения выделен узел пересечения трех региональных зон повышенной прони-

го рудоотложения. В результате (рис. 2, А) выделено пять аномалий присутствия благоприятных признаков разной интенсивности. В контурах трех оказались все известные в настоящее время золоторудные месторождения и рудопроявления, остальные менее контрастны, но также могут рассматриваться как благоприятные для поисков золотых руд.

Второй этап работ проведен на участке в 2,5 тыс. км² для детализации информации по дистанционным материалам среднего разрешения. На космоструктурной схеме отражены линейные элементы разного простирания и порядков; дуговые и кольцевые элементы, проявляющие внутрикоровые структуры активизации более высокого порядка. Прогнозно-поисковая модель ранга золоторудный *узел* оконтуривала (см. рис. 2, Б) лишь одну относительно крупную аномалию на севере площади. В ее контуре оказалось и известное здесь Зэгэн-Гольское месторождение золота.

Третий этап охватил площадь всего в 260 км² и при ее анализе использовались максимально детальные космические снимки. Оценивалась выраженность известных прямых признаков золотого оруденения, а также выяснялись новые, связанные с активизацией верхнекоровых магматических очагов. С помощью дистанционной прогнозно-поисковой модели золоторудное *поле* выделены аномалии, площадь которых составляет первые километры и десятки квадратных километров (см. рис. 2, В). Кроме уже известных золотоносных участков на площади выделены новые, увеличивающие ее перспективы.

Еще один пример дает возможность оценить перспективы *ураноносности Урово-Урюмканской площади*, которая находится в Восточном Забайкалье и уже давно привлекает внимание как перспективный урановорудный район. Для региона в целом характерно широкое развитие наложенных структур этапа тектономагматической активизации, представленных поясами мезозойских вулканотектонических сооружений и приразломными впадинами, выполненными угленосными отложениями (верхний структурный этаж). Нижний структурный этаж сложен протерозой-раннепалеозойскими метаморфическими породами (сланцы, амфиболиты, гнейсы, гранитоиды, карбонатные породы, кварциты) и палеозойскими гранитоидами.

Интересовавший нас небольшой по размерам участок находится на востоке Керулен-Аргунской структурно-металлогенической зоны, охватывающей приграничные территории Приаргуны и восток Монголии. В центральной и западной частях этой зоны расположены хорошо изученные месторождения молибден-урановой формации, пространственно тяготеющие к Стрельцовой, Дорнотской и Гурван-Булакской вулканотектоническим структурам. Их образование связывают с заключительным этапом позднемезозойской активизации после прекращения вулканической деятельности.

В качестве благоприятных признаков урановорудного процесса здесь рассматриваются сведения [3] о: 1) наличии длительно функционировавших глубинных магматических очагов, характеризующихся высокой активностью и способных генерировать рудоносные флюидоводные системы; 2) существовании долгоживущих глубинных зон разломов, для которых характерно телескопирование продуктов эндогенного развития; 3) присутствии в локальных вулканотектонических структурах контрастных по составу вулканитов с высокой газонасыщенностью, присутствием минеральных комплексов гидротермальных многостадийных рудоформирующих процессов и ореолов элементов-индикаторов уранового оруденения; 4) присутствии в области рудоотложения стратифицированных гетерогенных разрезов пород, обладающих контрастными физико-механическими свойствами.

Для оценки присутствия двух первых благоприятных факторов, размеры которых очевидно велики, проведен анализ космических материалов среднего разрешения в рамках листа М-50-1У, что позволило зафиксировать фрагменты разноориентированных региональных глубинных разломов, а также позицию подкорового диапира и нескольких внутрикоровых структур активизации, которые в совокупности могли оказывать влияние на миграцию магматитов и гидротерм в земной коре. Для прогнозных построений первого этапа использована модель таксона в ранге *узел* уран-молибденовой формации, включающая пять дистанционных признаков и один полученный при анализе геологической карты (площади развития вулканогенно-осадочных толщ мезозоя, способных обеспечить наиболее благоприятные условия для рудоотложения). Выделена достаточно большая и сложная аномалия, в пределах которой есть максимумы присутствия благоприятных признаков (см. рис. 2, Г). Три небольших аномалии расположены в пределах Урово-Урюмканской площади, где известны мелкие месторождения и рудопоявления урана. Одна большая аномалия — за ее пределами в контурах одной из мезозойских впадин. В связи с тем, что руды этого типа осаждаются на глубинах в десятки и сотни метров от поверхности в благоприятных по литологическим и геохимическим свойствам горизонтах осадочно-вулканогенных пород, эта аномалия требует проверки с использованием поисковых скважин.

Урово-Урюмканская площадь изучена с использованием более детальной дистанционной информации, что позволило уточнить позицию ранее выделенных линейных и очаговых структур и визуализировать детали ее строения. Кроме того, по цветовым и тоновым особенностям ландшафтов и ряду других признаков намечена позиция множества изометричных (круговых) структур диаметром 4—2 км. Генезис большинства из них неясен, но, как свидетельствует практика, определенная их часть может быть связана с активиза-

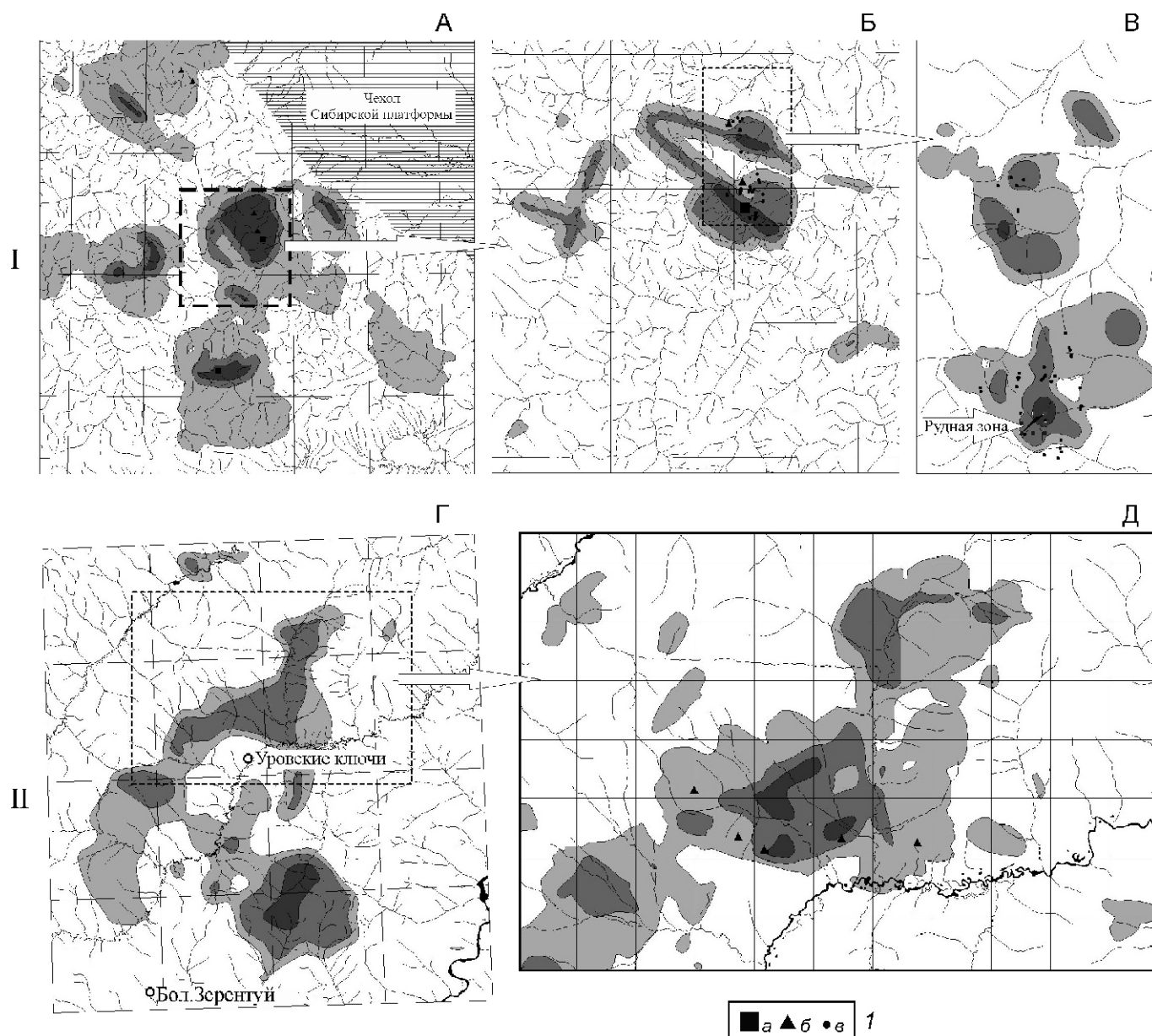


Рис. 2. Аномалии совмещения благоприятных признаков для локализации: I — золоторудных районов (А), узлов (Б) и полей (В) в Восточных Саянах; II — урановорудных узлов (Г) в пределах листа М-50-IV и полей (Д) на Урово-Урумканской площади в Восточном Забайкалье:

I — известные месторождения (а), рудопроявления (б) и проявления (в) искомых руд; см. услов. обозн. к рис. 1

цией разломов, функционированием вулканических аппаратов, локальными вещественными и геохимическими изменениями пород под влиянием приповерхностных флюидных потоков. Прогнозно-поисковая модель ранга *поле* позволила выделить более локальные перспективные участки для планирования буровых работ (см. рис. 2, Д).

Из изложенных материалов можно сделать следующие выводы:

1. Использование дистанционного зондирования при прогнозе руд в России имеет давнюю историю, но особенно бурно стало развиваться с появлением в распоря-

жении геологов в 60—80-е годы прошлого столетия космической информации. Это отразилось в огромном количестве публикаций в специальной литературе. Однако в последние 20 лет этот процесс опасно замедлился в связи с изменениями приоритетов власти по геологическому изучению недр страны и незрелостью вновь формируемой горнорудной промышленности новой России. Продление этого периода грозит естественным исчезновением российских научных школ, наращиваемым отставанием в методах компьютерного анализа дистанционных данных, полной деградацией этого направления в стране.

2. Разработка научно обоснованных критериев прогнозной оценки рудоносности регионов с целью выделения перспективных площадей, а также совершенствования методики прогнозно-металлогенических исследований — актуальная задача современного этапа развития геологии. Решающее значение имеет планомерное изучение и постоянный (в свете с вновь появляющимися материалами) сравнительный анализ статистически значимого количества эталонов, позволяющий обоснованно говорить об устойчивости выявляемых критериев. Эти критерии обязательно должны представлять собой выдержанные, статистически устойчивые признаки, которые могут быть перенесены из известных рудных районов на вновь оцениваемые территории.

3. Примеры эффективного использования дистанционной информации в целях прогноза различных руд и углеводородов существуют и требуют дальнейшего развития и внедрения в практику геологоразведочных работ. Использование материалов дистанционного зондирования Земли все повышающейся детальности в процессе прогнозных и поисковых работ позволяет последовательно и с небольшими временными и материальными затратами выделять перспективные участки для локализации различных руд.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аэрокосмические* методы геологических исследований // Под ред. А.В.Перцова. —С-Пб: Изд-во С-Пб ВСЕГЕИ, 2000.
2. *Бахтин В.И., Роцектаев П.А.* Состояние и проблемы добычи золота в Бурятии / Новые технологии добычи и переработки природного сырья в условиях экологических ограничений // Мат-лы Всерос. науч.-техн. конференции. —Улан-Удэ, 2004. С. 3—6.
3. *Ищуква Л.П.* и др. Геология Урулунгуевского рудного района и молибден-урановых месторождений Стрельцовского рудного поля. —М.: Геоинформмарк, 1998.
4. *Кривцов А.И.* Прикладная металлогения. —М.: Недра, 1989.
5. *Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А.* и др. Золоторудные гиганты России и мира. —М.: Научный мир, 2000.
6. *Митрофанов Н.П.* Металлогеническое районирование: состояние и перспективы (на примере оловоносности востока России) // Отечественная геология. № 3. 2006. С. 12—20.
7. *Невский В.А., Фролов А.А.* Структуры рудных месторождений кольцевого типа. —М.: Недра, 1985.
8. *Покалов В.Т.* Рудно-магматические системы гидротермальных месторождений. —М.: Недра, 1992.
9. *Серокуров Ю.Н.* Использование космических снимков для целей прогнозирования рудоносности территорий // Советская геология. 1991. № 10. С. 22—27.
10. *Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д.* Факторы контроля провинций, субпровинций и районов проявления алмазоносных пород // Отечественная геология. 1994. № 1. С. 3—8.
11. *Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Зуев В.М.* Космические методы при прогнозе и поисках месторождений алмазов. —М.: Недра, 2001.
12. *Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Корчуганова Н.И.* Оценка перспектив коренной алмазоносности Западной Якутии по материалам дистанционных съемок малого разрешения / Геология алмазов — настоящее и будущее. —Воронеж, 2005. С. 1277—1284.
13. *Серокуров Ю.Н.* Возможности материалов дистанционного зондирования при выделении площадей, перспективных для поисков кимберлитов // Отечественная геология. 2006. № 3. С. 6—11.
14. *Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Громцев К.В.* Дистанционная региональная оценка перспектив алмазоносности Анголы // Отечественная геология. 2008. № 3. С. 91—94.
15. *Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Громцев К.В.* Дистанционная оценка алмазоносного потенциала северо-западного региона России // Отечественная геология. 2009. № 1. С. 48—52.
16. *Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Громцев К.В.* Дистанционный прогноз районов кимберлитового магматизма в Северо-Западных Территориях Канады // Изв. вузов. Серия Геология и разведка. 2009. № 3. С. 27—32.
17. *Соловьёв В.В.* Структуры центрального типа территории СССР по данным геолого-морфологического анализа. —Л.: ВСЕГЕИ, 1978.
18. *Сторожук О.П.* Очаговые магмотектонические структуры и их роль в прогнозировании эндогенных рудных месторождений (на примере Центрально-Алданского и Центрально-Колымского районов) // Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. —М., 2004.
19. *Томсон И.Н., Фаворская М.А.* Рудоконцентрирующие структуры и принципы локального прогнозирования эндогенного оруденения // Советская геология. 1968. № 9. С. 73—86.
20. *Томсон И.Н.* Металлогения рудных районов. —М.: Недра, 1988.
21. *Фаворская М.А., Томсон И.Н., Баскина В.А.* и др. Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. —М.: Недра, 1974.

Глубинное строение, геология и металлогения Южно-Приморского рифтогенного прогиба

М.В.ГОРОШКО, Б.Ф.ШЕВЧЕНКО (Институт тектоники и геофизики (ИТиГ) им.Ю.А.Косыгина ДВО РАН; 680000, г.Хабаровск, ул.Ким Ю Чена, д.65)

Южно-Приморский рифтогенный прогиб выделен в юго-восточной части докембрийского Ханкайского массива на границе с Сихотэ-Алинским орогенным поясом и простирается вдоль Арсеньевского литосферного разлома. Выполнен прогиб континентальными терригенно-вулканогенными отложениями готерив-маастрихтского ярусов мелового периода и датского яруса нижнего палеогена. Проанализированы петрохимические свойства магматических пород прогиба и установлена их связь с рифтогенной геодинамической обстановкой. От пограничных с прогибом структур металлогения прогиба резко отличается молибден-урановой и сурьмяно-ртутной специализацией. Низкотемпературные и телетермальные рудные объекты связаны с околорудными метасоматитами формации аргиллизитов. Выделен прогиб в качестве металлогенической зоны, перспективной на молибден-урановые и сурьмяно-ртутные месторождения.

Ключевые слова: Ханкайский массив, Южно-Приморский рифтогенный прогиб, континентальные отложения, вулканы трахидацит-трахилипаритовой и трахибазальт-трахилипаритовой формаций, аргиллизиты, уран, сурьма, ртуть.

Горошко Михаил Васильевич, itig@itig.as.khb.ru
Шевченко Борис Федорович

Deep architecture, geology and metallogeny of the South Primorsk riftogenic basin

M.V.GOROSHKO, B.F.SHEVCHENKO

The South Primorye riftogenic trough has been recognized in the south-eastern part of the Precambrian Khanka massif, at the boundary with the Sikhote-Alin orogenic belt. The trough, 40—70 km wide, stretches along the Arsenyevsk lithospheric fault for 180 km, and is made up of continental terrigenous-volcanogenic deposits of the Hauterivian-Maastrichtian stages of the Cretaceous period and Danian stage of the Lower Paleogene. Petrochemical features of magmatic rocks of the trough have been analyzed, and their relationship with the riftogenic geodynamic setting has been established. The metallogeny of the trough is distinguished by molybdenum-uranium and antimony-mercury metallogenic trend, as distinct from the structures bordering the trough. The low-temperature and telethermal ore structures and areas are related to wallrock metasomatites of the argillizite formation. The trough is distinguished as a metallogenic zone promising for molybdenum-uranium and antimony-mercury deposits.

Key words: Khanka massif, South Primorye riftogenic trough, continental deposits, volcanics of the trachydacite-trachylyparite and the trachybasalt-trachylyparite formation, argillizites, uranium, antimony, mercury.

Объект проведенных исследований — Южно-Приморская вулканическая зона на границе Ханкайского массива и Сихотэ-Алинского орогенного пояса [6], которая по многим признакам является эпикратонным активным рифтом (повышенный тепловой поток, пониженная мощность земной коры по сравнению с окружающими блоками, отрицательные аномалии магнитного и гравитационного полей). В настоящей статье эта зона рассматривается как Южно-Приморский рифтогенный прогиб.

Южно-Приморский прогиб протягивается в северо-восточном направлении от берега Японского моря до среднего течения р.Арсеньевка на 180 км при ширине 40—70 км и ограничен с востока Арсеньевским глубинным разломом, а с запада — протяженной прерывистой полосой северо-восточных нарушений. Площадь прогиба составляет около 10 тыс.км². Как рифтовая структура, заложенная в апте—альбе, он

развивался вплоть до датского времени раннего палеогена включительно. Его характерная черта — континентальный характер осадконакопления, распространение вулканогенных образований по всему разрезу слагающих его толщ, субщелочные и щелочные продукты магматизма, их широкий спектр от трахибазальтов до щелочных дацитов и субщелочных риолитов и комендитов, что типично для континентальных рифтов [13]. Стратифицированные образования прогиба несогласно залегают на всех более ранних комплексах пород от раннепротерозойских до верхнеюрских. Они представлены в подавляющем большинстве случаев континентальными отложениями апт-альбского, сеноман-туронского, турон-сантонского ярусов, а также вулканитами маастрихтского и маастрихт-датского. В отличие от Сихотэ-Алинского орогенного пояса, основная вулканическая деятельность в нем приходится на маастрихтский

и датский (возможно, только датский) век, тогда как в Восточно-Сихотэалинском вулканическом поясе основная вулканическая деятельность происходила в турон-маастрихтское время [5, 14].

Металлогения Южно-Приморского прогиба заметно отличается от металлогении Сихотэ-Алинского орогенного пояса. В Южно-Приморском прогибе она определяется в основном сурьмяно-ртутной и молибден-урановой минерализацией, в Сихотэ-Алинском поясе широко представлены полиметаллические и оловорудные месторождения, в меньшей степени — золоторудные объекты. Все это указывает на то, что Южно-Приморский рифтогенный прогиб не является частью Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса, а представляет собой самостоятельную структуру, возникшую на рифтогенном этапе развития Ханкайского массива.

Стратиграфические комплексы Южно-Приморского прогиба. Прогиб выполнен туфогенно-осадочными и эффузивными породами, расчлененными на угленосную песчано-глинистую (сучанская свита), красноцветную туфогенно-песчано-глинистую (коркинская серия), андезит-терригенную (дадяньшанская и дорофеевская свиты), трахидацит-трахириолитовую и трахибазальт-трахириолитовую формации (рис. 1).

Угленосная песчано-глинистая формация представлена апт-альбскими угленосными отложениями сучанской свиты Партизанского угленосного бассейна [3]. Представляет собой толщу терригенных осадков мощностью до 1400 м, состоящей главным образом из разнозернистых песчаников с подчиненным количеством конгломератов, алевролитов и аргиллитов. В ней содержится до 30 пластов угля, распределенных по разрезу неравномерно и образующих три угленасыщенные пачки. Породы формации залегают несогласно на образованиях более древнего возраста, из которых наиболее молодыми являются верхнеюрские отложения. Формация содержит растительные остатки бахайского комплекса флоры. Помимо рас-

тительных остатков, в верхней части разреза встречаются пресноводные и морские моллюски (отложения опресненных лагун). В горизонте с фауной зафиксированы тела порфириров мощностью до 15 м.

Сеноман-туронская красноцветная туфогенно-песчано-глинистая формация (коркинская серия) с размывом залегает на угленосной песчано-глинистой. Для нее характерны красноцветные туфогенные и полимиктовые песчаники, алевролиты, а также туфогенные конгломераты, приуроченные в основном к нижней части разреза. В ее верхней части встречаются прослои туффитов, туфов и реже лав среднего состава [2, 3, 4]. Мощность отложений до 2500 м.

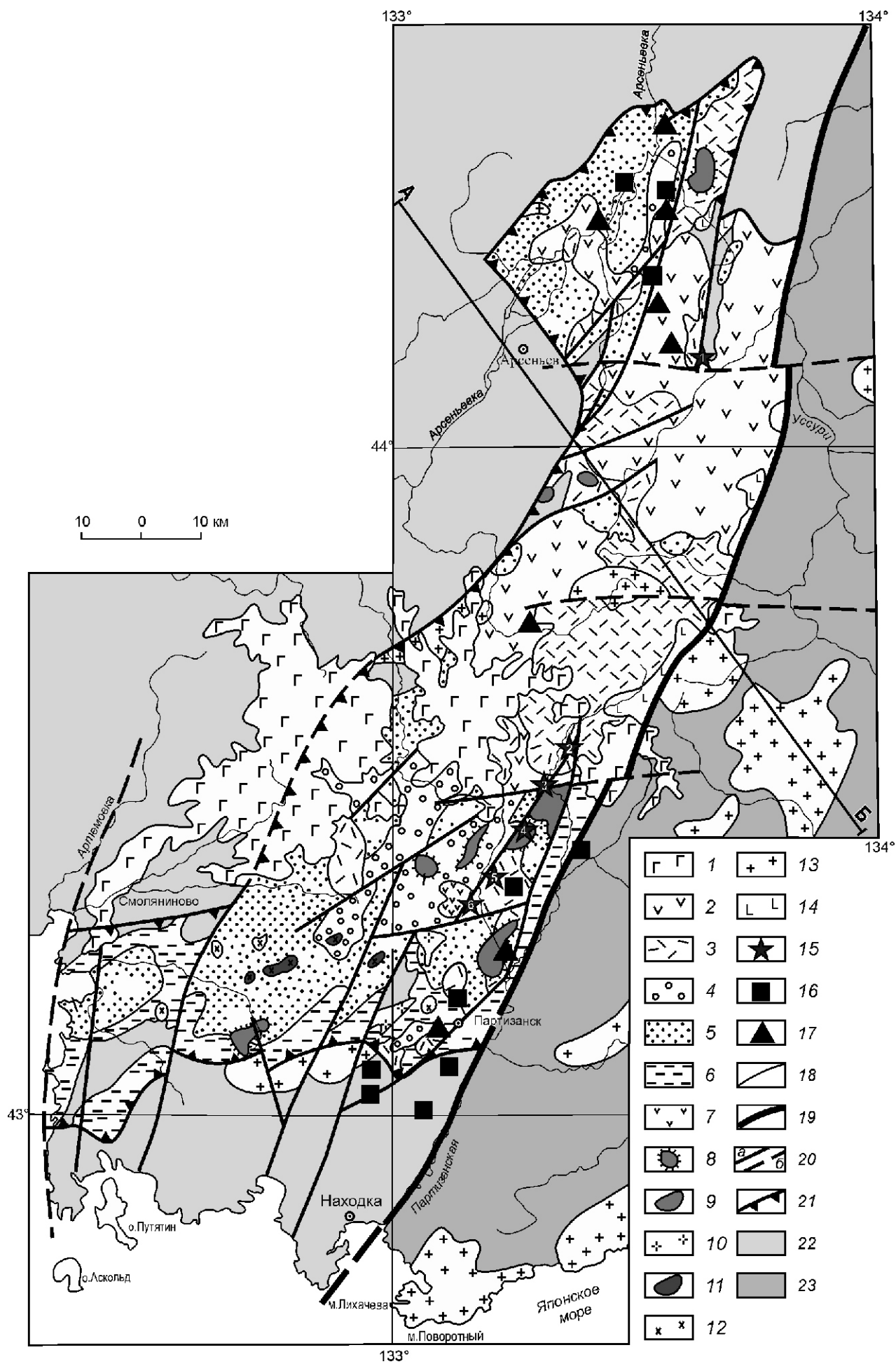
Турон-сеноманская андезит-терригенная формация (дадяньшанская свита) с размывом залегает на различных горизонтах туфогенно-песчано-глинистой формации или на домеловых образованиях. Сложена породами туфогенно-осадочного происхождения: крупно- и мелкогалечниковыми конгломератами, полимиктовыми и туфогенными песчаниками, пестрыми алевролитами, псаммитовыми и агломератовыми туфами среднего состава и андезитовыми порфиридами [14]. Мощность пачек порфиридов достигает 400 м. Мощность всей формации 1300 м.

Для пород апта—сенона характерны пологие структуры брахиформного типа, осложненные мелкими складками с углами наклона слоев на крыльях около 20—30°, редко 8—20° [11] с общим восток-северо-восточным простираем осей складок.

Сероцветные, реже красноцветные вулканы маастрихтской *трахидацит-трахириолитовой формации* представлены лавами и туфолавами трахидацитового, трахириодацитового трахириолитового и риолитового составов, комендитами, туфами и туфогенно-осадочными породами мощностью до 700 м. В северной части Южно-Приморского прогиба на правобережье р. Арсеньевка в туффитах формации собрана флора датского возраста [4]. Абсолютный К-Аг возраст формации 72 млн. лет (среднее из 22

Рис. 1. Схематическая геологическая карта Южно-Приморского прогиба с данными по металлогении. Составлена с использованием материалов Л.Ф.Назаренко и В.А.Бажанова:

1 — плиоценовая шуфанская свита: базальты, трахибазальты, андезибазальты, N_2sf ; 2 — маастрихт-датская трахибазальт-трахириолитовая толща, K_2-P_1 ; 3 — маастрихтская трахидацит-трахириолитовая толща, K_2 ; 4 — турон-сеноманская дадяньшанская свита: песчаники, конгломераты, алевролиты, туфы среднего состава, андезитовые порфириды, K_2dd ; 5 — сеноман-туронская коркинская свита: красноцветные туфогенные и полимиктовые песчаники, алевролиты, туфо-конгломераты, K_{1-2kr} ; 6 — альбская сучанская свита: песчаники, алевролиты, аргиллиты, угли, K_1sc ; субвулканические тела: 7 — андезитов, K_2 и 8 — риолитов и риодацитов, K_2 ; 9 — интрузии гранит-порфириров, K_2 ; 10 — щелочные граниты, $E K_2$; 11 — граниты, гранодиориты, K_2 ; 12 — интрузии и дайки диоритовых порфиридов, K_2 ; 13 — интрузия гранитоидов нижнемелового татыбинского интрузивного комплекса, K_1t ; 14 — габброиды фундамента; 15 — урановые рудопроявления: 1 — Табахезское, 2 — Романовское, 3 — Садовое, 4 — Болотное, 5 — Фестивальное, 6 — Майское; 16 — месторождения и рудопроявления ртути; 17 — рудопроявления сурьмы; 18 — геологические границы; 19 — Арсеньевский глубинный разлом; 20 — прочие разломы: а — установленные, б — предполагаемые; 21 — границы Южно-Приморского прогиба; 22 — Ханкайский массив; 23 — Главный антиклинорий Сихотэ-Алинского орогенного пояса; А—Б — фрагмент линии трансекта г. Спасск-Дальний—бухта Валентин



проб) [11], что соответствует границе кампанского и маастрихтского ярусов. Среди маастрихтских вулканитов выделяются жерловые и субвулканические тела крупновкрапленниковых трахириолит-порфиров, мелковкрапленниковых трахириолитов, трахириодацитов, их эруптивных брекчий и туфолов. Они нередко наблюдаются вместе, образуя крупные поля выходов как среди вулканитов, так и пород туфогенно-песчано-глинистой формации. Значительная часть субвулканических тел в форме лакколитов и силлов не выходят на дневную поверхность и вскрыты только буровыми скважинами. Характерные черты химизма магматических пород формации — их субщелочной и щелочной характер, резкое преобладание в щелочах калия над натрием, обедненность их кальцием и магнием (табл. 1).

Красноцветная маастрихт-датская трахибазальт-трахириолитовая формация мощностью до 700 м полого залегает (5—10°) на породах маастрихтской трахидацит-трахириолитовой формации и представлена бурыми, сиреневыми и темно-серыми вулканитами пестрого состава: трахибазальтами, трахиандезиобазальтами, трахиандезитами, трахидацитами, щелочными трахидацитами, трахириодацитами, пантеллеритами, трахириолитами (см. табл. 1). В целом преобладают лавовые образования трахиандезитового и трахириодацитового составов, среди которых встречаются жерловины, выполненные агломератовыми туфами и эруптивными брекчиями комендитов. Часто устанавливается экструзивный характер залегания лав с хорошо фиксируемыми зонами подводящих каналов и покровными фациями [11]. Субвулканические тела сложены диоритовыми порфирами, трахи-

андезитами, трахидацитами, пантеллеритами, трахириолитами и субщелочными гранит-порфирами. Значение абсолютного возраста пород формации (среднее из 9 проб) 66 млн. лет. Для формации характерен субщелочной и щелочной уклон химизма вулканитов, калиевая специализация пород умеренно кислого и кислого составов и пониженные содержания глинозема. Присутствие щелочных вулканитов указывает на формирование пород формации в рифтовой геодинамической обстановке (см. табл. 1).

Маастрихтские и маастрихт-датские вулканиты выполняют серию вулканотектонических депрессий (Матвеевская, Муравейская, Романовская, Казенная и Мельниковская), разделенных антиклинальными структурами с углами наклона пластов на крыльях 15—20° [7]. В вулканогенном чехле развита густая сеть разломов, особенно интенсивная в полосе, примыкающей к Арсеньевскому глубинному разлому, контролирующему вулканизм. Широтные разломы входят в Маргаритовскую систему рудоконтролирующих разломов [19] (см. рис. 1), прослеживающихся в восточном направлении к побережью Японского моря. Вдоль разломов наблюдаются цепочки мелких субвулканических тел, экструзий и даек аляскитовых гранит-порфиров, щелочных трахидацитов, трахиандезитов, жерловин, выполненных эруптивными брекчиями комендитов и агломератовыми туфами трахириодацитового и трахириолитового составов (рис. 2).

Интрузивный магматизм. Предыдущими исследователями выделено три фазы интрузивного магматизма, связанного с развитием Южно-Приморского рифтогенного прогиба [14]: 1) диоритовые порфиры, диориты ($\frac{1}{6}$); 2) гранодиориты ($\frac{2}{6}$), субще-

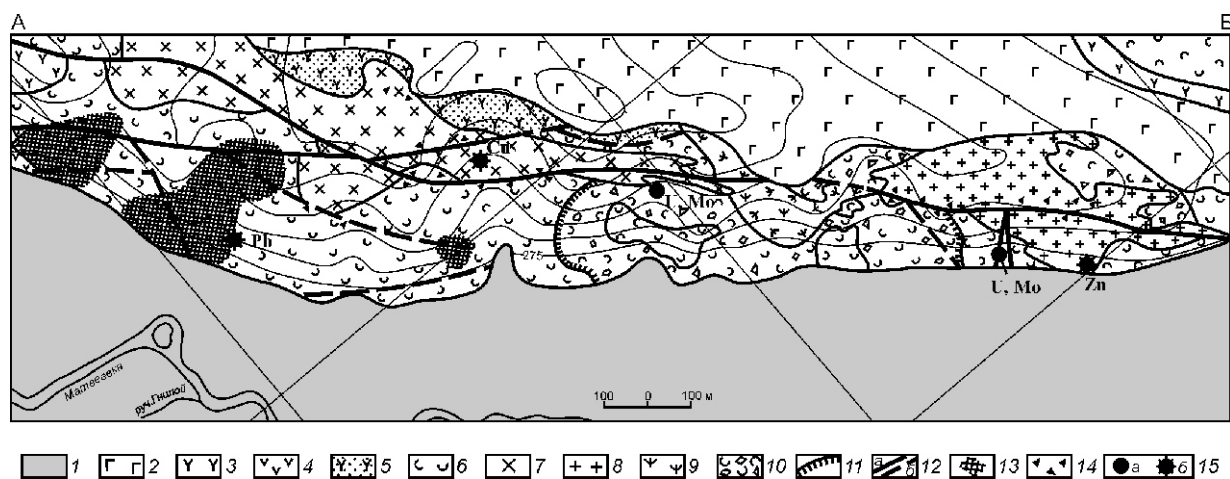


Рис. 2. Строение Табахезского разлома в районе Табахезского уранового рудопроявления:

1 — аллювиальные песчано-галечные отложения; 2 — андезиты и андезито-базальты кузнецовской свиты палеоцена; 3 — трахидациты; 4 — трахиандезиты; 5 — туфы трахидацитов; 6 — риодациты; жерловые, экструзивные и субвулканические образования; 7 — пантеллериты, 8 — субщелочные лейкогранит-порфиры, 9 — трахириодациты, 10 — агломератовые эруптивные брекчии комендитов; 11 — границы жерловых фаций вулканических пород; 12 — разломы: а — установленные, б — предполагаемые; 13 — участки развития интенсивного брекчирования, окварцевания, аргиллизации и гематитизации; 14 — тектонические брекчии; 15 — проявления уран-молибденовой (а) и полиметаллической (б) минерализации

1. Средние химические составы вулканических и интрузивных пород Южно-Приморского прогиба (в %)

Породы	Число проб	Возраст	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	CO ₂	F	P ₂ O ₅	ППП
Базальт	27	N ₂	50,13	1,44	15,77	3,75	7,29	0,16	6,59	7,68	3,10	0,88	—	0,87	He опр.	0,13	2,06
Трахитобазальт	2	N ₂	50,27	1,86	15,56	5,90	5,77	0,2	6,26	7,67	3,43	1,80	He опр.	0,10	—	0,45	0,33
Андезитобазальт	22	N ₂	54,72	1,61	15,10	2,90	6,93	0,15	5,33	7,93	3,12	0,59	—	0,24	—	0,26	0,68
Субщелочной лейкокранит-поффир	3	K ₂ —P ₁	75,98	0,12	12,32	0,78	0,67	0,02	—	0,36	2,90	5,50	0,17	He опр.	—	0,01	1,26
Субщелочной гранит	2	K ₂ —P ₁	73,85	0,02	13,50	0,52	0,30	0,04	0,60	1,12	4,82	3,50	He опр.	0,14	—	0,06	0,58
Щелочной гранит	19	K ₂ —P ₁	72,50	0,28	12,13	3,06	1,27	0,06	0,37	0,64	4,71	4,49	—	0,14	—	0,05	0,62
Кварцевый монцит	5	K ₂ —P ₁	61,62	0,71	17,52	3,58	3,81	0,14	1,72	3,58	3,14	3,68	—	—	—	—	0,51
Трахирит	5	K ₂ —P ₁	78,72	0,48	15,57	0,99	0,99	0,01	0,08	0,76	2,92	5,33	0,73	He опр.	He опр.	0,02	2,16
Эруптивная брекчия комендитов	3	K ₂ —P ₁	72,64	0,57	14,21	0,80	0,78	0,01	He опр.	0,38	1,59	7,75	0,34	—	—	He опр.	1,49
Риодацит	1	K ₂ —P ₁	71,92	0,27	15,11	0,61	0,86	0,01	0,15	0,37	2,00	4,75	1,18	—	—	0,01	3,73
Трахирриодацит	2	K ₂ —P ₁	71,88	0,12	13,08	1,26	0,55	0,04	0,25	0,8	3,05	5,07	1,47	—	—	0,03	1,22
Пантеллерит	3	K ₂ —P ₁	67,82	0,28	16,43	0,50	0,86	0,01	0,04	0,32	2,25	10,68	0,2	—	—	0,03	1,12
Трахидациит	2	K ₂ —P ₁	66,18	0,59	15,80	3,07	1,37	0,06	0,88	1,93	3,64	4,56	0,79	—	—	0,13	1,05
Трахиандезит	34	K ₂ —P ₁	59,43	0,96	16,28	3,60	2,76	0,09	2,02	4,64	3,97	3,35	1,30	0,15	—	0,11	0,64
Трахиандезитобазальт	14	K ₂ —P ₁	54,71	1,30	16,62	6,86	2,38	0,11	2,20	4,51	4,32	2,51	2,57	1,17	—	0,10	0,61
Трахитобазальт	2	K ₂ —P ₁	52,20	1,22	16,20	2,27	4,8	0,18	3,27	6,48	4,76	1,93	2,70	3,24	0,03	0,44	—
Туфолава риолитов	13	K ₂	76,30	0,13	11,55	0,93	0,45	0,02	0,23	0,34	2,11	5,58	1,42	0,08	0,02	0,06	0,37
Комендит	7	K ₂	75,8	0,34	12,25	0,350	0,46	0,01	0,25	0,28	2,87	6,52	0,1	0,13	He опр.	0,03	0,36
Риодацит	6	K ₂	70,88	0,35	14,70	1,69	1,27	0,04	0,60	1,11	3,55	4,39	He опр.	0,18	—	0,08	1,03
Туфолава трахирриодацитов	16	K ₂	69,89	0,33	14,7	1,48	1,68	0,06	0,53	1,44	3,68	4,52	0,3	0,08	0,02	0,06	0,2
Экструзия трахирриодацитов	3	K ₂	68,05	0,24	14,65	0,28	4,56	0,09	0,80	1,37	4,23	4,50	1,22	He опр.	—	—	—
Трахидациит	14	K ₂	66,46	0,45	15,68	2,07	1,80	0,08	0,69	2,11	4,61	4,50	0,86	0,36	0,02	0,1	0,22
Туфолава трахидациитов	43	K ₂	66,44	0,47	15,72	2,46	1,61	0,10	0,66	0,98	3,66	4,59	1,39	0,88	—	0,06	1,08

Примечание. Для определения средних содержаний петрогенных оксидов в породах использовано 99 силикатных анализов А.М.Курчаева [11] и 142 ранее не опубликованных анализа М.В.Горошко.

лочные граниты ($\frac{2}{6}$) и гранит-порфиры ($\frac{2}{6}$); 3) щелочные граниты ($\frac{3}{6}$).

Инtruзия татыбинского интрузивного комплекса, закартированная в бассейне р. Муравейка, скорее всего является доальбской, не связанной с развитием Южно-Приморского рифта. Галька «татыбинских» гранитов наблюдалась в турон-сенонской андезитотерригенной и в базальных горизонтах маастрихтской дацит-липаритовой формаций [3, 5], поэтому ее следует относить к породам фундамента прогиба. Абсолютный K-Ar возраст интрузий по валовым пробам 85—115 млн. лет [14].

Мелкие (до 2,5 км протяженности) штокообразные тела диоритовых порфиров и диоритов встречаются в поле развития вулканитов на юге и севере площади. Они прорывают сеноман-туронские и маастрихт-датские толщи и перекрыты олигоценowymi континентальными отложениями.

Инtruзии гранодиоритов, субщелочных гранитов, гранит-порфиров и дайки гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров, риолитов и пегматитов распространены преимущественно в южной части площади. На северо-востоке прогиба находки таких пород более редкие. В бассейне рек Тигровая и Малая Тигровая установлены их рвущие контакты с апт-альбской угленосной песчано-глинистой и сеноман-туронской красноцветной туфогенно-песчано-глинистой формациями, а в верхнем течении рек Матвеевка и Партизанская — с породами маастрихтской трахидацит-трахириолитовой формации. По данным А.М. Курчавова [11], K-Ar возраст пород 70,5 млн. лет.

Гранодиоритами сложена большая часть Тигрового и Малотигрового интрузивных массивов. В меньшей степени в нем распространены кварцевые диориты и биотит-роговообманковые граниты. Породы представлены олигоклазом, микроклином, кварцем, биотитом, редко роговой обманкой и обогащены щелочами. Субщелочные граниты и гранит-порфиры слагают мелкие интрузии в бассейне рек Тигровая, Малая Тигровая, Мельника, в верховьях рек Матвеевка и Партизанская. Для них характерны миаролитовые пустоты с щеточками кварца на стенках. Граниты имеют мелко-среднезернистую структуру, гранит-порфиры — порфировую. Состоят они из кварца (до 45%), калиевого полевого шпата (35%), плагиоклаза (18%) и биотита (до 1%). Породы богаты щелочами и пересыщены кремнеземом. Отношение Al_2O_3/SiO_2 указывает на формирование субщелочных лейкогранит-порфиров и субщелочных гранитов в рифтовой геодинамической обстановке. По отношениям $Rb/(Y + Nb)$ и Nb/Y субщелочные лейкогранит-порфиры относятся к внутриплитным гранитам, а субщелочные граниты — к гранитам вулканических дуг (рис. 3, таблицы 1 и 2) [12].

Щелочными гранитами сложен Бровничанский массив и ряд мелких штоков в бассейне р. Тигровая, руч. Лозовый Ключ и западнее г. Партизанск. По дан-

ным гравиразведки, отдельные выходы щелочных гранитов представляют собой апикальные выступы единого интрузивного тела значительных размеров.

Щелочные граниты Бровничанского массива — тело неправильное в плане, вытянутое в меридиональном направлении и площадью около 16 км².

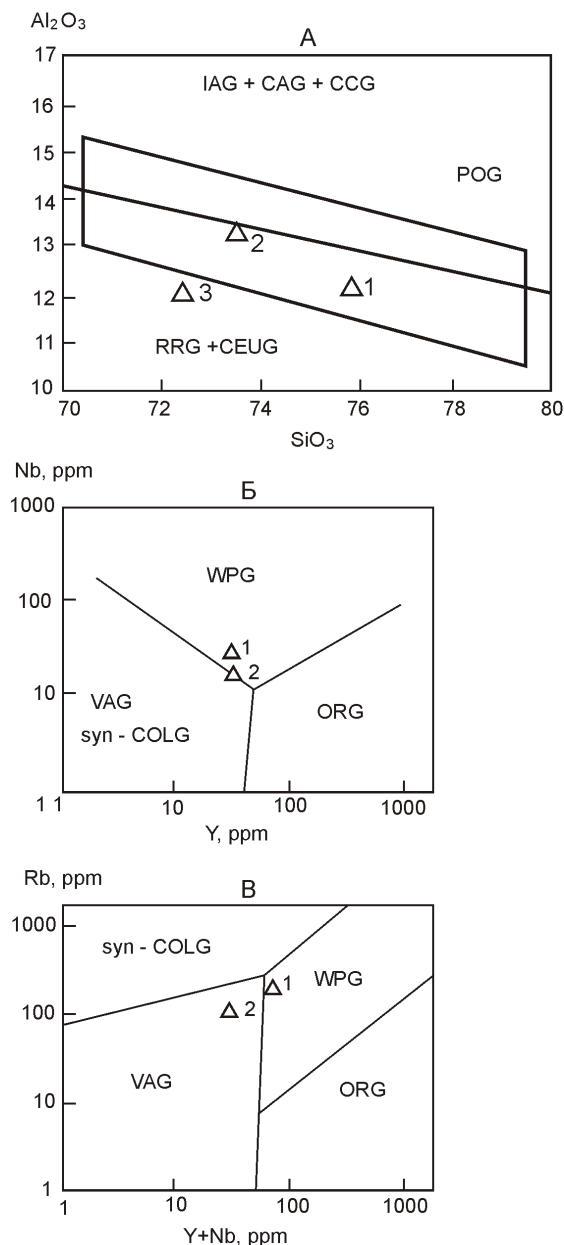


Рис. 3. Дискриминационные диаграммы для разделения гранитоидов различных геодинамических обстановок:

поля на диаграммах, гранитоиды: А—AG — островных дуг, CAG — континентальных дуг, CCG — обстановок континентальной коллизии, POG — посторогенные, RRG — связанные с рифтами, GEUG — континентальных эпигорогенных поднятий; 1 — субщелочные лейкогранит-порфиры, 2 — субщелочные и 3 — щелочные граниты; Б [21] и В: граниты — ORG — океанических хребтов, WPG — внутриплитные, VAG — вулканических дуг, syn-Colg — коллизионные; 1 — субщелочные лейкогранит-порфиры; 2 — субщелочные граниты

2. Средние содержания некоторых сидеро-литофильных элементов в вулканогенно-интрузивных породах маастрихт-датского возраста (в г/т)

Породы	Возраст	Число проб	Li	Ti	Cr	Co	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	La	Yb
Субщелочной гранит	Маастрихт-датский	60	18,7	3038	7,8	6,1	146	374	54,8	—	30,0	714	38,1	5,6
Граниты, гранодиориты		44	20,1	3771	11,4	4,4	102	290	32,2	374	18,4	601,7	35,5	2,7
Трахиродацит		31	17,5	2660	15,8	6,1	209,5	338	24,9	275	18,5	555	35,7	3,4
Дацил субвулканический		82	20,1	4160	17,5	10,9	102	125	40,5	507	23,4	524	30,1	4,1
Трахидацил		37	20,2	4230	20,9	9,2	124	351	25,3	280	15,46	554	28,8	2,4
Трахиандезит	Маастрихт	495	21,5	6060	28,2	13,5	68,3	378	19,5	275	14,9	425	35,1	2,8
Трахиродацит		11	15,5	2500	8,9	4,2	119	100	40	290	25,5	510,6	32,2	3,9
Трахиродацит		75	22,4	2590	3,7	8,5	176	77,5	38,9	260	18,1	455	47,9	3,7
Туфолавы трахиродацитов		107	20	3400	17,5	6,1	—	307	40	207,5	28,0	630	60	3,8
Дацил субвулканический		163	20,3	3690	10,4	6,6	130	261	19	378	19,5	581	33,2	3,2
Трахидацил		98	23,8	3810	17,9	7,5	129	173	27,5	346	20,4	520,6	36,4	2,4

Примечание. 1. По данным М.В.Горошко, А.М.Курчакова [11]. 2. Sr, Nb, Zr, Rb определялись РСА в ЦАЛ Тажского ПГО, остальные элементы — спектральным анализом в ПГО «Тажгеология» и ИГЕМ РАН.

Массив приурочен к ядру антиклинали, характеризующейся породами туфогенно-песчано-глинистой формации сеномана—турона (коркинская серия), в контактовой зоне ороговикованными. Массив сложен средне- и крупнозернистыми эгирин-арфведсонитовыми и эгириновыми гранитами, в которых встречаются миаролитовые разности. В краевой фации развиты аляскитовые щелочные граниты. Состав пород: микропертит и микроклин-микропертит (35—45%), кварц (25—30%), темноцветные эгирин и арфведсонит (25—30%), в небольших количествах плагиоклаз (альбит и альбит-олигоклаз) и баркевикит. Акцессорные минералы: торит, оранжит, ортит, брукит, ильменит, хромит, гематит, апатит, циркон. Интрузия сопровождается многочисленными маломощными жилами щелочных гранитов и гранит-порфиров, щелочных пегматитов и аплитов. Установлены их эруптивные контакты с позднемеловыми породами. Зона ороговикования и окварцевания в экзоконтактах интрузии достигает 1,5—2,0 км.

Щелочные граниты в верховьях р.Лозовый Ключ сложены калиевым полевым шпатом (50%), кварцем (30—35%), плагиоклазом (10—15%) и биотитом (1%). Акцессорные представлены цирконом, ортитом и рудными минералами.

Особенностями щелочных гранитов являются высокие содержания щелочей при небольшом преобладании Na над K, низкие содержания Ca, Mg и Al. На диаграмме (см. рис. 3, А) они ложатся в поле гранитов, связанных с рифтами.

Глубинное строение Южно-Приморского прогиба. Для изучения связи Южно-Приморского рифта с особенностями глубинного строения области сочленения докембрийского Ханкайского массива с позднемезозойским Сихотэ-Алинским орогенным поясом по геофизическим и петрофизическим данным была составлена модель глубинного строения исследуемого региона. Глубины до кровли астеносферного слоя (мощность литосферы) получены на основании интерпретации геотермических и магнитотеллурических данных. Представление о внутренней структуре литосферы основано на результатах мелкомасштабного сейсмотомографического моделирования до глубин 750 м и расчетах мощности земной коры (данные глубинного сейсмического зондирования) [22]. Помимо этой информации использованы результаты двумерного [1, 15, 16] и трехмерного плотностного моделирования до глубин 300 км [20]. Совокупность всех этих данных, представленных в виде серии глубинных срезов, геолого-геофизических разрезов и построенных в аксонометрической проекции блок-диаграмм, является трехмерной моделью литосферы территории исследования.

Глубинная модель сопоставлена с поверхностным распределением структурно-вещественных комплексов и системами тектонических нарушений. На основании сопоставления (рис. 4) для основных тектони-

ческих нарушений площади исследования [23] установлены возможные глубины их заложения и элементы падения. Арсеньевский разлом, отделяющий комплексы докембрийского Ханкайского массива от образований позднемезозойского Сихотэ-Алинского орогенного пояса, прослеживается до глубин 80—100 км (подошва литосферы). По простиранию с юго-запада на северо-восток разлом имеет перемен-

ный угол падения (юго-западный и северо-восточный фрагменты разлома имеют крутые углы падения западного склонения). В центральной части разлома происходит выполаживание плоскости падения разлома до 40° с тем же западным склонением. На этом интервале на земной поверхности развиты позднемеловые вулканогенно-осадочные образования (маастрихт—дат).

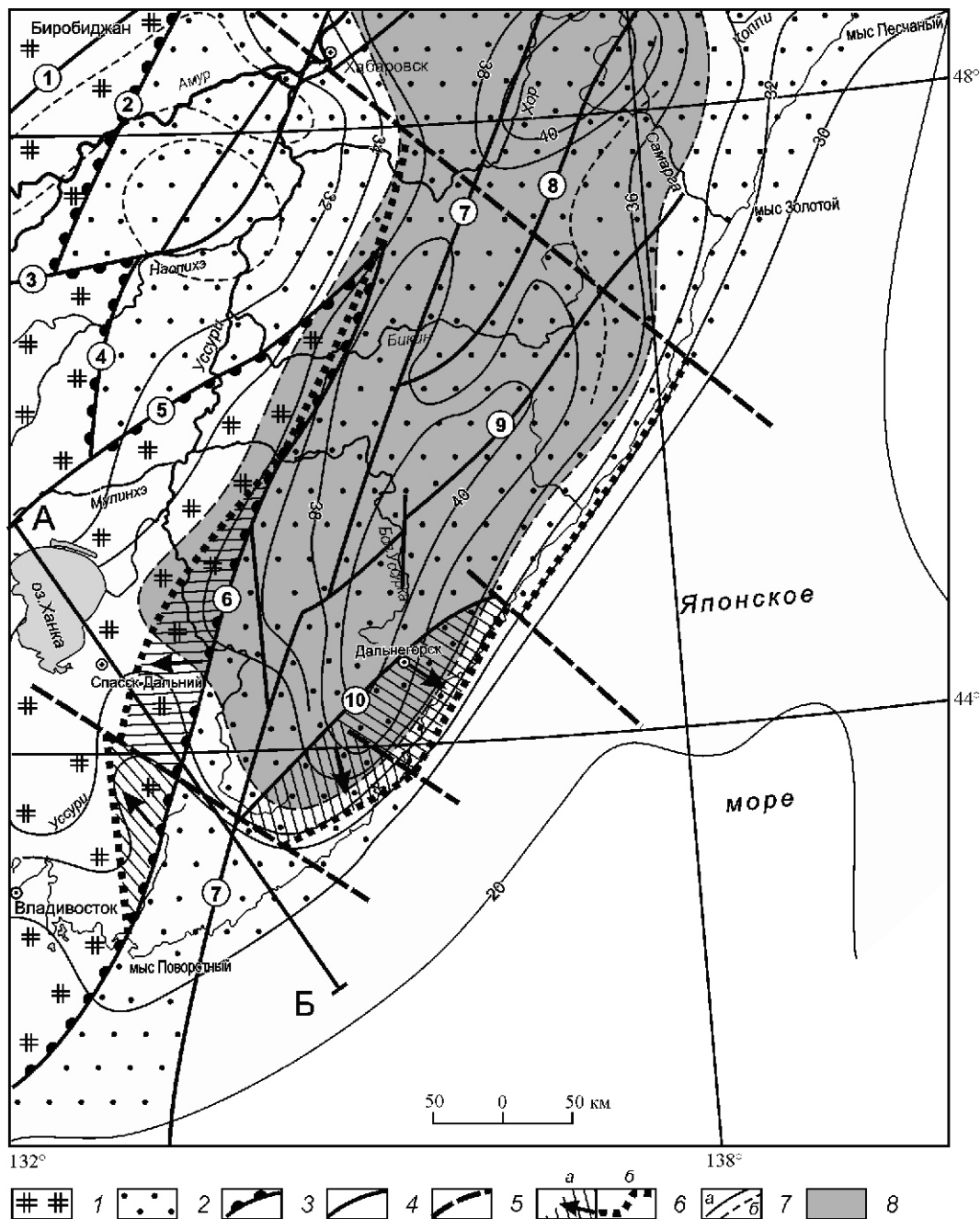


Рис. 4. Схема тектонического районирования территории с элементами глубинного строения:

комплексы пород: 1 — докембрийского Ханкайского массива, 2 — мезозойско-кайнозойского Сихотэ-Алинского орогенного пояса; системы дезъюнктивных нарушений: 3 — разделяющие основные тектонические элементы, 4 — прочие, 5 — предполагаемые; 6 — проекция поверхности падения разлома на земную поверхность: а — направление падения, б — след пересечения плоскости падения с подошвой земной коры; 7 — изопохиты земной коры (в км): а — основные, б — промежуточные, 8 — глубины 35 км; разломы (цифры в кружках): 1 — Итунь-Иланский, 2 — Тонгджолианский, 3 — Наолиханский, 4 — Дахэдженский, 5 — Алчанский, 6 — Арсеньевский, 7 — Центрально-Сихотэалинский, 8 — Восточно-Сихотэалинский, 9 — Колумбийский, 10 — Прибрежный; см. услов. обозн. к рис. 1

Взаимоотношения структурных элементов области сочленения докембрийского Ханкайского массива с позднемезозойским Сихотэ-Алинским орогенным поясом, при рассмотрении в широтном направлении (континент—Японское море и далее Тихоокеанская литосферная плита) свидетельствуют об омоложении в этом направлении тектономагматических процессов, происходивших в земной коре, в частности, и литосфере в целом. Глубинная структура литосферы в этом направлении также претерпевает определенные изменения.

Из анализа трехмерной модели литосферы следует, что по латерали мощность земной коры сокращается с соответствующей сменой ее типов от континентального к океанскому. Литосфера имеет аналогичный тренд в изменении мощности по латерали [18]. Общее представление о глубинной структуре, полученной на основании комплексной интерпретации геолого-геофизических данных, отражено на рис. 2 (глубинный разрез).

На основании глубинных параметров, характерных для рифтогенной Япономорской впадины с учетом литературных данных [8], в пределах глубинного разреза в области сочленения Ханкайского массива и Сихотэ-Алинского орогенного пояса (центральный фрагмент Арсеньевского разлома) установлена область, в целом совпадающая с зоной распространения верхнемезозойских осадочно-вулканогенных толщ, которые формировались, по представлениям авторов в обстановке континентальных рифтогенных процессов.

Здесь наблюдается сокращенная мощность земной коры до 32 км на фоне 34—35 км. На уровне подошвы литосферы (глубины 70—110 км) расположен участок максимального горизонтального градиента мощности литосферы. В аномальном гравитационном поле эта область характеризуется локальными изометричными как относительно пониженными, так и относительно повышенными значениями поля. Поперечные размеры аномалий колеблются в пределах 20—30 км. Общий структурный план этих локальных аномалий соответствует северо-восточному простиранию Арсеньевского разлома. В аномальном магнитном поле на региональном уровне происходит смена знака поля. Положительные значения поля на породах фундамента рифта сменяются на отрицательные в самом рифте. Для всей зоны рифта характерно наличие линейных отрицательных аномалий магнитного поля общей северо-восточной ориентировки. Линейные размеры аномалий колеблются в интервале 20—50 км.

Плотностная модель отражает три уровня распределения плотности по латерали в направлении от Ханкайского массива в сторону Японского моря. Это верхнекоровый уровень (0—15 км), нижнекоровый (15—35 км), подкоровый (35 км). На верхнекоровом уровне отмечается уменьшение расчетных значений плотности от 2700 до 2550 кг/м³ (акватория Японского моря); на нижнекоровом значения изменяются от

2750 до 2950 кг/м³ (акватория Японского моря); в подкоровом пространстве значения расчетной плотности от 3200 до 3100 кг/м³ (акватория Японского моря). Непосредственно в области сочленения Ханкайского массива и Сихотэ-Алинского орогенного пояса на общем фоне плотностной модели в 2831 кг/м³ до глубин в 20 км выделено высокоплотное тело (2888—2912 кг/м³) северо-западного падения с видимой мощностью 6—8 км [21].

По сейсмическим данным (рис. 5) в этом же направлении происходит смена слоистой структуры сейсмического разреза. Под Ханкайским массивом это двухслойная структура, после Арсеньевского разлома (западный блок Сихотэ-Алинского орогенного пояса) земная кора трехслойная, а после Центрально-Сихотэалинского разлома число слоев увеличивается до четырех.

По региональным сейсмологическим данным в пределах изучаемого профиля установлены на различных глубинных уровнях аномалии как пониженные, так и повышенные значения приращений продольных сейсмических скоростей (сейсмотомографическая модель). Смена типа разреза по сейсмотомографической модели происходит в полосе влияния Арсеньевского разлома. В пределах Ханкайского массива на глубинах 35—70, 70—110, 110—160 км (область развития астеносферного слоя) расположены низкоскоростные аномалии. В Сихотэ-Алинском орогенном поясе на глубинах 35—70, 70—110 км установлена высокоскоростная аномалия, значительная часть которой расположена в пределах астеносферного слоя. На этом интервале профиля подошва литосферы расположена на глубинах 80—55 км.

В геоэлектрических полях (модели получены в результате интерпретации магнитотеллурических измерений) [9, 10] структурная делимость глубинного разреза литосферы и коры в частности находит дополнительное подтверждение. Следует отметить еще одну особенность глубинной области, соответствующей Арсеньевскому разлому — наличие субвертикальной зоны пониженного сопротивления с западным падением в интервале глубин 20—45 км (кора и подкоровое пространство).

С учетом всех перечисленных особенностей глубинного строения литосферы можно сделать вывод о развитии рифтогенных процессов в области сочленения Ханкайского массива и Сихотэ-Алинского орогенного пояса. Исследуемая область сочленения по рассматриваемому профилю характеризуется современными относительно повышенными значениями теплового потока до 60 мВт/м², что также можно рассматривать как признак ранее произошедших здесь рифтогенных процессов.

Металлогения Южно-Приморского рифтогенного прогиба. *Уран.* Основная часть урановорудных объектов локализуется в трахириолитах, трахидацитах, их туфах, туфобрекчиях, эруптивных брекчиях

покровных, жерловых и экструзивных фаций. Наиболее рудоносной является юго-западная часть прогиба, вмещающая рудопроявления Майское, Болотное, Садовое, Романовское и значительное количество радиоактивных проявлений (см. рис. 1). На наиболее слабо изученном северо-восточном фланге прогиба в

настоящий момент выявлено единственное рудопроявление Табахезское [7].

Рудопроявления расположены, как правило, в узлах сочленения системы продольных разломов северо-восточного простирания с поперечными глубинными разломами субширотной и северо-западной

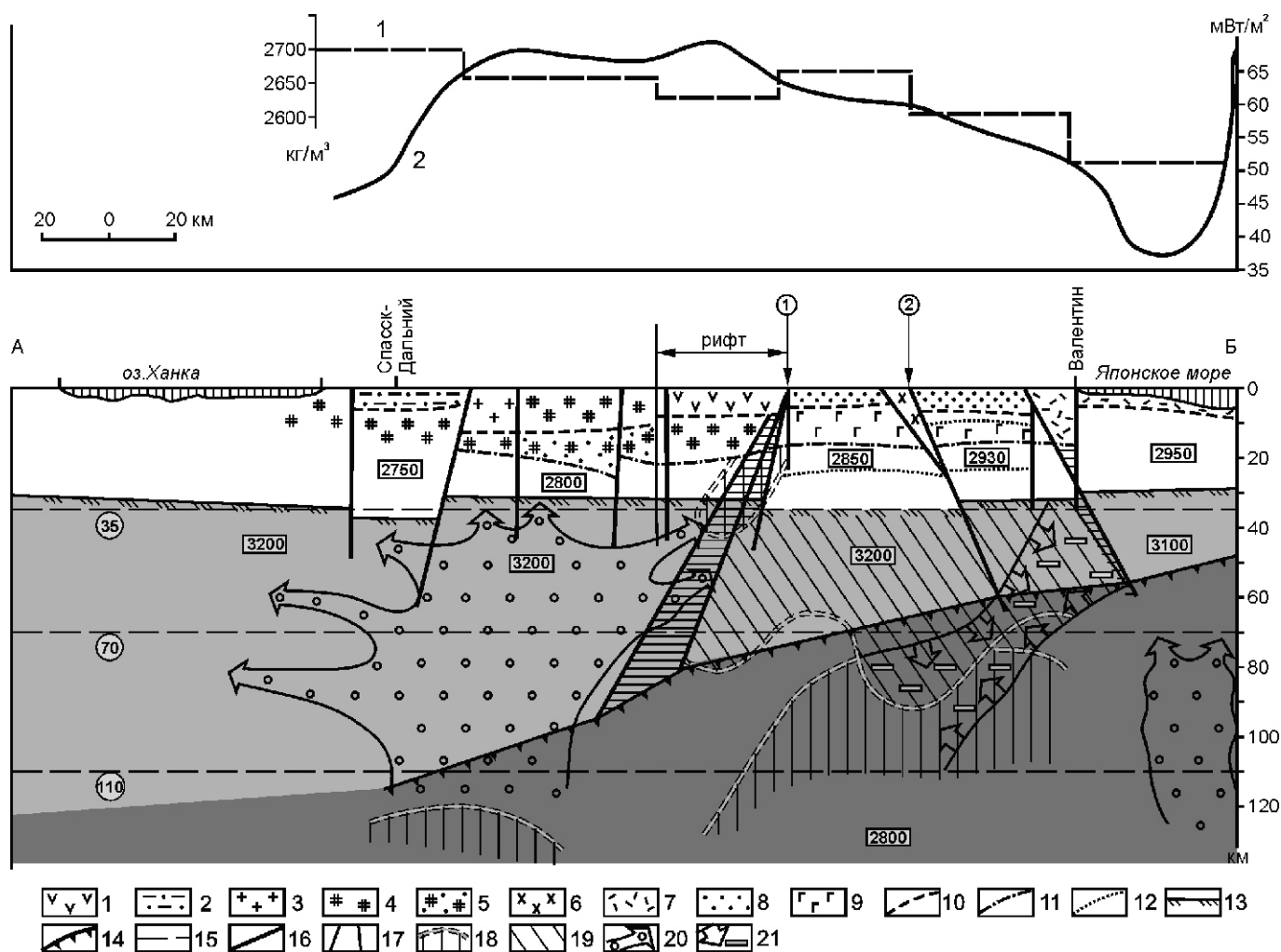


Рис. 5. Глубинный геолого-геофизический трансект по линии Спасск-Дальний—бухта Валентин:

комплексы горных пород верхней части земной коры: Ханкайский массив: 1 — осадочно-вулканогенные образования мела—раннего кайнозоя Южно-Приморского прогиба, 2 — алевриты, сланцы, песчаники позднего палеозоя, 3 — гранитоиды палеозоя, 4 — преимущественно докембрийские и раннепалеозойские осадочно-метаморфические образования зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма, 5 — метаморфиты гранулитовой фации; Сихотэ-Алинский ороген: 6 — поздне меловые гранитоиды, 7 — поздне меловые вулканиты Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса, 8 — меловые осадочные комплексы, 9 — габброиды Главного антиклинория Сихотэ-Алиня; квазигоризонтальные границы: 10 — смены литологических разностей или изменение степени метаморфизма горных пород (граница смены расчетных плотностных характеристик), 11 — закрытия порового пространства, трещин в породах средней коры, 12 — смены фазового состояния горных пород (основные отражающие границы), 13 — подошвы земной коры, 14 — подошвы литосферы; 15 — расчетные уровни (слои) сейсмотомографической модели тектоносферы (в км); 16 — разломы: 1 — Арсеньевский, 2 — Центально-Сихотэалинский; 17 — системы глубинных разломов; 18 — области пониженного геоэлектрического сопротивления: а — в средней и нижней частях земной коры (анатектическое плавление горных пород), б — в подлитосферной мантии (частичное плавление мантийного вещества); 19 — области анизотропной проводимости в верхней мантии (незавершенность преобразований верхнемантийного вещества); неоднородности верхней мантии: 20 — области растяжения благоприятные для развития флюидных потоков (низкоскоростные сейсмотомографические аномалии), 21 — области сжатия — пограничная структура между континентальной и океанской литосферами (высокоскоростная сейсмотомографическая аномалия); расчетные значения плотности блоков земной коры, верхней мантии (в кг/м^3); глубины водных бассейнов на рисунке указаны вне вертикального масштаба; графики распределения: 1 — расчетная плотность, 2 — тепловой поток

ориентировки, наиболее крупными из которых являются Маргаритовская и Муравейко-Черниговская зоны разломов. Оруденение локализуется в зонах северо-восточных разломов и оперяющих их нарушений, представленных трещиноватыми и брекчированными породами жерловых и экструзивных фаций или в их экзоконтактах (Майское, Табахезское, Садовое, Романовское, Болотное). Рудоносные зоны сопровождаются ореолами гидротермально-метасоматических изменений. Наиболее ранние высокотемпературные стадии гидротермального изменения пород — слабо проявленные альбитизация и грейзенизация, которые практически полностью завуалированы последующей аргиллизацией.

Слабая альбитизация развивается довольно широко по площади и выражается в псевдоморфном замещении плагиоклазов альбитом, а также в образовании его тонких прожилков и включений. Местами он наполнен тонкочешуйчатым серицитом, микролистчатыми и колломорфными изотропными агрегатами каолинита и пылевидным гематитом.

К грейзеновой стадии отнесены кварц-мусковитовые агрегаты с гематитом. Они образуют гнезда размером 1—1,5 мм овальной и изометричной формы. Структура лепидобластовая. Кварц находится в зернах размером 0,05—0,07 мм. Мусковит образует сферокристаллы и изометричные выделения с радиально-волокнистым, струйчато-волокнистым строением. Предположительно с этой стадией связаны выделения пирита и арсенопирита.

Наиболее широко развита аргиллизация. Ореолы хорошо проявленных изменений (до 40% вторичных минералов) при ширине 100—200 м имеют протяженность до 400 м. Новообразованные минералы представлены гидрослюдой, кварцем, альбитом, хлоритом, каолинитом, гематитом, реже халцедоном, цеолитами, серицитом. В наиболее полнопроявленных метасоматитах появляются карбонаты и флюорит.

На различных рудных объектах количество основных минералов околорудной аргиллизации неодинаково и их соотношение определяет выделение двух типов метасоматических колоннок аргиллизитов: 1) гидрослюдистой, проявленной на рудопроявлениях Садовое, Романовское и Болотное, 2) гидрослюдисто-каолининовой — на рудопроявлениях Майское и Табахезское (см. рис. 1). Урановое оруденение тяготеет к участкам максимально проявленной аргиллизации.

Урановорудные зоны представлены тектоническими брекчиями со следами многократного дробления. Цементом брекчий служит чаще всего пористый халцедоновидный кварц, поры которого заполнены халцедоном, мелкочешуйчатыми агрегатами каолинита, гидрослюды и мелкими зернами сидерита. Рудные минералы — сульфиды, гематит и комплекс урановых минералов.

Гидротермальный процесс в рудных зонах происходил в три стадии. В предрудную стадию отлага-

лись халцедоновидный кварц, бесцветная гидрослюда, халцедон, каолинит, карбонаты (сидерит), цеолиты, гематит, хлорит, редко сульфиды (пирит, сфалерит). В рудную образовались халцедоновидный бурый кварц, бурая гидрослюда, карбонаты, сульфиды, настуран, аршиновит, бетафит, гематит, флюорит и марганцевые минералы (гаусманит и др.). В пострудную сформировались прожилки халцедоновидного кварца с включениями бесцветной гидрослюды и кальцита. К гипергенному этапу отнесено образование гидрослюды, гидроксидов железа, каолинита, повеллита, лейкоксена, лимонита, гиалита, отенита, фосфуранилита, метаотенита.

На рудопроявлении Табахезское урановые минералы сопровождаются агрегатами тонкодисперсного молибденита неправильной формы. Содержание Mo 1—3%.

В породах коркинской серии выявлено урановое рудопроявление Фестивальное. Оно локализовано в обогащенных органикой пластах и прослоях песчаников, перекрытых и подстилающихся более тонкозернистыми породами — алевролитами и алевропесчаниками. Пласты с урановой минерализацией располагаются не менее, чем на трех стратиграфических горизонтах. Протяженность таких пластов 200—250 м, мощность до 26 м. Содержания U до 0,048% на мощность 0,2—0,75 м. Уран содержится в органике. Песчаники окисленные, сильно каолинизированные, пористые и водопроницаемые, что позволяет прогнозировать выявление урановых руд на окислительных барьерах в зонах пластового окисления среди первоначально красноцветных толщ.

Таким образом, перспективы ураноносности Южно-Приморского рифтогенного прогиба на промышленное урановое оруденение определяются как наличием прямых признаков, так и общей благоприятной геологической обстановкой — расположением прогиба в рифтовой зоне краевой тектонически проработанной части Ханкайского массива с интенсивным и разнообразным проявлением субщелочного и щелочного магматизма, постмагматических процессов и рудогенеза. Урановое оруденение локализуется во всех формациях прогиба, что позволяет предполагать его значительный вертикальный размах.

Проявления ртутной и сурьмяной минерализации расположены в полосе, пространственно тяготеющей к зоне Арсеньевского глубинного разлома. Выявленные месторождения и рудопроявления сурьмы и ртути находятся в юго-западной и северо-восточной частях Южно-Приморского прогиба [2, 3, 4].

Ртуть. Месторождения и рудопроявления ртути (см. рис. 1) в юго-западной части прогиба прослеживаются вдоль Арсеньевского глубинного разлома от бассейна р. Партизанская в бассейн рек Мельника и Муравейка на расстояние порядка 75 км [2]. Они локализованы в породах различного возраста: от палеозойских гранитоидов и габброидов фундамента до верхнемело-

вых эффузивов и в прорывающих их дайках кислого и среднего составов. В настоящее время известно одно непромышленное ртутное месторождение Сучанское и около 10 проявлений ртути. Морфология рудных тел сложная, обусловленная прихотливой формой зон дробления, и характеризуются обычно чередованием раздувов и пережимов, ответвлениями апофиз, расщеплением прожилков и т.д. Ртутная минерализация часто представлена небольшими бесформенными гнездами киновари. Рудопоявления, как правило, монометалльные, собственно ртутной формации. Лишь на отдельных рудопоявлениях вместе с ртутью встречается сурьма. Околорудные изменения — аргиллизация, окварцевание, карбонатизация, пиритизация.

На северо-востоке прогиба ореолы рассеяния и проявления ртути прослеживаются полосой шириной 8—10 км в северо-восточном направлении на 60 км из бассейна р.Варфоломеевка в бассейн р.Покровка. Детальными поисковыми работами ртутные проявления оценивались в междуречье р.Арсеньевка и нижнего течения р.Покровка, в бассейнах ручьев Мочальный, Нарзан, Ожидание. По данным этих работ ртутные проявления приурочены к зонам дробления и гидротермального изменения пород (аргиллизация, хлоритизация, серецитизация, окварцевание и др.) в песчаниках и конгломератах коркинской серии и эффузивах маастрихт-датского возраста. Вскрытые рудные тела содержат бедное вкрапленное оруденение киновари и только в одной скважине на глубине 160 м была установлена прожилково-вкрапленная минерализация киновари с содержанием Hg 0,2%.

Сурьма. В юго-западной части Южно-Приморского прогиба выявлено 5 проявлений сурьмяной минерализации кварцево-антимонитовой формации локализованных в известняках с прожилками и гнездами антимонита, окремненных осадочных породах с прожилками пирита и антимонита мощностью до 2 см и в трещинах отдельности в угле и породах кровли. Мощность жил до 5 мм. Содержание Sb до 50%, Hg 0,01%, Ag 0,001%. (см. рис. 1). В районе села Партизан выявлена рудная зона по измененным фельзитам мощностью 0,6—1 м с тонкими (до первых сантиметров) прожилками антимонита.

В северо-восточной части прогиба проявления сурьмяной минерализации известны в районе ст.Лимонная железной дороги Сибирцево—Ново-Чугуевка, в районе села Рославка и восточнее села Новосоевка, в бассейне р.Матвеевка, в верховьях руч.Березовый. Содержание Sb 0,1—5%, As 0,1—3%, Ag 0,001%, Mo 0,006%.

Примером рифтовых зон с сурьмяно-ртутной металлогенической специализацией в рифтах других районов Мира, являются фанерозойские рифты Испании и Алжира, где вдоль ограничивающих рифты разломов локализуются суперкрупные месторождения ртути и сурьмы аргиллизитовой формации [17].

В заключение следует отметить, что установлена рифтовая природа Южно-Приморского вулканогенного прогиба, расположенного в краевой части Ханкайского массива, в зоне его сочленения с Сихотэ-Алинским орогенным поясом. Основными чертами прогиба, определяющими его рифтовую природу, являются: линейный характер, контроль зоной Арсеньевского глубинного разлома (по модельным построениям прослежен до глубин 80—90 км.), приуроченность к области пониженной мощности земной коры, повышенный тепловой поток, субщелочной и щелочной характер магматизма с калиевым уклоном щелочности, континентальный режим формирования выполняющих прогиб осадочно-вулканогенных толщ значительной мощности. В глубинном разрезе непосредственно под рифтом, расположена зона повышенной электропроводимости, прослеживающаяся до глубин 40—45 км.

Прогиб выделяется как металлогеническая зона, характеризующаяся развитием низкотемпературной и телетермальной ртутно-сурьмяной и молибденурановой минерализации, что отличает прогиб от окружающих его блоков земной коры.

При дальнейшем изучении прогиба прогнозируется выявление в нем слабо вскрытых и невоскрытых низкотемпературных и телетермальных месторождений урана, сурьмы и ртути мезозойско-кайнозойского возраста.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта ДВО РАН 09-1-П. Президиума РАН 14-07проекта РФФИ 07-05-000726-а интеграционной программы ОНЗ РАН (проект № 09-1-ОНЗ-10).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Брянский Л.И.* Плотностная структура земной коры и верхов мантии Восточной окраины Азиатского континента. —Владивосток: Дальнаука, 1995.
2. *Геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000. Серия Сихотэ-Алинская. Лист К-53-П. Объяснительная записка.* —М.: Недра, 1968.
3. *Геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000. Серия Сихотэ-Алинская. Лист К-53-VIII. Объяснительная записка.* —М.: Недра, 1974.
4. *Геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000. Серия Сихотэ-Алинская. Лист L-53-XXXII. Объяснительная записка.* —М.: Недра, 1975.
5. *Геология СССР. Т. XXXII. Приморский край. Ч. 1. Геологическое описание / Под ред. И.И.Берсенева.* —М.: Недра, 1969.
6. *Горошко М.В.* Структурные ограничения, история развития и тектоническое районирование Ханкайского срединного массива // Тихоокеанская геология. 1983. № 1. С. 20—29.
7. *Горошко М.В., Рассудова В.С.* Минералогические особенности уранового оруденения в мезозойских вулканах Ханкайского срединного массива // Мат-лы по геологии урановых месторождений. Вып. 94. —М., 1985. С. 30—36.
8. *Грачев А.Ф.* Рифтогенез / Планета Земля. Тектоника и геодинамика (энциклопедический справочник). —С-Пб: ВСЕГЕИ, 2004. С. 157—162.

9. *Дмитриев И.В.* Совершенствование методики полевых работ и обработки данных глубинных магнитотеллурических зондирований (на примере Приамурья). Автореф. дис....канд. геол.-минер. наук. —Владивосток, 2007.
10. *Каплун В.Б.* Электропроводность и структура литосферы Приамурья. Автореф. дис....канд. геол.-минер. наук. —Хабаровск, 2002.
11. *Курчавов А.М.* Латеральная изменчивость вулканитов (на примере Южного Приморья). —М.: Наука, 1979.
12. *Лутц Б.Г.* Геохимия океанского и континентального магматизма. —М.: Недра, 1980.
13. *Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли. Рифтогенез в подвижных поясах. —М.: Недра, 1987.
14. *Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А.* Геология Приморского края. В 3-х книгах. —Владивосток: Препринт, 1987.
15. *Петрищевский А.М.* Статистические гравитационные модели литосферы Дальнего Востока. —Владивосток, 1988.
16. *Подгорный В.Я.* Послойное плотностное моделирование литосферы (на примере юга Дальнего Востока России и Северо-Востока Китая). Автореф. дис....канд. геол.-минер. наук. —Хабаровск, 1999.
17. *Рундквист Д.В., Гатинский Ю.Г., Ткачев А.В., Черкасов С.В.* Крупные и суперкрупные месторождения в комплексах главнейших геодинамических обстановок // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых (материалы совещания). Т. 2. —М.: Геос, 2005. С. 155—158.
18. *Тектоника*, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов /Объяснительная записка к тектонической карте масштаба 1:1 500 000. —Владивосток—Хабаровск, 2005.
19. *Фаворская М.А., Томсон И.Н.* Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. —М.: Недра, 1974.
20. *Шевченко Б.Ф., Каплун В.Б.* Глубинное строение внутриплитных границ в восточной части Амурской плиты / Мат-лы конференции, посвященной памяти Л.М.Парфенова «Тектоника и металлогения северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии». —Хабаровск, 2007. С. 403—405.
21. *Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J.Petrol. 1984. Vol. 25. Pp. 956—983.
22. *Tectonic Map of the Central Asian—Pacific Belts junction area.* —Khabarovsk—Shenyang, 2001.
23. *Van der Hilst P.D., Engdahl E.R., Spankman W.* Tomographic inversion of P and pP data for aspherical mantle structure below the Northwest Pacific region // Geophysical Journal International. December 1992. Vol. 115. № 3. Pp. 264—310.

К проблеме промышленной ураноносности карбонатитовых месторождений

С.В.БЕЛОВ, (Московский государственный открытый университет (МГОУ); 107996, г.Москва, ул.Павла Корчагина, д.22), А.А.ФРОЛОВ, (ФГУП Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им.Н.М.Федоровского (ВИМС); 109017, г.Москва, Старомонетный пер. д.31)

Проанализированы впервые промышленные перспективы ураносодержащих карбонатитовых месторождений. Показано, что каждый десятый из порядка 400 известных карбонатитовых массивов является ураноносным, отвечая рангу месторождения. Описаны типы ураноносных руд и технология их обогащения. Выделены впервые ураноносные руды зоны вторичного обогащения. Дана характеристика основных ураносодержащих карбонатитовых месторождений, которые присутствуют на всех платформах, тяготеют к рифтовым структурам и являются недооцененным источником получения дефицитного урана.

Ключевые слова: карбонатитовые месторождения, типы ураноносных руд в карбонатитах.

Белов Сергей Викторович, veradasaeva@rambler.ru

Фролов Анатолий Александрович

To a problem of industrial uranium-content in carbonatite deposits

S.V.BELOV, A.A.FROLOV

For the first time industrial prospects uraniferous carbonatite deposits are analysed. It is shown that every tenth of an order 400 known in the world carbonatite massifs are uraniferous and answering of deposit rank. Types uraniferous ores and technology of their enrichment are described. For the first time are allotted uraniferous ores of a zone of secondary enrichment. The characteristic of the basic uraniferous carbonatite deposits which are present on all platforms is given. They associate to rift structures and are till now the underestimated source of scarce uranium.

Key words: carbonatite deposits, types of uranium ores in carbonatites.

Карбонатиты получили известность как перспективные источники добычи ниобиевых, редкоземельных, медных, железных, титановых и фосфорных руд, разрабатываемых в России, Бразилии, ЮАР, США и Канаде. Из некоторых карбонатитовых массивов извлекаются также флогопит, вермикулит, флюорит, барит и др. Однако дефицитный уран извлекается только из фосфатных руд зоны вторичного обогащения карбонатитового месторождения Итатия (Бразилия), а также попутно — из медных карбонатитовых руд Палаборы (ЮАР). Вместе с тем, как выяснилось, ураноносность проявлена на многих карбонатитовых объектах. Для сырьевой базы урана в России представляется перспективным новый подход к карбонатитам, содержащим в гатчеттолитовых рудах в существенных количествах уран в сочетании с торием, ниобием и танталом. Анализ возможных промышленных перспектив ураносодержащих карбонатитовых месторождений — цель настоящей статьи.

Ураносодержащие комплексные месторождения, как и в целом карбонатиты, связаны с формацией ультраосновных-щелочных пород при контроле рифтогенными структурами в пределах древних платформ [2, 11, 15, 16]. Анализ показал, что в мире имеется 40 рудных объектов ураноносных карбонатитов.

Масштабы некоторых объектов карбонатитового типа Бразилии, Канады и России довольно крупные и по содержанию урана порой не уступают рудам собственно урановых месторождений. Причиной, сдерживающей их широкое промышленное освоение, является комплексный характер руд со сложной технологией обогащения, но это препятствие временное и в будущем будет преодолено.

В месторождениях карбонатитов известно 20 ураносодержащих минералов, большинство из которых относится к простым и сложным оксидам (танталониобаты, титанаты). Содержание урана в этих минералах обычно не превышает первых процентов (циркеит, циркон, рутил, перовскит и др.). Лишь в отдельных случаях оно достигает 20—30%. Наибольшую же, на взгляд авторов, промышленную ценность при освоении карбонатитовых месторождений имеет гатчеттолитовый минеральный тип, содержащий набор как редкометалльных (Nb, Ta, редкие земли, Zr, Ti), так и радиоактивных (U, Th) элементов. Носителями этих элементов являются десятки минералов группы пироклора, группы фергюсонита—эвксенита—самарскита, группы монацита, группы перовскита, рутила. Однако наиболее распространен гатчеттолит (за рубежом называется урановый пироклор), со-

держаний 35—48% Nb_2O_5 , 10—29% Ta_2O_5 , и примерно такое же количество U_3O_8 , а также 1,5—5,5% ThO_2 , 0,5—2,0 TR_2O_3 . Так, на известном Белозиминском месторождении [10] содержание U_3O_8 в гатчеттолите максимально среди всех редкометалльных минералов и достигает 27,19%. Таким образом, ведущий и наиболее ценный урансодержащий минерал — гатчеттолит, образующий существенные концентрации в ряде карбонатитовых месторождений России, Канады, Бразилии и др. Собственно урановые минералы коффинит и нингиоит, содержащие до 60—68% U, редки и встречаются лишь в фосфатных рудах зоны вторичного обогащения карбонатитового месторождения Итатия в Бразилии.

Гатчеттолит $(\text{Na,Ca,TR,U,Th})_2(\text{Nb,Ta,Ti})_2\text{O}_6(\text{OH})$ — самый ранний тантало-ниобат в кальцитовых карбонатитах и ассоциирует с апатитом, циркелитом и бадделейтом, образуя с ними тесные сростания. Появляется в раннюю рудную стадию кальцит-форстеритовых, кальцит-пироксеновых карбонатитов и встречается в виде вкрапленности октаэдрических, реже кубических кристаллов от 0,5 до 5 мм, коричневого до черного цвета, измененного до желтого в рудах коры выветривания карбонатитов. По составу гатчеттолит представляет собой урано-танталовую разновидность пироксена, в которой содержания U и Ta зависят от состава замещающих пород и поднимаются до 18—20%. Он характеризуется и повышенными количествами Th и Ti. При наложении процессов поздних стадий гатчеттолит становится неустойчивым и замещается пироксеном с сохранением гатчеттолитового ядра. При изменении гатчеттолита вследствие переотложения образуются разновидности промежуточные по составу между гатчеттолитом и пироксеном вплоть до полного преобразования гатчеттолита в пироксен [9].

Можно выделить четыре типа ураноносных фосфорно-урано-редкометалльных руд: 1) кальцит-магнетит-апатит-форстеритовые гатчеттолитсодержащие предкарбонатитовые образования (камафориты); 2) кальцитовые апатит-пироксен-гатчеттолитовые карбонатиты; 3) франколит-пироксен-гатчеттолитовые коры выветривания карбонатитов; 4) зона вторичного фосфорно-уран-редкометалльного обогащения.

Отметим, что если эндогенные апатит-пироксен-гатчеттолитовые и латеритные франколит-пироксеновые руды получили достаточную известность в литературе, то последний четвертый тип ураноносных руд зоны вторичного обогащения рассматривается в настоящей статье впервые.

Кальцит-магнетит-апатит-форстеритовые гатчеттолитовые камафориты связаны с ранними карбонатитами или предшествуют им и относятся к достаточно распространенным рудным комплексам — камафоритам [5, 6]. Их существенные проявления установлены в 25 карбонатитовых массивах, в т.ч. в

таких как Палабора, Сокли, Ковдор, Себль-Яври, Вуори-Яври, Арбарастарх (рис. 1), масштабы развития руд достигают уровня средних и крупных месторождений по железу и фосфору. В камафоритовых рудах присутствуют урансодержащие минералы бадделейт, циркелит, но преимущественно развит гатчеттолит. В руде содержится 0,015—0,030% U_3O_8 и Ta_2O_5 . Подобные продуктивные участки оконтуриваются в пределах апатит-магнетитовых руд в виде блоков или штокообразных тел, имеющих в плане площадь до 1 км² и прослеживаются на глубину 1,5 км. В таких рудных телах запасы оцениваются в тысячи тонн, достигая, например, на участке Тухта-Вара месторождения Вуори-Яври 20,8 U_3O_8 , 22 Ta_2O_5 , 339 Nb_2O_5 , 63 ZrO_2 [1]. На Ковдорском месторождении главное рудное тело камафоритов мощностью 800 м, вытянуто в меридиональном направлении на 1500 м и прослежено на глубину до 1 км. На месторождении Палабора в ЮАР ураноносные медьсодержащие карбонатиты, залегающие в штоке камафоритов, содержат в среднем 0,006% U, входящего в состав ураноторианита, извлекаемого при разработке медных руд в отдельный концентрат. Минерал встречается в виде

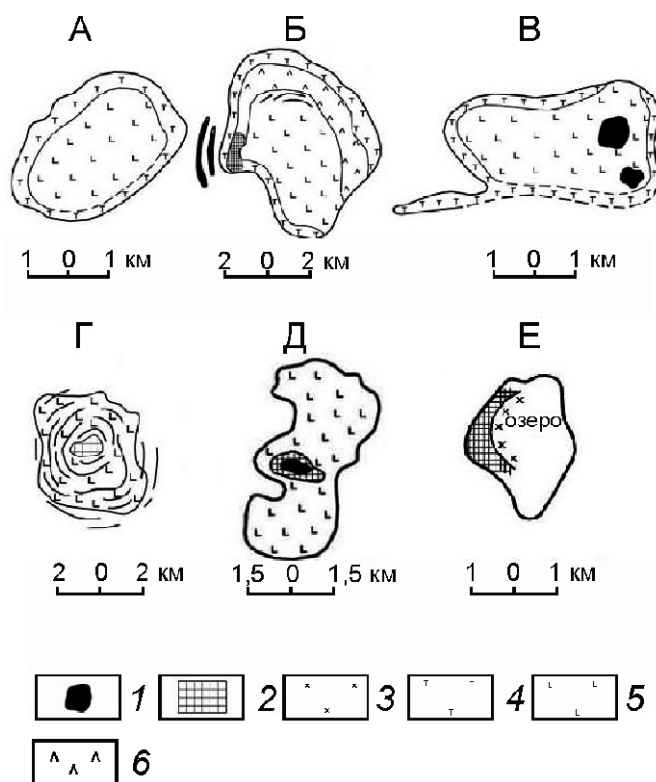


Рис. 1. Ураноносные месторождения камафоритового типа:

А — Себль-Яври, Б — Ковдор, В — Вуори-Яври, Г — Арбарастарх, (Россия), Д — Палабора (ЮАР), Е — Маниту (Канада); 1 — карбонатиты; 2 — камафориты (ураноносные апатит-магнетитовые руды); 3 — сиениты нефелиновые и щелочные; 4 — породы серии якупирангит-мельтейгит-ийолит-уртит; 5 — ультрамафиты (пироксениты, оливиниты, перидотиты); 6 — турьяиты, меллититы

мелких кубических кристаллов и прожилков, наиболее обилен в поздних секущих карбонатитах, где он замещает кальцит, предшествуя образованию меденосных сульфидов.

Апатит-пироклор-гатчеттолитовые комплексные ураноносные руды содержат (в %): 0,15—0,25 Nb₂O₅, по 0,015—0,03 Ta₂O₅, и U₃O₈, 3—6 P₂O₅. В ряде месторождений (Маниту, Кревье, Верити в Канаде, Араша в Бразилии) содержание U повышается до 0,05%, а иногда оно достигает 0,12—0,2% (Прери Лейк, Канада; Серро Манано, Боливия и др.). Собственно гатчеттолитовые карбонатитовые месторождения встречаются редко, чаще проявлены комплексные пироклор-гатчеттолитовые минеральные типы в контурах единых рудоносных массивов при этом Ta:U: Nb изменяется от 1:2:10 до 1:1:4. В пределах широко распространенных собственно пироклоровых карбонатитовых месторождениях гатчеттолитовые руды слагают отдельные участки с жильными, штокверковыми и метасоматическими зонами, реже штоки, отвечающие по запасам классу средне-крупных, реже крупных месторождений бедных комплексных руд U (0,01—0,05 U₃O₈, иногда более), Ta (0,01—0,05% Ta₂O₅), Nb (0,1—0,6% Nb₂O₅ и более). При этом следует подчеркнуть, что в гатчеттолите, как и в пироклоре, содержание Nb, Ta, U не постоянно и изменяется в зависимости от структурной и литологической обстановки локализации оруденения. Так, в работе [9] показано, что на Белозиминском и Горноозерском месторождениях гатчеттолиты, наиболее богатые Ta и U, образуются в рудных телах, залегающих среди ранних форстерит-кальцитовых карбонатитов стадии 1. Размеры и запасы рудных тел крупные, представлены они штоками площадью до нескольких квадратных километров или зонами в километры длиной по простиранию и мощностью в десятки метров. Коренные руды — это форстерит или диопсид-кальцитовые карбонатиты с вкрапленностью октаэдрических кристаллов гатчеттолита размером от долей миллиметра до 5 мм. Сопутствующие минералы — пироклор, циркелит, бадделеит, апатит, магнетит, реже ферсмит, колумбит, редкоземельные карбонаты. Зоны гатчеттолитовой минерализации расположены в краевых частях карбонатитовых массивов вблизи контактов с вмещающими ультраосновными — щелочными породами или фенитами. Ближе к центральным частям уран-тантал-ниобиевое оруденение, как правило, сменяется ниобиевым и редкоземельным. При наложении карбонатитов поздних стадий на зоны гатчеттолитовой минерализации происходит замещение гатчеттолита пироклором и колумбитом или его растворение. Рудные зоны линейного или кольцевого типа приурочены обычно к периферии карбонатитовых штоков и по размерам сопоставимы с телами пироклоровых руд. Обычно запасы Ta и U в известных месторождениях оцениваются в 4—10 тыс.т Ta₂O₅ и U₃O₈ при их содержании

0,01—0,05%. В биотитовых же карбонатитах месторождения Араша (Бразилия) содержится U 139,7 тыс.т. В России наиболее полно рассматриваемый тип гатчеттолитовых руд изучен на Среднезиминском, Белозиминском и Горноозерском месторождениях. Содержание урана в большинстве других карбонатитовых массивов недостаточно для промышленной разработки в качестве основного полезного ископаемого. Однако на некоторых из них уран может извлекаться попутно, как это происходит на месторождении Сент-Оноре в Канаде.

Ураноносные руды кор выветривания карбонатитов относятся к ведущему типу руд, на которых базируются перспективы развития мировой редкометалльной промышленности. На месторождениях кор выветривания карбонатитов, отмечается аномальная обогащенность многими полезными компонентами. По данным работы [8], все разнообразие кор выветривания карбонатитов сводится к трем главным типам, которые отличаются особенностями профиля выветривания, составом и рудоносностью гипергенных продуктов: 1) месторождения гидрослюдистых кор выветривания — Белозиминское, Татарское I (Россия), Анджиго (Бразилия) и др.; 2) месторождения латеритных кор выветривания — Чуктуконское, Татарское II (Россия), Араша, Лагос, Каталан (Бразилия), Маунт Вельд (Австралия) и др.; 3) месторождения эпигенетически измененных латеритных кор выветривания — Томтор (Россия).

В месторождениях гидрослюдистых кор выветривания карбонатитов гипергенный лимонит ассоциирует с реликтовыми устойчивыми минералами карбонатитов — апатитом, пироклором, гатчеттолитом, колумбитом. Содержания главных компонентов в охристых рудах находятся в пределах (в %): Fe₂O₃ 14—37, CaO 18—32, P₂O₅ 10—15, SiO₂ 10—20, Nb₂O₅ 0,3—0,7, TR₂O₃ 0,5—1,5, Ta₂O₅ 0,01—0,1. Крупными размерами и высокой продуктивностью отличается латеритная фация кор выветривания карбонатитов, в которой выделяется верхняя окислительная зона выщелачивания и нижняя восстановительная — франколитовая зона. В верхней зоне широко распространен вторичный барит. Первичный пироклор также неустойчив и замещается вторичными Sr, Ba и Се-пироклорами. Гатчеттолит разрушается и U, Ta выносятся. Содержания главных рудных компонентов в латеритных охрах (в %): Fe₂O₃ 47—70, MnO 2—20, P₂O₅ 4—8, Al₂O₃ 3—5, Nb₂O₅ 0,7—3,0, TR₂O₃ 2—9, Y₂O₃ 0,1—0,5 [8]. На глубоких горизонтах латеритного профиля отлагается франколит (гидроксил—карбонат—apatит) и вынесенные из зоны окисления помимо фосфора — уран в форме коффеинита и фосфата четырехвалентного урана (нингионита). Поэтому нижнюю зону, характеризующуюся восстановительным режимом, и обогащенную фосфором и ураном и, вероятно, танталом следует рассматривать как зону вторичного обогащения или

зону цементации по терминологии С.С.Смирнова. Ее характеристика приведена в следующем разделе.

Глубинные ураноносные руды зоны вторичного обогащения как новый генетический тип, в геологической литературе рассматривается впервые применительно к формации карбонатитовых месторождений. Эти рудные образования, возникшие в нижней части латеритной коры выветривания карбонатитов на границе с коренными карбонатитами, рассматриваются авторами как потенциальный и недооцененный до последнего времени источник урана. Чем лучше проработана зона окисления эндогенного рудного месторождения, тем масштабнее будет выражена глубинная зона его вторичного обогащения. Это положение, высказанное С.С.Смирновым применительно к сульфидным месторождениям, имеет более широкое применение и особенно к карбонатитовым месторождениям с широко развитыми на них латеритными корами выветривания. Физико-химические процессы активно влияют на перераспределение урана как рассеянного в горных породах, так и сконцентрированного в верхних частях месторождений в виде ураноносных минералов (гатчеттолит, пирохлор, циркелит, ураноторианит и др.). Уран как элемент переменной валентности относительно легко переходит в зоне гипергенеза в легкорастворимый ион уранила (UO_2)² и может мигрировать в приповерхностных водах с pH 3—6,5 в виде фосфатных и карбонатных комплексов. Вынос урана за пределы карбонатитовых месторождений был весьма ограничен, учитывая практически вертикальное залегание карбонатитовых штоков, испытавших глубокое корообразование. Глубина развития коры выветривания на карбонатитовых месторождениях достигает 300 м. На этих глубинах в восстановительной обстановке выщелоченный уран преотлагается на геохимических барьерах органогенного, фосфатного, нейтрализационного кислотно-щелочного типов в зависимости от химического состава подземных минерализованных вод и состава вмещающих пород. На восстановительных барьерах формируются преимущественно урановые коффеинит-черниевые и фосфатные руды. Наиболее ярким примером такого рудоотложения является карбонатитовое месторождение Итатия в Бразилии с запасами U 70 тыс.т и содержаниями U_3O_8 0,15% и P_2O_5 25—30%. Более значительные запасы урана (U_3O_8 около 140 тыс.т) оцениваются на глубине крупнейшего апатит-пирохлорового месторождения Араша. В России также имеются крупные месторождения фосфорно-ниобиевых руд Томтор и Чуктукон с мощными корами выветривания на карбонатитовых штоках. Их глубокие горизонты заслуживают промышленной оценки с позиций их ураноносности. Рассмотрим основные геологические особенности и перспективы таких объектов на уран.

В мире среди около 400 карбонатитовых массивов гатчеттолитсодержащие не являются редкостью (см.

таблицу) и отмечаются в 45 объектах. Из зарубежных месторождений наиболее крупные (рисунки 2 и 3) находятся в Южной и Северной Америке (Бразилии — Итатия, Араша, Сиротре, Боливии — Серро-Маноно, Парагвае — Чиригуэлло, Канаде — Манитоу, Прерии-Лейк и др.). Запасы урана в некоторых из них составляют от 50 до 150 тыс.т при содержании U 0,05—0,2%. Примечательно, что разведка ураносодержащих месторождений Манитоу, Лонни в Канаде в середине прошлого века была прекращена в связи с открытием в том же регионе собственно урановых месторождений Атабаски. Вместе с тем, возможность комплексного освоения карбонатитовых объектов с извлечением урана весьма велика. Примером могут служить отрабатываемые карбонатитовые руды месторождения Палабора (ЮАР), где с высокой эффективностью извлекается Cu, Fe, P, U, Th, Au, Ag и флогопит, и осуществляется попутная добыча U. В России установлено 15 ураносодержащих карбонатитовых объектов, при этом в 5—6 из них гатчеттолитовые руды разведаны с разной детальностью. Наиболее промышленно значимые из них следующие месторождения: в Восточном Саяне — Белозиминское и Среднезиинское, на Алданском щите — Арбарастахское, в Сетте-Дабане — Горноозерское, на Кольском полуострове — Вуори-Ярви (участок Неске-Вара и Тухта-Вара), Себль-Яври, Ковдор.

Белозиминское месторождение в Восточном Саяне размещено в пределах одноименного массива ультраосновной щелочной карбонатитовой фракции, имеющим в плане грушевидно-овальную форму, вытянут в северо-западном направлении на 6 км при средней ширине 3 км. Карбонатиты образуют штокообразное тело в центре массива и жильную зону вокруг него [10, 11]. На месторождении оконтурено 15 рудных тел при этом существенные концентрации комплексных гатчеттолитовых (фосфорно-уранотантало-ниобиевых) руд сосредоточены в пределах северо-восточного участка (рудная зона 4—5), южного (северо-западная часть рудной зоны 9), центрального (южная часть рудной зоны 2—3). Существенные проявления гатчеттолита известны также на Северном, Западном и Перевальном участках. На плане рудоносности, построенном в изолиниях содержания Ta_2O_5 , четко выделяются два самых продуктивных участка, соответствующих рудным зонам 4—5 и 9, наиболее обогащенным гатчеттолитом. Они также выделяются на карте радиометрического поля. На остальных площадях мелкие радиометрические аномалии и разрозненные рудные пятна и линзы отражают разубоженные и преобразованные ранние гатчеттолитсодержащие кальцитовые карбонатиты в ходе наложенных более поздних процессов III и IV стадий и носят реликтовый характер. Самый крупный объект — рудная зона 4—5 (рис. 4), разведка которой выполнена по рекомендации А.А.Фролова, после выявления им в ходе картирования продуктивной

Параметры основных ураноносных карбонатитовых месторождений мира

Месторождение	Размеры и состав рудоносных массивов	Минеральный тип и запасы руды, млн.т	Рудные компоненты	Содержание в руде, %	Ресурсы компонентов, тыс.т
1. Белозиминское, Россия (Восточный Саян)	Овальный массив ийолит-мельтейгитов, сиенитов с карбонатитовым ядром 9 км ² . Детально разведаны: 14 апатит-пироксеновых, 3 апатит-гаччеттолитовых, апатит-паризит-монацитовых, апатит-галенит-сфалеритовой рудных зон и крупная залежь апатит-пироксеново-кюлит-гаччеттолитовых руд в коре выветривания карбонатитов	<i>Эндогенные типы</i>			
		Апатит-гаччеттолитовый 35 млн.т, категорий C ₁ C ₂	U ₃ O ₈	0,015	5
			Ta ₂ O ₅	0,015	5
			Nb ₂ O ₅	0,15	525
			P ₂ O ₅	4—5	1400
		Апатит-пироксеновый 632 млн.т категорий B C ₁ C ₂	Nb ₂ O ₅	0,25	1412
			Ta ₂ O ₅	0,005	30,8
			P ₂ O ₅	4—5	25 280
		Поликомпонентный Nb, TR, P, Pb, Zn, 315 млн.т	Nb ₂ O ₅	0,18	260
			P ₂ O ₅	3	520
			TR ₂ O ₃	1,8	150
			Pb	1,5	140
			Zn	3,5	520
		<i>Экзогенный тип коры выветривания</i>			
		Апатит-пироксеново-кюлитовый, апатит-пироксеново-гаччеттолитовый, 182 млн.т категорий B C ₁ C ₂	Nb ₂ O ₅	0,5	915,8
			U ₃ O ₈	0,013	38,9
			Ta ₂ O ₅	0,013	38
			P ₂ O ₅	13,6	15 200
			TR ₂ O ₃	1,8	3200
2. Среднезиминское, Россия (Восточный Саян)	Линзовидный в плане массив ийолитов, сиенитов, кальцитовых и анкеритовых карбонатитов площадью 3 км ² . Разведаны 8 апатит-гаччеттолитовых зон в эгирин-кальцитовых карбонатитах	Апатит-гаччеттолитовый апатит-пироксеновый	Nb ₂ O ₅	0,12	—
			U ₃ O ₈	0,028	5
			Ta ₂ O ₅	0,022	5
			P ₂ O ₅	3,5	—
3. Вуориярвинское (Участок Тухта-Вара), Россия (Балтийский щит)	Штокообразный массив площадью 19 км ² , сложенный пироксенитами, фойолитами, карбонатитами и на рудных участках Неске и Тухта-Вара камафоритами и кальцитовыми карбонатитами на площади 1 км ²	Апатит-магнетит-гаччеттолитовый, апатит-магнетит-пироксеновый	Nb ₂ O ₅	0,1	340
			U ₃ O ₈	0,013	29
			Ta ₂ O ₅	0,013	20
			P ₂ O ₅	8	67 000
			Fe	20	630
			ZrO ₂	—	—
4. Горноозерское, Россия (Сете-Дабан)	Овальный массив кальцит-форстеритовых карбонатитов площадью 10 км ² . Три зоны апатит-гаччеттолитовых руд длиной до 1 км и мощностью 15—45 м	Апатит-гаччеттолитовый 300 млн.т руды	Nb ₂ O ₅	0,12	360
			U ₃ O ₈	0,02	60
			Ta ₂ O ₅	0,012	36
			P ₂ O ₅	3,5	50 000
5. Арбарастанское, Россия (Алданский щит)	Округлый зонально-кольцевой массив площадью 30 км ² с системой жильных тел гаччеттолитосодержащих карбонатитов и камафоритов длиной до 3 км и мощностью до 200 м	Апатит-гаччеттолитовый, апатит-магнетит-пироксеновый (камафоритовый)	Nb ₂ O ₅	0,14	—
			U ₃ O ₈	0,017	—
			Ta ₂ O ₅	0,02	—
			P ₂ O ₅	6	—
			Fe	18	—

Месторождение	Размеры и состав рудоносных массивов	Минеральный тип и запасы руды, млн.т	Рудные компоненты	Содержание в руде, %	Ресурсы компонентов, тыс.т
6. Ковдорское, Россия (Балтийский щит)	В контуре камафоритового тела, отрабатываемого карьером, оконтурены 2 блока апатит-магнетит-гатчеттолитовых руд размером 240 150 м и 110 30 м	Апатит-магнетит-гатчеттолитовый	Nb ₂ O ₅	0,05	—
			U ₃ O ₈	0,013	—
			Ta ₂ O ₅	0,01	—
			P ₂ O ₅	7—8	—
			Fe	35—40	—
7. Томторское, Россия (Сибирская платформа)	Округлый массив сиенитов площадью 250 км ² с крупным штоком карбонатов с глубокоразвитой латеритной корой выветривания	Крандаллит-пироклоровый в латеритной коре выветривания	Nb ₂ O ₅	3—5	—
			U ₃ O ₈	0,027	—
			Ta ₂ O ₅	0,015	—
			P ₂ O ₅	13,5	—
8. Гулинский, Россия (Северный Шток)	Округлый шток кальцитовых карбонатов размером в плане 3 1 км	Апатит-гатчеттолитовый	Nb ₂ O ₅	0,15	—
			U ₃ O ₈	0,012	—
			Ta ₂ O ₅	0,013	—
			P ₂ O ₅	3,5	—
9. Новополтавское Украина (Украинский щит)	Линейно-вытянутый массив площадью 12 км ²	Апатит-фергусонитовый, апатит-пироклоровый в оврагах и сыпучках	Nb ₂ O ₅	0,12	—
			U ₃ O ₈	0,01	—
			Ta ₂ O ₅	0,01	—
			P ₂ O ₅	5	—
10. Сокли, Финляндия (Балтийский щит)	Округлый в плане шток кальцитовых карбонатов площадью 30 км ²	Зона апатит-гатчеттолитовых руд. Апатит-гатчеттолитовый, апатит-пироклоровый	Nb ₂ O ₅	0,3	30
			U ₃ O ₈	0,014	30
			Ta ₂ O ₅	0,014	—
			P ₂ O ₅	15	—
11. Итатия, Бразилия (Южно-Американская платформа)	Овальный сиенитовый массив содалитовых сиенитов 31 12 км с двумя штоками карбонатов 2 4 и 1 3 км с латеритной корой выветривания	Франколит-коффинит-нингаонитовый в зоне вторичного обогащения	Nb ₂ O ₅	?	—
			U ₃ O ₈	0,15	71
			Ta ₂ O ₅	?	—
			P ₂ O ₅	30	—
12. Араша, Бразилия (Южно-Американская платформа)	Округлый карбонатитовый массив диаметром 4,5 км с мощной латеритной корой выветривания	Франколит-гатчеттолитовый? В зоне вторичного обогащения 300 млн.т руды	Nb ₂ O ₅	1,5	139,7
			U ₃ O ₈	0,03—0,05	—
			Ta ₂ O ₅	?	100 000
			P ₂ O ₅	12	—
13. Салитре, Бразилия (Южно-Американская платформа)	Сдвоенный щелочной массив 35 и 15 км ² с карбонатитовым телом 0,5 0,3 км	Апатит-пироклоровый (гатчеттолитовый)	Nb ₂ O ₅	0,12	—
			U ₃ O ₈	0,015	—
			Ta ₂ O ₅	0,015	—
			P ₂ O ₅	3,5	—
14. Серо-Манано, Боливия (Южно-Американская платформа)	Вулканическая структура 4 6 км с анкеритовыми и доломитовыми карбонатитами, агломератами и туфами		Nb ₂ O ₅	0,25	—
			U ₃ O ₈	0,12	—
			Ta ₂ O ₅	0,08	—
			P ₂ O ₅	10	—
15. Циригуэло, Парагвай (Южно-Американская платформа)	Карбонатит-сиенитовый массив округлой формы 6 6 км с ядром кальцитовых карбонатитов	Апатит-гатчеттолитовый	Nb ₂ O ₅	0,15	—
			U ₃ O ₈	0,03	—
			Ta ₂ O ₅	?	—
			P ₂ O ₅	3	—

Месторождение	Размеры и состав рудоносных массивов	Минеральный тип и запасы руды, млн.т	Рудные компоненты	Содержание в руде, %	Ресурсы компонентов, тыс.т
16. Прерии-Лейк, Канада (Северо-Американская платформа)	Ийолитовый массив 8,8 км ² с кольцевыми телами кальцитовых карбонатитов	Апатит-пироклоровый (гатчеттолитовый)	Nb ₂ O ₅	0,12	10
			U ₃ O ₈	0,05—0,12	—
			Ta ₂ O ₅	0,05	—
			P ₂ O ₅	4,5	—
17. Кревье, Восточная Канада	Удлиненный массив нефелиновых сиенитов 13 2 км. Ураноносная рудная зона карбонатитов длиной 3 км и мощностью 200 м		Nb ₂ O ₅	0,45	—
			U ₃ O ₈	0,047	—
			Ta ₂ O ₅	0,047	—
			P ₂ O ₅	4,0	—
18. Маниту (Немегос), Восточная Канада	В щелочном массиве 3 3 км разведано 2 рудных тела длиной 500 м и мощностью 100—120 м		Nb ₂ O ₅	0,86	—
			U ₃ O ₈	0,049	—
			Ta ₂ O ₅	0,049	—
			P ₂ O ₅	15	—
19. Баю Ривер, Западная Канада	В ийолит-уртитовом массиве жильные тела доломитовых карбонатитов	Апатит-гатчеттолитовый	Nb ₂ O ₅	0,15	—
			U ₃ O ₈	0,02	—
			Ta ₂ O ₅	0,01	—
			P ₂ O ₅	4,0	—
20. Верити, Западная Канада	Дугообразное жильное тело кальцитовых карбонатитов мощностью 30 м	Апатит-пироклоровый (гатчеттолитовый)	Nb ₂ O ₅	0,05	—
			U ₃ O ₈	0,07	—
			Ta ₂ O ₅	0,05	—
			P ₂ O ₅	3,0	—
21. Айрон Айленд, Восточная Канада	Овальный массив 2 1 км доломитовых карбонатитов вскрыт скважинами		Nb ₂ O ₅	0,15	—
			U ₃ O ₈	0,02	—
			Ta ₂ O ₅	0,018	—
			P ₂ O ₅	8,5	—
22. Лонни, Восточная Канада	Массив кальцитовых карбонатитов 600 90 м		Nb ₂ O ₅	0,21	—
			U ₃ O ₈	—	—
			Ta ₂ O ₅	—	—
			P ₂ O ₅	5,5	—
23. Делич, Германия (Восточно-Европейская платформа)	Северо-Саксонское сводовое поднятие с системой скрытых жильных карбонатитовых тел общей мощностью в несколько десятков метров	Апатит-гатчеттолитовый	Nb ₂ O ₅	0,12	—
			U ₃ O ₈	0,013	—
			Ta ₂ O ₅	0,015	—
			P ₂ O ₅	3,5	—
24. Маунт Вельд, Австралийская платформа	Карбонатитовый шток площадью в плане 4 км ²	Апатит-пироклоровый, вероятно, гатчеттолитовый	Nb ₂ O ₅	1,8	—
			U ₃ O ₈	—	—
			Ta ₂ O ₅	0,05—0,1	—
			P ₂ O ₅	15—18	—

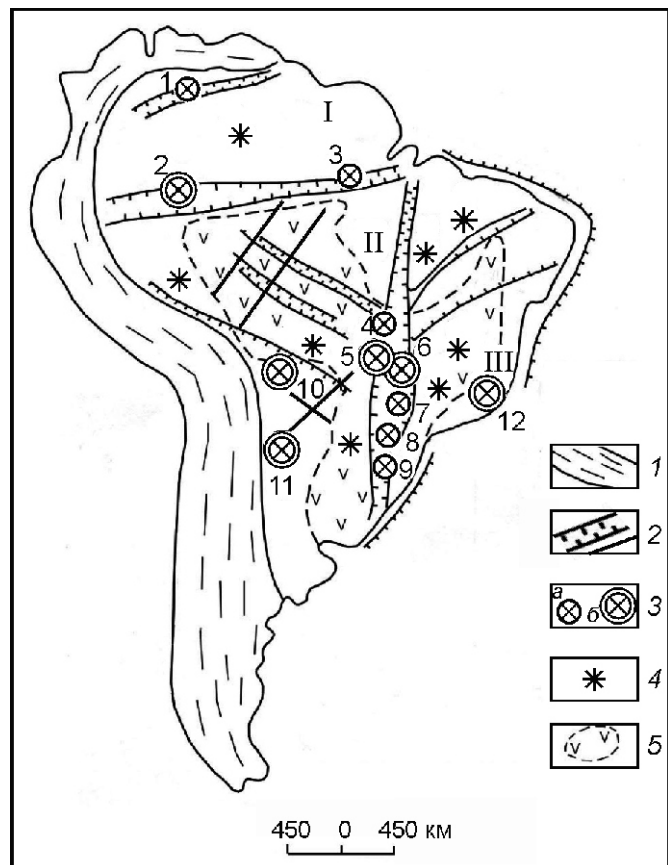


Рис. 2. Схема Южно-Американской провинции карбонатитов и кимберлитов. Геотектоническая основа составлена с использованием материалов В.Е.Хаина, 2001 и др.:

I — Андский складчатый пояс; щиты древней платформы: I — Гвианский, II — Центрально-Бразильский, III — Восточно-Бразильский; 2 — рифты и региональные разломы; 3 — карбонатитовые месторождения: а — фосфор-редкометалльные, б — фосфор-уран-редкометалльные (1 — Серро-Импакто, 2 — Сейс-Лагос, 3 — Майкуру, 4 — Каталан, 5 — Салитре, Серра-Негра, 6 — Араша, Тапира, 7 — Импонема, Жукия, 8 — Якупиранга, Маго-Прето, 9 — Анитаполис, Лагес, 10 — Серо-Манано, 11 — Чиригуэлло, 12 — Итатия); 4 — кимберлиты; 5 — траппы

гатчеттолитовой минерализации. Эта зона приурочена к северо-восточной периферии штока кальцитовых карбонатов и ее протяженность 2 км при мощности до 100 м. Зона сложена гатчеттолитсодержащими форстерит-кальцитовыми и пироксен-кальцитовыми карбонатитами II стадии. В ее пределах по бортовому содержанию 0,01 Ta_2O_5 оконтурено несколько рудных тел мощностью 20—60 м и протяженностью по простиранию от 300 до 1100 м. В гатчеттолитах этой рудной зоны содержится (в %) 8—20 Ta_2O_5 , 37—53 Nb_2O_5 , 5—17 U_3O_8 , 1—3,5 ThO_2 . На этих участках до глубины 300 м запасы Ta_2O_5 оцениваются в 4,5 тыс.т при содержании 0,012—0,02% и Nb_2O_5 : Ta_2O_5 от 1:4 до 1:12. Концентраты, получаемые в лабораторных условиях гравитационно-флота-

ционным обогащением руды с ее предварительной радиометрической сепарацией, содержат (по данным ВИМС) 30—60% гатчеттолита (или 5—6% Ta_2O_5) при его извлечении в концентрат 50—60%.

В широко развитой коре выветривания карбонатитов содержание рудных минералов повышается в 2—2,5 раза в самом продуктивном горизонте, представленном охрами. В целом в контурах Белозиминского рудного поля запасы комплексных руд с рассеянным гатчеттолитом оцениваются более чем в 500 млн.т, но степень его технологической извлекаемости пока не установлена. Прогнозная карта Белозиминского рудного поля, составленная А.А.Фроловым, расширяет перспективы фосфорно-урано-тантало-ниобиевых руд. В утвержденных в ГКЗ запасах категорий C_1 C_2 коренных руд на Ta_2O_5 приходится 5 тыс.т при содержании 0,015%, а в рудах коры выветривания — 38,9 тыс.т при содержании 0,014% Ta_2O_5 . Учитывая, что содержание Та и У практически равные, можно сделать вывод о сопоставимости их запасов. Прирост запасов гатчеттолитовых руд возможен за счет рудных тел Северо-Восточного и Южного участков и их учтенные запасы в количестве 43,9 тыс.т могут быть с высокой степенью вероятности увеличены до 50 тыс.т по каждому элементу при соответствующем увеличении запасов Nb и Р.

На **Среднезиминском месторождении**, расположенном в 18 км от Белозиминского, преимущественно развиты вкрапленные комплексные уран-тантал-ниобиево-фосфорные руды, содержащие в среднем (в %): 0,16 Nb_2O_5 , 0,024 Ta_2O_5 , и U_3O_8 , 3,5 P_2O_5 . Главный минерал-концентратор Nb, Та и У — гатчеттолит, с которым связано 80% общего количества данных элементов в рудах. Гатчеттолитовые карбонатиты слагают в пределах Среднезиминского массива девять рудных зон, из них самая крупная зона 2 длиной по простиранию 1000 м, при мощности до 130 м. Содержание (в %): Ta_2O_5 0,01—0,056, в среднем 0,02—0,025; U_3O_8 0,01—0,03; Nb_2O_5 0,1—0,25; P_2O_5 3,4. В гатчеттолитах из рудных зон содержится (в %): 30—37 Nb_2O_5 и по 15—25 Ta_2O_5 и U_3O_8 . В отличие от бурого гатчеттолита в желтой разновидности содержание У и Та возрастает до 22—27%. В ходе детальной разведки И.П.Овчинников и А.А.Фролов определили общие запасы Nb 50 тыс. т, Та и У по 5 тыс.т, Р 2 млн.т [11]. Технология обогащения гатчеттолитовых руд разрабатывалась для Белозиминского, Среднезиминского, а также Ковдорского месторождений. Установлена эффективность радиометрической сепарации, что повышает содержания У и Та в концентратах в 1,2—1,5 раза. Схема обогащения этого концентрата принципиально не отличается от схем, разработанных для коренных ниобиевых карбонатитов, и она предусматривает: 1) дробление, измельчение и классификацию руды; 2) магнитную сепарацию в слабом поле для выделения магнетита; 3) двух стадийное гравитационное обогащение

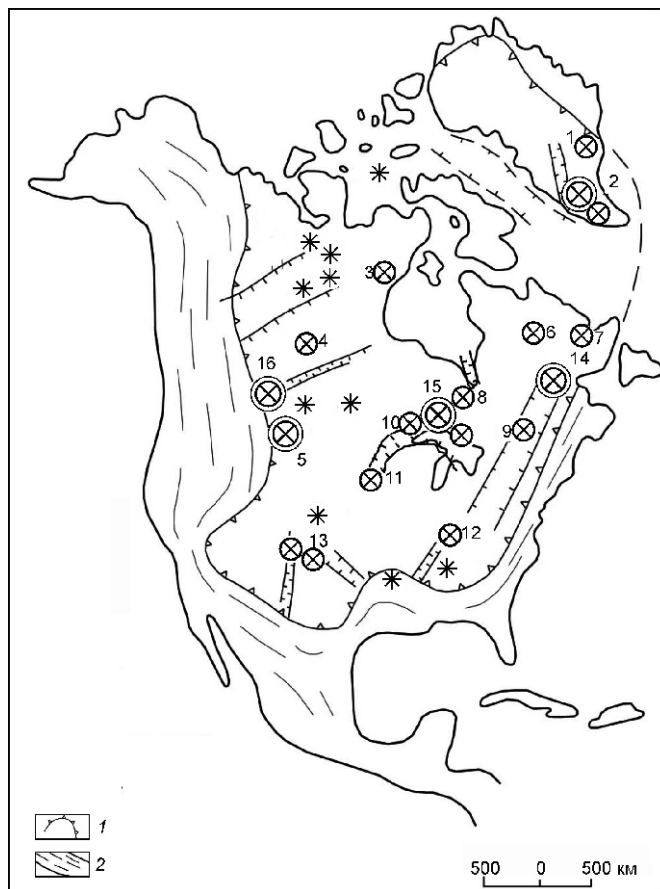


Рис. 3. Схема Северо-Американской провинции карбонатов и кимберлитов. Геотектоническая основа составлена с использованием материалов В.Е.Хаина, 2001 и др.:

1 — контур древней платформы; 2 — складчатый пояс Кордильер и Аппалач; карбонатные месторождения: 1 — Гардинер, 2 — Какарсук, Сарфартог, Игалико и др., 3 — Каминак-Лек, 4 — Нисиккатч Лейк, 5 — Верити, Рокки Бой, Айс Ривер и др., 6 — Кастиньон Лейк, 7 — Айлик, 8 — Аргор, Мартисон-Лейк, Биг Биверхаус, Карджилл и др., 9 — Сент-Оноре, Бей Комо, Арвид, 10 — Пухбах Лейк, 11 — Элк Крик, 12 — Перри и Конвей, Магнет-Ков, 13 — Айрон Хил, Айрон Маунтин, Голди, Джем Парк, Демократ Крик и др., 14 — Кревье, 15 — Прерии Лейк, Немегосенда, Маниту и др., 16 — Лонни; см. услов. обозн. к рис. 2

крупнозернистого материала (1,0–0,15 мм) и флотацию мелких классов (0,15–0,01 мм) с получением черного тантал-уранового концентрата; 4) доводку черного концентрата методами магнитной и электрической сепарации, гравитации и флотации с получением гатчеттолитового, пирохлорового и для ряда месторождений — бадделеитового концентратов.

Из хвостов обогащения возможно извлечение флотационным методом апатитового концентрата. Гатчеттолитовый концентрат будет содержать 5–10% U_3O_8 и Ta_2O_5 при извлечении 50–60%. Переработку концентрата можно произвести существующими методами [3].

Арбастасхское месторождение находится в южной части Алданского щита и залегает в пределах щелочно-ультраосновного массива зонально-кольцевого строения, округлой формы в плане, размером 30 км² [11]. Рудное тело I расположено в центре кольцевой структуры. В плане это замкнутая кольцеобразная залежь с длиной по периметру 3200 м и мощностью 40–220 м. По составу тело похоже на камафориты ковдорского типа, которые содержат кальцит, магнетит, апатит, пирохлор, гатчеттолит и др. На месторождении выделено несколько других рудных тел, сложенных двумя разновидностями руд: комплексными апатит-гатчеттолитсодержащими (уран-тантал-ниобиево-фосфорными) и апатит-пирохлоровыми (фосфорно-ниобиевыми). Апатит-гатчеттолитсодержащая разновидность выявлена в рудных телах I и IV. В отобранных технологических пробах содержание (в %): Nb 0,14–0,20%, Ta 0,02%, U 0,017%, Th 0,017%.

Горноозерское месторождение расположено в Сетте-Дабане и приурочено к карбонатитовому массиву овальной формы площадью около 10 км². Представлено оно серией пирохлор- и гатчеттолитсодержащих рудных тел [11], из которых продуктивными являются кальцит-форстеритовые разновидности, содержащие гатчеттолит и пирохлор с сопутствующими дизаналитом, бадделеитом, циркелитом, колумбитом, ферсмитом, бастнезитом, паризитом. Гатчеттолит образует октаэдры, реже кубические и округлые выделения размером 0,1–5 мм. Содержание в нем колеблется (в %): Nb₂O₅ от 34 до 45, Ta₂O₅ и TiO₂ от 5 до 13, UO₂ до 23. Основными концентраторами Nb, Ta, U являются рудные зоны I и II. В рудах в среднем содержится Nb₂O₅ 0,10–0,12%; Ta₂O₅ 0,005–0,03% (среднее 0,01–0,011). Извлечение Ta₂O₅ в концентрат 54,5%, Ta:Nb в концентрате 1:7 при содержаниях в концентрате Ta₂O₅ 4,3%, Nb₂O₅ 30%.

Месторождение Вуори-Ярви относится к числу перспективных объектов для освоения. Оно находится в Кандалакшском районе Мурманской области и размещается в пределах одноименного массива ультраосновных щелочных пород. В центре и на юго-востоке широко развиты карбонатитовые рудные тела, образующие два участка — Тухта-Вара и Нескевара, в структурном отношении напоминающие макроштокверк (А.А.Фролов с соавторами, 2003). Их тела имеют линзовидную или жильную форму при мощности до 15–20 м и протяженности по простиранию 158–200 м. Ниобиевые руды участка Нескевара с сопутствующим Ta, Zr, P и Fe залегают на площади 2,9 км². Выделяется 4 крупных тела пирохлоровых руд в форстерит-магнетитовых, форстерит-кальцитовых и флогопит-кальцитовых карбонатитах с бадделеитом, циркелитом, гатчеттолитом, апатитом. Госбалансом учтены запасы в 6,2 тыс.т Nb₂O₅, 0,2 тыс.т Ta₂O₅ по категориям В С₁ с содержанием 0,53 Nb₂O₅ и 0,017% Ta₂O₅. Уран-тантал-нио-

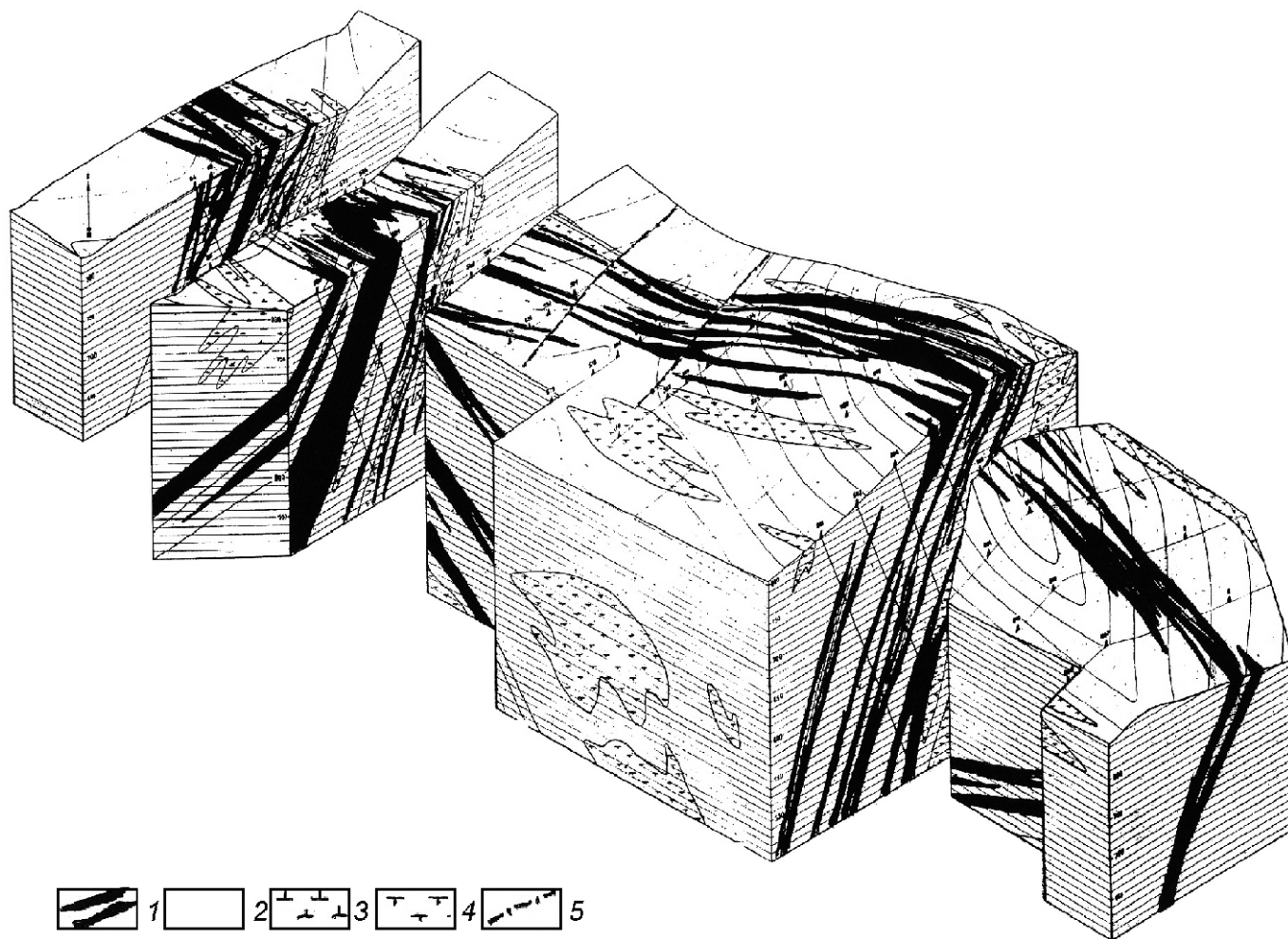


Рис. 4. Блок-диаграмма рудной зоны 4—5 Белозиминского месторождения (в косоугольной проекции). Составили В.О.Вальков, А.А.Фролов:

карбонатиты: 1 — гатчеттолитсодержащие и 2 — безрудные; 3 — пикритовые порфириты; 4 — пироксен-нефелиновые породы (ийолиты, мельтейгиты); 5 — разрывные нарушения

биевая минерализация участка Тухта-Вара в апатит-магнетитовых карбонатитах представлена гатчеттолитом в контурах трубообразного крутопадающего рудного тела площадью 0,3 км², прослеженного на глубину 900 м. В нем сосредоточены запасы и прогнозные ресурсы (в тыс.т): Nb 339, Ta 22, U 20,8, Zr 63,7, P 67 млн.т [1]. Средние содержания Nb₂O₅ 0,05, Ta₂O₅ 0,013%. Руды по минеральному составу близки ковдорским и могут отрабатываться на базе Ковдорского горнообогатительного комбината, находящегося в 85 км к северу от участка Тухта-Вара. Выполненные технологические исследования позволили получить концентраты: гатчеттолитовый, пироксеновый, перовскитовый, бадделитовый, апатитовый, магнетитовый и кальцитовый. Следует подчеркнуть, что гатчеттолитовый концентрат характеризуется более высоким содержанием тантала, чем выпускаемый ОАО «Севредмет» лопаритовый концентрат. Железные руды Тухта-Вары представляют собой единственную дополнительную

сырьевую базу Ковдорского горнообогатительного комбината с запасами для открытой добычи 110 млн.т апатит-магнетитовой руды. Это обстоятельство делает реальным попутное получение редкометаллических концентратов, в т.ч. и уран-тантал-ниобиевого, когда затраты на добычу руды и подготовку ее к обогащению относятся на основное производство апатит-магнетитовых концентратов [1].

Таким образом, для России наиболее перспективны для освоения — карбонатитовые месторождения Восточного Саяна (Белозиминское и Среднезиминское) и Кольского полуострова (Вуори-Ярви) как наиболее разведанные и характеризующиеся значительными масштабами с подготовленной инфраструктурой.

Вместе с тем следует заметить, что самые продуктивные и масштабные ураноносные карбонатитовые месторождения сосредоточены в Южной и Северной Америке. Некоторые из них по запасам и содержанию урана сопоставимы с крупными собственно ура-

новыми месторождениям. Среди таковых можно указать карбонатитовое **месторождение Итатия** в Бразилии, ошибочно, на взгляд авторов, отнесенное к фосфор-урановому типу собственно урановых месторождений [7, 13]. Месторождение Итатия находится в восточной Бразилии, приурочено к массиву нефелиновых сиенитов. Тело кальцитовых карбонатитов, залегающее в нем, имеет размеры по простиранию в 1 км при мощности 300 м и сложено кальцитом, апатитом и минералами Zr, U, Th, редких земель, Sr, Mo, Pb, Zn, Ag. Основная масса колломорфного апатита в коре выветривания содержит промышленные руды урана в минеральной форме коффинита и нингионита. Запасы оцениваются в 71 тыс.т U_3O_8 при содержании 0,15 U_3O и 33% P_2O_5 , [4, 13, 17].

Месторождение Араша (Борейру-ди-Араша), расположенное также в Бразилии в штате Минас-Жерайс, одно из наиболее крупных по запасам руд и характеризуется высоким качеством. Рудоносный массив округлой в плане формы диаметром 4,5 км. Рудоносными являются мощные тела карбонатитов полукольцевой формы кальцит-флогопит-apatит-магнетитового состава. Кора выветривания глубиной от 100 до 230 м содержит до 6% пироклора, 10—15% монацита, 30% магнетита и апатита, 15% барита. Запасы оцениваются в 560 млн.т руды. Общие запасы пентоксида ниобия в латеритной коре выветривания составляют 11,5 млн.т, при среднем содержании 2—2,5% Nb_2O_5 . Главный рудный минерал — пироклор. В биотитовых карбонатитах месторождения уран также концентрируется главным образом в урановом пироклоре, наиболее богатые скопления которого находятся под корой (запасы 300 млн.т легко перерабатываемых руд). В ниобиевых рудах содержится 0,023—0,050% U_3O_8 . В целом запасы месторождения 139,7 тыс.т U_3O_8 [17].

Месторождение Серро Манон находится в восточной Боливии. Локализовано в контуре вулканической структуры размером 4–6 км, включающей 10 вулканических центров, сложенных туфами, лавами, агломератами, фосфатными породами и жильными телами доломитовых и анкеритовых карбонатитов. Карбонатиты в коре выветривания превращены в кварц-гётит-баритовые породы, обогащенные монацитом, церианитом, бастннезитом. Зона фосфатных руд, сложенных апатитом, франколитом, коллофаном, даллитом и другими минералами, содержит 25 P_2O_5 и 0,12% U и высокие концентрации редких земель [17].

Месторождение Маниту (Немегос) расположено в Канаде в районе Великих озер. Коренные выходы рудоносных пород обнажаются на пяти островах оз. Ниписсинг. Объект разведывался, начиная с 1950 г. шахтным и буровым способами. Рудоносный массив размером 3,2–2,7 км представлен существенно сиенит-карбонатитовым комплексом. Основной рудный минерал — урановый пироклор (гатчетто-

лит), ассоциирующий с магнетитом, апатитом, циркелитом, монацитом. Рудная зона, вскрыта шахтой, на глубину 130 м и прослежена по простиранию более чем на 300 м при мощности около 120 м. В пределах разведанной зоны оконтурено несколько рудных тел, содержащих гатчеттолит в виде вкрапленности коричневых кристаллов размером до 3—5 мм. По рудному телу I оценены запасы руды 1893 тыс.т при содержании 0,86 Nb_2O_5 и 0,041% U_3O_8 , по рудному телу II — 2901 тыс.т при содержании 0,69 Nb_2O_5 и 0,049% U_3O_8 [14].

Месторождение Прери Лейк находится в западной Канаде и представлено системой полукольцевых тел кальцитовых и доломитовых карбонатитов, залегающих в массиве фойдолитов общей площадью 8,8 км². Тела карбонатитов мощностью от 30 до 300 м содержат урановый пироклор, апатит, брукит, пирит. Содержание компонентов в руде (в %) 0,12 Nb_2O_5 , 0,05 Ta_2O_5 , 0,01—0,12% U_3O_8 , 4,5% P_2O_5 .

Месторождение и одноименный карбонатитовый массив Сокли в Финляндии расположен западнее российского Ковдорского месторождения. Имеет округлую форму размером 20 км² и сложен кальцитовыми карбонатитами и апатит-магнетитовыми породами (камафоритами), опоясывается полосой карбонатитовых брекчий шириной до 0,5 км. В карбонатитах и камафоритах наряду с магнетитом и апатитом проявлена вкрапленность пироклора и гатчеттолита. Ресурсы Nb оцениваются в 3 млн.т, при содержании 0,3% Nb_2O_5 ; ресурсы зоны гатчеттолитовых руд оцениваются в 30 тыс.т Ta_2O_5 . Вероятно, ресурсы урана близки к упомянутой величине.

Кроме охарактеризованных месторождений карбонатитовые тела, несущие минерализацию урана в ассоциации с Nb, Ta, Th, редкими землями, выявлены в карбонатитсодержащих массивах Гренландии (Илимауссак, Гардинер, Какарссук, Сарфвртук, Игалико), Канады (Маниту, Сет-Оноре, Тинг Ерик, Баю Ривер, Лонни, Верити, Кретье, Ока Мич Лейк), США (Навахо Кантри), России (Томтор, Ковдор, Себель-Яври), Бразилии (Сейс-Лагос, Салитре), Замбии (Нкомбва), Малави (Иломба), Украины (Новополтавское), Афганистана (Ханнешин).

Все изложенное в статье свидетельствует о достаточно широкой распространенности урансодержащих карбонатитовых объектов, которые, при целенаправленном подходе, могут стать дополнительным источником урана. В ураноносных карбонатитовых комплексах мировые ресурсы оцениваются по 400—500 тыс.т U и Ta, в десятки миллионов тонн Nb, редких земель и миллиарды тонн Р. Такой рудный потенциал впечатляет и заслуживает внимания специалистов с целью его промышленного освоения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьев Б.В., Бичук Н.И., Бычтения Ю.Г. и др. Карбонатитовые комплексы Вуориярви и Саланлатвы как сырьевые источники редкометалльной и попут-

- ной продукции // Минеральное сырье. № 7. 2000. С. 17—21.
2. Белов С.В., Лапин А.В., Толстов А.В., Фролов А.А. Минералогия платформенного магматизма (траппы, карбонатиты, кимберлиты). — Новосибирск, 2008.
 3. Белов С.В., Фролов А.А., Чистов Л.Б. Промышленные перспективы урансодержащих карбонатитовых месторождений // Тезисы второго Международного симпозиума Уран: ресурсы и производство. — М., 2008. С. 20.
 4. Бойцов В.Е. Геология месторождений урана. — М.: Недра, 1989.
 5. Бородин Л.С., Капустин Ю.Л. Карбонатитовые месторождения редких элементов / Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. — М.: Наука, 1966.
 6. Бородин Л.С., Лапин А.В., Харченков А.Г. Редкометалльные камафориты. — М.: Наука, 1973.
 7. Королев К.Г., Белов В.К., Путилов Г.С. Месторождения фосфорно-урановой рудной формации. — М.: Энергоатомиздат, 1983.
 8. Лапин А.В., Толстов А.В. Месторождения кор выветривания карбонатитов. — М.: Наука, 1995.
 9. Пожарицкая Л.К., Самойлов В.С. Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. — Новосибирск: Наука, 1972.
 10. Фролов А.А., Белов С.В. Комплексные карбонатитовые месторождения Зиминского рудного района Восточного Саяна // Геология рудных месторождений. 2000. № 1. С. 109—130.
 11. Фролов А.А., Толстов А.В., Белов С.В. Карбонатитовые месторождения России. — М.: НИИ-Природа, 2003.
 12. Фролов А.А., Толстов А.В., Лапин А.В. и др. Карбонатиты и кимберлиты (взаимоотношения, минералогия, прогноз). — М.: НИИ-Природа, 2005.
 13. Яковлев П.Д. Промышленные типы рудных месторождений. — М.: Недра, 1988.
 14. Rowe K.B. Niobium deposit of Canada. Dept, Mines and Techn. Surv. Econom. Geol. Ser. 18. 1958.
 15. Verwoerd W.J. South African carbonatites and their probable mode of origin. Annals Universities van Stellenbosh. 1966. Vol. 41. Ser. A. № 2. Pp. 236.
 16. Verwoerd W.J. Carbonatites of South Africa and South West Africa. S.Afr. geol. Surv., Hand. 1967. Vol. 8. № 6. Pp. 1—452.
 17. Wooley A.R. Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. Part 1. London. 1987 (North and South America).

Строение, вещественный состав руд и зональность Главной рудной залежи Сунгайского марганцевого месторождения (Центральный Салаир)

Э.Г.КАССАНДРОВ, Н.С.ЛИДИН (ФГУП Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС); 630091, г.Новосибирск, Красный пр., д.67), М.П.МАЗУРОВ (Институт геологии и минералогии им.В.С.Соболева (ИГМ) СО РАН; 630051, г.Новосибирск, пр.Коптюга, д.3), Е.В.КАССАНДРОВА, Н.Н.БАЖЕНОВА (ФГУП Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС); 630091, г.Новосибирск, Красный пр. д.67)

Изучен детально с применением современных методик (электронная сканирующая микроскопия) минеральный состав марганцевых и железных руд. Выделены геолого-промышленные типы руд. Выявлена рудная зональность в Главной рудной залежи Сунгайского месторождения — в направлении от лежачего к висячему боку ее богатые и рядовые марганцевые руды сменяются железно-марганцевыми и железными рудами, что имеет значение в проведении прогнозно-поисковых работ.

Ключевые слова: марганец, состав и типы руд, рудная зональность.

Кассандров Эрнест Григорьевич, kassandrov@sniiggims.ru

Лидин Николай Степанович

Мазуров Михаил Петрович, mik@uiggm.nsc.ru

Кассандрова Елена Васильевна

Баженова Наталья Николаевна

Constitution, material structure of ores and Ash value of the Major ore reservoir of the Sungajsky manganese field (Central Salair)

E.G.KASSANDROV, N.S.LIDIN, M.P.MAZUROV, E.V.KASSANDROVA, N.N.BAZHENOVA

The mineral structure of manganese and iron ores is studied in details with application of modern techniques (electronic scanning microscopy). Geological-industrial types of ores are allocated. Ore ash value in the Main ore deposit of the Sungajsky deposit is revealed — in a direction from recumbent to a trailing flank its rich and ordinary manganese ores are replaced by iron-manganese and iron ores that matters in conducting prediction-research works.

Key words: manganese, structure and types of ores, ore ash value.

Проблема обеспечения марганцевым сырьем черной металлургии и других отраслей промышленности в России стоит очень остро, поскольку на долю собственного производства марганцевых руд приходится всего 18% от общих потребностей страны [17], а большая часть товарной марганцевой руды закупается за рубежом (в основном Украина и Казахстан), на что тратятся большие денежные средства (200—300 млн.долл.) и это неблагоприятно в стратегическом плане.

На территории Сибирского федерального округа находится основная часть разведанных запасов марганцевых руд России (70%), большая часть которых сосредоточена в Усинском и Порожинском месторождениях. Однако крупная марганцеворудная база имеет существенные недостатки: низкое качество руд, трудность их обогащения и удаленность месторождений от экономически освоенных районов [8].

В последние годы все большее внимание стали обращать на поиски и оценку марганцевых руд мелких и средних месторождений с высоким качеством оксидных руд, в число которых входит Сунгайское месторождение в центральной части Салаира с про-

гнозными ресурсами оксидных марганцевых руд по категориям P_1 P_2 25 млн.т.

Сунгайское марганцевое месторождение расположено в центральной части Салаирского кряжа, в междуречье рек Ветловая Сунгай и Большая; административно входит в состав Алтайского края, находится в 20 км на юго-восток от железнодорожной станции Тягун железнодорожной ветки Барнаул—Новокузнецк, вблизи промышленных предприятий Кузбасса, Алтайского края и Новосибирской области. Месторождение известно с конца 50-х годов прошлого века. В районе месторождения проведены геологосъемочные, поисковые и тематические работы (А.Ф.Быч и др., 1988, В.А.Введенский и др., 1963, 1966, Е.М.Ярославцева и др., 1996, Д.И.Портянников, 1976, В.А.Рожченко и др., 2002, Э.Г.Кассандров, Н.С.Лидин и др., 2007, В.М.Шкарбань и др., 2008).

В последние годы, начиная с 2005 г, на этом месторождении геологами ФГУП «Запсибгеолсъемка» (В.М.Шкарбань и др.) проведены поисково-оценочные работы с проходкой поверхностных горных выработок (канавы, шурфы, траншеи) и неглубоких скважин (в среднем 50 м) колонкового бурения. От научной орга-

низации (ФГУП СНИИГГиМС) в этой работе в качестве субподрядчика принимали участие сотрудники института (Э.Г.Кассандров, Н.С.Лидин и др.). В результате этих работ были подсчитаны прогнозные ресурсы марганцевых руд и получены новые материалы по геологии месторождения, строению рудной пачки, вещественному составу руд и рудной зональности, систематизированные в данной статье.

Геологическая характеристика Сунгайского месторождения. Геологическая позиция Сунгайского рудного поля определяется приуроченностью его к Тягун-Таловской горст-антиклинали субмеридионального простирания протяженностью 50 км, шириной 8—10 км. Ядерная часть этой структуры сложена метаморфизованными вулканогенно-осадочными отложениями аламбайской свиты венд-нижнекембрийского возраста, крылья — известняками гавриловской и вулканитами печеркинской свит нижнекембрийского возраста. К нижней части аламбайской свиты (черносланцевая формация) приурочена основная часть марганцевого оруденения Сунгайской площади. В осевой части Тягун-Таловского антиклинория проходит зона глубинных разломов субмеридионального простирания, рассеченная более поздними разрывными нарушениями северо-восточного простирания. Субмеридиональные нарушения являются рудоконтролирующими, северо-восточные — рудовмещающими.

В Сунгайском рудном районе выделяются три субпараллельные меридиональные марганценозные пачки — Западная, Центральная и Восточная. Протяженность рудных пачек до 10 км, мощность до 600 м. В пределах Центральной марганценозной пачки выделена Главная рудная залежь Сунгайского месторождения с участками Сунгай I и Сунгай II. Она наиболее полно разведана и включает большую часть ресурсов марганцевых руд Сунгайского месторождения, протяженность ее 4 км, мощность 600 м.

Главная рудная залежь представляет собой четыре минерализованные зоны марганцевых руд, переслаивающиеся с пластами кварцитов. В подчиненном количестве в составе рудной пачки присутствуют метаморфические сланцы (углеродистые кварц-карбонат-сланцевые, кварц-хлорит-серицитовые). Рудоносная пачка подстилается и перекрывается кварцитами. Она приурочена к глубинному разлому субмеридионального простирания, пересеченному более поздними разломами северо-восточного направления, что проявилось в широком развитии брекчиевых текстур руд и пород. Падение рудной пачки в целом западное, крутое (угол 70—90°), с отклонением на отдельных участках, особенно в южной части месторождения, на восточное крутое.

В поверхностной части месторождения широко проявились процессы выветривания. Средняя глубина распространения коры выветривания 40—50 м, по отдельным нарушениям достигает 100—200 м. По

морфологии и генезису кора выветривания подразделяется на площадную и линейную «кварцитового типа», развившуюся в условиях гумидного климата по карбонатно-сланцевым и кварцитовым породам (силицитолитам) [11]. По карбонатно-сланцевым породам образуются гидрослюдистые и каолиновые глины. Кварциты как устойчивые к выветриванию породы почти не изменяются за исключением рудных минералов, которые растворяются и переотлагаются гипергенными растворами.

По отношению к марганцевому оруденению кварциты целесообразно подразделить на три типа: дорудные (силицитолиты), сорудные, парагенетически связанные с оруденением, пострудные прожилковые, с которыми связано железное оруденение (гётит).

Дорудные кварциты (силицитолиты) слагают пластовые тела, размещающиеся между минерализованными зонами рудной пачки. Они составляют около половины объема рудной пачки. Мощность их 40—300 м, протяженность до 4 км. Внешне они темно-серой окраски, тонкозернистой структуры и массивной текстуры. Под микроскопом характеризуются панидиоморфнозернистой структурой. Размер зерен кварца от тысячных долей миллиметра до 0,02 мм. Содержат вкрапленность псиломелана в количестве 4—5%.

Сорудные кварциты входят в состав марганцевых руд в качестве главной нерудной составляющей. Они значительно подроблены, рассланцованы, перекристаллизованы. Окраска серая и светло-серая. Под микроскопом структура тонкозернистая, панидиоморфнозернистая. Размер зерен кварца от тысячных долей до первых сотых долей миллиметра. В сорудном кварце часто обнаруживаются реликты дорудного кварца гранобластовой структуры с размером зерен кварца 0,02—0,05 мм. Для него характерны интенсивная перекристаллизация и директивные структуры, вызванные динамометаморфизмом.

С *послерудным кварцем* прожилкового типа связано железное (гётитовое) оруденение. Кварц-гётитовые прожилки рассекают брекчиевую псиломелановую руду. Послерудный кварц светло-серой окраски, более крупнозернистой структуры. Гётит также встречается в псиломелановой руде в пустотах выщелачивания в виде коллоидных агрегатов.

Вещественный состав руд Главной рудной залежи. Марганцевые, железо-марганцевые и железные руды Сунгайского месторождения представляют собой минерализованные рудные брекчии кварцитов, значительно измененные в поверхностной части месторождения (в среднем до глубины 50 м) гипергенными процессами. Процессы брекчирования, окварцевания и оруденения проявлялись неоднократно.

По соотношению минералов марганца и железа и условиям локализации руды подразделены на несколько типов: марганцевые (богатые и рядовые), железомарганцевые и железные, которые отличают-

ся содержанием основных рудных минералов и текстурно-структурными особенностями.

Текстура руд брекчиевая (преобладает), реже отмечаются прожилковая и массивная, причем участками можно проследить переходы от бедных прожилковых руд через брекчиевые к сплошным массивным богатым рудам. В брекчиевых марганцевых и железных рудах количественное соотношение обломков и цемента различное — от преобладания обломков над цементом до обратных соотношений, что определяет качество руд по содержанию марганца и железа.

Обломки обычно остроугольной, изометричной или вытянутой формы. Брекчиевая текстура обусловлена неоднократным дроблением вмещающих кварцитов и выполнением образующихся проницаемых зон сплошными массами и крустификационными агрегатами тонкозернистых и колломорфных рудных минералов. Размер обломков (в поперечнике) изменяется от миллиметров до десятков сантиметров, структура кварцитов тонкополигональнозернистая, часто с признаками значительных деформаций, перекристаллизации и реомобилизации. Из других нерудных минералов кроме кварца присутствуют в незначительных количествах серицит, мусковит, каолинит, фосфаты железа, апатит, полевой шпат.

Следует заметить, что почти в каждом образце руды можно обнаружить признаки многостадийного проявления процессов марганцевого минералообразования. Это сказалось на форме и размере обломков кварцита, одна часть которых имеет остроугольные очертания, другая слагает гнезда округлой и линзовидной формы, а третья формирует гребенчатые агрегаты, ориентированные ортогонально стенкам прожилков. В большинстве зерен кварца проявлены деформационные микроструктуры, повсеместно облачное погасание. Лишь в участках перекристаллизации они однородны и имеют правильные формы головок кристаллов.

Цементирующий материал представлен гидроксидными минералами марганца и железа. Главной составляющей руд являются минералы группы псиломелана — криптомелан и голландит, реже встречаются пиролюзит, литиофорит, манганит, вернадит; из минералов железа присутствуют гётит (преобладает), редко акаганеит и лепидокрокит. Криptomелан и голландит находятся в тесном срастании друг с другом; из-за скрытокристаллического строения, близких оптических свойств и межплоскостных расстояний кристаллической решетки отличить их друг от друга затруднительно. Только с использованием электронного сканирующего микроскопа в режиме обратно рассеянных электронов их можно индивидуализировать (рисунки 1 и 2).

Взаимоотношения кварца, за исключением позднего прожилкового кварца с гётитом, и псиломелана однозначно подчеркивают более позднее образование псиломелана, о чем свидетельствуют следующие факты: наблюдаемые под микроскопом реакционные

границы — замещение кварца псиломеланом вдоль трещинок, рассечение прожилками псиломелана микрокварцитовой массы. В зальбандах псиломелановых прожилков кварц перекристаллизован в более крупнозернистые агрегаты. Богатые руды тоже имеют брекчиевидное строение, но количество и размер обломков кварцита при этом минимально. В шлифах в них можно обнаружить только округлые резорбированные зерна кварца, единичные частицы глинистых минералов, серицита и гётита.

Преобладающим текстурным типом руд Сунгайского месторождения является брекчиевый — обломки кремнистых пород и кварца цементированы рудными минералами (псиломелан, гётит и др.). Форма обломков преимущественно остроугольная, но встречаются «обломки» округлой формы (сглаженные), что связано с замещением и частичным растворением первичных остроугольных обломков фильтрующимися растворами. Обломки округлой формы отчетливо устанавливаются при исследовании микротекстур руды на сканирующем электронном микроскопе. При тонкозернистом строении руды и существовании тонких минеральных смесей кислородных соединений марганца, плохо отличающихся даже с использованием фазового рентгенотекстурного анализа, сканирующая электронная микроскопия в сочетании с предварительным изучением препаратов на высокоразрешающих световых микроскопах является наиболее рациональным методом изучения строения рудного вещества.

В промежутках относительно однородных рудных обломков наблюдается тесное срастание частиц кварца, криптомелана с фосфатно-глиноземистыми минералами, криптомелана с примесью никеля и кремнисто-глиноземистых частиц, криптомелана с примесью Si, P и Al. Количество примесей малых элементов в отдельных точках значительно изменяется. Совместное присутствие примесей Al, Ni и Cu, вероятно, обусловлено гипергенной природой вторичных фаз, также как и P. Своеобразно изменение состава и микроструктуры крустификационных корок марганцевых минералов на обломках руды и кварцита (см. рис. 1). На снимке хорошо заметно сложное зональное строение минерального агрегата, неравномернозернистое строение, чередование скрытозернистых и тонкокристаллических удлиненно призматических зерен оксидов марганца, в разной степени насыщенных примесями. Самая внешняя кайма шириной около 10 мкм — это литиофорит с примесью Co, Cu и частицами аморфного кремнезема (халцедона). Следующая более яркая тонкая кайма — пиролюзитовая, отмечающая локальное изменение окислительного потенциала в системе. За ней идет почти черная зона, насыщенная примесью глинистых частиц и кремнезема. Скорее всего она фиксирует некоторый перерыв поступления растворов, привносящих марганец. Далее следуют зоны, в которых несколько изменяется соотношение примесей Co,

Ni и Cu. В спектрах появляется Ba вместе с K, что позволяет утверждать, что эти зоны сложены смесью криптомелана (калиевого псиломелана) и голландита (бариевого псиломелана). Призматический облик микрозерен, отличающихся друг от друга величиной отражения, это подтверждает. Голландит, содержащий более высокозарядный барий, выглядит при съемке в обратно рассеянных электронах более светлым, чем криптомелан. Состав микроучастков руды приведен в табл. 1.

Пирролизит встречается почти во всех образцах руд, но количество его незначительное. Он образуется в результате упорядочения агрегатного состояния тонкозернистых криптомелан-литофоритовых масс, замещает их, выполняя микропоры и пустоты. Местами слагает крупнозернистые скопления, хорошо отличающиеся под микроскопом от остальных минералов коричневатого-белым цветом и наличием трещин, возникающих при удалении из коллоидной массы адсорбированной воды.

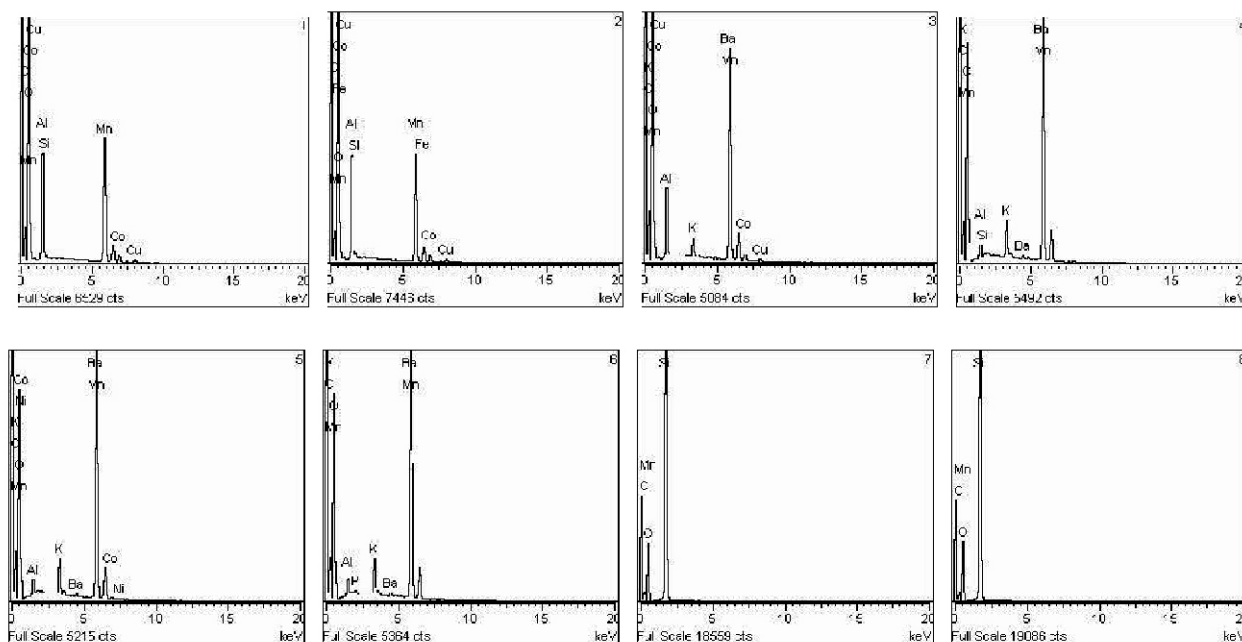
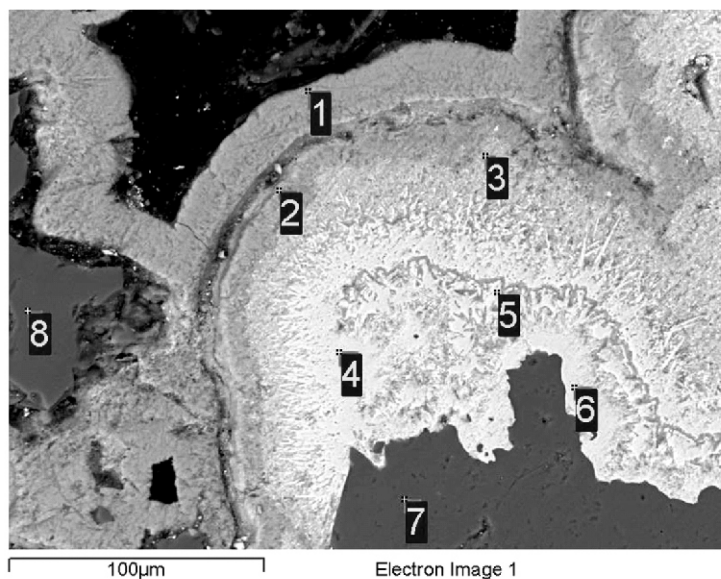


Рис. 1. Строение и состав зональных агрегатов марганцевых минералов, нарастающих на кварц, в богатой руде. Съемка на электронном микроскопе в режиме обратно рассеянных электронов:

цифры — энергодисперсионные спектры составов

Литиофорит при изучении его в аншлифах отличается от других марганцевых минералов меньшим отражением, шестоватым обликом кристаллов, локализуется внутри почковидных криптомелан-голландитовых агрегатов и образуется позднее их. Он впервые был выявлен в рудах Сунгайского месторождения

В.П.Рахмановым с соавторами [9]. По данным А.Ф.Быча и А.И.Батырова [2], литиофорит участками составляет до 20% от общей рудной массы с содержанием Li_2O 0—0,107%.

Вернадит встречается в виде порошковатых черных масс среди выветрелой колломорфной

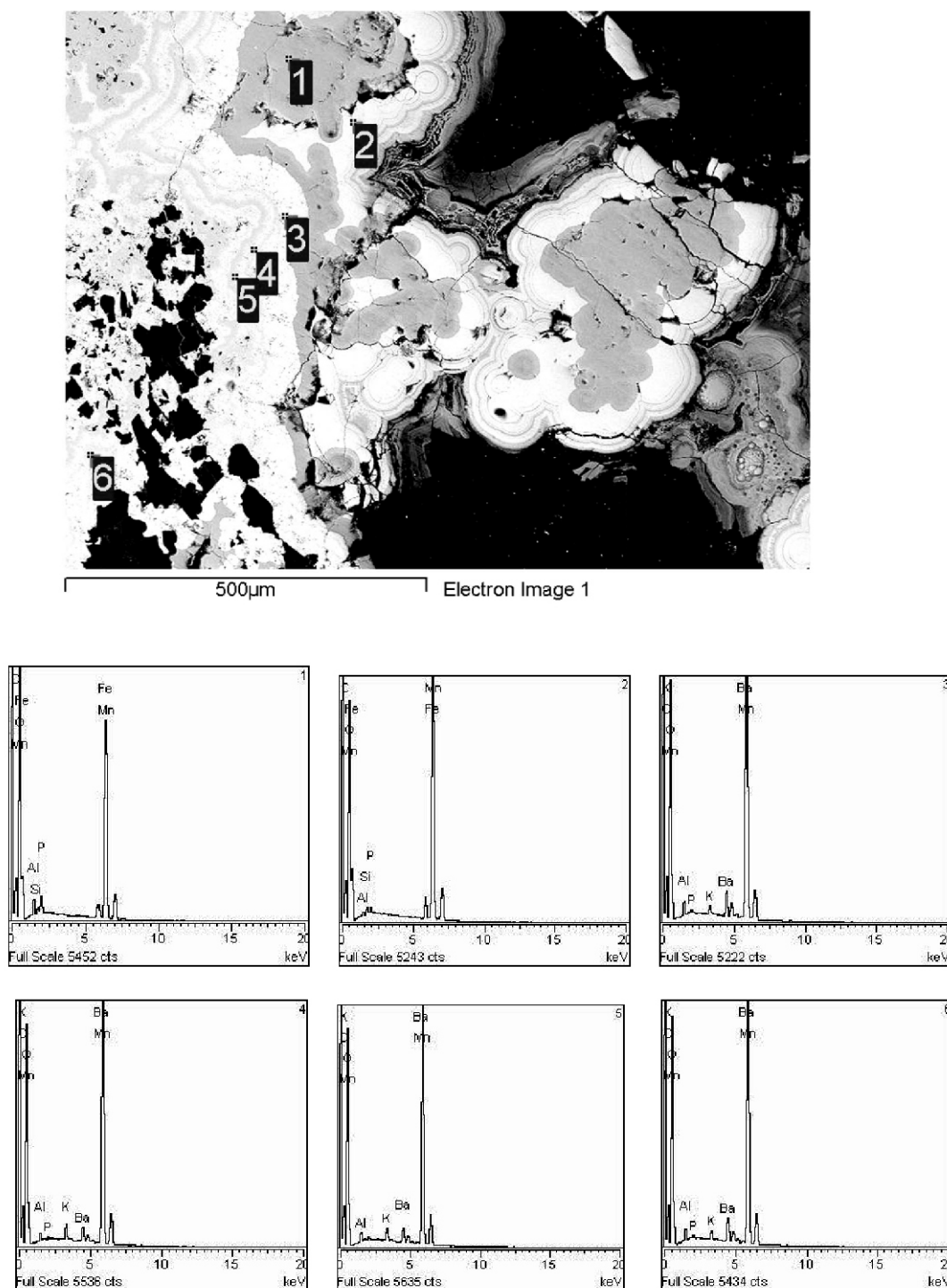


Рис. 2. Железо-марганцевая руда:

левая часть рисунка — первичная брекчиевая марганцевая руда (криptomелан, голландит); остальная часть — кристаллическая гётит-псиломелановая руда; снимки сделаны на электронном сканирующем микроскопе; цифры — точки, в которых приведены энергодисперсионные спектры

1. Состав участков руды, изображенных на рис. 2 (в %)

Спектр	Al	Si	P	K	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Ba
1	5,98	0,12	—	—	17,46	—	1,48	—	0,67	—
2	11,13	0,42	—	—	30,07	0,57	2,37	—	1,60	—
3	4,97	—	—	1,21	34,96	—	1,52	—	0,97	0,51
4	0,96	0,12	—	2,64	43,89	—	—	—	—	1,13
5	1,47	—	—	3,10	51,71	—	0,46	0,46	—	0,52
6	1,47	—	0,23	2,89	50,03	—	—	—	—	1,29
7	—	34,03	—	—	0,26	—	—	—	—	—
8	—	34,39	—	—	0,22	—	—	—	—	—

псиломелановой руды в виде гнезд. Некоторые исследователи, в частности Т.В.Башлыкова с соавторами [1], относят его к тодорокиту, но неоднозначность структурной позиции Mg, Ca, Na и Fe в этом минерале, скорее всего являющихся адсорбированными примесями, заставляет осторожно относиться к выделению тодорокита в рудах Сунгайского месторождения.

Железо-марганцевые руды заметно распространены на месторождении. Они по структурно-текстурным признакам и вещественному составу аналогичны рядовым марганцевым рудам, отличие их лишь в большем количестве примеси в рудах Fe 5—10%. Минералы железа представлены гётитом, который образовался позже псиломелана и встречается в виде крустификационно-полосчатых агрегатов, приуроченных к стенкам пустот выщелачивания и коркам обломков кварца и марганцевой руды.

Железные руды распространены в восточном контакте рудной залежи (висячий бок). Содержание в них Fe 25%, присутствует примесь Mn до 5%. По структурно-текстурным признакам железные руды во многом сходны с марганцевыми и железо-марганцевыми. Это прожилковые, брекчиевые, редко массивные руды, залегающие в катаклазированных кварцитах. Кварцит в обломках брекчиевых руд серой окраски, тонкозернистой структуры. Обломки остроугольные, по форме различные — от изометричной до удлиненной, размер от 0,1 мм до 2 см. Нередко железные руды рассекаются прожилками безрудного светло-серого кварца мощностью до 2 см. Характерны многочисленные пустоты выщелачивания. Изучение гётитовой руды в отраженном свете показало, что основная масса ее состоит из тонкозернистой смеси кремнисто-слюдисто-железистых минеральных частиц, среди которых обособляются скопления раздробленных кварцевых обломков неровных очертаний. Промежутки обломков и каймы полостей сложены колломорфным гётитом.

Под электронным сканирующим микроскопом выявляется, что тонкозернистая масса гётитовой руды сложена гётитом и остроугольными обломками кварца, не содержащего примесей чешуйчатых слюди-сто-хлоритовых частиц. В гётите содержится примесь Ti 0,42 и P 1,44%. Размер частиц гётита — тысячные доли миллиметра. В крустификационных агрегатах гётита, обрастающих обломки кварца и кварц-гётитовой руды, из анализа энергодисперсионных спектров выявляется, что во всех зонах крустификационных агрегатов гётита содержится примесь Si и P и незначительного количества K, главного компонента частиц слюды. По данным рентгеноспектрального анализа содержание P в гётитовых агрегатах колеблется от 0,80 до 1,95%. Обломки кварца в брекчиях сцементированы натечными агрегатами гётита, имеющего облик, характерный для низкотемпературных образований коры выветривания, который под электронным микроскопом имеет почковидную структуру. Судя по спектру химического состава, в гётите содержится примесь каолинита, адсорбирующего P и V. Редко на почках гётита обнаружены идиоморфные тетрагонально-призматические кристаллы со сложной скульптурой слоевого роста граней. По габитусу они отвечают акаганеиту, тетрагональной разновидности гидроксида железа -FeOОН. Содержание фосфора в марганцевых и железных рудах Сунгайского месторождения по данным химических анализов изменяется от 0,08 до 0,68%, среднее по 16 анализам — 0,25%. Как показали детальные исследования руд на электронном сканирующем микроскопе с рентгеноспектральным полуколичественным анализом, фосфор входит в состав рудных фаз (криптомелан, голландит, гётит) в виде кремнисто-глинистых частиц, сорбирующих P, Cu, Ni и другие элементы. Частично фосфор присутствует в виде апатита в кварце. Характерно, что фосфором обогащены преимущественно железистые фазы.

Строение Главной рудной залежи Сунгайского месторождения и ее зональность. Главная рудная залежь Сунгайского месторождения расчленена на четыре минерализованные зоны (с востока на запад): Первая, Вторая, Третья и Четвертая (рис. 3). В пределах минерализованных зон распределение марганцевого и железного оруденения пластово-линзовидное. Рудные тела не имеют четких геологических границ и выделяются в основном по результатам опробования (при бортовом содержании Mn 10%). Мощность рудных тел — от нескольких метров до 10—15 м, протяженность — от десятков до сотен метров. Минерализованные зоны в рудной пачке контролируются субсогласными зонами повышенной трещиноватости. Руды минерализованных зон отличаются друг от друга соотношением главных рудных компонентов — Mn, Fe и P. По соотношению их руды разделены по геолого-промышленным типам согласно требованиям промышленности к марганцевому сырью [13]. Выделены и откартированы следующие типы руд: 1) богатые марганцевые руды, не требующие обогащения, с содержанием (в %): Mn 35, Fe 5, P 0,3; 2) марганцевые руды, подлежащие обогащению (рядовые марганцевые руды) с содержанием (в %): Mn 10—35, Fe 5, P 0,3; 3) железо-марганцевые руды, требующие обогащения, с повышенным содержанием P, с содержанием (в %): Mn 10, Fe 5—10, P 0,3—0,5; 4) железные руды с примесью Mn, с содержанием (в %): Mn 5, Fe 25, P 0,5.

В распределении геолого-промышленных типов руд в пределах рудной залежи намечается зональность — в направлении от лежачего к висячему боку ее богатые и рядовые марганцевые руды сменяются железо-марганцевыми и железными рудами (рис. 4).

Богатые марганцевые руды распространены незначительно на участке Сунгай II, что, вероятно, связано с значительным развитием здесь северо-восточных разрывных нарушений, пересекающих рудоконтролирующую зону субмеридиональных разрывных нарушений глубинного заложения. Богатые марганцевые руды, содержащие Mn 40%, характеризуются массивной и брекчиевой текстурой. Брекчиевые марганцевые руды сложены остроугольными обломками серого и светло-серого кварцита с реликтами тонкозернистой кремнистой породы (силицитолита), сцементированными тонкозернистыми агрегатами псиломелана (криптомелана) и частично пиролюзита. Криптомелан насыщен примесью глинистых и фосфатных частиц. Содержание обломков кварцита незначительно — не превышает 20—30%.

Рядовые марганцевые руды, тяготеющие к лежачему боку рудной залежи, характеризуются брекчиевидной, реже прожилковой текстурой. Обломки в них представлены кварцитами тонкозернистой структуры, цемент — криптомеланом, голландитом, пиролюзитом и литиофоритом. Минералы псиломе-

лановой группы встречаются в виде двух генераций: 1) ранний псиломелан тонкозернистой структуры; 2) поздний псиломелан колломорфной структуры.

Железомарганцевые руды приурочены к центральной части рудной залежи. По структурно-текстурным признакам и вещественному составу они аналогичны рядовым марганцевым рудам, отличие лишь в большем количестве железистого минерала (гётит).

Железные руды распространены в висячем боку рудной залежи. Текстура руд брекчиевая и прожилковая. В брекчиевых рудах обломки представлены кварцитом серой и светло-серой окраски тонкозернистой структуры, цемент гётитовый, крустификационной текстуры. Он обрастает обломки кварца и кварц-псиломелановой руды. По данным рентгено-спектрального анализа в гётите содержится примесь Si и P (см. рис. 2).

Выявленная рудная зональность по минеральному составу руд подтверждается данными химического анализа бороздовых и штучных проб руды на Mn, Fe и P на хорошо изученном участке Сунгай II (см. табл. 2, рис. 4). Эти данные по химизму руд сведены в табл. 2.

Из приведенных данных по химизму руд участка Сунгай II видно, что в направлении от лежачего бока рудной залежи к висячему, т.е. по мощности ее, увеличивается содержание в рудах Fe 2,09—38,34%, и уменьшается содержание в рудах Mn 37,03—0,89%. В промежуточных минерализованных зонах фиксируются промежуточные содержания указанных компонентов в руде (см. табл. 2). Таким образом, рудная зональность Главной рудной залежи Сунгайского месторождения подтверждается не только минеральным составом руд минерализованных зон, но и данными химического анализа руд.

Выявленная рудная зональность на участке Сунгай II прослеживается и на участке Сунгай I. Подобная рудная зональность марганцевых месторождений, размещающихся в корах выветривания с разделением Mn и Fe (Mn — внизу, Fe — вверху), выявлена на многих марганцевых месторождениях Сибири: Усинское [3, 6, 15], Дурновское [6], Мазульское [6], Порожинское [7, 14], Присянская зона [5] и др.

Эта зональность определяется, по мнению большинства исследователей, двумя факторами: различными геохимическими свойствами Mn и Fe (различная геохимическая подвижность) и величинами кислотно-щелочного и окислительно-восстановительного потенциалов среды на различных гипсометрических уровнях коры выветривания.

Как известно [14], в гипергенной модели марганцевого рудообразования выделяется три главные части: источник марганца, среда переноса, обстановка рудоотложения.

Выполненный авторами обзор промышленных марганцевых месторождений, связанных с корах выветривания Алтае-Саянской складчатой области [6], показал, что средние и крупные по запасам мес-

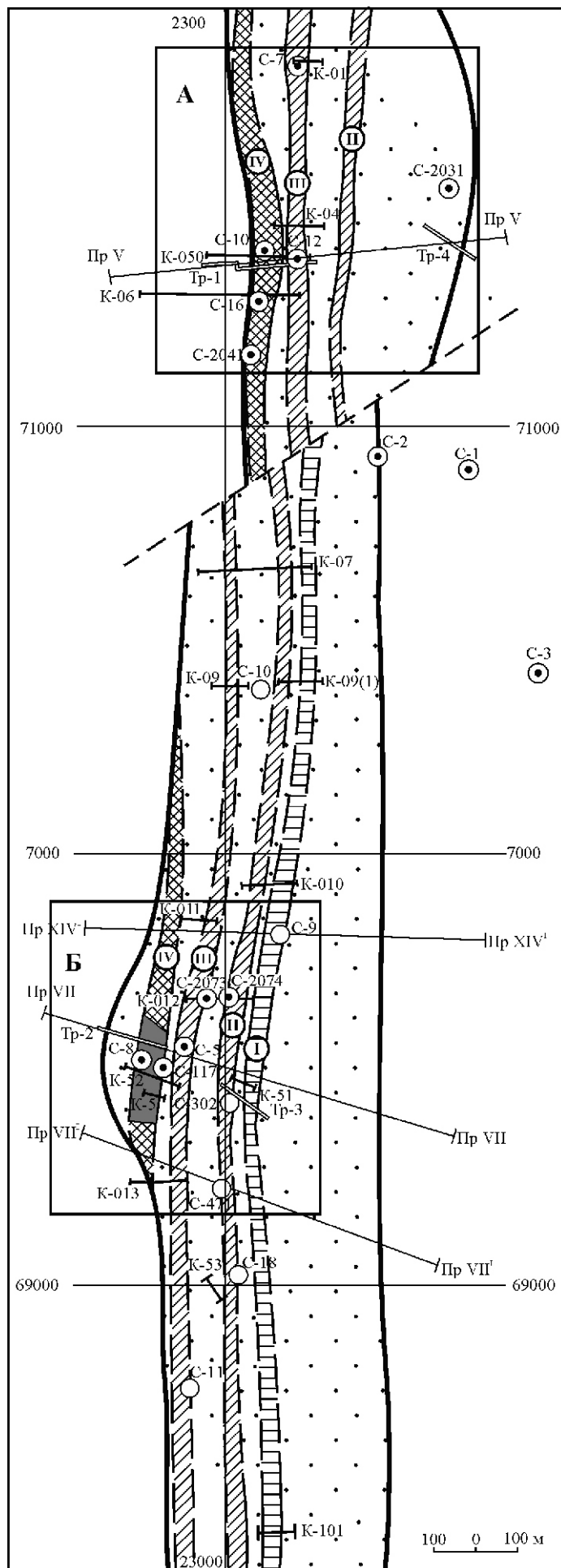
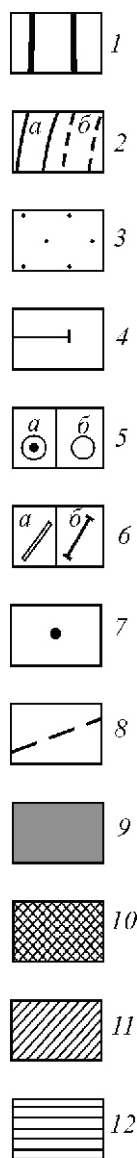


Рис. 3. Карта геолого-промышленных типов марганцевых руд Главной рудной залежи Сунгайского месторождения марганца. Составили: Н.С.Лидин, Э.Г.Кассандров (по материалам «Запсибгеолсъемки», Салаирской ГПП, Горно-Алтайской ПСП и СНИИГГиМС):



1 — границы главной рудоносной пачки; 2 — минерализованные зоны: а — установленные, б — предполагаемые; 3 — мел-палеогеновая кора выветривания остаточно-инфильтрационного типа глинистого и кремнистого (преобладает) состава; 4 — линии разведочных профилей; 5 — скважины колонкового бурения: а — рудные, б — безрудные; 6 — горные выработки: а — траншеи, б — каналы; 7 — места отбора проб руды и содержание в них (сверху вниз) Mn, Fe и P; 8 — разрывные тектонические нарушения; геолого-промышленные типы руд (в %): богатые марганцевые руды (Mn 35, Fe 5, P 0,3); 9 — рядовые марганцевые руды (Mn 10—35, Fe 5, P 0,3); 10 — железо-марганцевые руды (Mn 10, Fe 5—10, P 0,3—0,5); 11 — железные руды с примесью марганца (Mn 5, Fe 25, P 0,5); 12 — минерализованных зон; 13 — рудные участки: А — Сунгай I, Б — Сунгай II

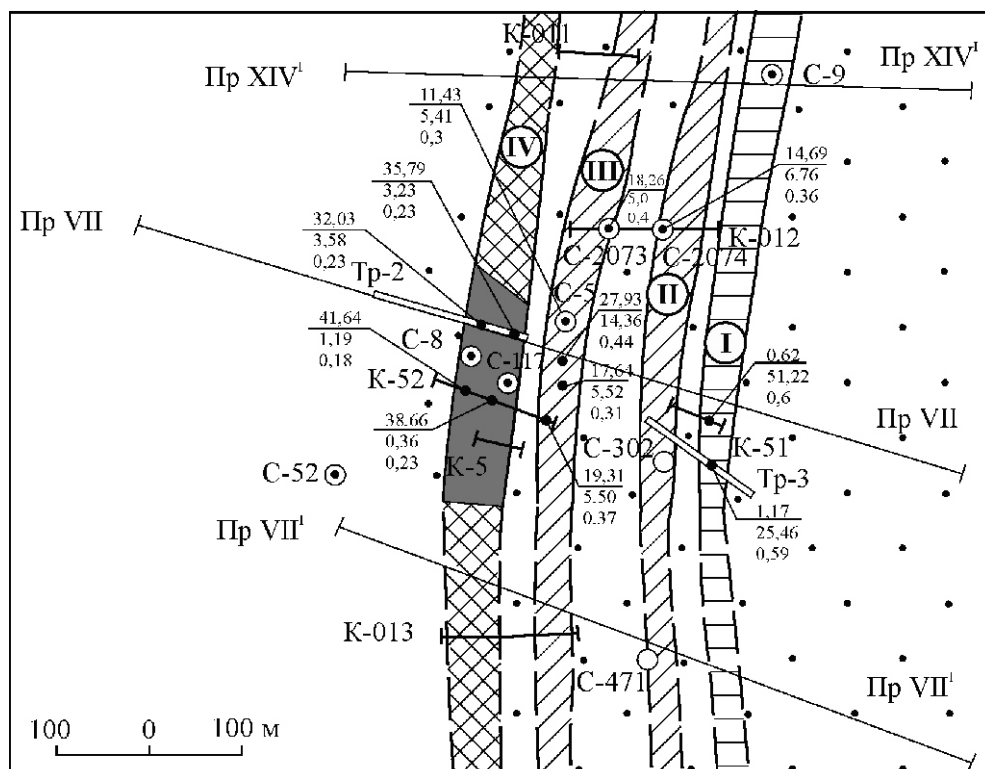


Рис. 4. Химический состав марганцевых и железных руд (Mn, Fe, P в штуфных и бороздовых пробах) минерализованных зон Главной рудной залежи на участке Сунгай II:

см. услов. обозн. к рис. 3

торожения богатых марганцевых руд оксидного типа образуются по первичным марганцевым рудам чаще всего карбонатного состава с содержанием Mn не менее 10—20%. На Сунгайском месторождении карбонатные марганцевые руды обнаружены пока в единичных случаях, что объясняется незначительной глубиной бурения скважин (до 50 м).

Наиболее крупномасштабные и высококачественные марганцевые руды образуются в условиях тропического климата и связаны с латеритными корами выветривания, сформировавшимися по марганценоносной гондитовой формации [10].

На территории России марганцевоносных латеритных кор выветривания пока не выявлено [16], а развитые здесь коры выветривания относятся к каолиновому или гидрослюдистому типу, в которых ввиду инертности большинства компонентов не происходит значительного обогащения первичных марганцевоносных формаций рудными компонентами, в т.ч. марганцем.

Дифференциация вещества, в т.ч. и рудного, в вертикальном разрезе коры выветривания определяется изменением с глубиной величины потенциала кислотности-щелочности среды от кислой (pH 3—5) до слабо щелочной (pH 8—9), а Eh от сильно окислительной (зона свободного O₂) до слабо восстановительной и умеренно окислительной [12, 14, 18].

Железо относится к слабо мигрирующим элементам в коре выветривания [6, 12, 15]. При разложении породообразующих и акцессорных минералов железо переходит в гидраты окисной Fe(III) или закисной Fe(II) формы. Соединения железа Fe(II) осаждаются

при pH 3 и более, Fe(III) могут находиться в растворе до pH 5—7. Так как pH самой верхней зоны коры выветривания обычно около 5, а остальных ниже расположенных зон более этой величины, то все соединения Fe(III) отлагаются в верхней части коры выветривания, тогда как незначительная часть соединений Fe(II) может мигрировать в более глубокие зоны коры выветривания. С увеличением величины окислительно-восстановительного потенциала растворимость Fe(III) возрастает. Таким образом, главная масса железа накапливается в остаточных продуктах верхних частей коры выветривания.

Марганец относится к элементам более подвижным, чем железо в коре выветривания [12, 15]. Все его первичные соединения окисляются, переходя преимущественно в гидроксиды с трех- и четырехвалентным марганцем. Эти соединения выпадают в осадок при более высоком значении pH и более низком Eh. Такие условия характерны для более глубоких горизонтов коры выветривания.

Следовательно, различные геохимические свойства Mn и Fe в различных по глубине зонах коры выветривания, отличающихся по кислотности-щелочности свойствам и окислительно-восстановительному потенциалу, определяют рудную зональность в коре выветривания Главной рудной пачки Сунгайского марганцевого месторождения — в лежащем боку рудной залежи залегают марганцевые руды, висячем — железные.

В заключение подчеркнем оригинальные результаты, имеющие важное значение для оценки перспектив месторождения.

2. Содержание Mn, Fe и P в марганцевых, железо-марганцевых и железных рудах участка Сунгай II (в %)

Минерализованная зона	Место взятия пробы	Промышленный тип руды	Содержание		
			Mn	Fe	P
I	Канавы 51	Железный	0,62	51,22	0,6
I	Траншея 3		1,17	25,46	0,59
Среднее по минерализованной зоне I			0,89	38,34	0,59
	Скважины				
II	2074	Железо-марганцевый	14,69	6,76	0,36
III	2073		18,26	5,00	0,40
III	5		11,43	5,41	0,30
III	Канавы 52		19,31	5,50	0,37
Среднее по минерализованной зоне III			16,40	5,30	0,35
		Марганцевый			
IV	Траншея 2	Руды рядовые	32,03	3,58	0,23
IV	Траншея 2	Руды богатые	35,79	3,23	0,23
IV	Канавы 52		38,66	0,36	0,23
IV	Канавы 52		41,64	1,19	0,18
Среднее по минера- лизованной зоне IV	Руды рядовые и богатые		37,03	2,09	0,22
Среднее по участку					
Марганцевые руды			22,70	4,71	0,31
Железные руды			0,89	38,34	0,59

Примечание. Химические анализы марганцевых и железных руд приведены в основном по данным авторов, частично В.М.Шкарбана и В.А.Рожченко.

Сунгайское месторождение приурочено к Тягун-Таловской горст-антиклинали субмеридионального простираения, ядерная часть которой сложена метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами аламбайской свиты венд-нижнекембрийского возраста, а крылья известняками гавриловской и вулканитами печеркинской свит нижнекембрийского возраста. В осевой части Тягун-Таловской структуры проходит субмеридиональная зона глубинных разломов. В поверхностной части месторождения широко проявились процессы выветривания — средняя глубина распространения коры выветривания 50 м. Кора выветривания «кварцитового типа». Кварциты являются основной рудовмещающей средой марганцевого и железного оруденения.

В Сунгайском рудном поле выделено три марганцевоносные пачки: Западная, Центральная и Восточная. Протяженность их до 10 км, мощность до 600 м. Наиболее продуктивная и хорошо изученная Главная

рудная залежь Центральной рудоносной пачки, включающая участки Сунгай I и Сунгай II. Протяженность ее 4 км, мощность 600 м. Рудная залежь контролируется зоной субмеридиональных разрывных нарушений в полях развития кварцитов.

В Главной рудной залежи выделены четыре минерализованные зоны (I, II, III, IV — в направлении с востока на запад), залегающие согласно рудной пачки. Протяженность минерализованных зон изменяется от 2 до 4 км, мощность — от 30 до 70 м. Руды минерализованных зон отличаются по соотношению марганцевых и железных минералов и соответственно по содержанию марганца. В минерализованной зоне I (восточный борт рудной залежи) руды преимущественно железные (гётитовые), в IV (западный борт рудной залежи) — руды преимущественно марганцевые, в т.ч. и богатые. Рудные тела в пределах минерализованных зон не имеют четких геологических границ и выделяются по результатам опробова-

ния при бортовом содержании Mn 10%. Мощность рудных тел от нескольких метров до 10—15 м, протяженность от десятков до сотен метров.

Марганцевые руды наиболее распространены. Они сложены обломками кварцитов (поперечник до первых десятков сантиметров), сцементированных криптомеланом, голландитом, пиролюзитом, литиофоритом, манганитом, вернадитом. Минералы псилломелановой группы преобладают. Текстура руд брекчиевая, редко массивная и прожилковая, под микроскопом — полосчато-крустификационная, структура тонкозернистая, колломорфная.

Железные руды распространены подчиненно. Они по текстуре и структуре аналогичны марганцевым рудам, сложены обломками кварцитов и марганцевых руд, сцементированными гётитом (преобладает), лепидокрокитом, редко акаганеитом. Нередко руды смешанные — железо-марганцевые.

Рудная зональность Главной рудной залежи, выявленная по минеральному составу руд, подтверждается результатами химических анализов штучных и бороздовых проб руд. Она заключается в увеличении содержаний в рудах Fe и P и уменьшении содержаний Mn в направлении от лежащего к висячему боку рудной залежи. Так, содержание марганца в рудах в IV минерализованной зоне (лежащий бок рудной пачки) 37,03%, в I минерализованной зоне (висячий бок рудной пачки) 0,89%. В промежуточных минерализованных зонах содержания марганца в рудах промежуточные (в III — 16,40%, во II — 14,89%). Содержание железа в рудах в указанной последовательности обратное по сравнению с марганцем (IV минерализованная зона — 2,09%, III — 5,30%, II — 6,76%, I — 38,34%). Содержание фосфора в рудах находится в прямой зависимости от содержаний железа в рудах.

Рудная зональность, выявленная на Сунгайском месторождении в коре выветривания (вверху — Fe, внизу — Mn), связана с различием геохимических свойств Mn и Fe, влияющих на подвижность этих элементов, и различиями среды рудоотложения по кислотнo-щелочным свойствам (pH от 3 в верхних горизонтах коры выветривания до 9 в нижних) и окислительно-восстановительному потенциалу (окислительная обстановка в верхней части коры выветривания, слабо восстановительная — в нижней части коры выветривания).

Таким образом, описанная рудная зональность на Сунгайском месторождении марганца помимо решения геолого-генетических и прогнозно-поисковых задач может быть использована для целей технологического картирования при проведении оценочных работ и предварительной разведки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Башлыкова Т.В., Пахомова Г.А., Амосов Р.А. и др. Золотоносность марганцевых руд России / Атлас. — М.: Теплоэнергетик, 2004.
2. Быч А.Ф., Батырев А.И. Марганцевые месторождения Кемеровской области // Руды и металлы. № 2. 1998. С. 22—28.
3. Вареницов И.М., Формозова Л.Н. Осадочные руды железа и марганца // Тр. геологического института АН СССР. Вып. 70. 1962.
4. Горшков Г.В., Горшкова Т.И., Пасашикова Г.К. Состояние подготовленности Порожнинского месторождения к освоению. Состояние марганцеворудной базы России и вопросы обеспечения промышленности марганцем / Мат-лы Второй Всероссийской научно-технической конференции по проблеме (17—19 июля 2001 г.). — Красноярск. С. 49—55.
5. Другов Г.М., Хромченко Н.Н. Современное состояние и перспективы развития минерально-сырьевой базы марганца Иркутской области. Состояние марганцеворудной базы России и вопросы обеспечения промышленности марганцем / Мат-лы Второй Всероссийской научно-технической конференции по проблеме (17—19 июля 2001 г.). — Красноярск. С. 86—89.
6. Кассандров Э.Г., Лидин Н.С., Кассандрова Е.В., Баженова Н.Н. Марганценоносные коры выветривания западной части Алтае-Саянской складчатой области и их перспективы для поисков легкообогащаемых марганцевых руд / Геология и минерагения Сибири. Сборник научных трудов / Под ред. А.И.Черных, Р.С.Родина. — Новосибирск, 2010. С. 110—118.
7. Михайлов Б.М. Рудоносные коры выветривания. Принципы и методы оценки рудоносности геологических формаций. — Л.: Недра, 1986.
8. Неволько А.И., Эрнст В.А. Состояние и использование минерально-сырьевой базы Сибирского Федерального округа / Геология и минерагения Сибири // Сборник научных трудов / Под ред. А.И.Черных, Р.С.Родина. — Новосибирск, 2010. С. 5—9.
9. Рахманов В.П., Андриященко П.Ф., Вальясов Л.Н. и др. Литиофорит без лития из позднерифейских отложений Салаира // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 3. 1990. С. 82—97.
10. Рой С. Месторождения марганца. — М.: Мир, 1986.
11. Рудоносные формации кор выветривания / Составители: Н.А.Лизалек, Л.Г.Смирнов, В.И.Бгатов и др. — М.: Недра, 1985.
12. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. Изд. 4, перераб. и дополн. — М.: Недра, 1982.
13. Справочник по рудам черных металлов для геологов // Составители В.М.Григорьев, Л.Ф.Борисенко, Г.Г.Кравченко и др. — М.: Недра, 1985.
14. Столяров А.С., Халезов А.Б., Ивлева Е.Н., Милославская О.А. Эволюционно-геологические модели крупномасштабного марганцевого рудообразования на примерах осадочных месторождений России и СНГ // Разведка и охрана недр. № 4. 2005. С. 24—29.
15. Ходак Ю.А., Рахманов В.П., Ероцев-Шак. Месторождения марганца Кузнецкого Алатау. — М.: Наука, 1966.
16. Цыкин Р.А. Типы марганцевых месторождений Сибири и перспективы развития марганцеворудной базы. Состояние марганцеворудной базы России и вопросы обеспечения промышленности марганцем / Мат-лы Второй Всероссийской научно-технической конференции по проблеме (17—19 июля 2001 г.). — Красноярск. С. 33—35.
17. Шарков А.А. Оценка марганцеворудной базы России и перспективы ее развития // Состояние марганцеворудной базы России и вопросы обеспечения промышленности марганцем / Мат-лы Второй Всероссийской научно-технической конференции по проблеме (17—19 июля 2001 г.). — Красноярск. С. 13—19.
18. Cseh Nemeth, Gy Grasselly. Data on the geology and mineralogia of the Manganese ore deposit of Urkur II. Acta mineral. petrogr. Szeged. 1996. Vol. 17. № 2. Pp. 89—114.

Каменная и калийно-магниевые соли Калининградской области

А.К.ВИШНЯКОВ, Р.Р.ТУМАНОВ, Б.С.ЧУПРИНА (ФГУП Центральный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых (ЦНИИГеолнеруд); 420097, Россия, Татарстан, г.Казань, ул.Зинина, д.4), В.А.ЗАГОРОДНЫХ (ООО «Балтгеолресурсы»; 238050, Калининградская область, г.Гусев, ул.Утегенова, д.25-б), Д.Г.РУДЕНКО (Северо-Западная гидрогеологическая и инженерно-геологическая партия (ГГП Севзапгеология); 199155, г.Санкт-Петербург, ул.Одоевского, д.24, корп.1)

Дана характеристика нахождения соленосных отложений на территории Калининградской области на основе изучения керна поисковых и оценочных скважин. Рассматривается вещественный состав и генезис сульфатных калийно-магниевых солей на примерах Нивенского (хартзальцевые породы) и Восточно-Полеского (полигалитсодержащие породы) проявлений.

Ключевые слова: соль каменная, калийная, сульфатная, залегание, генезис.

Вишняков Андрей Константинович, root@geolnerud.net

Туманов Рудольф Рамазанович

Чуприна Борис Семенович

Загородных Виталий Анатольевич, baltruda@rambler.ru

Руденко Дмитрий Георгиевич, szggp@yandex.ru

Rock and potassion-magnesian salts of the Kaliningrad region

A.K.VISHNIAKOV, R.R.TUMANOV, B.S.CHUPRINA, V.A.ZAGORODNY, D.G.RUDENKO

The characteristic of a finding saliferous adjournment on territory of the Kaliningrad region on the basis of studying of a core of search and estimated chinks is given. The material structure and genesis of sulphatic kalijno-magnesian salts on examples Nivensky (hartsalz breeds) and East Polessky (polyhalites breeds) displays is considered.

Key words: halite, potassion-magnesian, salts.

Калининградско-Гданьский (Калининградский) солеродный бассейн, часть которого находится в пределах южной части Польско-Литовской впадины, наложена на крупную отрицательную структуру первого порядка — Балтийскую синеклизу, расположенную на западной окраине Восточно-Европейской платформы. В пределах Калининградской области по современному контуру соленосных отложений бассейн имеет довольно сложную конфигурацию. Во внутренней и северо-западной его частях отмечаются небольшие окна, где соли практически отсутствуют. В периферических частях, особенно в северной и восточной, отложения солей образуют длинные узкие участки их развития, а также серии линзообразных изолированных или полуизолированных одна от другой залежей. Вследствие регионального погружения фундамента глубина залегания соляной толщи увеличивается в направлении с северо-востока на юго-запад (500—1230 м).

В строении поверхности кристаллического фундамента выделяются отдельные блоки, разделенные разрывными нарушениями (рис. 1), носящими сбросовый характер, что обуславливает вертикальную амплитуду смещений блоков в 100—200 м. Основные структурные элементы осадочного чехла тесно связаны со структурными формами поверхности фундамента и его разрывной тектоникой. В соответ-

ствии с дифференцированными движениями этих блоков структура дна бассейна соленакопления и мощность соляной толщи изменялась. Участки с наибольшим, максимальным погружением дна бассейна выделяются в виде Мамоновской, Полесской, Дейменской и других впадин (см. рис. 1).

Галогенные образования в пределах калининградской части Калининградско-Гданьского солеродного бассейна приурочены к отложениям прегольской (P_{2pr}) и более молодой — айстмарской свит (P_{2as}). В плане калиеносности практический интерес в настоящее время представляет только прегольская свита, которая в стратиграфическом отношении коррелируется с частью отложений западно-европейского горизонта Верра (цехштейн 1), относящихся к верхнепермскому возрасту [13].

Первое сообщение о перспективах калиеносности соленосной части прегольской свиты было опубликовано в 1979 г. [3]. Позже, после бурения специализированных поисковых скважин, публикации на эту тему появлялись неоднократно [4, 5—8, 10—12, 14]. Основанием для прослеживания установленных проявлений калийно-магниевых солей в других структурных, параметрических, нефтепоисковых скважинах послужили данные геофизических исследований (в основном гамма-каротаж) в виде повышенной гамма-активности (10—25 мкр/ч при фоне 1—4 мкр/ч).

Калийные, калийно-магниевого и магниевые соли прегольской свиты состоят преимущественно из растворимых сульфатных (кизерит), хлоридных (сильвин, карналлит), разностей и смешанных двойных солей (каинит), а также из плохо растворимой сложной сульфатной калийно-магниевого соли — полигалита.

В низах прегольской свиты установлены чисто сульфатные калийно-магниевого соли, представленные полигалитсодержащими породами и генетически связанные с подсолевыми ангидритами (нижеангидритовая пачка, $P_{2pr_{a-II}}$) [5]. Полигалитсодержащие породы, залегают или непосредственно под толщей каменной соли, или отделяются от нее прослоем ангидрита мощностью 10—15 м. В настоящее время в регионе установлено

25 таких проявлений. Выше залегает пачка каменной соли прегольской свиты (P_{2pr_c}). В ее толще выделяется четыре слоя, из которых (снизу вверх) в третьем слое отмечается сложное и неравномерное переслаивание каменной соли с прослоями кизерит-галитовой, сильвин-каинит-галитовой, карналлитсодержащей галит-кизеритовой породы с тончайшими прослойками полигалитового, кизерит-полигалитового и галопелит-полигалитового состава. Слой продуктивен на промышленные залежи калийно-магниевого (хартзалцевых) солей. Мощность слоя в среднем 36 м, а всей соленосной части 214 м. Наиболее полный разрез соленосной пачки вскрыт в Мамоновской впадине. На остальной части солеродного бассейна отдельные ее слои могут отсутствовать.

В северной и восточной частях Калининградской области соленосная пачка прегольской свиты представлена только каменной солью, залегающей на глубинах 500—600 м, что вполне доступно для их разработки. В настоящее время в пластах каменной соли начаты работы по созданию подземных хранилищ газа и нефтепродуктов. Прогнозные ресурсы соли практически неограниченны. По категории P_1 они оцениваются более чем в 1500 млрд.т.

В 2006—2008 гг., по рекомендации ФГУП ЦНИИгеолнеруд за счет средств госбюджета, ГПП «Севзапгеология» совместно с ФГУП ЦНИИгеолнеруд, ООО «Балтгеолресурсы», КИГ «Калининград-геофизика» и ЗАО НПО «Промгеотехнология» были проведены оценочные и поисковые работы на сульфатный и сульфатно-хлоридный типы калийно-магниевого солей прегольской свиты: по первому — на Восточно-Полесском проявлении полигалитсодержащих пород в нижеангидритовой пачке (находящегося в районе Северо-Красноборской нефтепоисковой площади); по второму — на Нивенском проявлении хартзалцевых пород в пачке каменной соли (находящегося в пределах Мамоновской впадины). В процессе этих работ была пройдена одна оценочная скв.2 Восточно-Полесская, глубиной 950 м, и две поисковые скважины: 7 Солнечная и 7 Бугрино, на Нивенском проявлении глубиной соответственно 1250,5 и 1249,7 м.

На Восточно-Полесском проявлении (Северо-Красноборский участок) по бортовому содержанию K_2O 10% оконтурен пласт наиболее богатых (почти мономинеральных) полигалитсодержащих пород мощностью 26,5 м с средним содержанием K_2O 15,06%. По этому участку подсчитанные запасы кат. C_2 составляют K_2O 123,6 млн.т, прогнозных ресурсов кат. P_1 — 239 млн.т.

Пройденная в пределах Восточно-Полесского проявления оценочная скв. 2 Восточно-Полесская (рис. 2) подтвердила наличие калийно-магниевого сульфатной минерализации (мощность 79,6 м), ранее предположительно установленной здесь по материалам геофизического исследования четырех нефтепоисковых скважин. Она представлена плохо растворимыми полигалитовыми, ангидрит-полигалитовыми и полигалит-ангидритовыми породами, расположенными в подсолевых нижних ангидритах ($P_{2pr_{a-II}}$). В оценочной скв.2 Восточно-Полесская выделено несколько зон, где полигалитовая минерализация превышает 6% K_2O , принятые как минимальные. Наиболее богатая по содержанию полигалита в этой скважине самая верхняя (854,1—880,6 м). Она же и самая мощная 26,5 м зона со средним содержанием полигалита 77,4% (по отдельным интервалам 96,52%). В соседних поисковых скважинах эта зона мощностью от 64 м (скв.3 Северо-Красноборская) до 72 м (скв.2 Северо-Красноборская). Выделяемые в разрезе этих скважин остальные зоны с повышенным содержанием полигалита разделяются между собой (и подстилаются) полигалит-ангидритовыми породами со средним содержанием K_2O 2—4,5%. Суммарная мощность зоны развития полигалитсодержащих пород в пределах скважин профиля I—I (см. рис. 1), удовлетворяющих требованиям оценочных кондиций, колеблется от 76 м до 59 м. Такое строение разреза отображено на рис. 2, где предпринята попытка представить их строение по геофизическим материалам, основываясь на аналогии со скв.2 Восточно-Полесская, для которой установлена привязка геофизических материалов разреза с содержанием K_2O по данным количественного химического анализа.

Наличие повышенного содержания калия и магния в садовом бассейне еще до садки эвапоритовых соляных минералов подтверждается не только образованием в полигалитсодержащих породах почти мономинеральных отложений полигалита, но и присутствием (см. рис. 2) в верхней части полигалитовой толщи соседней скважины (скв.1 Северо-Красноборская) метрового слоя легкорастворимой породы с высокими значениями гамма-активности (предположительно сильвинитовой). Являясь одной из тупиковых частей системы эпиконтинентальных морей Среднеевропейского эвапоритового бассейна, Калининградско-Гданьский солеродный участок, по-видимому, обогащался калием и магнием за счет поступления их из соседних с ним Германо-Польских солеродных районов. Поступаю-

щая рапа рассолонялась здесь континентальными водами, обильно несущими с собой ионы Ca^{2+} и SO_4^{2-} . Они совместно с катионами калия и магния и создавали условия для садки полигалита. Скорее всего это были локальные зоны, обусловленные как рельефом дна бассейна того времени, так и возможностями подтока к этому месту континентальных вод. Выявленные к настоящему времени зоны калийно-магниевой минерализации как в нижнеангидритовой пачке (ангидрит-полигалитовая), так и залегающей выше пачке каменной соли (хлоридно-полиминеральная) прегольской свиты,

во многих случаях совпадают по месту расположения (см. рис. 1). Кроме того, отмечается некоторая локализация этих зон к отдельным блокам кристаллического фундамента и нередко к их краевым частям, что объясняет приуроченность полигалитонакопления только к определенным участкам Калининградско-Гданьского бассейна.

Существование подтока континентальных вод подтверждается повышенным содержанием кислото-нерастворимого остатка и кизерита в ангидритовых зонах с невысоким содержанием полигалита, кото-

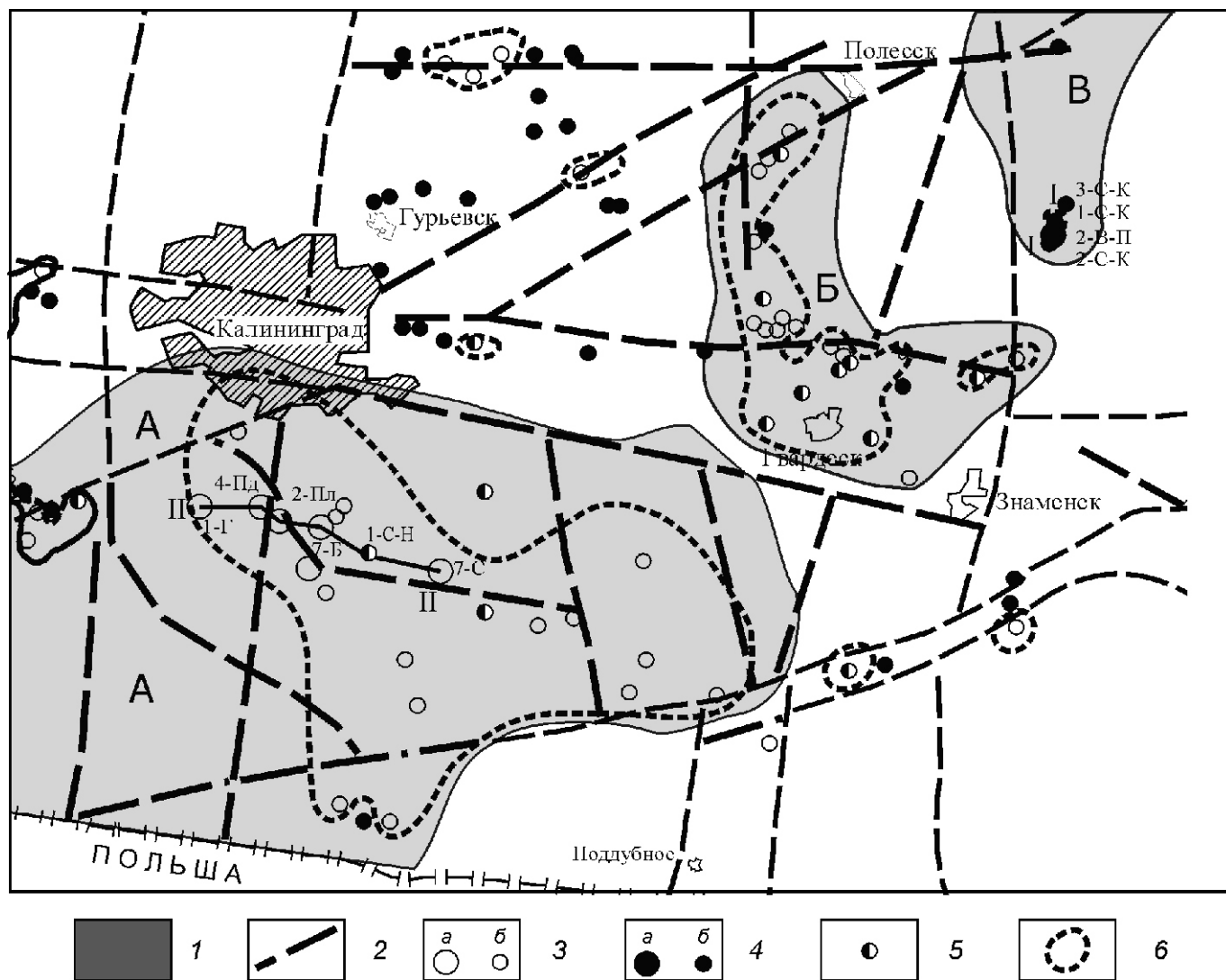


Рис. 1. Схематическая карта кровли фундамента (подошва кембрия) с районами развития растворимых калий-магниевых солей. Масштаб 1: 400 000. Составители В.Н.Загородных, А.К.Вишняков:

1 — площади наложенных впадин верхнепермского возраста (А — Мамоновская, Б — Дейменская, В — Полесская); 2 — предполагаемые разрывные нарушения фундамента; 3 — скважины, вскрывшие в пермских отложениях подсолевые полигалитосодержащие породы (а — дополнительно охарактеризованные аналитическими исследованиями кернавого материала, б — только с геофизическими исследованиями); скважины: 4 — вскрывшие хартзальцевые породы (а — дополнительно охарактеризованные аналитическими исследованиями кернавого материала, б — только с геофизическими исследованиями), 5 — вскрывшие полигалитосодержащие и хартзальцевые породы; 6 — районы развития хартзальцевых калий-магниевых солей; II—II — линии геологических профилей; скважины: С-К — Северо-Красноборская, В-П — Восточно-Полесская, Г — Голубевская, Пд — Поддубное, Пл — Подлесная, С — Солнечная, Б — Бугрино

рые разделяют продуктивные ангидрит-полигалитовые. По-видимому, в таких случаях садка полигалита уменьшалась и вместо него из-за пониженной концентрации калия осаждались кизерит с ангидритом. Отсутствие в этих породах значительного количества карбонатного материала по вскрытому разрезу полигалитсодержащих подстилающих ангидритов, свидетельствует о том, что палеосуша, окружающая Калининградско-Гданьский солеродный бассейн, была представлена в основном отложениями сульфатсодержащих пород, вынос которых в виде растворов в солеродный бассейн не позволил осуществиться процессу метаморфизации его вод и сохранил данный бассейн как сульфатно-магниевый.

Привнос континентальными водами с палеосуши в солеродный бассейн других элементов в растворенном состоянии, в первую очередь В и Sr, обусловил образование их минеральных компонентов в толще подстилающих ангидритов. Отмечается четкая приуроченность соединений бора к породам обогащенных карбонатным или терригенным материалом, также как приуроченность соединений стронция к осадкам, отложившимся после завершения повышенного сноса в бассейн терригенного материала. Вместе с тем отмечаются локальные повышения содержаний Sr и В в полигалит-ангидритовых породах, которые невозможно связать с влиянием континентальных вод. Это позволяет предположить, что их образование возможно также за счет переотложения их водами, мигрирующими через осадочную толщу. О возможности такой миграции свидетельствует факт наличия в данных породах по результатам спектральных исследований большого количества малых кластофильных элементов (Co, Se, Pb, V, Ti, Ni, Mo, Li, Cu, Zr, As, Si). Накопление их не может быть связано с влиянием поверхностных вод, обусловивших отложения терригенной составляющей. Обычно одна часть этих элементов (таких как V, Ni, Sr и др.), переносимых в гидрокарбонатно-сульфатных растворах, попадая в геохимические условия, отличающиеся от тех, в которых они мигрируют, всегда осаждается в виде изоморфной или минеральной примеси в образующихся здесь минералах или породах. Это всегда и происходит в краевых зонах галогенных бассейнов. Другая часть (Ga, Li, Ti, Be, Mn, Cu, Pb, Co, Ni, Mo и др.) сорбируется глинистыми минералами еще в процессе их транспортировки континентальными водами. Поэтому основная масса данных микроэлементов должна была быстро прекратить свою миграцию и не проникнуть в зоны развития растворов повышенной солености.

Однако кластофильные элементы здесь присутствуют и местами присутствуют в повышенных количествах вне зависимости от количественного содержания в породе кислотонерастворимого остатка. Наличие всех этих элементов (вдали от геохимических барьеров береговой линии Калининградско-Гданьского солеродного бассейна, т.е. вдали от возможных участков их кон-

центрирования) и особенно вне связи с нерастворимым остатком может свидетельствовать только о том, что существовал еще один источник появления этих элементов в галогенной толще, не связанный с влиянием вод палеосуши. Таким источником могли быть только подземные воды, мигрирующие через осадочную толщу и особенно над краевыми участками блоков фундамента через расположенные над ними трещиноватые зоны. Эти воды и обусловили привнос упомянутых кластофильных элементов в галогенные отложения. Данными водами могли быть, например, и воды сопутствующие миграции нефтяных углеводородов. Многочисленные исследования приконтурных вод нефтяных месторождений Урало-Поволжья, Западной Сибири, Прикаспийской, Припятской, Днепровско-Донецкой впадин, Предкарпатского прогиба [9], свидетельствуют о том, что данные воды содержат такие элементы как Ni, Cu, Mo, Ag, V, Pb, Mn и другие в водорастворимых соединениях. Попадая в процессе миграции в другие геохимические условия, эти воды испытывают влияние или сульфатных, или хлоридных составляющих галогенных пород и в зависимости от формы химической миграции осаждаются в тех или других породах, повышая таким образом в определенных местах локальную концентрацию.

Петрографическое изучение шлифов полигалитсодержащих пород показало, что полигалиты в основной своей массе состоят из микрозернистых агрегатов его зерен, переходящих местами в мелкозернистые скопления изометрично-таблитчатых зерен. При этом только в микрозернистой массе сохраняются участки галопелитового вещества, слагающие параллельные или пересекающиеся полосы. По-видимому, это реликты первичной слоистости породы, не отмечающиеся в мелкозернистых скоплениях, часто переходящих в более крупные образования в виде пучковидных и параллельно-лучистых сростаний удлиненных таблитчатых кристаллов. На этом фоне развиты одиночные еще более крупные зерна полигалита. Ангидрит распространен в виде столбчатых кристалликов. Кроме таких признаков развития в полигалитсодержащих породах вторичных процессов собирательной перекристаллизации в некоторых образцах отмечается наличие обратных процессов, обусловивших их своеобразную внутреннюю структуру: ангидрит-полигалитовые, полигалит-ангидритовые породы приобрели как бы «желваковый» характер. В шлифах отчетливо видно, что центральная часть таких «желвачков», сложенных полигалитовой или ангидрит-полигалитовой ассоциацией минералов, плавно переходит на периферии в полигалит-ангидритовую или ангидритовую массу. Это может свидетельствовать о существовании в некоторых участках полигалитсодержащей толщи вторичных процессов, приводящих и к их разрушению.

В пределах Нивенского проявления (район Мамоновской впадины), пройденные поисковые скважины

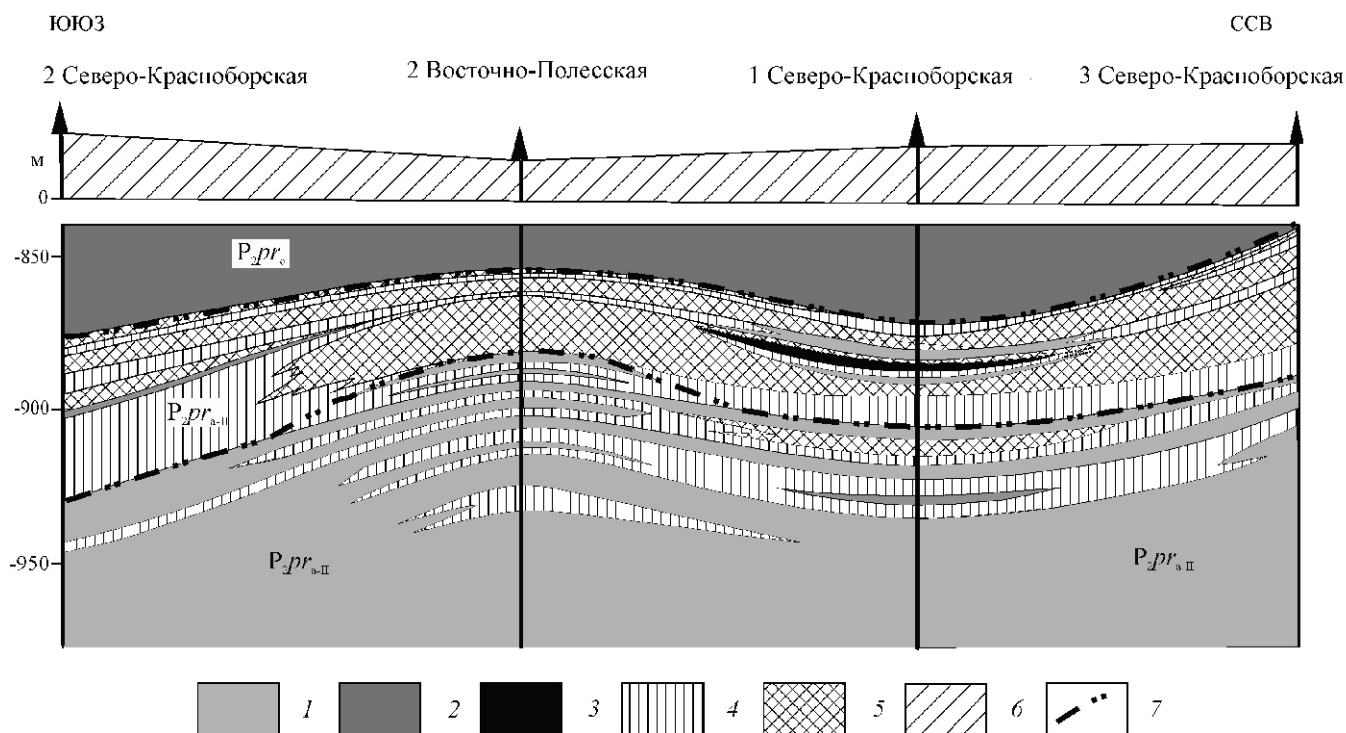


Рис. 2. Геологический разрез продуктивной толщи зоны полигалитсодержащих пород нежнеангидритовой пачки прегольской свиты Северо-Краснобоборской площади по профилю I—I. Масштаб: горизонтальный 1:12 000, вертикальный 1:1100. Составители А.К.Вишняков и Б.С.Чуприна:

1 — ангидритовая порода; 2 — каменная соль; породы: 3 — сильвинитовая, 4 — полигалит-ангидритовая (6,0—10,0% K_2O), 5 — полигалит-ангидритовая (K_2O 10,0%); 6 — отложения, перекрывающие галогенный комплекс пород; 7 — условная граница предполагаемого пласта с наиболее высоким содержанием полигалита

подтвердили ранее установленные здесь [5—6, 10—12] проявления хартзальцевой (калийно-магние-вой) минерализации в пачке каменной соли (P_2pr_c). Для данного проявления с учетом ранее пробуренных здесь скважин по среднему содержанию в пересечении K_2O 9,94% были подсчитаны запасы калийно-магние-вой (хартзальцевой) породы по кат.С₂ в количестве K_2O 125,5 млн.т и, примыкающих с юго-востока к этому блоку запасов, прогнозные ресурсы кат.Р₁ (K_2O 211,4 млн.т).

Детальное расчленение в разрезе калиеносной части вскрытой соленосной толщи позволило выделить (снизу вверх) до 17 пластов преимущественно легко-растворимых калийсодержащих пород различной мощности (0,6—5,6 м), характеризующихся повышенными (до 8,55 и даже 11,8%) значениями содержания K_2O .

Минеральный состав калиеносных пород здесь как по разрезу, так и по простиранию, весьма изменчив и представлен различными сочетаниями кизерита, каинита, карналлита, сильвина, ангидрита и галита. Однако преобладание в них каинита позволяет отнести данные породы к каинит-карналлитовому типу хартзальца.

По данным химических анализов керн в пробуренных поисковых скважинах устанавливается нали-

чие сближенных групп пластов, характеризующихся повышенными значениями содержания K_2O . Это позволило выделить в этих скважинах 2—3 промышленных зоны со средневзвешенным содержанием K_2O в пределах 6%. В них отмечаются отдельные пласты с более высоким содержанием K_2O . Например, в скв.7 Солнечная, средневзвешенное содержание K_2O 11,8 и 11,4% фиксируется в интервалах 1079,30—1080,8 м (1,5 м) и 1095,8—1100,1 м (4,3 м), в скв.7 Бугрино 8,5; 6,7 и 8,0% в интервалах 1074,8—1077,3 м (2,5 м); 1098,7—1103,7 м (5,0 м); 1124,1—1126,6 м (2,5 м). Одна часть из них представлена каинит-кизерит-карналлитовым, а другая — каинит-карналлитовыми (с примесью кизерита или без него) породами, т.е. близкими по минеральному составу и поэтому пригодными для совместной переработки как единой рудной массы. К сожалению, не представляется возможным провести подобную детализацию для ранее пробуренных скважин.

Подстилается калийно-магние-вая толща в этих скважинах слоем перекристаллизованной каменной соли, ритмично содержащей рассеянные мелкие включения: скв.7 Солнечная — полигалит, кизерит и доломит, скв.7 Бугрино — ангидрит с примесью небольшого содержания сильвина. Это было обусловлено, по-видимому, тем, что район скв.7 Солнечная

во время седиментации подстилающей каменной соли оказался в зоне более сильного влияния континентальных гидрокарбонатно-сульфатных вод, что и вызвало здесь седиментацию минералов доломита и полигалита совместно с каменной солью. В районе скв.7 Бугрино влияние континентального стока было слабее. Оно обусловило здесь соосаждение с галитом только минералов ангидрита и в небольшом количестве сильвина.

Ритмичное строение соляной толщи, отмеченное в этих скважинах, свидетельствует о том, что во время накопления соленосной части разреза в тупиковый Калининградско-Гданьский солеродный бассейн время от времени поступали рассолоносящие его воды из какого-то промежуточного бассейна. Об этом свидетельствует наблюдаемая четкая ритмичность переслаивания калиеносных пластов и пластов каменной соли в калиеносной толще соленосных отложений. Особенно хорошо это видно по профилю II—II (рис. 3), построенному на основании корреляции описанных выше калийсодержащих пластов скважин: 7 Бугрино и 7 Солнечная и выделенных по геофизическим материалам скважин: 1 Голубевская, 4 Поддубное, 2 Подлесная, 1 Северо-Нивенская. Калийсодержащие пласты по скважинам Поддубная, и Подлесная, подтверждены также аналитическими исследованиями их кернового материала.

Отмечается четкая приуроченность количества калиеносных пластов к определенным блоковым зонам фундамента (см. рисунки 1 и 3). Особенно интересны условия калиенакопления в зоне блока, где пробурена скв.2 Подлесная. Здесь в начале отложений калийно-магниевого солей, по-видимому, существовала приподнятость рельефа дна солеродного бассейна того времени и калиеносная зона начинается только с пласта 13. Участок седиментационного бассейна расположенного в районе скважины 1 Голубевская и 4 Поддубное, приуроченной к другой блоковой зоне, имел вначале подобные условия седиментации калийных пластов, но далее условия влияния рассолоносящих вод оказались ограниченными и калиеносные пласты как бы объединились. Затем эта зона была, по всей вероятности, приподнята, так как верхние калиеносные пласты (4—1) здесь уже не отлагались. Совершенно другие тектонические условия соленакпления создавались в седиментационном бассейне района сквины 7 Бугрино, 1 Северо-Нивенская и 7 Солнечная, где количество отложений калиеносных пластов достигло максимума при наличии постоянного подтока рассолоносящих вод промежуточного бассейна, обусловившего ритмичное отложение разделяющих их пластов каменной соли.

Изменение минерального состава калийно-магневых пластов наиболее заметно по простиранию приводимого профиля (см. рис. 3), где каждая тектоническая зона характеризуется своим соотношением упомянутых выше минералов. Так, в разрезе скв.4

Поддубное, расположенной в западной части профиля, прослой наиболее богатых калием солей, сложены в основном каинитовой породой, содержащей до 77—83% каинита и 8—10% кизерита. Содержание сильвинита и карналлита в них обычно не превышают 1%, и лишь в единичных пробах содержание составило соответственно 9,5 и 8%. Несколько восточнее в пробуренной скв.2 Подлесная, расположенной над другим блоком фундамента, в минералогическом отношении калиеносные пласты представлены лангбейнит-сильвин-кизеритовым комплексом минералов. Еще восточнее, в скважинах 7 Бугрино и 7 Солнечная калийно-магневые пласты состоят из трех типов пород и сверху вниз четко фиксируются: 1) каинит (10,0—6,6%)-карналлитовыми (38—68%) с небольшим содержанием сильвина (0,5—3,4%) и редкими включениями кизерита; 2) сильвин (4,8—5,3%)-карналлитовыми (70—76%) с примесью каинита и кизерита (до 2,8%); 3) сильвин (2,8—7,0%)-кизерит (7,4—22,8%)-каинитовыми (32—42%), почти не содержащие карналлит (1,0—8,7%).

Изменения минерального состава калийно-магневых пластов этой зоны (снизу-вверх) позволяет отметить, что если в нижней части комплекса калийно-магневые соли характеризуются большим количеством каинита, то в верхах калиеносной толщи доля каинита заметно уменьшается. Распространение части кластофильных элементов (Ba, As, Fe, Co, Ti, Cr, S) в соленосной толще (включая и зону калийно-магневых солей) в той или иной степени может быть связана с терригенной составляющей этих пород. Другая же часть этих элементов (Pb, Mn, Nb, Al, Ni, Mo, Zr, Cu, Zn) совершенно не коррелируется с присутствием в соленосной породе кислотонерастворимого остатка. Это свидетельствует о том, что часть кластофильных элементов, как это было показано выше, для полигалитсодержащих пород, стратиграфически залегающих ниже, отложилась здесь в результате переноса и переконцентрации их водными растворами, которые сопутствуют мигрирующим углеводородам.

Изучение шлифов калийно-магневых (хартзальцевых) пород показало, что для полигалитсодержащих пород четко фиксируется исчезновение из зерен галита признаков первичных структур их роста — «елочек», а также появление большого количества газообразных и жидких микровключений, собранных в линейные зоны, секущие зерна галита в различных направлениях. Для включений галопелитового вещества отмечается перекристаллизация содержащихся в них минералов сульфатной группы, в результате которой в центре галопелитовых образований остается только ее силикатная составляющая. Сульфатные же соединения образуют по периферии включений ряд генераций от чешуйчатого или микрозернистого типа до сравнительно крупных

кристаллов или их радиально-лучистых сростков. Зерна каинита всегда имеют относительно крупные зерна, содержащие по периферии многочисленные включения мелких зерен кизерита, кроме того каинит нередко развит в виде порфировидных образований в массе микрозернистого кизерита. Это свидетельствует о возможном вторичном образовании каинита. Подобные преобразования хартзальцевых пород отмечались и ранее для пород скв.4 Поддубное [12], где описывалось частичное, а местами и полное замещение кизерита каинитом. В литературе имеются сведения о возможности вторичного образования каинита. Так, на месторождениях Германии описывается [4] гипергенное замещение хартзальцевых минералов каинитом с образованием каинитовых «шляп». Там же в результате затопления шахты Ассе в 1906 г. вся залежь карналлитового хартзальца до глубины 300 м была превращена в каинитовую. На Прикарпатских месторождениях (Украина) отмечаются [15, 16] как гипергенное образование каинита, так и образование его в процессе катагенеза в виде мономинеральных вторичных каинитовых слоев с примесью сильвина и галита. Проведенные спектро- и петрографические исследования хартзальцевых пород в скважинах 7 Солнечное и 7 Бугрино позволили предположить, что

описанные выше вторичные преобразования минералов галогенной толщи происходили не за счет ранне-диагенетических [12] или гипергенных преобразований, а в результате воздействия подсолевых вод (в т.ч. и вод сопутствующих миграции нефтяных углеводородов), поступавших по ослабленным (трещиноватым) зонам над разломами, ограничивающих отдельные блоки фундамента, как это отмечалось и для других калийных месторождений [1, 2].

Все приведенные факты позволяют предположить, что на окончательное формирование современного облика галогенных пород Калининградско-Гданьского бассейна вторичные процессы и в первую очередь катагенетического характера оказали значительное влияние.

Во время отложения галитовых пород, расчленяющих пласты калиеносной толщи, практически не отмечается присутствие терригенного материала, привнесенного с палеосуши. Однако по данным химических анализов устанавливается приуроченность несколько повышенных содержаний такого нерастворимого остатка для отдельных прослоев калийно-магниевых солей. Это свидетельствует только о том, что такие засушливые периоды характеризовались сильным и, возможно, значительным коли-

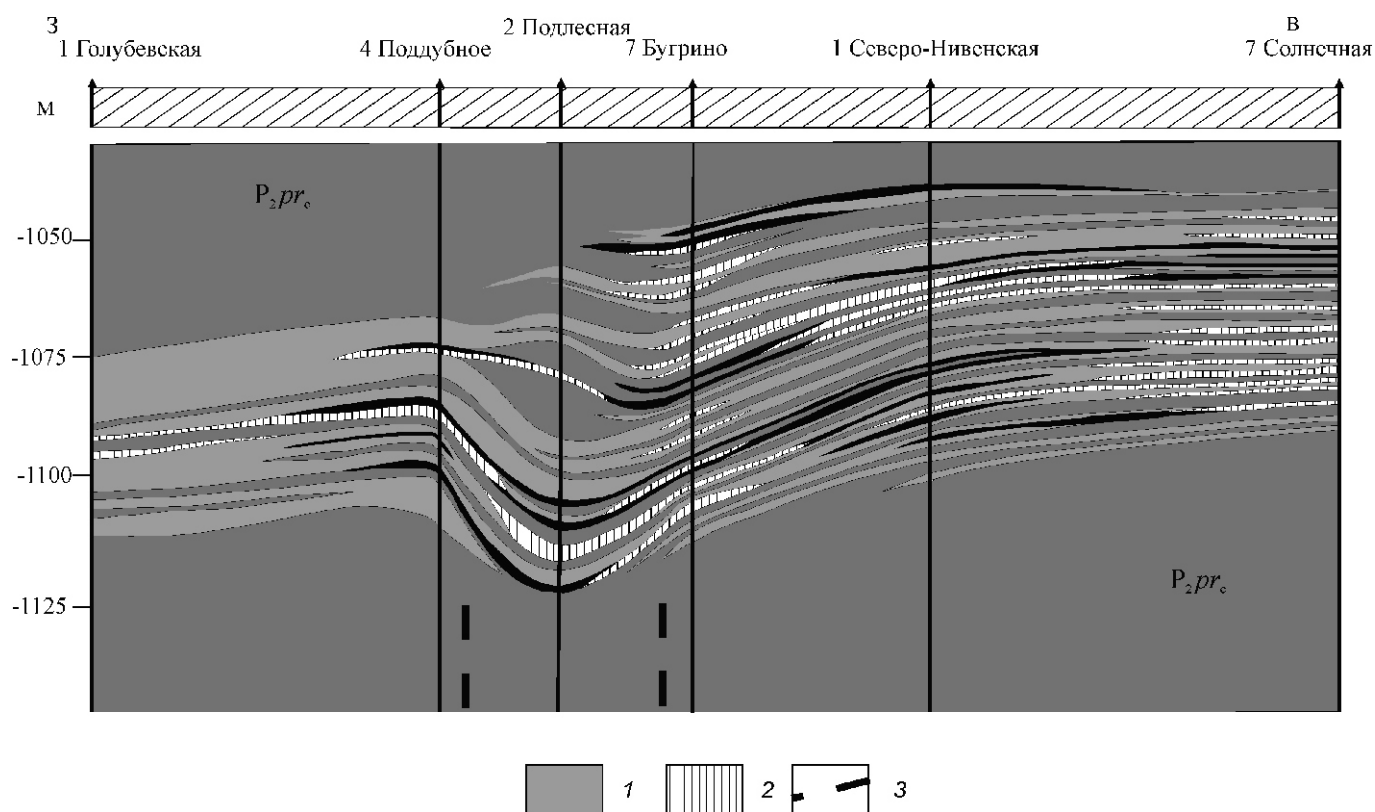


Рис. 3. Геологический разрез продуктивной толщи хартзальцевых пород в пачке каменной соли прегольской свиты части Нивенской впадины по профилю П—П. Масштаб: горизонтальный 1:65 000, вертикальный 1:1700. Составители А.К.Вишняков и Б.С.Чуприна:

1 — каменная соль; породы: 2 — сильвинитовая, 3 — каинитовая, 4 — карналлитовая; 5 — отложения, перекрывающие галогенный комплекс пород

чеством возмущений воздушного пространства этого региона, в результате которого и были занесены в бассейн седиментации мельчайшие терригенные частицы ветровым (эоловым) путем.

Проведенные исследования позволили уточнить как условия образования калийно-магниевых пород прегольской свиты на территории Калининградской области, так и их преобразование вторичными процессами и предположить, что исследованные участки совместно с другими, возможно даже более крупными, чем описанные проявления калийно-магниевых пород, могут стать новой сырьевой базой Российской Федерации для рентабельных предприятий по выпуску комплексных сульфатных удобрений, дефицитных в России и странах СНГ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вишняков А.К., Валеев Р.Н. Тектоника и эпигенез галогенных отложений / Условия формирования и закономерности размещения месторождений нерудного минерального сырья Европейской части СССР. — Казань, 1976. С. 101—130.
2. Вишняков А.К. Вторичные (эпигенетические) изменения галогенной толщи Соликамской впадины // Строение и условия образования соленосных формаций. — Новосибирск: Наука, 1981. С. 59—69.
3. Гуревич Г.И., Шустов В.А., Вострякова Н.В. Калининградский соленосный бассейн и перспективы его калиеносности // Новое в геологии месторождений Северо-Запада РСФСР. — Л., 1979. С. 116—120.
4. Джинюкидзе Н.М., Гемп С.Д., Горбов А.Ф., Раевский В.И. Закономерности размещения и критерии поисков калийных солей СССР. — Тбилиси, 1980.
5. Загородных В.А. Новый тип калийно-магниевых солей в цехштейне Южной Прибалтики // Литология и полезные ископаемые. 1994. № 1. С. 124—127.
6. Загородных В.А. Калийно-магниевые соли Калининградской области // Геологическое изучение и использование недр. Информ. сб. Вып. 11—12. — М., 1994. С. 20—24.
7. Загородных В.А. Полезные ископаемые верхнепермских отложений Калининградской области // Литология и полезные ископаемые. 1996. № 1. С. 97—105.
8. Загородных В.А. Минералогия древнекаменноугольного этажа осадочного чехла южной части Польско-Литовской впадины. — М.: Геоинформцентр, 2003.
9. Зорькин Л.М. и др. Гидрогеохимические показатели нефтегазоносности Прикаспийской впадины. — М.: Недра, 1975.
10. Корневский С.М., Казанов Ю.В., Протопопов А.Л. Калиеносность цехштейновых отложений Прибалтики // Литология и полезные ископаемые. 1980. № 6. С. 116—121.
11. Корневский С.М., Поборский Ю.В. Цехштейновая галогенная формация в Поборском Гданьско-Калининградском бассейне и ее калиеносность / Строение и условия формирования калийных солей. — Новосибирск: Наука, 1981. С. 161—171.
12. Корневский С.М., Протопопов А.Л., Шапорев А.А. Залежи каинитовой породы в цехштейне Прибалтики // Литология и полезные ископаемые. 1983. № 1. С. 71—80.
13. Сувейздис П.И. Верхнепермские отложения Польско-литовской синеклизы // Вопросы геологии Литвы. — Вильнюс, 1963. С. 225—372.
14. Шапорев А.А., Загородных В.А., Топорский В.Б. Прогнозные ресурсы калийно-магниевых солей Калининградской области // Прогнозные ресурсы полезных ископаемых Прибалтики. — Рига: Зинанте, 1988. С. 76—85.
15. Ходькова С.В. Кизерит, каинит и галит Стебниковского месторождения калийных солей // Тр. ВНИИГ. Вып. 60. 1972. С. 51—69.
16. Ходькова С.В. О роли вторичных процессов с формированием калийных пород Предкарпатья // Проблемы соленакопления. Т. 1. — Новосибирск: Наука, 1977. С. 265—268.

Формирование континентальной коры и образование в ней месторождений полезных ископаемых

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

Рассмотрены причины и условия формирования континентальной земной коры и свойственных ей месторождений полезных ископаемых. Показано, что формирование континентальной коры происходило путем прямого фракционного плавления и дифференциации исходного вещества Земли на протяжении трех стадий ее эволюции: общего разогрева, нахождения в переходном (от нагрева к охлаждению) состоянии и общего охлаждения. Проявление геологических процессов и образование месторождений полезных ископаемых в основном осуществлялось на стадии общего охлаждения планеты, после возвращения на ее поверхность поднятой в атмосферу воды (3800 млн.лет назад). Причиной проявления этих процессов являлось проникновение в горячую мантию воды гидросферы по ослабленным зонам, возникающих под действием ротационных сил вращения планеты. Вода вызывала гидратацию и плавление мантийного материала, увеличение его объема и подъем в вышележащие горизонты с образованием рудоносных депрессионных структур и проявлением различных видов магматизма.

Ключевые слова: континентальная кора, мантия, геологические процессы, полезные ископаемые.

Лихачев Александр Петрович, alexanderlikhachev@rambler.ru

Formation of continental crust and of mineral deposits in it

A.P.LIKHACHEV

Examines the reasons and conditions for the formation of continental crust and its characteristic mineral deposits. Shown that the formation of continental crust occurs by direct fractional melting and differentiation of the source material of the Earth for three stages of its evolution: general warm-up, being in transition (from heating to cooling) state and the total cooling. The implementation of geological processes and formation of mineral deposits to be largely at the stage of cooling the planet, after returning to the surface raised in an atmosphere of water (3800 million years ago). The reason for the manifestation of these processes is the penetration of water into the hot mantle by weakened zones arising from the action of rotational forces of the planet's rotation. Water is caused hydration and melting of mantle material, increasing its volume and the rise in the overlying horizons with the formation of ore-bearing structures and the manifestation of different types of magmatism.

Key words: continental crust, mantle, geologic processes, mineral resources.

Континентальная кора составляет верхнюю, преимущественно материковую, часть Земли, средняя мощность которой изменяется от 30 до 75 км. В ее вертикальном разрезе выделяется (на примере Восточно-Европейской платформы по материалам ВСЕГЕИ) четыре слоя (снизу вверх): *базитовый* (базальтовый) плотностью 2,9—3,2 г/см³, скорость продольных волн V_p 6,8—7,7 км/с и мощность 15—20 км; *грануито-базитовый* (диоритовый) 2,75—2,89 г/см³, V_p 6,35—6,75 км/с, мощность 7—10 км; *гранито-гнейсовый* (гранито-ультраметаморфический) 2,62—2,77 г/см³, V_p 5,9—6,4 км/с, мощность 5—8 км и *осадочно-вулканогенный* 2,3—2,8 г/см³, V_p 4,0—6,0 км/с, мощность 0—10 км и более. Первые три слоя имеют повсеместное (глобальное в границах материков) распространение и составляют фундамент (инфраструктуру) континентов, а четвертый представлен фрагментарными (региональными),

наложенными на фундамент архейскими супракорустальными и более поздними образованиями. Из общей массы земной коры (2,8 10¹⁹ т), составляющей 0,473% массы Земли, на долю континентальной приходится 79%, остальное 21% — на океанскую кору. В пределах континентальной коры находится большинство доступных для эксплуатации месторождений полезных ископаемых.

Выяснение условий формирования и эволюции континентальной коры, как и образования месторождений полезных ископаемых, является постоянно актуальной задачей, имеющей большое научное и практическое значение. К наиболее важным относятся вопросы генерации и накопления материала коры и концентрации в нем рудных компонентов. Вследствие чего и каким путем происходили эти процессы? Вследствие преобразования более ранней океанской коры преимущественно базальтового состава, как допускается в большинстве существующих концепций, или в результате прямого фракционного

плавления и дифференциации исходного вещества планеты в ходе ее общего гравитационного разогрева и последующего охлаждения как рассматривается ниже в данной статье?

Формирование континентальных толщ путем преобразования (в основном повторного плавления) более ранней базальтовой коры возможно лишь в сравнительно локальных обстановках — в зонах субдукции океанского дна и в участках внедрения вещества мантии. В наиболее активных и производительных зонах субдукции создаются преимущественно хаотичные («безкорневые») скопления разнородного материала, вытянутые в одном направлении и разновозрастные в поперечном сечении. В них нарушаются первичные закономерности размещения рудоносных структур и месторождений полезных ископаемых, теряются связи с источниками рудных веществ, что затрудняет районирование территорий и выделение перспективно-рудоносных площадей. В реальности в большинстве случаев фундамент континентальных блоков имеет однотипный состав и возраст как и вполне закономерное трехчленное строение, выдержанное на больших площадях, практически повсеместно.

Образование преобладающей массы континентальной коры вследствие всеобщего фракционного плавления и дифференциации исходного вещества планеты более реально. Оно обеспечивает глобальное и, в сущности, одновременное зарождение и становление первично обогащенных рудным веществом главных составляющих фундамента континентов — *основного, среднего и кислого* слоев. Такая направленность корообразования свойственна и другим планетам земной группы и Луне, отличие которых от Земли состояло в низком содержании воды, ограничивающем степень дифференциации исходных веществ при их плавлении в «сухих» условиях и позволяющем зарождаться только мафическим (базальтовым) и более магнезиальным магмам. Присутствие значительного количества воды (0,1%), как это имеет место на Земле, резко снижает температуру солидуса веществ (на величину до 600 °C) и существенно расширяет температурный интервал между их солидусом и ликвидусом. Все это способствует более глубокой и «тонкой» дифференциации исходных материалов в ходе их плавления и дает возможность для прямого (непосредственного) образования средних и кислых расплавов (магм) при плавлении первичного вещества планеты [7].

Наличие на Земле воды объясняется особым положением ее исходного (изначально газово-пылевого) вещества хондритового типа в околосолнечной туманности и аккреционном диске [4, 5]. Оно находилось в области температур (350—500 °C), благоприятных для процессов гидратации минеральных фаз, что предотвратило диссипацию значительной части исходной воды под действием солнечного излучения.

При гравитационном уплотнении и нагреве гидратированного вещества протоземли происходили сначала его дегидратация, а затем плавление (рис. 1), которые в виде двух фронтов (общей дегидратации и общего плавления) один за другим двигались в направлении от центра к поверхности планеты. В итоге эти и сопутствующие им процессы, благодаря наличию воды, привели к дифференциации исходного вещества Земли с формированием ее ядра, мантии, коры, гидросферы и атмосферы [4, 5].

Образование континентальной коры происходило на протяжении трех стадий эволюции Земли: ее общего разогрева, нахождения в переходном (от нагрева к охлаждению) состоянии и общего охлаждения.

На стадии общего разогрева планеты (см. рис. 1) в ходе продвижения вверх фронтов общей дегидратации и общего плавления в присутствии воды осуществлялся «сгон» к земной поверхности флюидной (воды и других летучих компонентов) и легкоплавкой расплавной (андезитовой и базальтовой) составляющих. За счет первых образовались первичные гидросфера и атмосфера (см. рис. 1, д), а вторые сформировали двухслойную расплавную оболочку — андезитовую (плотность 2,2 г/см³) сверху и базальтовую (2,5 г/см³) внизу (см. рисунки 1 и 2, а).

Выход флюидов на земную поверхность и формирование первичной гидросферы сопровождалось массовым привнесом растворенных рудных компонентов и отложением их на дно первичного океана в виде железосиликатных и колчеданных продуктов (см. рис. 1, д и е). Сохранившиеся фрагменты этих накоплений впоследствии могли служить источником веществ для образования докембрийских железорудных формаций (см. рис. 2, е). При приближении к земной поверхности фронта общего плавления вода первичной гидросферы перешла в газообразное состояние и поднялась в атмосферу (см. рис. 1, е).

В переходную стадию происходила глубинная конвекция расплавной оболочки, которая в основном затрагивала базальтовую составляющую, тогда как андезитовый слой оставался менее активным (см. рис. 2, а). Он «плавал» на базальтовом слое, подчиняясь его течениям и влияниям инерционных сил, распадался над восходящими потоками конвекционных ячеек и скапливался около нисходящих. В результате сначала единый андезитовый слой был расчленен на отдельные блоки (см. рис. 2, б и в).

С наступлением стадии охлаждения началась кристаллизация сначала андезитового, а затем и базальтового слоев. Кристаллизация андезитового слоя сопровождалась его дифференциацией с образованием сравнительно кислого (гранитоидного) продукта, занявшего верхнюю часть, и более основного (анортитового) — нижнюю (см. рис. 2, г), подобно тому как показано в экспериментах Т.Х.Грина [2]. Верхняя часть затвердевала раньше, чем нижняя. Это давало возможность нижней подвижной части, подпирае-

мой базальтовым слоем, проникать в верхнюю часть и вызывать в ней напряжения и нарушение сплошности — создавать ослабленные зоны (см. рис 2, з), которые оставались таковыми на протяжении всей последующей истории эволюции земной коры и слу-

жили местом для неоднократного проявления эндогенных и, в т.ч. рудообразующих, процессов.

Утяжеленные при кристаллизации «андезитовые» блоки плотностью $2,7 \text{ г/см}^3$ тонули в окружающем базальтовом расплаве ($2,5 \text{ г/см}^3$), опускаясь на более

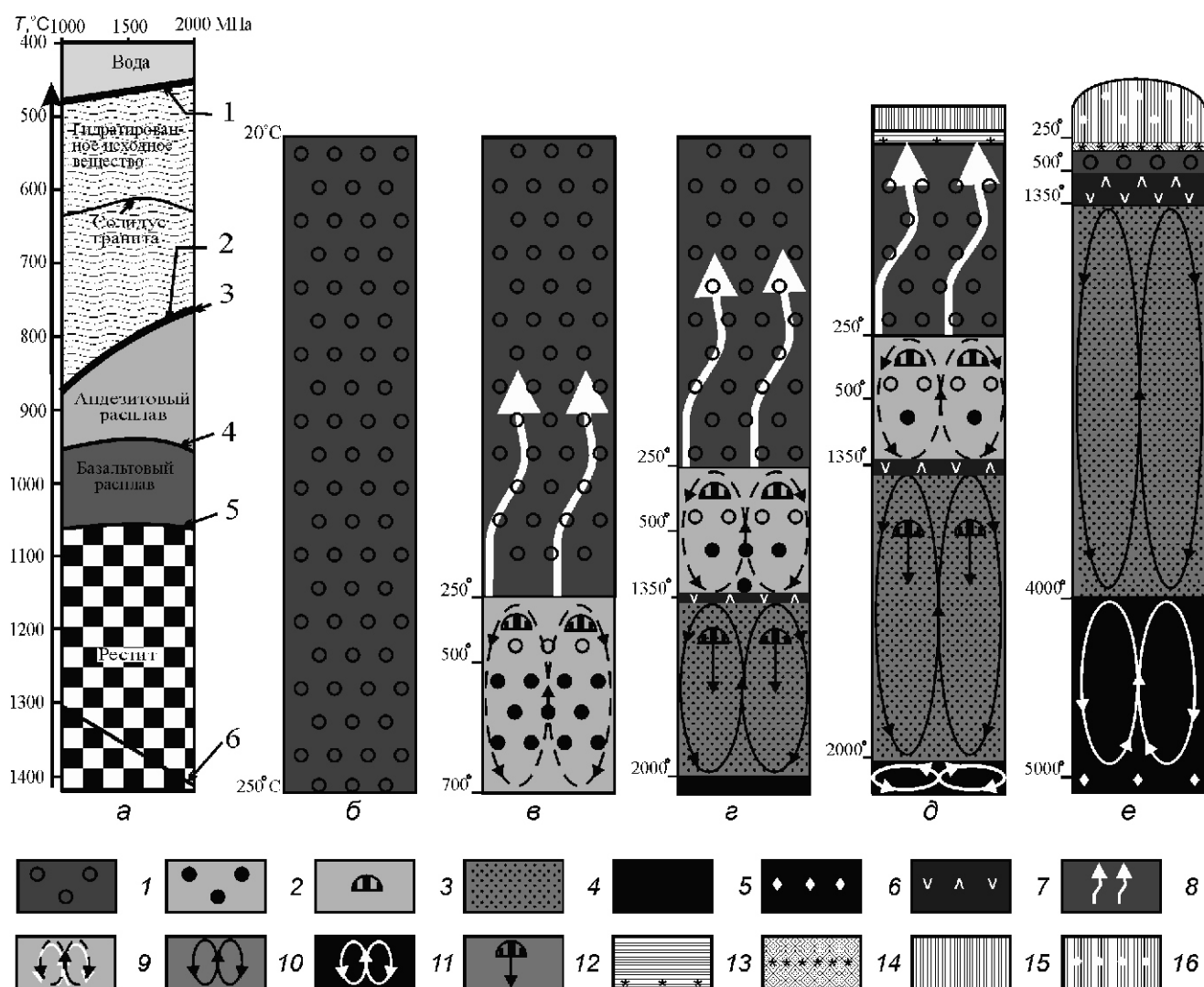


Рис. 1. Последовательность становления и эволюции Земли на стадии ее разогрева:

а — схема дегидратации и плавления исходного вещества Земли (использованы экспериментальные данные из работы [10]: фронты: 1 — общей дегидратации и 2 — общего плавления, 3 — солидус водонасыщенного перидотита; ликвидусы: 4 — андезита, 5 — толеита, 6 — сухой солидус перидотита; последовательность становления и эволюции Земли: *б* — исходное состояние; *в* — начало дегидратации исходного вещества, появление конвектирующих флюидов; *г* — появление конвектирующих силикатного и металлического расплавов; *д* — продвижение вверх фронтов дегидратации и плавления веществ, «сгон» легкоплавкой фракции андезито-базальтового состава, выход воды и других флюидов на земную поверхность, начало образования первичной коры, гидросферы (первичного океана с накоплением железосиликатных отложений на его дне) и первичной атмосферы; *е* — приближение общего фронта плавлений к земной поверхности, подъем воды гидросферы в атмосферу, обнажение железосиликатных отложений дна первичного океана; 1 — исходное гидратированное вещество Земли; 2 — дегидратированный материал исходного вещества; 3 — области концентрации железа; 4 — смесь силикатного расплава и кристаллических фаз; 5 — металлический (в основном железный) расплав; 6 — продукты кристаллизации металлического расплава; 7 — «сгон» андезито-базальтового расплава; 8 — направление движения воды и других летучих компонентов; конвекции: 9 — воды и других флюидов, 10 — силикатного и 11 — металлического расплавов; 12 — перемещение железных обособлений к центру Земли; 13 — первичный океан с отложениями на его дне железосиликатных образований; 14 — железосиликатные отложения, послужившие источником материала для архейских и протерозойских железорудных формаций; 15 — первичная атмосфера; 16 — водонасыщенная атмосфера (вода гидросферы, поднятая в атмосферу)

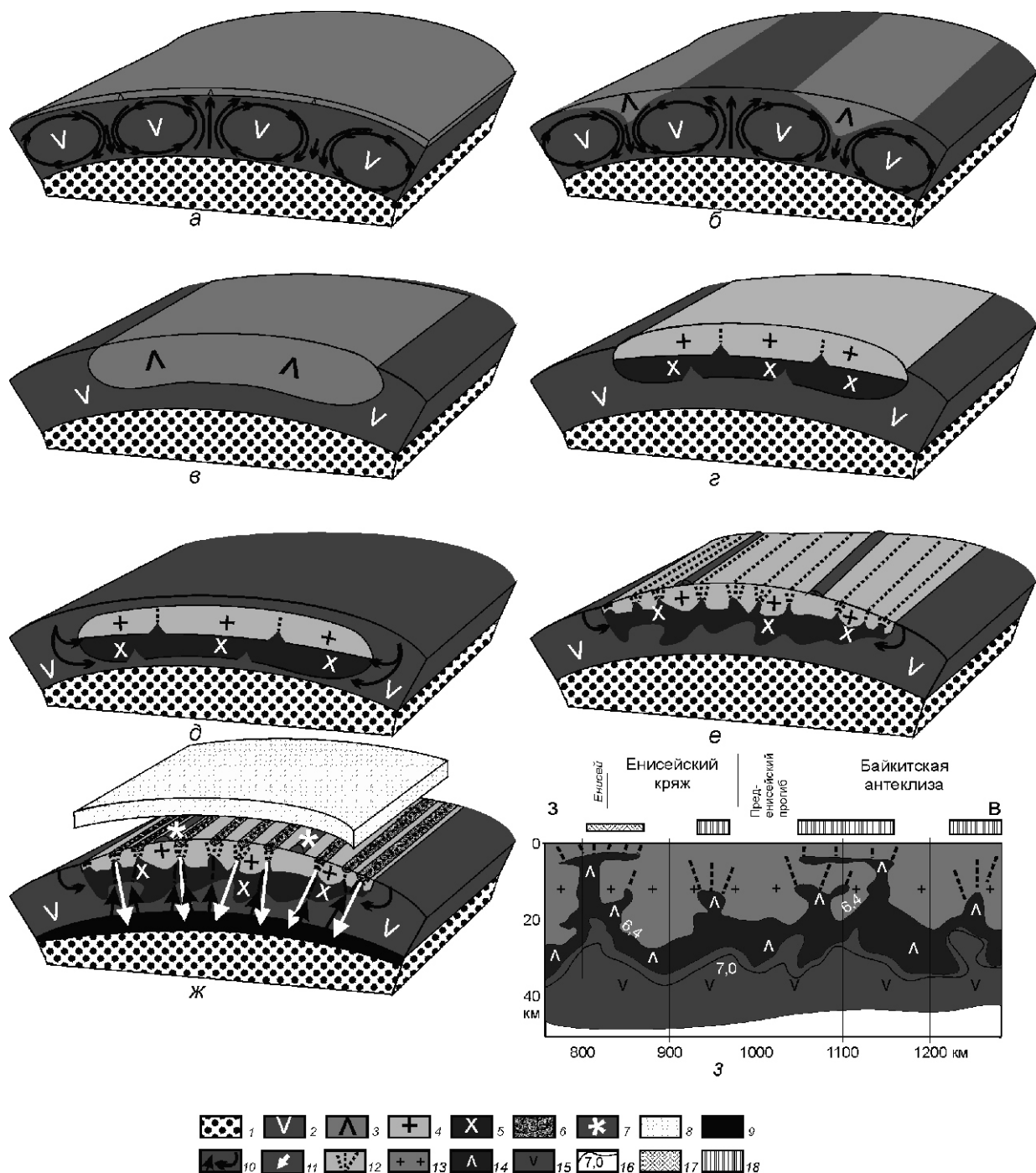


Рис. 2. Схемы формирования континентальной коры:

a — формирование андезитового и базальтового слоев; *б* — расчленение андезитового слоя; *в* — образование андезитового блока; *г* — разделение (дифференциация) андезитового блока на гранитоидную и анортозитовую части; *д* — погружение гранит-анортозитового блока в базальтовом слое; *е* — подъем и деформация гранит-анортозитового блока, содержащего реликты первичных рудных толщ, послужившие источником веществ для образования железорудных формаций; *ж* — возвращение воды из атмосферы на земную поверхность и формирование зеленокаменных поясов (на рубеже 3800 млн.лет); *з* — фрагмент геолого-геофизического разреза земной коры по геотраверсу «Батолит» (по В.С.Суркову с соавторами, 2007); 1 — дегидратированное вещество мантии; 2 — базальтовый расплав (слой) и продукты его кристаллизации; 3 — андезитовый расплав (слой); 4 — гранитоидный и 5 — анортозитовый дифференциаты андезитового слоя; 6 — наложенные структуры зеленокаменных поясов; 7 — реликты первичного рудного слоя, послужившие источником веществ для образования железорудных формаций; 8 — вода первичной гидросферы, поднятая в атмосферу; 9 — расплав мантийного вещества; направления движения: 10 — расплавов твердых масс и 11 — воды; 12 — ослабленные зоны; слои: 13 — гранитогнейсовый (гранитометаморфический), 14 — гранулитовый, 15 — базитовый; 16 — изолинии скоростей продольных волн (в км/с); 17 — известные минерагенические зоны; 18 — участки возможного проявления минерагенических процессов

низкие уровни, возможно, до полного погружения и перекрытия толщей базальтового расплава (см. рис. 2, д). Погрузившись, андезитовые блоки претерпевали глубокий метаморфизм вплоть до гранулитовой фации.

С началом затвердевания базальтового слоя андезитовые блоки стали вытесняться вверх кристаллизующимся более плотным ($2,9 \text{ г/см}^3$) базальтовым окружением (см. рис. 2, д). При этом они выводились на земную поверхность, испытывая сжатие и дислокации с возможностью перемещения нижележащих плотных разностей на более высокие уровни по сравнению с менее плотными образованиями (см. рис. 2, е).

В последующем поверхность Земли находилась в «сухом» состоянии и во многом соответствовала наблюдаемой в настоящее время поверхности Луны. Она состояла из возвышенных материков гранит-анортозитового состава и опущенных базальтовых «морей».

С понижением температуры земной поверхности до $100\text{—}200^\circ\text{C}$ на нее из атмосферы стала возвращаться вода (см. рис. 2, ж), которая заполняла «морские» базальтовые депрессии и пониженные участки континентальных областей, производя эрозию пород и снос эрозионного материала в пониженные участки рельефа и формируя (в основном на континентах) первые супракрустальные образования. Одновременно вода опускалась в более глубокие еще горячие горизонты коры и мантии, используя для этого преимущественно ослабленные зоны, возникшие при проникновении материала средней коры в верхнюю, и приводя к гидратации и плавлению мантийного вещества (см. рис. 2, ж).

На Луне этого не происходило по той причине, что при ее гравитационном разогреве вода подвергалась полной диссипации вследствие сравнительно небольшой лунной массы. Поэтому на стадии общего охлаждения Луны эндогенные процессы в ней практически прекратились. Она осталась в «обнаженном» виде, подвергаясь воздействию падающих космических тел, вызывающему образование ударных кратеров и проявление импактного магматизма.

Именно с момента возвращения жидкой воды на земной поверхности начали проявляться зафиксированные в континентах геологические и, в т.ч. металлогенические и рудообразующие процессы. Произошло это около 3800 млн.лет назад, судя по возрасту наиболее древних супракрустальных образований пояса Исуа в западной Гренландии (3760 млн.лет [1]).

Геологические процессы, осуществляемые на стадии охлаждения Земли, как и формирование месторождений полезных ископаемых, происходили в основном путем преобразования ранее сформированных толщ коры и мантии за счет тепловой и гравитационной энергий самой планеты. Тепловая энергия Земли в этот период была «пассивной». Постоянно уменьшаясь, она самостоятельно не могла вызывать

каких-либо существенных преобразований. Ее продуктивная активность была возможна лишь в случае возникновения экзотермических изменений первичного вещества мантии за счет притока дополнительного реакционного материала. В качестве такового могла быть только вода, опустившаяся на поверхность остывающей планеты и проникшая затем в горячие глубины коры и мантии.

Под действием возвращенной воды происходила новая гидратация породообразующих минералов. Она приводила к уменьшению плотности и увеличению объема пород, вызывающих гравитационный подъем (всплывание) гидратированных масс. Поступавшая в мантию вода и декомпрессия мантийного материала вследствие подъема гидратированных масс снижали температуру солидуса веществ и обуславливали «флюидное» и «декомпрессионное» плавление нижележащего (негидратированного) вещества мантии с проявлением различных видов магматизма. Происходили геологические процессы, приведшие к формированию самой верхней части континентальной коры (супракрустальных толщ архея и наложенных отложений последующего времени) и образованию в ней месторождений полезных ископаемых [5, 6].

Формирование супракрустальных и последующих наложенных толщ и образование месторождений полезных ископаемых осуществлялись в основном в депрессионных структурах — в местах наибольшего проникновения воды в кору и мантию, каковыми обычно являлись ослабленные зоны, возникшие над участками подъема материала нижних слоев коры в верхние и мантии в земную кору (см. рис. 2, е и ж). Именно к ним приурочены многие известные минерогенические зоны (см. рис. 2, з) [9].

В расположении ослабленных зон и приуроченных к ним наложенных структур устанавливается вполне определенная закономерность: большинство из них имеет северную ортогональную и диагональную ориентацию, проявляющуюся на различных уровнях — глобальном, региональном и локальном.

Глобальный масштаб рассматриваемой закономерности наглядно проявлен в размещении и ориентации крупных депрессионных, складчатых и разрывных структур земной коры в целом (рис. 3). Преобладающая часть этих структур занимает субортогональное и диагональное положение практически независимо от их возраста, начиная от самых древних (~3800 млн.лет) архейских супракрустальных образований Западной Гренландии, Южной Африки и Западной Австралии до самых поздних (четвертичных) структур.

Подобную (северную) ортогональную и диагональную ориентацию имеют и гравитационные аномалии, фиксирующие собой положение ослабленных и уплотненных зон (рис. 4). Та же тенденция свойственна и ориентации большинства современных



Рис. 3. Положение крупных депрессионных, складчатых и разрывных структур земной коры в целом (использовались данные Интернета):

1 — древние платформы; 2 — щиты; 3 — байкалиды; 4 — каледониды; 5 — герциниды; 6 — эпигерцинские плиты; 7 — мезозойды; 8 — альпиды; 9 — срединно-океанические хребты; 10 — направление структур

рек, использующих в своем течении ослабленные зоны.

В региональном масштабе ортогонально-диагональная ориентация геологических структур и гравитационных аномалий проявлена на всех континентах, например, в пределах Восточно-Европейской платформы и Урала (рис. 5, А и Б), Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы, Северо-Восточного Забайкалья (см. рис. 5, В), Западной Австралии, Канадского щита и других территорий.

Известные в литературе теоретические и экспериментальные данные по изучению физических напряжений в твердых телах свидетельствуют о том, что ортогонально-диагональная ориентировка ослабленных зон и разрывов возникает в случае растяжения слоев твердых материалов. При этом положение диагональных разрывов меняется с величиной растяжения слоя. Вначале их ориентировка приближается к

45° и в них достигается наибольшее расширение. Однако при дальнейшем растяжении слоя диагональные напряжения увеличивают угол своего положения, вытягиваются и испытывают сужение (сжатие). Сжатие могут испытывать и ортогональные разрывы, когда их пространства заполняются новым материалом, увеличивающим массу разрывного пространства, гравитационное погружение которой приводит к складчатости и горообразованию.

Таким образом, есть основания полагать, что наблюдаемая на Земле однотипная ориентация ослабленных зон и свойственных им геологических структур, как и гравитационных аномалий, связана с закономерными процессами и силами растяжения земной коры.

Главными являются ротационные силы вращения планеты и силы подъема мантийных и коровых масс в твердом и расплавленном состоянии, в виде диапи-

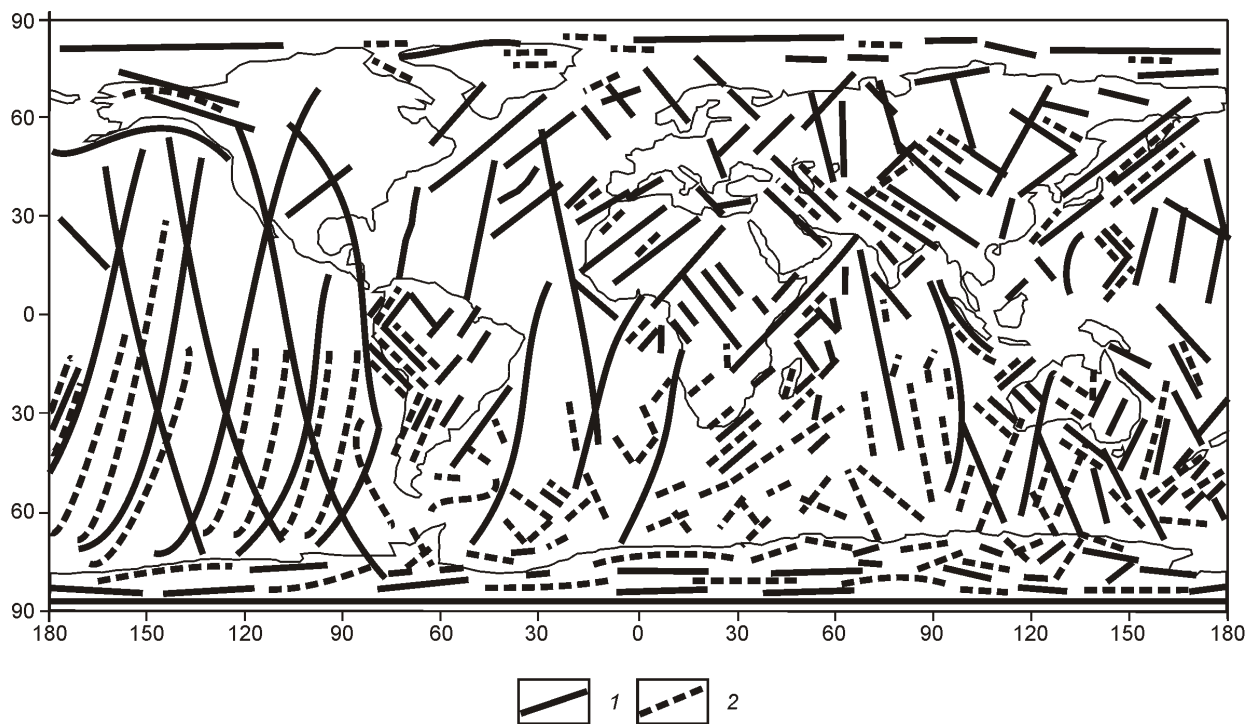


Рис. 4. Положение гравитационных аномалий Земли в целом — результаты гравитационных съемок космическим аппаратом GOCE. По данным Интернета:

1 — положительные и 2 — отрицательные аномалии

ров и термических плюмов. Вращение планеты сжимает (сплюсчивает) ее поверхность у полюсов и растягивает в остальной части (максимально у экватора), создавая ортогональные и диагональные ослабленные зоны. Диapiroвый подъем мантийного и корового материала сопровождается растяжением земной коры и формированием наложенных депрессионных и, в т.ч. и рифтогенных структур, проявлением магматических процессов и образованием месторождений полезных ископаемых магматического, гидротермального и осадочного генезисов. Подъем термических плюмов, вызывая растяжение земной коры, приводит к обширному проявлению траппового магматизма и присущего ему рудообразованию. Иначе говоря, ротационные силы вращения планеты формируют глобальные ослабленные зоны и свойственные им геологические структуры, подъем мантийных и коровых масс — региональные, а внедрение отдельных магматических тел — локальные. Региональные и локальные структуры, связанные с подъемом мантийных и коровых масс, обычно приурочены к глобальным ослабленным зонам и воспроизводят их ортогональную и диагональную ориентацию.

Однотипная ориентация разновозрастных структур свидетельствует о том, что на протяжении всей истории Земли формирование и существование ее верхних частей контролировались однотипным постоянно действующим фактором — вращением планеты, и что континентальные блоки не подвергались существенным изменениям в своей ориентации.

Месторождения полезных ископаемых образовывались путем избирательной экстракции и концентрации рудных и других ценных компонентов в ходе парциального плавления ранее сформированных веществ коры и мантии и последующей фракционной кристаллизационно-гравитационной дифференциации возникающих расплавов, а также при флюидном (гидротермальном) преобразовании и механическом разрушении материала коры. Причиной избирательной экстракции и концентрации рудных и других ценных компонентов являются присущие им особенности (индивидуальности) термодинамических (энергетических) и физических свойств [5].

Размещение месторождений в значительной степени определяется локальными факторами. Обычно они располагаются в местах накопления кумулюсных и флюидных фаз магматических массивов; в зонах отложения рудных компонентов гидротермальными и газовыми потоками, приуроченными к закономерным ориентированным локальным и региональным нарушениям, апикальным и экзоконтактовым частям магматических тел как и к вышележащим высокопроницаемым средам; в пределах осадочных бассейнов, аккумулирующих снос эрозионных материалов поверхностных толщ и придонные отложения поступающих снизу гидротерм.

Таким образом, из материалов статьи можно сделать следующие выводы.

1. Формирование континентальной коры происходило на протяжении трех стадий эволюции планеты:



ее общего гравитационного уплотнения и разогрева, нахождения в переходном (от нагрева к охлаждению) состоянии и общего охлаждения.

2. Основная часть (трехслойный фундамент, инфраструктура) континентальной коры закончила формирование около 3800 млрд.лет назад. Оно происходило в результате фракционного плавления и «сгона» к земной поверхности легкоплавкой фракции исходного вещества планеты (на стадии общего разогрева) и ее кристаллизационной дифференциации в ранний период стадии общего охлаждения.

3. Наложенные на инфраструктуру супракrustальные и другие, зафиксированные в континентах, образования и геологические, в т.ч. рудообразующие процессы формировались и проявлялись на стадии охлаждения планеты, начавшейся около 3800 млн.лет назад, после возвращения на земную поверхность воды протоокеана, поднятой в атмосферу в конце стадии разогрева Земли.

4. Проявление геологических процессов, как и образование месторождений полезных ископаемых, обуславливалось наличием и реакционным действием

Рис. 5. Положение региональных структур:

А — схема районирования и структурной ориентации Восточно-Европейской платформы (по материалам ВСЕГЕИ): мегаблоки (регионы): I — Волго-Уральский, II — Воронежско-Украинский, III — Лапландско-Мезенский, IV — Скандинавско-Белорусский, П — Прикаспийский, Т — Тимано-Печерский, ПТ — Предтима́нский, ЗУ — Западно-Уральский; блоки 1 порядка (области): I-1 — Верхнекамский, I-2 — Среднево́лжский, I-3 — Татарский, П-1 — Воронежский, П-2 — Украинский, III-1 — Кольский, III-2 — Беломорский, III-3 — Лапландско-Карельский, III-4 — Мезенский, IV-1 — Свектофенский, IV-2 — Белорусско-Прибалтийский, Т-1 — Среднетима́нский, Т-2 — Блок Карпинского; блоки 2 порядка (районы): I-1(1) — Вятский, I-1(2) — Пермский, I-2(1) — Ветлужский, I-2(2) — Токмовский, I-3(1) — Нижнекамский, I-3(2) — Самарский, П-1(1) — Курский, П-1(2) — Хаперский, П-2(1) — Житомирский, П-2(2) — Днестровский, П-2(3) — Ингуло-Ингулецкий, П-2(4) — Приднепровский, П-2(5) — Приазовский, III-2(1) — Кольско-Беломорский, III-2(2) — Карело-Беломорский, III-2(3) — Ёнский, III-3(1) — Лапландский, III-3(2) — Карельский, IV-1(1) — Шеллефтео, IV-1(2) — Центрально-Шведский, IV-1(3) — Стокгольмский, IV-2(1) — Новгородский, IV-2(2) — Тверской, IV-2(3) — Рижский, IV-2(4) — Смоленский; межмегаблоковые зоны (пояса): БР — Балтийско-Рыбинский, ВП — Во́лыно-Подольский, ММ — Московско-Мезенский, РС — Рязано-Саратовский, БР-I — Раахе-Ладожская, БР-II — Янисъярвинская, ВП-I — Припятская, ВП-II — Среднеднепровская; Приграничные зоны (пояса): ПТ — Предтима́нский, ЗУ — Западно-Уральский; Б — схема ориентации гравитационных аномалий ВЕП (по материалам ВСЕГЕИ); В — схема размещения основных тектонических структур, массивов гранитоидов и вулканогенно-осадочных отложений Северо-Восточного Забайкалья [3]; 1 — Нерчинский и Шилкинский глубинные разломы; 2 — зоны субрегиональных разломов и контролируемые ими интрузии; 3 — зоны локальных разломов и контролируемые ими вулканогенно-осадочные образования; см. услов. обозн. к рис. 4

воды, вызывающей выделение тепловой энергии и изменение состояния веществ: экзотермическую гидратацию, приводящую к увеличению объема, диапировому подъему и декомпрессионному плавлению мантийного материала; конвекцию в мантии и тектонические движения в земной коре; снижение температуры солидуса и увеличение интервала между солидусом и ликвидусом веществ, способствующие их фракционному плавлению (магмообразованию) и глубокой дифференциации; химическое и механическое разрушение пород и руд и хемогенно-терригенное накопление осадочных толщ.

5. Основным местом проявления геологических, в т.ч. рудообразующих, процессов являлись участки наибольшего проникновения поверхностной воды в горячие слои коры и мантии. Они представляли собой ослабленные зоны, возникшие при растяжении коровых толщ под воздействием ротационных сил вращения планеты и подъема расплавленного и твердого материала слоев фундамента коры и подстилающей мантии вследствие их гидратации, а также «флюидного» и «декомпрессионного» плавления.

6. Положение геологических структур планеты подчинено общей закономерности: независимо от возраста, большинство из них ориентировано в северных (полярных) румбах, приурочиваясь к ортогональным и диагональным ослабленным зонам, обусловленным вращением Земли. Следовательно, можно полагать, что континентальные блоки не подвергались существенным перемещениям вокруг своей оси и сохраняли первичную ориентацию благодаря однообразному (практически неменяющемуся) действию ротационных сил вращения планеты.

7. Ослабленные участки и зоны земной коры надежно выявляются геофизическими методами, что позволяет производить прогнозно-минерогеническое

районирование континентальных территорий с выделением площадей, перспективных на обнаружение месторождений полезных ископаемых.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аллорт Я. Древние супракrustальные породы с возрастом свыше 3760 млн. лет и ассоциирующиеся с ними плосчатые железистые кварциты, район Исуа, центральная часть западной Гренландии / Ранняя история Земли. — М.: Мир, 1980. С. 188—201.
2. Грин Т.Х. Экспериментальное исследование генезиса анортозитов при высоких давлениях / Петрология верхней мантии. — М.: Мир, 1968. С. 228—255.
3. Казизын Ю.В. Роль тектонических структур в формировании мезозойских металлоносных интрузий северо-восточного Забайкалья / Глубинные разломы. — М.: Недра, 1964. С. 183—191.
4. Лихачев А.П. Определяющая роль воды в формировании и эволюции Земли // Отечественная геология. 2006. № 1. С. 53—63.
5. Лихачев А.П. Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. — М.: Эслан, 2006.
6. Лихачев А.П. Возможности проявления рудообразующих процессов при формировании и эволюции земной коры // Отечественная геология. 2009. № 3. С. 22—33.
7. Лихачев А.П. Причины и условия проявления металлогенических процессов. Фундаментальные проблемы геологии месторождений полезных ископаемых и металлогении (Тр. XXI Междунар. Науч. конф., посвященной 100-летию со дня рождения акад. В.И.Смирнова). — М.: Изд-во Москов. ун-та, 2010. Т. 2. С. 415—423.
8. Лихачев А.П., Ручкин Г.В. Проявление рудообразующих процессов в ходе формирования и эволюции земной коры / Проблемы геологии рудных месторождений, минералогии, петрологии и геохимии (Мат-лы науч. конф., посвященной 100-летию со дня рождения академика Ф.В.Чухрова, 1908—2008). — М.: ИГЕМ, 2008. С. 127—131.
9. Лихачев А.П., Ручкин Г.В. К геологической интерпретации глубинных геофизических данных // Руды и металлы. 2011. № 2. С. 16—23.
10. Майсен Б., Беттчер А. Плавление водосодержащей мантии. — М.: Мир, 1979.

Ориентировка плагиоклазов в чупинских гнейсах (Северная Карелия)

С.С.ШАКИН (ФГУП «Севзапгеология»; 199155, Санкт-Петербург, ул.Одоевского, д.24, корп.1)

Исследован фрагмент недр 800 500 500 м, невыходящий на дневную поверхность. Сложен фрагмент биотитовыми гнейсами по метапсаммитам и содержит жилы слюдяных пегматитов. Выполнен микроструктурный анализ Федоровским методом по 49 образцам с замером более 4 тыс. зерен плагиоклаза. Выяснено, что ось сжатия плагиоклаза обычно параллельна оси внешнего сжатия, а ось растяжения — внешнему растяжению. Полюса пинакоида (010) редко совпадают с ориентировкой спайности биотита, ось внутреннего вращения образует конуса малого круга.

Ключевые слова: плагиоклаз, микроструктурный анализ, Федоровский метод, гнейсы, Карелия, слюдяные пегматиты.

Шакин Сергей Сергеевич, shakinss@mail.ru

Orientation of plagioclases in chupa gneisses (Northern Karelia)

S.S.SHAKIN

The researched fragment of the Earth's subsurface has the size 800 500 500 m. It does not leave a daylight. Rocks of a fragment are biotite gneisses on metapsammite containing veins mica pegmatite. The microstructural analysis is carried out U-stage method on 49 samples with measurement of orientation more than 4 thousand grains plagioclase. By me it is found out, that the axis of compression plagioclase is usually located in parallel an axis of external compression, and an axis of a stretching — to an external stretching.

Key word: plagioclase, microstructural analysis, U-stage method, gneisses, Karelia, mica pegmatite.

В данной работе рассматривается кристаллографическая ориентировка кристаллов плагиоклазов. Изучение кристаллографической ориентировки минералов в породе называется микроструктурным анализом и имеет достаточно длинную историю исследования. В XIX—XX вв. эти исследования проводились с помощью столика Федорова, а с последних годов XX в. для них стали использоваться электроны обратного рассеивания электронного микроскопа [13, 14]. Исследования проводятся в сечениях ориентированных образцов, из которых изготавливаются ориентированные петрографические шлифы для федоровского метода или препараты для электронного микроскопа.

Коренным вопросом микроструктурного анализа, который в любом варианте при размерах зерен 1 мк достаточно трудоемок, является вопрос масштабного уровня полученных результатов. Если ориентировка минералов меняется от шлифа к шлифу в пределах нескольких сантиметров, то конкретные направления ориентировки минералов пород, полученные при микроструктурном анализе, не могут иметь «макрохарактеристик». Это снижает ценность анализа, оставляя за ним только решение вопросов наличия разноориентированных генераций одного минерала, совместимости ориентировок разных минералов в

один структурный парагенез и отсюда фиксирования этапов и стадий деформации данной породы.

Вопрос о возможном масштабе интерпретации данных ориентировки минералов разделил исследователей на два лагеря: считающих корректным «макроперенос» микроструктурных исследований [6], и фактически отрицающих такую возможность [3]. Правда, необходимо отметить, что автору не известна дискуссия в специальной литературе по такому вопросу. По мнению исследователей, возможность масштабного переноса данных разная для разных геологических объектов и зависит от конкретных изучаемых объектов. Очевидно, что эти ориентировки минералов интрузивных и эффузивных пород имеют «максимальную зону влияния» размером с интрузив или лавовый поток. Распространение данных замеров в шлифах на больший объем недр представляется невозможным. Как показывает практика [10], реальная «зона влияния» шлифа оказывается меньшей, но достаточной для изображения на макромасштабной графике. Исследование осадочных пород показывает, с одной стороны, выдержанность микроориентировок сравнимую с макроориентировками трещиноватости [6]. С другой, в чехлах платформ ориентировки трещиноватости выдержаны на первые сотни километров, что существенно расширяет «зону влия-

ния» микроструктурных данных. В метаморфических комплексах ситуация двоякая. Во-первых, ориентировки некоторых минералов (например, кварца) меняются от замков складок-плоек к их крыльям, т.е. практически не имеют макромасштаба, а во-вторых, некоторые элементы симметрии минералов могут быть весьма выдержаны. Например, В.Н.Кожевников показал [4], что ориентировка $[010]/Rs$ в плагиоклазе совпадает с линейностью, которая может иметь в некоторых метаморфических комплексах постоянную ориентировку в пределах до сотни километров.

Обращаясь собственно к плагиоклазу можно констатировать достаточно продолжительную, хотя и не интенсивную историю изучения ориентировок, что связано с большой трудоемкостью микроисследований ориентировок триклинных минералов вообще, и плагиоклаза в частности. Например, автор работы [3] для характеристики ориентировок плагиоклаза рекомендует одновременное составление и рассмотрение пяти диаграмм, что в докомпьютерную эпоху было чрезвычайно трудоемко.

По существующим представлениям, ориентировка плагиоклаза в горных породах может быть трех типов:

1. *Кинематическая ориентировка* — ориентировка в потоке вещества без завихрений (как в магматическом, так и тектоническом). Здесь пинакоид (010) выполняет роль листоватости слюд, параллелен плоскостям максимального сдвига, плоскостной текстуре течения, разгнейсовке [2, 9, 10, 14]. Кристаллографическая ось $[001]$ параллельна линейности и в зависимости от типа линейности параллельна или перпендикулярна внешнему давлению [10]. В целом можно сказать, что кинематическая ориентировка плагиоклаза — есть ориентировка «доски», уплощенной по (010) и вытянутой по $[001]$. Этот тип ориентировки фиксируется в подавляющем числе работ.

2. *Структурно-геологическая ориентировка* состоит в ориентировке оси внутреннего вращения ($[010]/Rs$) параллельно b -линейности (шарнирам малых складок в метаморфических комплексах). Единственным исследованием с такой ориентировкой являются исследования В.Н.Кожевникова [4].

3. *Тектонофизическая ориентировка* — соответствует ориентировке осей сжатия и растяжения плагиоклаза [3], параллельно сжимающим и растягивающим внешним силам. Исследования, где приводятся примеры наблюдения такой ориентировки в горных породах, нам не известны.

Объект исследования и методика работ. На двух горизонтах месторождения слюды Лопатова Губа, расположенного между широко известными месторождениями слюды Тедино и Малиновая Варака, изучалась ориентировка плагиоклаза. Участок Лопатова Губа локализован в породах чупинской свиты архея. Он сложен биотитовыми, местами двуслюдяными гнейсами, иногда содержащими гранат и кианит.

В толще фиксируются редкие тела и прослои амфиболитов. Исследуемый фрагмент пегматитового поля полностью находится в недрах и на поверхность не выходит (рис. 1). Он вскрыт эксплуатационной шахтой на двух горизонтах, расположенных на глубинах, различающихся на 50 м, и скважинами колонкового бурения. Ориентированные образцы, отобранные в шахте (49 штук), и явились исходным материалом данной работы. Из каждого образца выпиливалось 3 шлифа во взаимно перпендикулярных направлениях, в каждом из которых замерялась ориентировка 30 зерен плагиоклаза. Всего таким образом была обработана информация об ориентировке 4511 кристаллов плагиоклаза.

Исследованию чупинских гнейсов посвящено множество работ, так как они являются вмещающими породами слюдяных пегматитов (еще недавно дефицитного сырья). Данные гнейсы — преимущественно метапсаммиты, претерпели до четырех этапов метаморфизма и более четырех этапов деформации [7]. При очередном этапе деформации можно ожидать, что плагиоклаз в гнейсах переориентировался в соот-

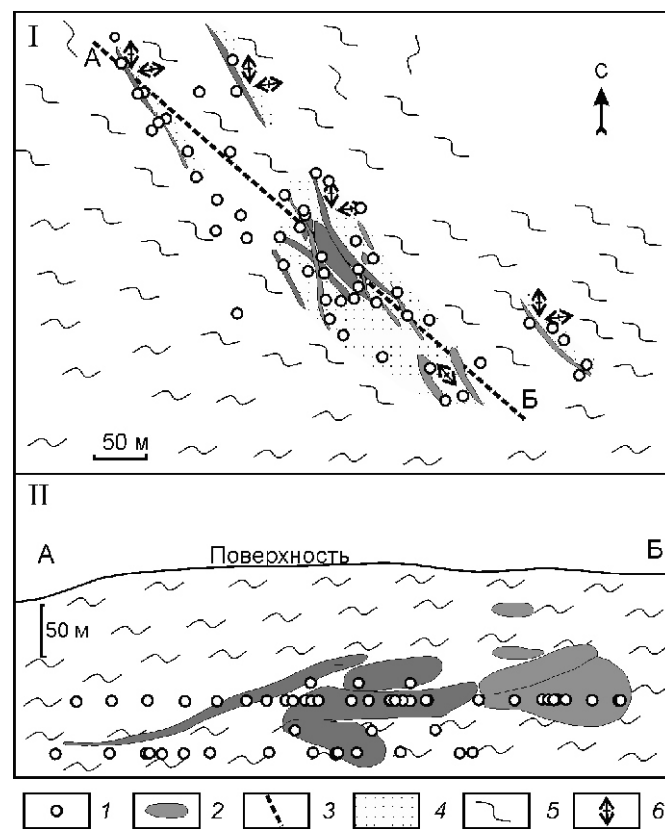


Рис. 1. Горизонтальная (I) и вертикальная (II) проекции пегматитового поля и расположение образцов в нем:

положение: 1 — образцы и 2 — пегматитовые жилы; 3 — линия вертикального проектирования; 4 — околожилные ореолы мелкой плейчатости; 5 — биотитовые гнейсы, местами с гранатом и кианитом; 6 — элементы залегания шарниров плек

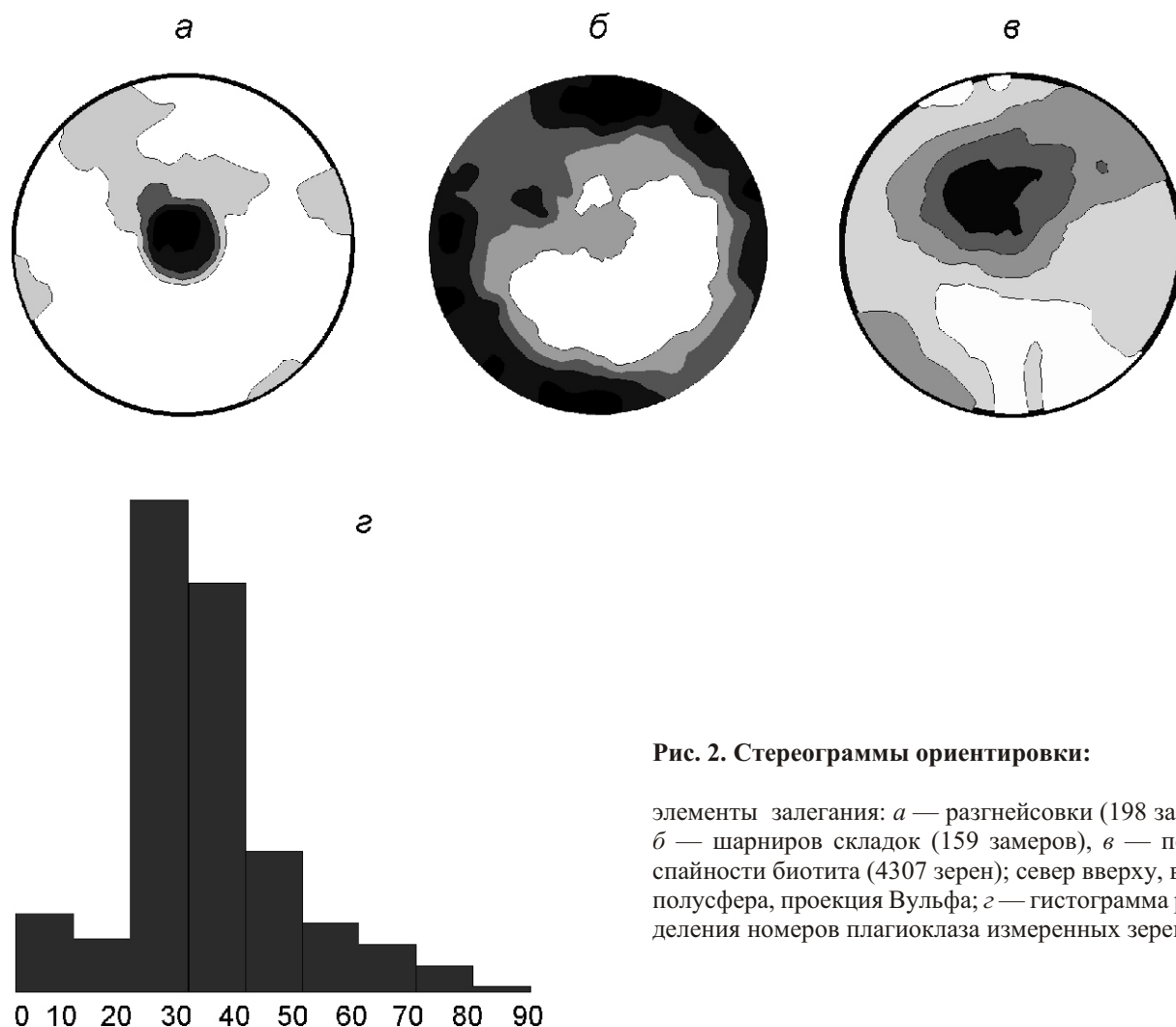


Рис. 2. Стереограммы ориентировки:

элементы залегания: *а* — разгнейсовки (198 замеров), *б* — шарниров складок (159 замеров), *в* — полюсов спайности биотита (4307 зерен); север вверху, верхняя полусфера, проекция Вульфа; *г* — гистограмма распределения номеров плагиоклаза измеренных зерен

ветствии с полем напряжений данного этапа, оставляя реликты структур предыдущего этапа в тенях давления разного масштаба. Последний этап деформации и метаморфизма — свекофеннский, которому в основном и соответствуют гнейсовые и складчатые структуры.

Гнейсовая текстура в изученном фрагменте имеет разнообразное залегание (рис. 2, *а*), но преимущественно расположена субгоризонтально. Она согласуется с положением плоскостей изоклинальных складок, имеющих субгоризонтальные осевые плоскости и шарниры северо-западной, реже северо-восточной ориентировки (см. рис. 2, *б* и *в*). Замки складок округлые. Иногда можно наблюдать пальцеобразные складки этих систем, выходящие в забой горных выработок. Размер свекофеннских складок до 10 м, чаще 0,5—2 м. Локализованы они преимущественно в окрестностях пегматитовых жил. Возможно, эти складки представляют собой субгоризонтальное растекание вещества и образованы раньше пегматитовых жил, имеющих вертикальное падение.

Плагиоклаз в гнейсах составляет порядка 40—75% породы и имеет размер от 0,1 мм до сантиметров в пегматитах и мигматитах, при наиболее частом размере 0,5—1 мм. Зерна овальные или ограненные,

идиоморфные, двойники редки. В основном это олигоклаз, однако встречен плагиоклаз практически любых номеров (см. рис. 2, *г*), а также зональный, причем как с прямым изменением номеров в зонах (деанортитизация), так и с обратным (анортитизация). Аналогичные факты описывались ранее для плагиоклазов беломорского комплекса [1, 5].

Исследования ориентировки плагиоклаза проводились Федоровским методом с использованием разработанной компьютерной программы [11, 12], позволяющей по данным замеров ориентировки двух осей оптической индикатрисы и одной спайности определить ориентировку всех необходимых направлений в кристалле с учетом знака, используя диаграмму Федорова [8]. Так как для каждого зерна определялись географические координаты ориентировки кристаллографических направлений, то имелась возможность составления сводных диаграмм для нескольких образцов.

Приводимые стереограммы получены следующим способом. Верхняя полусфера разбивалась точками сглаживания через 10° по широте и долготе. Каждую такую точку можно представить вектором, идущим от начала координат к точке единичной сферы, с ответственными широтой и долготой. Каждой точке сглаживания соответствовало число анализируемых

векторов (например, полюсов пинакоида), которые образуют с вектором, направленным к ней из начала координат, угол меньший, чем заданный угол сглаживания. Определялся разброс значений по всем точкам сглаживания: максимальное число анализируемых векторов в «зоне» одной точки минус минимальное число этой величины. Величина разброса делилась на 5 и, следовательно, границы элементов деления являлись значениями изолиний. Изолинии проводились на полусфере сплайн-интерполяцией по широте и долготе и переносились на стереограмму проекцией Вульфа. Реализация алгоритма выполнялась компьютерной программой, встроенной в общий комплекс по анализу ориентировки плагиоклаза.

Результаты исследований. При выполнении данной работы строилось 6 видов стереограмм по каждому образцу, по горизонту, а сводная стереограмма по всему фрагменту недр. Кроме сводных стереограмм отдельных зерен, строились стереограммы максимумов, выделенных ручной фильтрацией данных в отдельных образцах. Наиболее информативные стереограммы приведены на рис. 3.

Сводная стереограмма по всему участку недр без учета знака направления пинакоида (010), а также отдельные стереограммы только положительных или только отрицательных направлений полюсов приведены на рис. 3 а, б и в. Сводная стереограмма полюсов пинакоида (см. рис. 3, а) имеет два максимума, наклоненных около 40° от центра. Стереограмма положительных полюсов (см. рис. 3, б) практически аналогична сводной, отрицательных (см. рис. 3, в) отлична. Она имеет один основной размытый максимум примерно с углом 30° от центра, но по другому азимуту, и два меньших, слабо выраженных максимума. Если максимумы сводной стереограммы и стереограммы по положительным направлениям полюсов рассогласованы с направлением полюсов разгнейсовки и спайности биотита (см. рис. 1, а, в), то стереограмма с отрицательным направлением полюсов имеет основной максимум совпадающий с ориентировкой полюсов спайности биотита. Такое положение, по введенной выше классификации, соответствует кинематическому типу ориентировки плагиоклаза. Этот тип ориентировки характерен для достаточно небольшой части кристаллов, и, вероятно, она является «реликтовой», сформированной на доэокофенских этапах развития.

Стереограммы ориентировки полюса пинакоида (001) имеют довольно крутые наклонные максимумы (см. рис. 3, г, д, е). Стереограммы положительных и отрицательных направлений пинакоида отличаются друг от друга и от сводной, но обе имеют основной максимум около 40° от вертикали, в то время как свекофенская линейность (см. рис. 2, б шарниры складок) субгоризонтальна. Таким образом, кинематическая ориентировка плагиоклаза в плане совпадения линейности с полюсом (001) отсутствует.

Для оси внутреннего вращения ($[010]/R_s$) сводная стереограмма не информативна (см. рис. 3, ж). Она показывает два наклонных максимума, не дифференцируемых при разделении направлений вверх—вниз (положительным направлением оси считается направление, образующее острый угол с положительным концом Ng). Однако стереограммы по отдельным горизонтам вполне информативны (см. рис. 3, з, и). Обе они показывают конуса малого круга, но с разными радиусами, причем положение центров конусов близко. Для верхнего горизонта угол конуса значительный (70—80°), для нижнего — небольшой (около 20°). Такой характер стереограмм может быть достаточно логично объяснен. По конусу малого круга «распыляется» линейность при наложении складчатости и вероятна следующая последовательность событий: в некоторый момент времени в толще сформировалась некоторая линейность, параллельно которой ориентировалась ось внутреннего вращения плагиоклазов. Затем толща была подвергнута деформации, в результате чего образовались конуса малых кругов. При этом интенсивность деформации была выше на верхнем горизонте и ниже на нижнем, что выразилось в фиксации разных «углов рассеивания» для обоих горизонтов. Ориентировка линейности свекофенской деформации (см. рис. 2, б), сформированной в процессе последней, не согласована с ориентировкой оси внутреннего вращения плагиоклазов, что показывает отсутствие структурно-геологического типа ориентировок кристаллов при последней деформации.

Стереограммы оси сжатия наиболее красноречивы из всех приведенных данных. Ось сжатия зерен плагиоклаза ориентирована перпендикулярно плоскостям пегматитовых жил (см. рис. 3, к). Аналогичная ориентировка с небольшими вариациями сохраняется и при разбивке по горизонтам (см. рис. 3, л, м). Очевидно, что подобная ориентировка возникла в период последнего (свекофенского) тектогенеза. Подобная ориентировка оси сжатия могла возникнуть в двух случаях: или непосредственно до образования пегматитовых жил участок их современной локализации испытал сжатие с образованием структур расплющивания, позднее контролирующих пегматитовые жилы, или сами пегматитовые жилы в процессе своего роста сформировали стеснение горных масс с сжатием перпендикулярным их плоскостям. Ореолы мелкой плейчатости, наблюдаемые около жил, могли возникнуть при обоих механизмах. Отдать предпочтение какому-либо из высказанных предположений без дополнительных исследований не представляется возможным.

Ось растяжения ориентирована субвертикально примерно одинаково для обоих горизонтов (см. рис. 3, н, о, п). Эта ориентировка также сформировалась в свекофенский период развития толщи. Вероятно, в тот период поверхность была субпараллельна существующей в настоящее время, что и обусловило вертикальную разгрузку толщи.

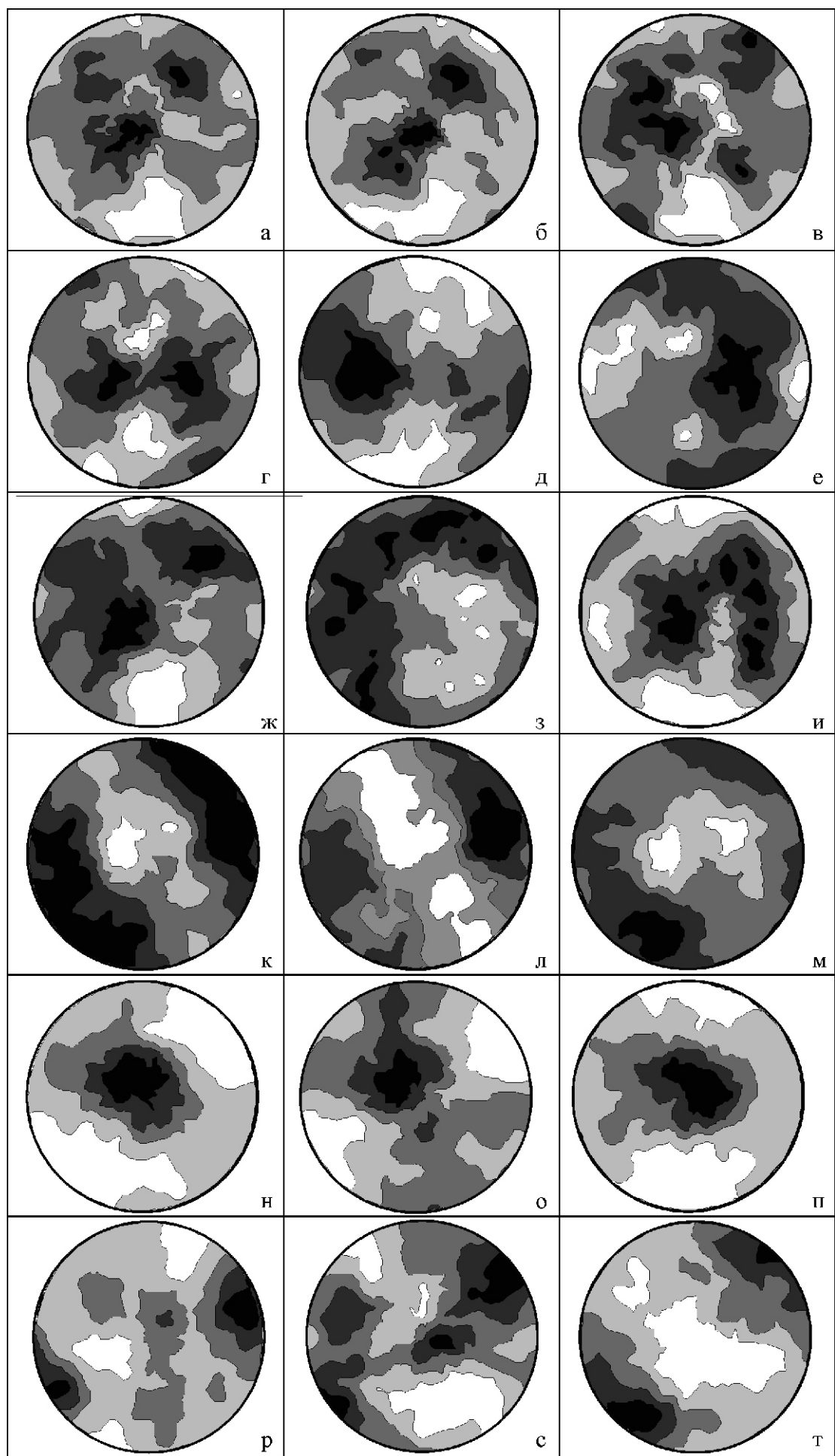


Рис. 3. Стереограммы ориентировки:

полюса пинакоида (010): а — без учета направления (4511 замеров, конус сглаживания 21), б — положительные направления нормали к пинакоиду, образующие острый угол с положительным направлением Nm (2293 замера, конус сглаживания 21) и в — отрицательные, образующие острый угол с отрицательным направлением Nm (2218 замеров, конус сглаживания 21); полюса пинакоида (001): г — без учета направления (4511 замеров, конус сглаживания 21), д — положительные направления нормали к пинакоиду, образующие острый угол с положительным направлением Nm (2292 замера, конус сглаживания 31) и е — отрицательные, образующие острый угол с отрицательным направлением Nm (2219 замеров, конус сглаживания 31); ось внутреннего вращения ([010]/Rs): ж — сводная по всем данным (4511 замеров, конус сглаживания 31), з — только данные верхнего (2955 замеров, конус сглаживания 31) и и — нижнего (1556 замеров, конус сглаживания 21) горизонтов; ось сжатия: к — сводная по всем данным (4511 замеров, конус сглаживания 21), л — только данные верхнего (2955 замеров, конус сглаживания 21) и м — только нижнего (1556 замеров, конус сглаживания 21) горизонтов; ось растяжения: н — сводная по всем данным (4511 замеров, конус сглаживания 21), о — только данные верхнего (2955 замеров, конус сглаживания 21) и п — нижнего (1556 замеров, конус сглаживания 21) горизонтов; ось сжатия трех образцов: р — 96 замеров, с — 98 замеров, т — 71 замер, а конус сглаживания для трех образцов 21 ; север вверху, верхняя полусфера, проекция Вульфа

Фактор масштаба данных микроструктурного анализа рассмотрим на разбросе ориентировки оси сжатия. Как уже было показано, эта ось в плагиоклазах вмещающих пород перпендикулярна плоскостям пегматитовых жил (см. рис. 1, северо-восток—юго-запад,) и полого наклонена, что фиксируется на обоих горизонтах. Однако в отдельных образцах ее направление более колеблется. Наряду с образцами, рисунок стереограмм которых аналогичен рисунку сводных данных по горизонтам (см. рис. 3, р, с, т, 60% образцов), в 40% случаях рисунок стереограмм существенно отличается от сводных. Таким образом, чтобы получить сводную ориентировку, т.е. выйти на масштабный уровень фрагментов недр размера около 1 км, необходимо составить три стереограммы из разных образцов, взятых из фрагмента. Возможно, вне пегматитовых полей микроструктурный анализ будет более эффективным.

В заключение следует отметить, что основной тип ориентировки плагиоклаза в исследованном фрагменте недр тектонофизический. Кроме того фиксируются реликты кинематического и структурно-геологического типа ориентировки, вероятно, существовавших на ранних этапах деформаций. Стереогаммы отдельных образцов подобны сводной стереограмме в 60% случаев.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Володичев О.И. Метаморфизм фации дистеновых гнейсов (на примере беломорского комплекса). —Петрозаводск, 1975.
2. Гертнер И.Ф. Оптическая ориентировка плагиоклаза в породах Йоко-Довыренского мафит-ультрамафитового плутона (Северное Прибайкалье) / Динамометаморфизм и петроструктурная эволюция пород мафит-ультрамафитовой ассоциации. —Томск, 1996. С. 37—39.
3. Казаков А.Н. Динамический анализ микроструктурных ориентировок минералов. —Л., 1987.
4. Кожеевников В.Н. Условия формирования структурно-метаморфических парагенезисов в докембрийских комплексах. —Л., 1982.
5. Коншин В.А. Эволюция составов плагиоклаза докембрия Северной Карелии (озера Кукас-Тикшеозера) // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2001. № 3. С. 107—112.
6. Николаев П.Н. Методика тектоно-динамического анализа. —М., 1992.
7. Ранний докембрий Балтийского щита. —С-Пб, 2005.
8. Саранчина Г.М., Кожеевников В.Н. Федоровский метод. —Л., 1985.
9. Судовиков Н.Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации // Труды лаборатории геологии докембрия. Вып. 4. —М., 1954.
10. Таян Р.Н. Использование микроструктурных ориентировок породообразующих плагиоклазов в магматической геологии // Изв. АН Республики Армения. Науки о Земле. 2006. Т. 59. № 3. С. 3—9.
11. Шакин С.С., Быстров А.Ф. Компьютерная технология микроструктурного анализа плагиоклазов // Зап. Рос. минер. об-ва. 2000. № 5. С. 103—110.
12. Шакин С.С. Микроструктурный анализ плагиоклаза: достигнутые результаты и новые возможности при компьютерных технологиях // Федоровская сессия. 2006. —С-Пб, 2006. С. 50—52.
13. Prior David J., Alan P. Boyle, Frank Brenker et all. The application of electron backscatter diffraction and orientation contrast imaging in the SEM textural problems in rocks // American Mineralogist. 1999. Vol. 84. № 11—12. Pp. 1741—1759.
14. Romeo I., Capote R., Lunar R., et all. Polyminerale orientation analysis of magmatic rocks using Electron Back-Scatter Diffraction: Implications for igneous fabric origin and evolution // Tectonophysics. 2007. Vol. 444. № 1—4. Pp. 45—62.

Литохимические и генетические особенности опок Каменноярского месторождения (Астраханская область)

С.О.ЗОРИНА, Н.И.АФАНАСЬЕВА, В.А.ГРЕВЦЕВ (ФГУП Центральный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых «ЦНИИГеолнеруд»; 420097, г.Казань, ул.Зинина, д.4)

Изучен компонентный состав и особенности структуры палеоценовых опок Каменноярского месторождения методами рентгеновского фазового, полного химического анализов и растровой электронной микроскопии с микрозондом. Установлены в опоках глобулярный опал-кристобалит-тридимит, глинистые минералы, кварц, цеолит, полевые шпаты, обломки вулканических стекол. Рассчитанные значения литохимических модулей коррелируют с модулями миоценовых опок Камчатки. Сделан вывод о метастабильном состоянии вещества опок. Их происхождение связывается с диагенетическим преобразованием из вулканического пепла кислого и среднего составов.

Ключевые слова: опока, палеоцен, литохимия, генезис, модуль, вулканический пепел.

Зорина Светлана Олеговна, svzorina@yandex.ru

Афанасьева Надежда Иосифовна

Гревцев Валерий Афанасьевич

Lithochemical and genetic features of the gaizes of the Kamenojarskoje deposit (Astrakhan region)

S.O.ZORINA, N.I.AFANASIEVA, V.A.GREVTSEV

The Paleocene gaizes of Kamenojarskoje deposit were investigated by X-ray phase analysis, complete chemical analysis and scanning electron microscopy with microprobe analysis. They are composed of globular opal-CT, clay minerals, quartz, zeolite, feldspars, fragments of volcanic glass. Calculated lithochemical modules correlate with modules of Miocene gaizes of Kamchatka. Concluded that the state of gaizes matter is metastable. Their origin is linked to the diagenetic transformation of acid and intermediate volcanic ash.

Key words: gaize, Paleocene, lithochemistry, genesis, module, volcanic ash.

На востоке Русской плиты в палеоценовых отложениях известны месторождения и проявления опок с содержаниями свободного SiO_2 свыше 90% [4]. Одним из таких объектов является Каменноярское месторождение. Оно находится на правом берегу р.Волга, в 80 км юго-восточнее г.Волгоград, у села Каменный Яр Астраханской области (рис. 1).

Продуктивная толща месторождения представлена опоками нижнесызранской свиты дания—зеландия

[1], мощностью свыше 90 м. В 2005 г. был послойно задокументирован фрагмент нижнесызранской свиты видимой мощностью 9,25 м, обнажающийся в береговом обрыве р.Волга у села Каменный Яр (рис. 2.). Исследованная часть разреза представлена переслаиванием опок серых, темно-серых, крепких, звонких, безызогипсовитых, массивных, с раковистой поверхностью скола, мощностью 10—40 см (реже до 50 см) и опок глинистых, тонкоплитчатых, хрупких, мощностью 1—5 см.

Разрез равномерно опробован (22 пробы) на аналитические исследования методом рентгеновского количественного фазового анализа (РКФА), полного химического анализа и растровой электронной микроскопии. Выполнен РКФА на аппаратно-программном комплексе на базе рентгеновского дифрактометра D8 Advance немецкой фирмы Bruker (Германия), аналитики С.А.Волкова, Н.И.Наумкина. По данным РКФА опоки состоят из следующих компонентов (в %): опал-кристобалит-тридимитовая (ОКТ) фаза (34—86), глинистые минералы (9—19), кварц (5—15), цеолит группы гейландита-клинотилолита (0—17), полевой шпат (0—5), гипс (0—18). Изменения минерального состава по разрезу приведены на рис. 2. После получения процентного содержания



Рис. 1. Схема расположения Каменноярского месторождения

минеральных компонентов полевые определения пород были существенно детализированы и уточнены в соответствии с ранее опубликованной классификацией [6].

Химический состав опок определен методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно-связанной плазмой на спектрометре «Optima 2000DV» (Perkin-Elmer), аналитик О.А.Медведева (табл. 1).

По данным химического анализа опок были рассчитаны петрохимические модули, предложенные Я.Э.Юдовичем и М.П.Кетрис [13]: гидролизатный (ГМ), титановый (ТМ), железный (ЖМ), фемический

По данным химического анализа опок были рассчитаны петрохимические модули, предложенные Я.Э.Юдовичем и М.П.Кетрис [13]: гидролизатный (ГМ), титановый (ТМ), железный (ЖМ), фемический

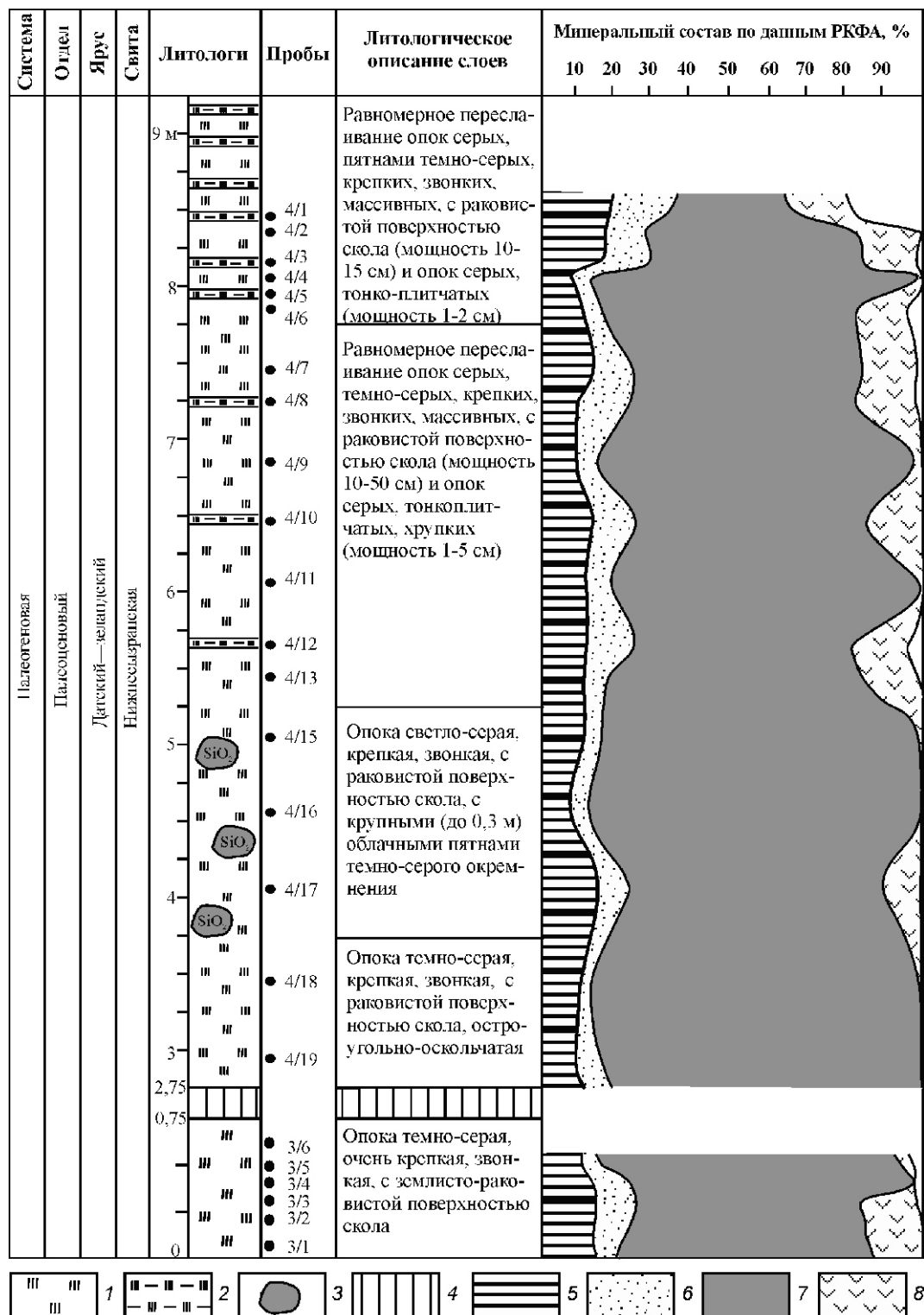


Рис. 2. Строение разреза и минеральный состав опок нижнесызранской свиты в обнажении у села Каменный Яр:

опоки: 1 — массивные и 2 — тонкоплитчатые; 3 — пятна окремнения; 4 — нет данных; минеральный состав: 5 — глинистая составляющая, 6 — кварц, 7 — ОКТ-фаза, 8 — цеолит

1. Химический состав каменных реклин опок

Содержание в % на абсолютно сухую навеску															
Пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃ общ	ППП	Сумма	SiO ₂ аморфный
3/1	80,67	0,32	6,75	2,59	0,45	0,01	0,98	1,04	0,30	1,63	0,08	0,10	5,05	99,97	—
3/2	82,47	0,32	5,93	2,45	0,45	0,01	0,96	1,00	0,30	1,52	0,09	0,09	4,36	99,95	—
3/3	82,28	0,32	6,11	2,62	0,41	0,01	0,91	0,93	0,30	1,58	0,09	0,10	4,30	99,96	—
3/4	86,01	0,22	4,56	1,53	0,51	0,01	0,53	0,57	0,30	1,18	0,04	0,40	4,09	99,95	—
3/5	86,23	0,22	4,67	1,56	0,42	0,01	0,74	0,58	0,30	1,13	0,03	0,15	3,98	100,02	—
3/6	88,88	0,15	2,92	0,99	0,37	0,01	0,92	0,39	0,30	0,77	0,04	0,12	4,18	100,04	72,41
4/19	89,58	0,14	2,88	1,46	0,33	0,01	0,41	0,39	0,3	0,75	0,05	0,19	3,58	100,07	74,96
4/18	89,6	0,14	2,83	1,16	0,32	0,01	0,44	0,3	0,3	0,75	0,05	0,11	4,01	100,02	73,94
4/17	85,84	0,34	4,64	2,22	0,33	0,01	0,58	0,67	0,3	1,23	0,05	0,12	3,56	99,89	65,9
4/16	86,26	0,21	4,42	2,44	0,28	0,01	0,55	0,59	0,3	1,13	0,07	0,07	3,64	99,97	68,77
4/15	87,61	0,21	3,83	1,62	0,23	0,01	0,44	0,68	0,3	1,06	0,02	0,21	3,78	100	73,07
4/13	89,83	0,29	2,97	1	0,3	0,01	0,27	0,32	0,3	0,87	0,02	0,39	3,69	100,26	77,59
4/12	87,18	0,35	3,93	1,76	0,38	0,01	0,27	0,46	0,3	1,14	0,03	0,24	4,03	100,08	69,4
4/11	88,89	0,31	3,25	1,3	0,3	0,01	0,26	0,45	0,3	0,95	0,03	0,25	3,76	100,06	71,41
4/10	82,81	0,34	5,86	2,58	0,42	0,01	0,31	0,79	0,4	1,71	0,04	0,33	4,49	100,09	54,81
4/9	87,09	0,22	3,43	1,67	0,32	0,01	0,46	0,7	0,47	1,01	0,03	0,4	4,36	100,17	71,73
4/8	78,62	0,38	5,76	3,1	0,43	0,01	1,17	1,12	0,5	1,69	0,05	1,52	5,62	99,97	52,12
4/7	86,08	0,26	4,43	1,67	0,33	0,01	0,2	0,57	0,33	1,31	0,02	0,4	4,38	99,99	66,5
4/6	86,25	0,21	3,68	1,63	0,3	0,01	0,2	0,63	0,53	1,13	0,02	0,61	4,6	99,8	69,86
4/4	92,22	0,21	2,18	0,52	0,24	0,01	0,18	0,3	0,3	0,57	0,01	0,19	3,23	100,16	81,48
4/3	82,13	0,31	5,7	2,9	0,5	0,01	0,47	0,85	0,37	1,67	0,06	0,19	4,79	99,95	53,8
4/2	79,43	0,54	6,77	2,89	0,57	0,01	0,32	1,03	0,59	1,9	0,07	0,26	5,62	100	45,89
4/1	76,94	0,36	6,39	2,96	0,57	0,01	1,35	1,16	0,73	1,82	0,05	1,32	6,29	99,95	47,8
Среднее	85,3	0,28	4,52	1,94	0,38	0,01	0,56	0,67	0,37	1,24	0,05	0,34	4,32		

(ФМ), алюмокремниевый (АМ), нормированной щелочности (НКМ) и щелочной (ШМ). Значения модулей определялись по формулам:

ГМ $(\text{Al}_2\text{O}_3 \text{ TiO}_2 \text{ Fe}_2\text{O}_3 \text{ FeO MnO})/\text{SiO}_2$;
 ЖМ $(\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ FeO MnO})/(\text{Al}_2\text{O}_3 \text{ TiO}_2)$;
 ФМ $(\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ FeO MgO MnO})/\text{SiO}_2$;
 АМ $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$;
 ТМ $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$;
 НКМ $(\text{Na}_2\text{O K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$;
 ЩМ $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$.

Модульные значения, полученные для каменноярских опок, были сопоставлены со значениями моду-

лей, рассчитанных для некоторых типов осадочных и изверженных пород: миоценовых опок Западной Камчатки [13], алевропесчаников Русской плиты [11], базальта [2] и риодацита Тузлука [3] (табл. 2, рис. 3).

Согласно химической классификации Я.Э.Юдовича и М.П.Кетрис [13], исследованные опоки принадлежат типу силитов со значениями ГМ 0,03—0,14 (среднее 0,08), что соответствует классам от нормодо гиперсилитов. По усредненному значению ГМ исследованные опоки относятся к суперсилитам. По средним значениям всех остальных модулей (ЖМ, ФМ, АМ, ТМ, НКМ и ЩМ) опоки относятся к хемо-

2. Значения петрохимических модулей каменноярских опок и некоторых типов осадочных и изверженных пород

Пробы	ГМ	ЖМ	ФМ	АМ	ТМ	НКМ	ЩМ
3/1	0,13	0,43	0,05	0,08	0,05	0,29	0,18
3/2	0,11	0,47	0,05	0,07	0,05	0,31	0,2
3/3	0,11	0,47	0,05	0,07	0,05	0,31	0,19
3/4	0,08	0,43	0,03	0,05	0,05	0,32	0,25
3/5	0,08	0,41	0,03	0,05	0,05	0,31	0,27
3/6	0,05	0,45	0,02	0,03	0,05	0,37	0,39
4/19	0,05	0,6	0,02	0,03	0,05	0,36	0,4
4/18	0,05	0,5	0,02	0,03	0,05	0,37	0,4
4/17	0,09	0,51	0,04	0,05	0,07	0,33	0,24
4/16	0,09	0,59	0,04	0,05	0,05	0,32	0,27
4/15	0,07	0,46	0,03	0,04	0,05	0,36	0,28
4/13	0,05	0,4	0,02	0,03	0,1	0,39	0,34
4/12	0,07	0,5	0,03	0,05	0,09	0,37	0,26
4/11	0,06	0,45	0,02	0,04	0,1	0,38	0,32
4/10	0,11	0,49	0,05	0,07	0,06	0,36	0,23
4/9	0,06	0,55	0,03	0,04	0,06	0,43	0,47
4/8	0,12	0,58	0,06	0,07	0,07	0,38	0,3
4/7	0,08	0,43	0,03	0,05	0,06	0,37	0,25
4/6	0,07	0,5	0,03	0,04	0,06	0,45	0,47
4/4	0,03	0,32	0,01	0,02	0,1	0,4	0,53
4/3	0,11	0,57	0,05	0,07	0,05	0,36	0,22
4/2	0,14	0,47	0,06	0,09	0,08	0,37	0,31
4/1	0,13	0,52	0,06	0,08	0,06	0,4	0,4
Среднее	0,08	0,48	0,04	0,05	0,06	0,36	0,31
Опока [13]	0,09	0,37	0,03	0,06	0,059	0,35	1
Алевропесчаники [11]	0,2	0,43	0,08	0,13	0,05	0,36	0,36
Базальт [2]	0,6	0,75	0,39	0,31	0,1	0,22	2,94
Риодацит [3]	0,25	0,14	0,04	0,21	0,03	0,53	0,53

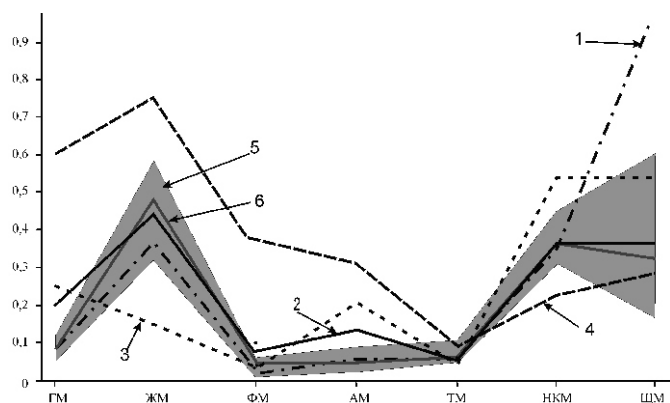


Рис. 3. Диаграмма вариаций значений петрохимических модулей каменноярских опок и некоторых других осадочных и изверженных пород:

1 — миоценовая опока Западной Камчатки; 2 — алевропесчаники; 3 — риодациты; 4 — базальт; 5 — палеогеновые опоки разреза Каменный Яр; 6 — среднее по разрезу Каменный Яр

типам нормосилитов, что по петрохимическим свойствам приближает их к алевропесчаникам [11] и на первый взгляд не обнаруживает какой-либо связи их формирования с вулканическими процессами.

Однако при сопоставлении значений модулей опок и выбранных типов осадочных и вулканогенных пород (см. рис. 3) оказалось, что модульный профиль каменноярских опок обладает наибольшим потенциалом корреляции с профилем миоценовых опок Западной Камчатки. Не вызывает сомнения, что камчатские опоки образовались в непосредственной близости от очагов вулканических эксгаляций и эксплозий, оказавших прямое влияние на их формирование. Каменноярские опоки отличаются от Западно-Камчатских опок только по значению ШМ. Повышенная натровость последних объясняется существенной примесью в них пирогенных и вулканокластиков [13]. Модульные профили базальтов и риодацитов обнаруживают отрицательную корреляцию с опоками Каменного Яра.

Для выявления особенностей морфологии и геометрии наноконструкций опок применен метод растровой электронной микроскопии [12] с микрозондовым анализом. Исследования поверхности естественного скола проб проведены на растровом электронном микроскопе РЭМ-100У. Микрозондовый элементный состав в выбранных точках образца определялся с помощью энергодисперсионного рентгеновского анализатора ЭДАР и рассчитывался в программе «Magallanes» (аналитик А.А.Михайлов). Съемка проведена при ускоряющем напряжении 30 кВ и кратности увеличения от 50 до 5000. Для оценки элементного состава применена электронная система цифрового вывода изображений для растровых микроскопов (СВИ-1) и математическая программа

Image REM, основанная на сравнительном анализе спектров исследуемых проб с эталонными.

Нанопетрографическое изучение под растровым электронным микроскопом и микрозондовый анализ показали, что основная масса породы сложена глобулярным опал-кристобалит-тридимитом. Размеры глобуль изменяются от 3 до 5 мкм (рис. 4). Глобули образуют как небольшие (10—20 мкм) скопления, так и сплошные кремнистые массы разной степени уплотненности. Среди глобулярных агрегатов отмечается большое количество обломков вулканических стекол с ребристой поверхностью и следами растворения по краям. Размеры стекол составляют 10—30 мкм. В составе опок установлены редкие биогенные компоненты — полуразложившиеся скелеты радиолярий (см. рис. 4, А). По данным микрозондового анализа, выявлено две разновидности стекол: 1) более кислого состава, с катионами К, Na, Fe и Mg (см. рис. 4, А); 2) более основного, с катионами К, Na, Ca, Fe, Mg и Ti (см. рис. 4, Б). Присутствие тяжелых компонентов (Fe, Mg и Ti) в химическом составе стекол свидетельствует о том, что в процессе транспортировки пирокластический материал не полностью освободился от них в силу незначительного расстояния (не более 1000 км) от вулканического источника.

Наличие обломков полурастворившихся вулканических стекол и радиолярий, рассеянных глобуль и сплошных кремнистых масс разной степени уплотненности характеризуют метастабильное состояние вещества и свидетельствуют о происходящем переходе в более устойчивое физико-химическое состояние [7, 15]. На электронно-микроскопических снимках (см. рис. 4) наблюдаются лишь наиболее устойчивые обломки эффузивов с отчетливыми следами растворения, окруженные продуктами своего преобразования — глобулярными агрегатами опал-кристобалит-тридимитовой фазы.

Вопросы механизма образования и генезиса опок остаются дискуссионными. Наиболее обоснованными, на взгляд авторов, являются доводы о формировании опок по кислым вулканическим пеплам [7—10]. В опоках и порцелланитах, широко распространенных в меловых—неогеновых океанских и платформенных толщах по всему миру (Тихоокеанское обрамление, Северная Америка, Европа, Западная Сибирь и др.), установлен стабильный парагенез аутигенных минералов: опал-кристобалит-тридимитовой фазы, цеолиты ряда гейландита—клиноптилолита, монтмориллонит, часто в ассоциации с глауконитом и вулканическими стеклами [7]. Данный парагенез выявлен исследованиями авторов в каменноярских опоках, что в совокупности с данными модульной обработки литохимии, позволяет рассматривать изученную опоковую толщу как продукт гипергенеза вулканических пеплов, перенесенных водными массами на юго-восток Русской плиты из областей активного вулканизма — вероятнее всего Малого Кав-

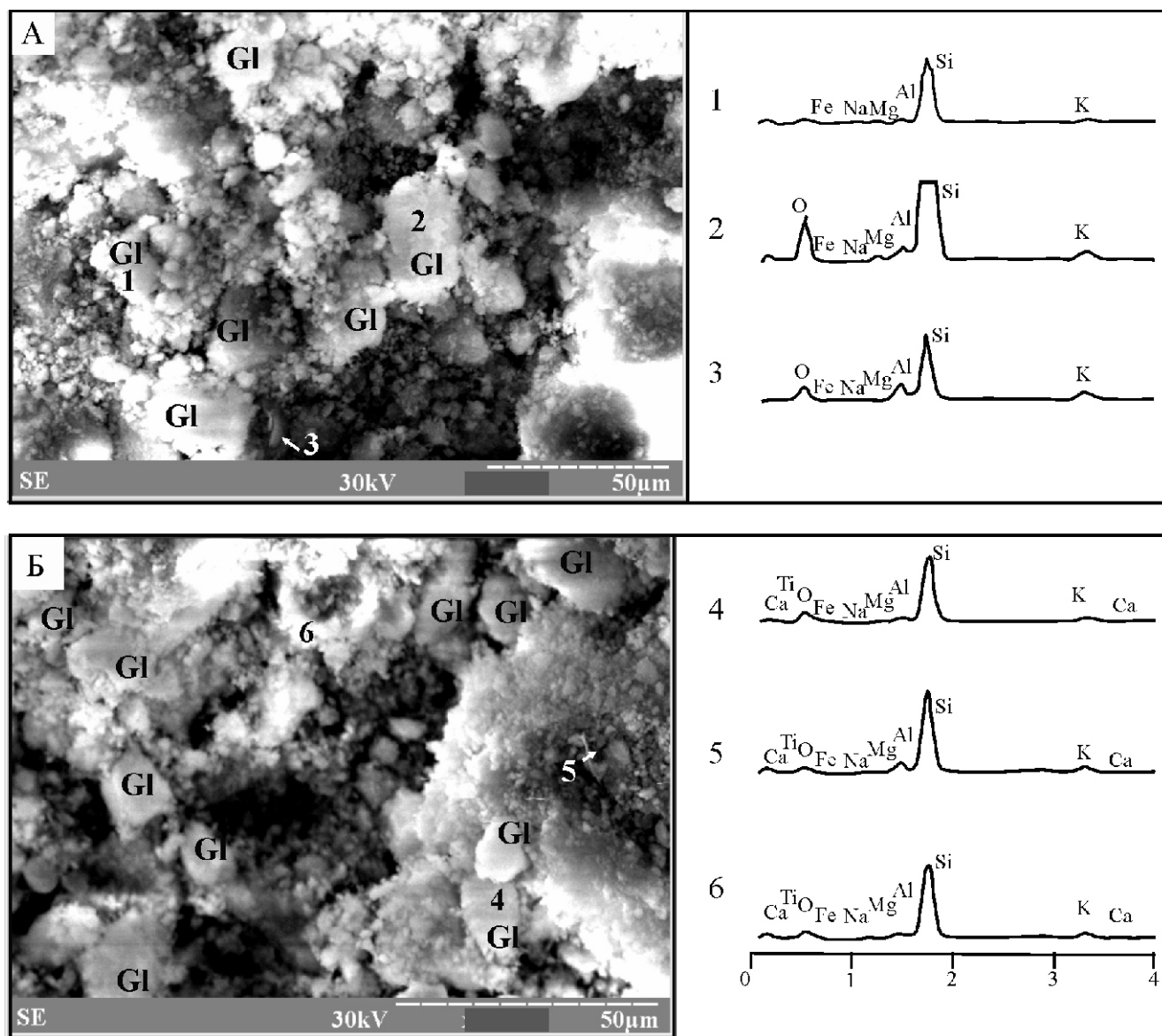


Рис. 4. Электронно-микроскопические снимки каменноярских опок и энергодисперсионные спектры вулканических стекол (Gl). Проба 4/7

каза [5, 14]. В процессе транспортировки пепловый материал заметно обогатился кислыми (легкими) частицами вулканического стекла, постепенно освободившись от крупных и тяжелых обломков [13].

Наиболее вероятным механизмом образования опок считается диагенетическое преобразование кислых пепловых частиц с полимеризацией кремнезема, сопровождающейся глинизацией и цеолитизацией илов [13, 16]. Кремневый гель является неустойчивой физико-химической субстанцией и подвергается постепенной раскристаллизации [7, 15] с образованием сначала ОКТ-фазы, а затем — кварца. Процесс стадийного «старения» кремнистых пород, реконструированный Вон Радом с соавторами [15], во многом объясняет отсутствие опок в геологических разрезах древнее мезозоя. Вероятно, каменноярские опoki, находящиеся в метастабильном состоянии, подвергнутся дальнейшему диагенетическому преобразова-

нию и в геологическом будущем, скорее всего, будут преобразованы в кварциты (?).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ахметьев М.А., Беньямовский В.Н. Палеоцен и эоцен Российской части Западной Евразии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. № 1. С. 54—78.
2. Беус А.А. Геохимия литосферы (породообразующие элементы). — М.: Недра, 1972.
3. Газеев В.М., Носова А.А., Сазонова Л.В. и др. Петрогенетическая интерпретация ассоциаций минералов-вкрапленников плейстоценовых — голоценовых вулканитов Эльбруса (Северный Кавказ) // Вулканология и сейсмология. 2004. № 2. С. 24—45.
4. Дистанов У.Г. Кремнистое сырье (диатомиты и опoki) / Геология и полезные ископаемые мезокайнозойских отложений Ульяновской области // Труды КФАН СССР. Серия геологических наук. Вып. 11. 1964. С. 136—197.
5. Дзюценидзе Г.С. Роль вулканизма в образовании пород и руд. — М.: Недра, 1969.

6. Зорина С.О., Афанасьева Н.И., Волкова С.А. Цеолитонность верхнемеловых-палеогеновых осадочных пород востока и юго-востока Русской плиты // Литология и полезные ископаемые. 2008. № 6. С. 1—11.
7. Муравьев В.И. Вопросы абиогенного осадочного кремне-накопления // Происхождение и практическое использование кремнистых пород. —М.: Наука, 1987. С. 86—96.
8. Муравьев В.И. Минеральные парагенезы глауконито-во-кремнистых формаций // Труды ГИН АН СССР. Вып. 360. —М.: Наука, 1983.
9. Муравьев В.И. О генезисе опок // Литология и полезные ископаемые. 1973. № 4. С. 94—106.
10. Муравьев В.И. О природе глобулярного опала в опоках и трепелах // Доклады АН СССР. 1975. Т. 222. № 3. С. 684—686.
11. Ронов А.Б., Мигдисов А.А. Количественные закономерности строения и состава осадочных толщ Восточно-Европейской платформы и Русской плиты и их место в ряду древних платформ мира // Литология и полезные ископаемые. 1996. № 5. С. 451—475.
12. Электронно-микроскопический анализ глинистых минералов. Методические рекомендации № 137. —М., 2000.
13. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. —С-Пб: Наука, 2000.
14. Ross C.S. Provenience of pyroclastic materials. *GSA Bulletin*. 1955. Vol. 66. № 4. Pp. 427—434.
15. Von Rad U., Reich V., Rxsch H. Silica diagenesis in continental margin sediments of Northwest Africa // Initial Reports DSDP. 1978. Vol. 41. Pp. 879—905.
16. Williams L.A., Crerar D.A. Silica diagenesis, II. General Mechanism // *Journal of Sedimentary Petrology*. 1985. Vol. 55. №. 3. Pp. 312—321.

УДК 549.211:543.42

Г.К.Хачатрян, Т.Е.Щербакова, Т.И.Колесникова, 2011

Методика исследования минералов-спутников алмаза с применением ИК-Фурье спектроскопии

Г.К.ХАЧАТРЯН, Т.Е.ЩЕРБАКОВА, Т.И.КОЛЕСНИКОВА (ФГУП Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ); 117545, г.Москва, Варшавское шоссе, д.129, корп.1)

Разработана оригинальная методика диагностики единичных зерен минералов-спутников алмаза с помощью ИК-Фурье микроскопа, характеризующаяся высокой чувствительностью и экспрессностью, не требующая специальной подготовки проб. Данная методика рекомендуется к использованию при шлихоминералогических поисках алмазных месторождений.

Ключевые слова: ИК-Фурье микроскоп, ИК-спектры и типоморфные свойства индикаторных минералов кимберлитов.

Хачатрян Галина Карленовна, s34@mail.ru

Щербакова Татьяна Евгеньевна

Колесникова Татьяна Ивановна

IR-Fourier spectroscopic researches applied to diamond associated minerals

G.K.KHACHATRYAN, T.E.SHCHERBAKOVA, T.I.KOLESNIKOVA

Unconventional diagnostic method have been developed for mineral grains identification by IR-Fourier microscope. The method is a high-sensitive and high-speed procedure, and it does not require of special specimen treatment. Investigations of kimberlite indicator minerals have demonstrated applicability of the method to heavy concentrate mineralogical prospecting of diamond deposits.

Key words: typomorphic features of minerals, kimberlite indicator minerals, IR-Fourier microscope, IR-Fourier spectroscopy, IR spectrum.

При исследовании состава и типоморфных свойств индикаторных минералов, выделенных из шлиховых проб, большую роль играют легко доступные экспрессные аналитические методы. Одним из таких методов является инфракрасная спектроскопия, более полувек успешно применяющаяся для изучения веществ с разнообразным химическим составом, структурой и агрегатным состоянием. При использовании традиционного инфракрасного оборудования дис-

персионного типа требуется навеска анализируемого вещества (обычно не менее 2—3 мг) с последующим его истиранием для приготовления препарата и записи «порошкового» спектра. При этом получить ИК-спектр без разрушения образца ранее удавалось лишь для некоторых минералов, хорошо пропускающих инфракрасное излучение, например, алмаза, ряда других драгоценных камней, тонких пластинок слюд. В то же время в процессе работы со шлиховы-

ми пробами минералогу нередко приходится иметь дело с единичными мелкими зернами различных индикаторных минералов. Такого количества вещества, как правило, недостаточно для получения «порошкового» спектра. Кроме того, истирание редких образцов не позволяет провести их дальнейшее изучение иными аналитическими методами, а также сравнение с другими последующими находками. Уникальную возможность исследования единичных минеральных микрозерен без их разрушения дает применение ИК-Фурье спектрометра, оснащенного микроскопом. Это было продемонстрировано ранее на примере минералов золоторудных месторождений [8].

Как представляется авторам, использование данной методики особо актуально при исследовании минералов-спутников алмаза, отобранных из шлиховых проб, при проведении прогнозно-поисковых работ на севере Восточно-Европейской платформы. Здесь в шлиховых ореолах встречаются оливины, хромшпинелиды, хромдиопсиды, гранаты пироп-альмандинового ряда не только из кимберлитов, но и из других источников. При низких содержаниях индикаторных минералов в самих кимберлитах, в перекрывающих их отложениях и в современном аллювии рек, большое значение приобретает задача идентификации минералов-спутников алмаза из их коренных источников. В основе этого лежит определение типоморфных признаков минералов-индикаторов кимберлитов (лампроитов) из ореолов рассеяния ближнего и дальнего сноса [9, 11].

По этой причине одной из главных целей настоящей работы было показать возможность использования ИК-Фурье микроскопа для диагностики и изучения свойств индикаторных минералов, указывающих на принадлежность к глубинным породам, среди которых образовались алмазы. Эти минералы могут свидетельствовать о возможном присутствии в исследуемом районе кимберлитов и лампроитов.

Основное внимание было обращено на минералы группы гранатов и хромсодержащие моноклинные пироксены. Их диагностика под бинокулярным микроскопом часто бывает затруднена. Так, например, желто-оранжевые и оранжево-красные пиропы и пироп-альмандины в шлиховых пробах в ряде случаев практически неотличимы от широко распространенных оранжево-красных гранатов из метаморфических пород.

Основы ИК-Фурье спектроскопии, методика и аппаратура. В ИК-спектроскопии инфракрасное излучение разной частоты избирательно поглощается образцом. Поглощаемые частоты соответствуют частотам колебаний связанных атомов, составляющих молекулы исследуемого образца. Так как каждое вещество представляет собой специфическую комбинацию атомов, то полученный спектр является характеристическим и позволяет идентифицировать состав и свойства этого вещества.

Метод ИК-спектроскопии с Фурье-преобразованием (ИК-Фурье) был разработан с целью устранения ограничений, встречающихся при работе с традиционным оборудованием. Главное из них — медленный процесс сканирования. Многократное сокращение времени сканирования достигается в ИК-Фурье спектроскопии за счет применения интерферометра — оптического прибора, который производит единственный тип сигнала и в котором «закодированы» все инфракрасные частоты. Декодировать интерферограмму и получить спектр привычного вида можно с помощью математических Фурье-преобразований. Помимо того, что метод ИК-Фурье спектроскопии является экспрессным (время записи спектра занимает обычно не более 1 мин), он обладает рядом иных достоинств при анализе вещества: 1) получаемые спектры представлены в электронной форме, что позволяет заносить их в базу данных прибора, а также математически обрабатывать и автоматически расшифровывать; 2) при исследованиях не требуется периодически проводить калибровку прибора, так как в ИК-Фурье спектрометрах она осуществляется автоматически с помощью He-Ne лазера; 3) в ИК-Фурье спектрометрах используются более чувствительные детекторы, чем в традиционных ИК-спектрометрах, что дает возможность исследовать значительно меньшие количества вещества.

Дополнительное увеличение чувствительности и локальности исследований обеспечивается за счет использования ИК-Фурье микроскопа. С его помощью можно также фотографировать образец, определять его размеры, морфологические особенности и окраску. Имеющийся в ЦНИГРИ ИК-микроскоп Centaurus позволяет анализировать микрочастицы размером от 50 мкм.

Методика идентификации и изучения типоморфных свойств мелких зерен минералов с помощью ИК-микроскопа создана впервые. Главной трудностью при ее разработке было отсутствие большинства эталонных спектров недиспергированных образцов. Спектры монокристаллов существенно отличаются от спектров, полученных при исследовании порошковых препаратов (рис. 1). Кроме того, имеющиеся в настоящее время каталоги, включая библиотеку спектров HR-Minerals, находящуюся в ЦНИГРИ, содержат лишь порошковые, а не монокристалльные спектры минералов. Для решения этой проблемы авторами была создана собственная база данных, содержащая 1000 спектров индивидуальных микрообразцов около 100 минералов и их разновидностей [8]. Эталонные образцы предварительно были изучены с помощью порошковой ИК-спектроскопии и частично — методами кристаллооптики, дифрактометрии и микрорентгеноспектрального анализа. В базу данных включены все возможные варианты и модификации спектров каждого из минералов, обусловленные его типоморфными свойствами.

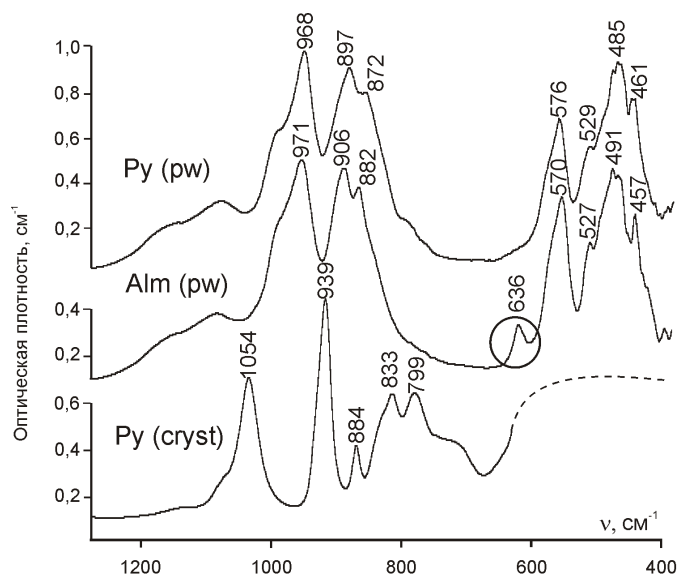


Рис. 1. Порошковые (pw) и монокристалльные (cryst) спектры гранатов:

Py — пироп, Alm — альмандин

Это позволило проводить экспресс-анализ единичных зерен, а также отдельных фракций шлиховых и протолочных проб под ИК-микроскопом.

Предлагаемая методика чрезвычайно проста в применении: для получения спектра образец (или группу зерен) помещают на отражающую подложку, фокусируют на объекте луч микроскопа и запускают программу измерений. Далее все операции по получению спектра, его обработке и идентификации на основе разработанной базы данных осуществляются с помощью компьютерной программы OMNIC.

Спектры мелких кристаллов и зерен образцов регистрировались на приборе марки Nicolet 380 с микроскопом Centaurus компании THERMO Scientific в диапазоне 650—4000 см^{-1} . Часть образцов дополнительно исследовалась порошковым методом с помощью приставки Smart Diffuse Reflectance в интервале 400—4000 см^{-1} .

Объектами исследования послужили минералы, распространенные в кимберлитах и лампроитах: гранаты, диопсид, хромшпинелид, оливин, циркон, апатит и др. Многие из этих минералов встречаются в разных породах, поэтому для сравнения и выявления типоморфных свойств были изучены спектроскопические характеристики одноименных минералов как из кимберлитов, так и из пород золоторудных месторождений.

Основное внимание в работе обращено на гранаты из алмазонасных кимберлитов, главным образом Зимнебережного района Архангельской области. Размер зерен гранатов 0,1—0,3 мм, окраска разнообразная, химический состав и особенности микроповерхности различные.

С поисковой точки зрения для этой территории особый интерес представляют пиропы, которые Н.В.Соболев [5] относит к ультраосновному парагенезису. К ним принадлежат лиловые и фиолетовые высокохромистые пиропы (хромовая ассоциация), обладающие, как правило, тонким коррозионным рельефом, а также оранжево-красные низкохромистые пиропы (железо-титановая ассоциация) с более высоким гребенчато-ямчатым и гребенчато-волнистым микрорельефом (таблицы 1 и 3, рис. 2). Гранаты эцлогитового парагенезиса представлены практически безхромистыми желто-оранжевыми и желтыми пироп-альмандинами. Они характеризуются грубым шестоватым и пирамидально-черепитчатым микрорельефом поверхности. При этом по окраске и характеру поверхности их часто бывает трудно отличить от низкохромистых пиропов ультраосновного парагенезиса и альмандинов из метаморфических пород (например, кристаллических сланцев Карелии).

Кроме того, были детально изучены образцы диопсида с различным содержанием хрома, представленные зелеными, ярко-зелеными, изумрудно-зелеными, серо-зелеными, светло-зелеными, реже бесцветными зернами размером 0,05—0,5 мм. Характеристика и химический состав образцов приведены в табл. 2.

Диагностика индикаторных минералов кимберлитов и лампроитов. Оптически прозрачные минералы кимберлитов и лампроитов надежно распознаются по характеристическим системам линий в спектрах индивидуальных микрозерен, полученных под ИК-микроскопом. Характеристическими являются линии, частоты которых отражают состав и структурное состояние вещества и одновременно мало зависят от небольших вариаций формы, размера и прозрачности зерен. Иначе говоря, при исследовании нескольких разных микрозерен одного и того же минерала от спектра к спектру данные частоты воспроизводятся. Для индикаторных минералов кимберлитов — пироп, хромшпинелид, оливина, хромдиопсида, апатита и циркона эти характеристические линии были выявлены в результате анализа созданной авторами базы данных. Типичные ИК-спектры названных минералов представлены на рисунках 1 и 3.

Пироп, подобно всем минералам группы гранатов, четко диагностируется под ИК-микроскопом по конфигурации спектра и положению линий в интервале 800—950 см^{-1} (см. рис. 1).

ИК-спектр *хромшпинелида* (см. рис. 3) относительно простой, что объясняется существенно ионным характером связей в кристаллической структуре минерала. В нем имеются полосы поглощения в интервале 700—1100 см^{-1} с главным максимумом около 768 см^{-1} .

В ИК-спектре *оливина* присутствует характеристическая система из линий с главными максимумами около 1090, 1000 и 840 см^{-1} , сопровождающаяся

1. Химический состав изученных гранатов пироп-альмандинового ряда (в %)

Образцы	Пробы	Место отбора проб	Концентрация элементов												
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	ZnO	Сумма
Пиропы лилового и фиолетового цветов хромовой ассоциации (ультраосновной парагенезис)															
1	441-60/838,2-8,47	Трубка им.В.Гриба (Архангельск)	40,67	0,00	17,22	8,47	6,52	0,39	19,86	6,22	0,13	0,00	0,00	0,00	99,48
2	441-60/838,2-6,04		41,24	0,08	19,41	6,04	7,14	0,44	20,51	4,82	0,10	0,01	0,00	0,00	99,79
3	441-60/838,2-4,98		41,03	0,55	19,59	4,98	7,90	0,47	18,85	6,75	0,08	0,00	0,02	0,02	100,24
4	K8-6/63	Аномалия K8 (Архангельск)	41,26	1,14	17,46	6,40	6,96	0,35	20,03	6,06	0,00	0,01	0,02	0,07	99,76
5	K8-6/134,8		42,01	0,32	21,93	1,51	7,99	0,28	21,26	4,50	0,00	0,01	0,00	0,00	99,81
6	3196-8,89	Россыпь р.Эбелях (Якутия)	41,95	0,15	17,25	8,89	5,88	0,42	22,81	3,26	0,00	0,00	0,00	0,00	100,61
7	3187-4,07		43,04	0,24	20,83	4,07	5,61	0,44	21,52	4,45	0,00	0,00	0,00	0,00	100,20
Пиропы оранжево-красного цвета железотитановой ассоциации (ультраосновной парагенезис)															
8	K3a-1/1,38	Трубка ЦНИГРИ-Архангельская	41,04	1,05	21,16	1,38	8,81	0,38	20,66	4,79	0,09	0,00	0,04	0,00	99,40
9	K3a-1/0,43		41,97	0,34	22,45	0,43	7,60	0,22	21,02	4,53	0,04	0,00	0,04	0,00	98,64
10	K3a-1/0,2		41,01	1,00	21,34	0,20	11,22	0,36	18,90	4,87	0,08	0,00	0,00	0,02	98,98
11	K3a-1/0,36	Гранатовые перидотиты Чешского Среднегорья [6]	42,34	0,46	22,42	0,36	8,16	0,31	20,98	5,14	0,06	0,00	0,02	0,00	100,25
12	K3a-1/0,09		42,12	0,58	22,21	0,09	8,82	0,21	19,71	6,00	0,05	0,02	0,00	0,06	99,87
13	4-K3a-1/0,25		41,32	0,32	22,25	0,25	9,35	0,25	18,40	7,24	0,07	0,00	0,00	0,00	99,45
14	1/209-0,93	Трубка Шикуатите (Ангола) [4]	41,17	0,71	22,34	0,93	8,63	0,31	22,36	4,11	0,08	0,00	0,00	0,00	100,64
15	13/382,7-0,32		41,91	0,53	23,28	0,32	9,62	0,39	20,90	3,99	0,04	0,00	0,00	0,00	100,98
16	5		41,50	0,96	21,29	1,07	9,24	0,23	20,45	4,56	0,00	0,00	0,00	0,00	99,30
Пироп-альмандины желто-оранжевого цвета (эклогитовый парагенезис)															
17	K3a-1/0,08	Трубка ЦНИГРИ-Архангельская	40,15	0,36	22,71	0,08	16,51	0,33	14,79	5,06	0,20	0,00	0,00	0,00	100,19
18	441-94/235-0,2		39,73	0,25	22,10	0,20	20,00	0,43	12,84	4,86	0,08	0,00	0,04	0,00	100,53
19	478-2-0,09	Трубка Галина (Архангельск)	38,82	0,20	22,09	0,09	20,66	0,43	10,55	6,36	0,13	0,00	0,00	0,06	99,39
Альмандины оранжево-красного и розового цветов (из метаморфических пород)															
20	B-17-64-0,03	Аллювий (Карелия)	37,07	0,02	20,85	0,03	32,54	1,50	3,60	3,35	0,00	0,00	0,02	0,00	98,98
21	B-33-32-0,0		36,06	0,01	20,57	0,00	33,20	2,39	4,01	2,26	0,24	0,04	0,02	0,05	98,85
22	B-33-07-0,01		36,56	0,10	20,33	0,01	33,32	1,11	1,52	6,71	0,00	0,00	0,03	0,02	99,71
23	B-33-07-0,04		36,34	0,00	20,55	0,04	34,74	0,33	0,73	6,68	0,00	0,00	0,00	0,00	99,41
24	B-35-37/1		36,12	0,10	20,04	0,04	33,63	0,83	0,82	7,52	0,32	0,03	0,00	0,00	99,45

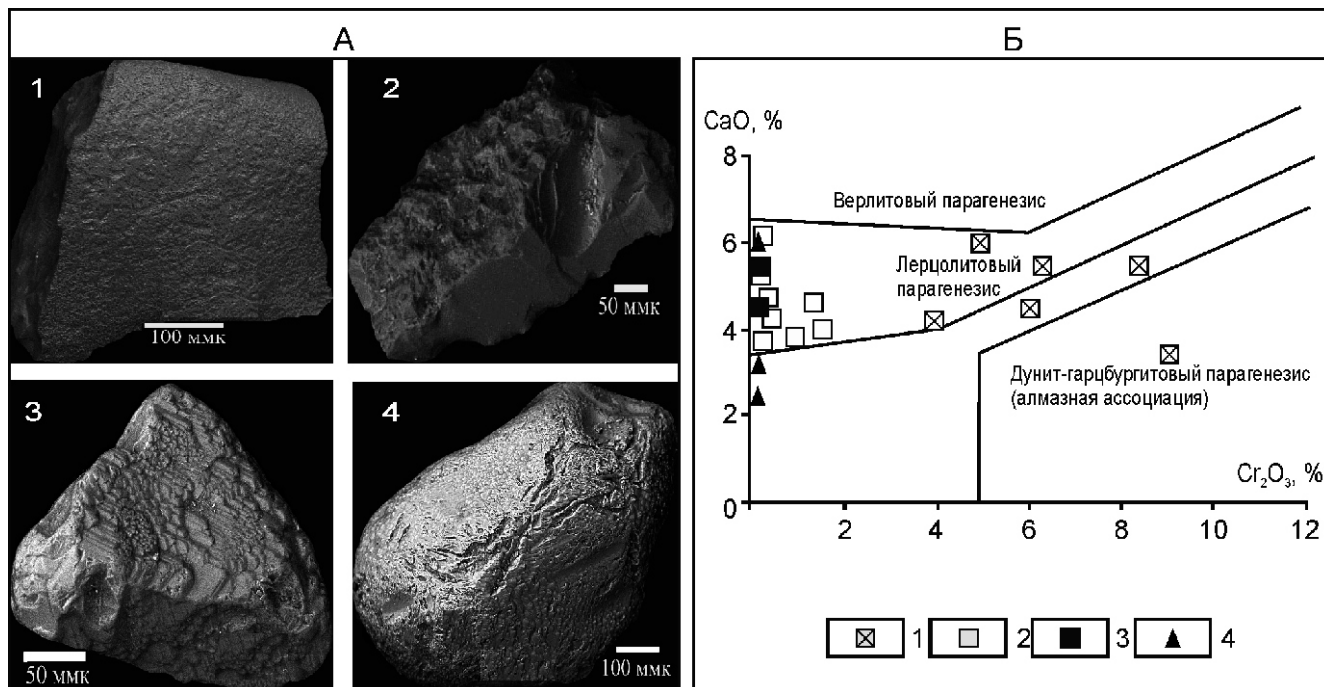


Рис. 2. Особенности микроповерхности (А) и химического состава гранатов [5], изученных методом ИК-спектроскопии (Б):

пиропы ультраосновного парагенезиса: 1 — хромовой ассоциации с тонкоматированной поверхностью, 2 — железитановой ассоциации с гребенчато-ямчатой поверхностью; 3 — пироп-альмандины эклогитового парагенезиса с шестоватой поверхностью; 4 — альмандины из метаморфических пород с пирамидально-черепитчатой поверхностью

группой мало интенсивных полос в области 1670—2020 см⁻¹ (см. рис. 3).

Хромдиопсид так же как и другие кальциевые клинопироксены, обнаруживает в ИК-спектре характерную расщепляющуюся систему интенсивных линий в области 900—1100 см⁻¹. Присутствуют также интенсивная полоса около 1183 см⁻¹, положение которой изменяется в зависимости от толщины зерна, и максимумы средней интенсивности около 1566 и 1953 см⁻¹. Кроме того, в спектре хромдиопсида фиксируются полосы в интервале 3400—3700 см⁻¹, обусловленные наличием гидроксильных групп. В химической формуле диопсида и его хромистой разновидности гидроксильные группы отсутствуют. По-видимому, ИК-спектр фиксирует ОН-группы, входящие в состав продуктов вторичных изменений кальциевого клинопироксена, представленных тремолитом, актинолитом, тальком, серпентином.

Апатит обладает характерным ИК-спектром, включающим систему из трех узких линий около 1998, 2077 и 2148 см⁻¹, четкий двойной максимум около 1416 и 1460 см⁻¹ и интенсивный пик около 1154 см⁻¹. Согласно предварительным данным индикатором апатита из кимберлитовых трубок служит строение максимума в области 3500—3600 см⁻¹, обусловленного валентными колебаниями гидроксильных групп.

Циркон из россыпей районов коренной алмазности характеризуется сложным спектром, состоя-

щим из хорошо разрешающихся узких линий, что говорит о совершенной кристаллической структуре минерала. В спектре присутствует дублет средней интенсивности около 1546 и 1596 см⁻¹, система их четырех пиков 1836, 1871, 1903, 1947 см⁻¹, осложненная слабым максимумом около 1789 см⁻¹. Циркон кимберлитов отличается от циркона золоторудных месторождений и гранитоидов присутствием характерных гидроксильных групп, проявляющихся в виде двойной полосы около 3379 и 3413 см⁻¹.

С помощью ИК-Фурье микроскопа также проводится диагностика флогопита, амфибола и некоторых других минералов кимберлитов. При шлихоминологических поисках алмазных месторождений важно не только диагностировать индикаторный минерал, но и определить его примесный состав и другие типоморфные свойства, проявляющиеся в ИК-спектрах. Наиболее разработана эта методика применительно к алмазу. Хотя находки алмаза и являются прямым признаком присутствия в исследуемом районе алмазоносных пород, но они не всегда позволяют говорить о наличии нового коренного источника. Обоснованное решение прогнозно-поисковых задач возможно на основе изучения распределения в кристаллах структурных примесей азота и водорода [7].

Целенаправленное инфракрасное спектроскопическое изучение примесного состава некоторых других индикаторных минералов кимберлитов ранее

2. Особенности химического состава клинопироксенов из кимберлитов

Образ- цы	Пробы	Место отбора проб	Концентрация элементов, %												
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	ZnO	Сумма
Хромдиопсиды ярко-зеленого и изумрудно-зеленого цветов ультраосновного парагенезиса (Cr ₂ O ₃ 0,5%)															
1	94/235(7)	Трубка им.В.Гриба (Архангельск)	54,43	0,28	2,62	1,94	2,51	0,10	15,86	19,04	2,50	0,02	0,02	0,05	99,37
2	94/235(6)		54,27	0,25	2,32	1,86	2,38	0,10	15,97	19,21	2,31	0,04	0,09	0,02	98,82
3	94/235(3)		54,10	0,33	2,43	2,03	2,63	0,09	16,17	19,07	2,27	0,02	0,04	0,05	99,23
4	94/235(9)		54,75	0,30	2,38	1,88	2,31	0,07	16,37	19,64	2,28	0,03	0,02	0,00	100,03
5	94/235(4)		54,31	0,24	2,57	2,11	2,36	0,13	16,16	19,29	2,33	0,02	0,00	0,00	99,52
6	10Фн	Трубка 7 (Финляндия)	54,64	0,16	1,50	1,59	2,97	0,15	18,27	18,27	1,41	0,02	0,14	0,01	99,13
Диопсид серо-зеленого цвета эклогитового парагенезиса (Cr ₂ O ₃ 0,5%)															
7	6Фн	Трубка 7 (Финляндия)	53,64	0,22	2,24	0,16	3,91	0,16	15,97	21,80	1,48	0,02	0,03	0,01	99,64

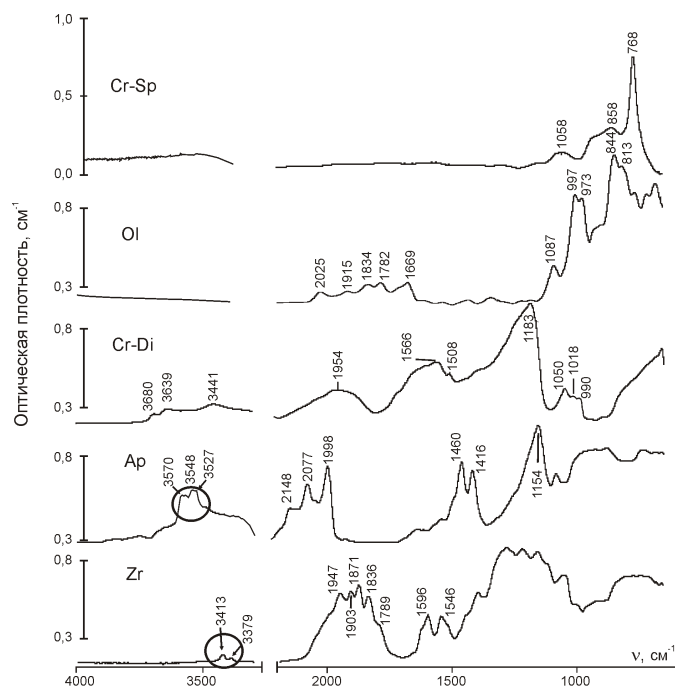


Рис. 3. Спектры минералов-спутников алмаза, полученные с помощью ИК-Фурье микроскопа:

Cr-Sp — хромшпинелид, Ol — оливин, Cr-Di — хромдиопсид, Ap — апатит, Zr — циркон

проводилось традиционными способами, предполагающими разрушение образца и нередко трудоемкую подготовку проб. Так, например, типоморфные особенности хромшпинелида исследовались в порошковых препаратах [1], что не позволяло проанализировать отдельные минеральные индивиды. Структурные дефекты в цирконе были изучены в образцах, представляющих собой ориентированные плоскопараллельные пластины [2], которые вырезались из целых кристаллов.

В настоящей работе «неразрушающий» метод исследования глубинных минералов кимберлитов с помощью ИК-Фурье микроскопа впервые применен авторами для гранатов пироп-альмандинового ряда и диопсида.

Определение состава гранатов. Минералы группы граната обладают переменным составом, обусловленным неограниченной изоморфной смесью в рядах $Mg_3Al_2[SiO_4]_3$ — $Fe_3Al_2[SiO_4]_3$ (пироп—альмандин), $Fe_3Al_2[SiO_4]_3$ — $Mn_3Al_2[SiO_4]_3$ (альмандин—спессартин) и $Ca_3Al_2[SiO_4]_3$ — $Ca_3Fe_2[SiO_4]_3$ (гроссуляр—андрадит). Индикаторами кимберлитов и лампроитов являются магнезиальные гранаты с повышенным содержанием хрома. Поэтому в статье основное внимание было обращено на исследование ИК-спектров микрозерен пиропов и выявление их отличий от спектров граната альмандин-спессартинового ряда, которые по своему внешнему виду в ряде случаев сходны с пиропом. Кроме того, для достоверной идентификации хромистых пиропов необхо-

3. Характеристика гранатов и параметры их ИК-спектров

Образцы	Пробы	Гранат	Окраска	1, см ⁻¹	2, см ⁻¹
1	441-60/838,2-8,47	CrPy	Фиолетовая	934 1	877
2	441-60/838,2-6,04	CrPy		935	879
3	441-60/838,2-4,98	CrPy	Лиловая	937	881 1
4	K8-6/63-6,4	CrPy		935 1	877
5	K8-6/134,8-1,51	CrPy		940 1	885
6	3196-8,89	CrPy		936	878
7	3187-4,07	CrPy		939	883
8	K3a-1/1,38	CrPy	Оранжево-красная	938 1	883
9	K3a-1/0,43	CrPy		939 1	884 1
10	K3a-1/0,2	CrPy		939 1	884 1
11	K3a-1/0,36	CrPy		939	884
12	1/209-0,93	CrPy		941	885
13	13/382,7-0,32	CrPy		941	887
14	4-K3a-1/0,61	Py		941	885
15	K3a-1/0,08	Py		940 1	885 1
16	5	Py		939 1	884 1
17	K3a-1/0,08	Py-Alm	Желто-оранжевая	939	886
18	441-94/235-0,2	Py-Alm		942	886
19	478-2-0,09	Py-Alm		938 2	885 1
20	B-17-64-0,03	Alm	Оранжево-красная	927	881
21	B-33-32-0,00	Alm	Розовая	932	885
22	B-33-07-0,01	Alm	Оранжевая	932	884
23	B-33-07-0,04	Alm		928	882
24	B-35-37/1-0,02	Alm-Spess		934	887 1
25	—	Py	Густо-фиолетовая	936	882
26	—	Py	Темно-красная	940	885
27	—	Alm	Коралловая	937	885
28	—	Alm	Сиреневая	937	889
29	—	Spess	Красная	920	873
30	—	Spess	Рыжая	917	870
31	—	Gross	Бледно-зеленая	888	847
32	—	Gross	Бесцветная	887	846
33	—	Andr-Gross	Бурая	873	828
34	—	Andr-Gross	Бурая	871	824

Примечание. Py — пироп, CrPy — хромистый пироп, Alm — альмандин, Spess — спессартин, Gross — гроссуляр, Andr — андрадит 1, 2 — волновые числа характеристических полос ИК-спектра гранатов; химический состав образцов 1—24 определялся с помощью рентгеновского микроанализатора (аналитик А.И.Цепин, ИГЕМ РАН) и приведен в табл. 1 и на рис. 2; образцы из трубок Якутии 25, 27 — Загадочная, 26 — Мир; образцы 28—34 — из коллекции некимберлитовых минералов.

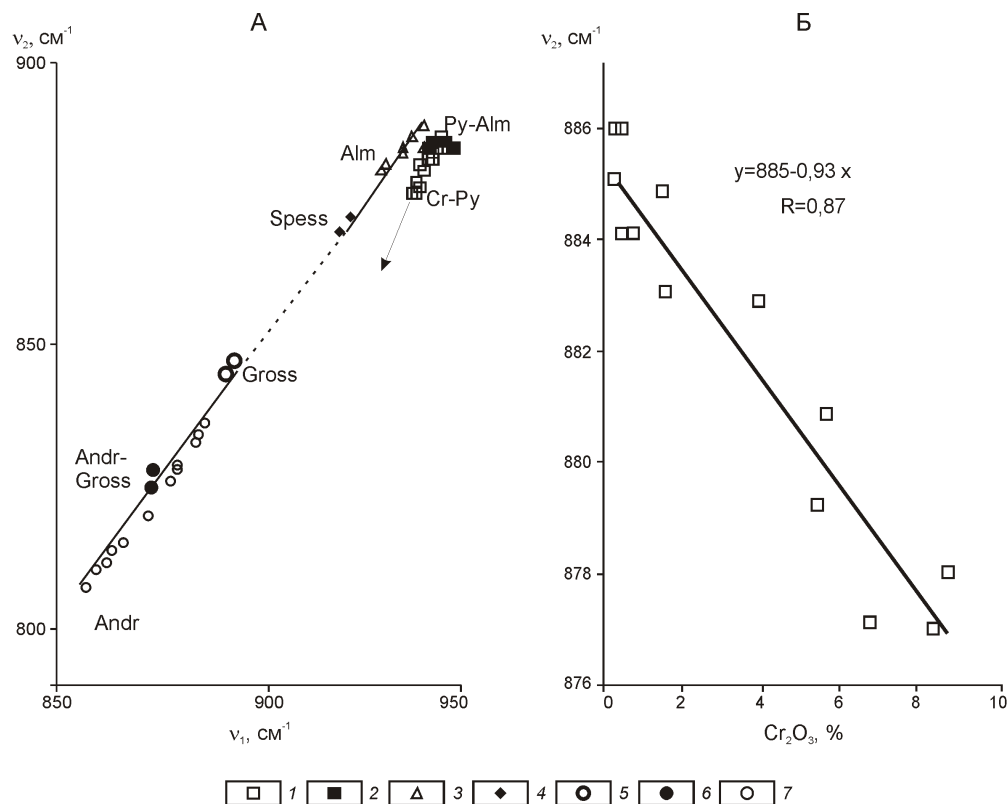


Рис. 4. Зависимость волновых чисел в области 850—950 cm^{-1} (1) и 800—900 cm^{-1} (2) от химического состава гранатов:

А — 1 и 2 от состава граната; Б — 2 от содержания Cr_2O_3 в пиропе; 1 — хромистый пироп; 2 — пироп-альмандин; 3 — альмандин; 4 — спессартин; 5 — гроссуляр; 6 — андрадит-гроссуляр; 7 — гранаты переменного состава ряда андрадит-гроссуляр по [10]

димо было исследовать влияние различных катионов, входящих в структуру гранатов, на их спектральные характеристики.

Спектры гранатов в порошках обобщены в работе [3]. Они обнаруживают отчетливую обратную корреляцию между характеристическими частотами в интервале 590—970 cm^{-1} , с одной стороны, и ионными радиусами двух- и трехвалентных катионов в структуре граната, с другой. Характерно, что из-за близости ионных радиусов Mg^{2+} и Fe^{2+} , спектр пироба довольно близок по положению полос поглощения к спектру альмандина. Как видно из рис. 1, отличить пироп от альмандина по порошковому спектру можно по наличию линии около 636 cm^{-1} , не типичной для пироба. Аналогичную задачу определения состава гранатов пироп-альмандинового ряда, включая диагностику хромистого пироба, предстояло решить на основе анализа микрозерен названных минералов с помощью ИК-микроскопа. При этом использовались данные, изучения «монокристаллических» спектров граната андрадит-гроссулярового ряда [10]. Образцы представляли собой полированные ориентированные пластинки граната. Было установлено, что в «монокристаллических» спектрах гранатов ряда гроссуляр—андрадит имеются характеристические линии в области 500—630 и 840—1000 cm^{-1} , обусловленные, соответственно, деформационными и валентными асимметричными колебаниями SiO_4 тетраэдров. При этом для них, так же как и для полос «порошковых» спектров, отмечается закономерное уменьшение частот в зависимости от увеличения радиуса трехвалентного катиона от 0,057 (Al^{3+}) до 0,067 нм (Fe^{3+}) соответственно. Данная зависимость может быть использована для определе-

ния состава гранатов в ряду гроссуляр—андрадит по данным инфракрасной спектроскопии.

Под ИК-Фурье микроскопом детально изучены образцы гранатов пироп-альмандинового ряда, представленные мелкими осколками неправильной формы. Для сравнения были проанализированы и другие гранаты: спессартин (Mn^{2+} и Al^{3+}), гроссуляры (Ca^{2+} и Al^{3+}), андрадит—гроссуляр (Ca^{2+} и Fe^{3+} , Al^{3+}), уваровит (Ca^{2+} и Cr^{3+}).

Как видно на примере пироба (см. рис. 1), монокристаллические спектры всех гранатов имеют двойной максимум поглощения с характеристическими частотами 1 (870—942 cm^{-1}) и 2 (826—884 cm^{-1}). В спектрах гранатов, имеющих в структуре AlO_6 — октаэдры, при увеличении размера двухвалентного катиона (R^2) волновые числа 1 и 2 уменьшаются примерно на 20 cm^{-1} от пироба ($R_{\text{Mg}} 0,074$ нм) к гроссуляру ($R_{\text{Ca}} 0,104$ нм). Графически эти изменения волновых чисел (частот) показаны на рис. 4, А. В спектрах кальциевых гранатов в ряду гроссуляр уваровит андрадит значения 1 и 2 падают с ростом ионного радиуса трехвалентного катиона от 0,057 (R_{Al}) до 0,067 нм (R_{Fe}). На диаграмму нанесены частотные характеристики всех изученных образцов (табл. 3), а также данные, заимствованные из литературы по гранатам гроссуляр-андрадитового ряда [10]. Точками на диаграмме намечена область несмесимости природных пиральспитов — (Mg, Fe, Mn)-Al гранатов и уграндитов — Ca-(Al, Fe, Cr)-гранатов. Хромистые пиробы — гранаты пироп-кноррингитового ($\text{Mg}_3\text{Cr}_2[\text{SiO}_4]_3$) ряда обособляются на диаграмме (см. рис. 4, А) в самостоятельную ветвь, отличаясь со-

4. Характеристика ИК-спектров мелких зерен диопсидов и геденбергита

Образцы	Пробы	Клино-пироксен	Окраска	Линии, см ⁻¹			Н ₉₉₀
				3290—3690	990—1060	920—950	
1	94/235(7)	Cr-Di	Зеленая	<u>3681</u> , <u>3624</u> , <u>3444</u> , <u>3297</u>	992, 1016, 1 046	939	1,0
2	94/235(6)	Cr-Di	Изумрудно-зеленая	<u>3677</u> , <u>3648</u> , <u>3452</u>	992, 1018, 1055	941	1,1
3	94/235(9)	Cr-Di		<u>3684</u> , <u>3642</u> , <u>3444</u>	992, 1017, 1046	942	1,0
4	94/235(3)	Cr-Di	Ярко-зеленая	<u>3685</u> , <u>3629</u> , <u>3446</u>	990, 1016, 1050	939	1,0
5	94/235(4)	Cr-Di	Изумрудно-зеленая	<u>3685</u> , <u>3630</u> , <u>3444</u>	989, 1017, 1057	939	1,2 0,1
6	—	Cr-Di	Зеленая	<u>3684</u> , <u>3646</u>	987, 1018, 1049	937	1,2 0,1
7	10Фн	Cr-Di	Ярко-зеленая	<u>3623</u> , <u>3442</u>	987, 1019, 1054	940	1,3
8	6Фн	Di Cr	Серо-зеленая	3631	991, 1045	936	1,1
9	—	Di	Зеленая	3676, 3630 <u>3525</u> , <u>3456</u>	990 1, 1044 2	936	1,5
10	—	Di	Серо-зеленая	3645	993, 1030 3	935	1,9 0,2
11	—	Hed	Темно-зеленая	Отсутствуют	985, 1015 3	931 3	1,5 0,1

Примечание. Di — диопсид, Cr-Di — хромдиопсид, Di Cr — диопсид с примесью хрома, Hed — геденбергит; Н₉₉₀ — параметр, характеризующий относительную интенсивность пика около 990 см⁻¹, вычисляется как отношение значений оптической плотности в максимуме около 990 см⁻¹ и в «седловине» — 1000—1010 см⁻¹; химический состав образцов 1—5 и 7—8 определялся с помощью рентгеновского микроанализатора (аналитик А.И.Цепин, ИГЕМ РАН) и представлен в табл. 2; полужирный шрифт с подчеркиванием — интенсивные линии, обычный с подчеркиванием — средней интенсивности, не подчеркнуты — слабые пики; образцы: 6 — из трубки Загадочная (Якутия), 9 — из россыпей Карелии, 10, 11 — из коллекции некимберлитовых минералов.

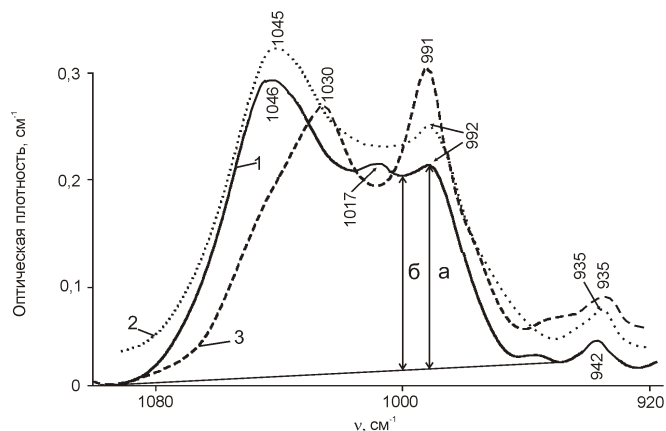


Рис. 5. ИК-спектр хромдиопсида из кимберлита (1), диопсида из кимберлита (2) и диопсида некимберлитового генезиса (3)

отношением величин ν_1 и ν_2 от алмандинов и алмадин-спессартинов. Отмеченное уменьшение частотных характеристик спектра обусловлено изоморфным вхождением в структуру пиропса трехвалентного хрома, обладающего большим ионным радиусом по сравнению с алюминием (0,064 и 0,057 нм соответственно). Это наглядно подтверждается графиком обратной зависимости ν_2 от содержания Cr₂O₃ в пиропсе (см. рис. 4, Б).

Итак, параметры ν_1 и ν_2 в спектрах гранатов зависят от состава (ионного радиуса) катионов. Причем корреляция указанных параметров носит линейный характер. Таким образом, с помощью графиков (см. рис. 4) можно не только диагностировать гранаты разного состава, но и оценивать относительное содержание их отдельных компонентов и примесей. Например, при точности измерения волнового числа ν_2 1 см⁻¹, погрешность в оценке содержания Cr₂O₃ составляет порядка 2%.

Исследование состава диопсидов. В структуре кальциевых клинопироксенов цепочки Si₂O₆ вытянуты параллельно цепочкам из катионных полиэдров — октаэдров и восьмивершинников. В диопсиде (хромдиопсиде) — в восьмивершинниках находится крупный катион Ca²⁺, а октаэдрическую позицию занимают Mg²⁺, Fe²⁺ и Cr³⁺, которые могут быть неравномерно распределены по октаэдрическим позициям, что определяет различную структурную упорядоченность пироксенов. Все эти особенности состава и кристаллической структуры пироксенов проявляются в ИК-спектрах минералов этого семейства.

С практических позиций по ИК-спектрам важно дифференцировать диопсид и хромдиопсид — потенциальный спутник алмаза. Также необходимо уяснить, есть ли отличия между спектрами диопсида из кимберлитовых и некимберлитовых пород. Данные, представленные в табл. 4 и на рис. 5, носят пред-

варительный характер, так как авторами исследовано относительно небольшое число диопсидов и хромдиопсидов из различных объектов.

Основные отличия ИК-спектров хромдиопсида и диопсида проявляются в количестве и положении полос в интервале 920—1080 см⁻¹ (см. рис. 5), обусловленных валентными колебаниями кремнекислородных тетраэдров. В спектре хромдиопсида имеются три слабозапрещенные линии около 990, 1017 и 1050 см⁻¹, тогда как в спектрах диопсида с небольшим содержанием хрома из трубки 7 (Финляндия) и некимберлитового диопсида — только две: около 990 и 1030—1045 см⁻¹. Можно предположить, что вхождение трехвалентного хрома в кристаллическую структуру диопсида оказывает влияние на ее упорядоченность, а также на симметрию кремнекислородных тетраэдров. Эти факторы, согласно теории ИК-спектроскопии, могут привести к возникновению дополнительных спектральных линий. Наряду с появлением новых полос в спектре хромдиопсида отмечается закономерный сдвиг частот поглощения. В спектре хромдиопсида, содержащего дополнительно относительно мелкий трехвалентный катион хрома по сравнению с двухвалентными магнием и железом (ионные радиусы 0,064, 0,074 и 0,080 нм соответственно), частоты колебаний выше, чем в спектре диопсида и геденбергита (см. табл. 4 и рис. 5). Отмеченный сдвиг частот отчетливо проявляется, например, для линии около 920—950 см⁻¹. Так, в спектрах хромдиопсидов ее максимум отвечает 937—942 см⁻¹, тогда как для обычного диопсида и геденбергита — 931—936 см⁻¹.

Еще одним наглядным отличием спектров хромдиопсида и диопсида служит относительная интенсивность максимума около 990 см⁻¹ (H₉₉₀). Этот параметр, определяемый как отношение значений оптической плотности в пике (а) и в «седле» (б) для хромдиопсида составляет от 1,0 до 1,2, а для диопсида 1,3—1,9 (см. табл. 4).

Помимо полос поглощения, связанных с собственными колебаниями кремнекислородных тетраэдров, в спектрах изученных образцов диопсида в диапазоне 3290—3685 см⁻¹ имеются линии, обусловленные наличием гидроксильных групп. Как уже отмечалось, данные примеси, по-видимому, являются эпигенетическими. Количество (от одной до четырех) и интенсивность полос, связанных с гидроксильными группа-

ми, изменяется от образца к образцу. При этом в хромдиопсидах и диопсидах из кимберлитов интенсивность и число полос гидроксила больше, чем в диопсидах некимберлитового генезиса. Возможно, что после дополнительных исследований, по характеру линий в диапазоне 3290—3685 см⁻¹ удастся различать хромдиопсид различного происхождения.

Таким образом, результаты применения экспрессной ИК-Фурье методики изучения минералов-спутников алмаза свидетельствуют о перспективности ее использования при проведении шлихо-минералогических поисков месторождений алмаза.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бушуева Е.Б., Некрасов И.Я., Никишов К.М. и др. Особенности ИК-спектров хромшпинелидов из кимберлитовых пород Сибири // Докл. АН СССР. Т. 247. № 4. 1979. С. 939—942.
2. Мацюк С.С., Платонов А.Н., Хоменко В.М. Оптические спектры и окраска мантийных минералов в кимберлитах. — Киев: Наукова Думка, 1985.
3. Плюснина И.И. ИК-спектроскопия силикатов. — М.: Изд-во Москов. ун-та, 1967.
4. Романько Е.Ф., Подвысоцкий В.Т., Егоров К.Н., Дьяконов Д.Б. Кимберлиты юго-западной Анголы. — М.: Геоинформмарк, 2005.
5. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. — Новосибирск: Наука, 1974.
6. Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Геолого-генетические основы шлихоминералогического метода поисков алмазных месторождений. — М.: Недра, 1995.
7. Хачатрян Г.К. Азотные и водородные центры в алмазе, их генетическая информативность и значение для решения прогнозно-поисковых задач // Руды и металлы. 2009. № 4. С. 73—80.
8. Хачатрян Г.К., Кряжев С.Г. Методика анализа порообразующих и аксессуарных минералов рудных месторождений с использованием ИК-Фурье микроскопа // Руды и металлы. 2010. № 5. С. 64—73.
9. Щербак Т.Е., Колесникова Т.И. Минералогические критерии типизации и локализации ореолов рассеяния индикаторных минералов кимберлитов в различных поисковых обстановках Зимнебережного района // Руды и металлы. № 5. 2009. С. 43—52.
10. McAloon B.P., Hofmeister A.M. Single-crystal IR spectroscopy of grossular-andradite garnets // American Mineralogist. 1995. Vol. 80. Pp. 1145—115.
11. Shcherbakova T.E., Kolesnikova T.I. Mineralogical representation of kimberlite pipes of Zimniy Bereg area in covering Middle Paleozoic, Quaternary glacial deposits and recent alluvium // 9th International Kimberlite Conference. Extended Abstract. № 9IKC-A-00087. 2008.

О значении гидрогеологических и геологических факторов в биотической регуляции окружающей среды

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

Рассмотрено значение гидрогеологических и геологических факторов в биотической регуляции окружающей среды. Устойчивость окружающей среды в значительной степени определяется существованием биоты, которая в течение миллиардов лет поддерживает параметры, необходимые для жизни. Важную роль при этом играют также абиотические факторы, в т.ч. геологические и гидрогеологические. Антропогенные нарушения окружающей среды воздействуют на состояние биоты, определяя баланс природных вод, распределение биотических провинций, закономерности смены биогеоценозов. В отдаленном будущем, как предполагает В.Е.Хаин, биота начнет поддерживать термический режим Земли.

Ключевые слова: гидрогеологические и геологические факторы, биота, биотическое регулирование окружающей среды, биосфера Земли, биогеоценоз, водные ресурсы.

Островский Владимир Никанорович, vsegingeo@rambler.ru

On importance of hydrogeological and geological factors in biotic regulation of the environment

V.N.OSTROVSKY

The paper discusses the importance of hydrogeological and geological factors in biotic regulation of the environment. Stability of the environment is determined, to a considerable degree, by existence of the biota, which during billions of years supports the parameters necessary for life. An important role, here, belongs also to abiotic factors, including geological and hydrogeological. Anthropogenic disturbances of the environment influence the biota state, determining the natural water balance, distribution of biotic provinces, regularities in biogeocenosis changes. In the far future, as V.E.Khavin supposes, the biota will begin supporting the thermal regime of the Earth.

Key words: hydrogeological and geological factors, biota, biotic regulation of the environment, biosphere of the Earth, biogeocenosis, water resources.

Теория биотического регулирования окружающей среды объясняет особое положение Земли среди внутренних планет Солнечной системы. Биота вносит элемент организованности в геологическую среду. Она регулирует величины подземного стока, влияет на процессы формирования химического состава подземных вод, их кислотность. В процессе биологической регуляции происходит значительное изменение геологической среды, как в прошлом, так и в настоящем. Необходимо активизировать научные исследования в роли геологических факторов в процессе биотической регуляции окружающей среды.

Биосфера Земли испытывает беспрецедентное антропогенное воздействие. Существует ряд подходов к решению глобальных экологических проблем. Новые оригинальные идеи содержатся в концепции биотического регулирования окружающей среды, предложенной В.Г.Горшковым и его учениками [7]. Они базируются на представлениях об уникальности Земли как и ее биосферы. За время своего существова-

ния, измеряемого сотнями миллионов лет, она успешно противостояла внешним и внутренним воздействиям и в процессе эволюции Земли как планеты адаптировалась к изменившимся условиям, сохраняя параметры окружающей среды, необходимые для ее существования. Концепция биотического регулирования окружающей среды основывается на анализе причин, обеспечивших длительное устойчивое существование биосферы по крайней мере с конца протерозоя. Первостепенное значение в этих процессах принадлежит природным защитным механизмам, с помощью которых биосфера неоднократно выходила победителем в борьбе с земными и космическими катаклизмами. Важнейшее значение имеет также сохранение генетических механизмов, обеспечивающих устойчивость окружающей среды. Основные концептуальные положения биотического регулирования окружающей среды нуждаются в дальнейшем развитии, особенно в части оценки взаимодействия живой и косной материи. В статье в основном

рассматриваются геологические и гидрогеологические аспекты проблемы, главным образом, взаимодействие биосферы и подземных вод.

Подземная гидросфера — активный участник биотического регулирования окружающей среды, и роль ее не менее важна, чем, например, почв. Пути движения подземных вод уподобляются некоторыми исследователями кровеносным сосудам, обеспечивающим жизнедеятельность организмов. Согласно монографии [11] ежегодно возобновляемые ресурсы подземных вод по своим объемам примерно равны аккумуляции воды в почвах (соответственно 13,3 и 15,5 т/км³). Однако значение подземных вод как фактора биотического регулирования окружающей среды этим не ограничивается. В верхней части земной коры только в толще до 2 км содержится 23,4 млн. км³ воды, не говоря уже о более глубоких горизонтах. Эта вода в той или иной степени принимает участие в биотическом регулировании окружающей среды.

Подземные воды служат средой обитания не только бактерий, но и других микроорганизмов. Как отмечено в работе [31], а также другими учеными в подземных водах распространены моллюски, черви, личинки насекомых и фауна размером до 4—6 см. Биогеоценозы подземных вод в настоящее время главным образом изучаются за рубежом. В России они исследуются почти исключительно с позиции загрязнения подземных вод.

Взаимодействие подземных вод и растительности в основном определяется зонально-климатическими факторами, от которых зависит глобальное распределение главного показателя интенсивности подземного водообмена — величины подземного стока. Закономерности этого распределения в настоящее время довольно хорошо изучены [11], но, по мнению автора, недостаточно оценена роль в этом процессе растительности.

На интенсивность подземного стока существенно влияет такой фактор как продуктивность биомассы растительности. По данным работы [4] в равнинных районах Швеции при годовых атмосферных осадках в среднем 500 мм и ежегодном приросте биомассы 110 ц/га [4] подземный сток в среднем 90 мм/год. На равнинах экваториальной Африки, где прирост биомассы растительности около 400 ц/га и более [29], подземный сток в среднем около 100 мм. Коэффициент подземного стока (отношение слоя стока к осадкам) на равнинах Швеции составляет 18%, а в экваториальных районах Африки всего 5,5%. Это свидетельствует о том, что растительность — глобальный регулятор подземного стока, выравнивающий его величины между лесами умеренной и экваториальной зон.

Растительность в значительной степени воздействует на особенности подземного химического стока. Еще В.И.Вернадский отмечал, что главным механизмом, определяющим солевой состав природных вод, являются почвенные растворы, главный агент в создании которых — жизнь, что и подтверждается данными по биологическому круговороту веществ

[28]. Сопоставление содержания минеральных веществ в зольной части растительного опада и ионного стока рек [13, 29] свидетельствует о существенной связи этих двух показателей. Однако в различных ландшафтно-климатических зонах такая связь проявляется по-разному. По соотношению между ежегодным поступлением минеральных веществ с зольностью растительного опада и ионным стоком рек выделяются две группы ландшафтных зон: 1) ионный сток преобладает над зольностью опада (лесотундра и широколиственные леса); 2) зольность опада превышает вынос с речным стоком минеральных веществ (степи, пустыни и, как это не парадоксально, леса экваториального пояса). Последнее можно объяснить тем, что в условиях влажных тропических лесов выносу подвижных соединений препятствует биологический захват. Как отмечает А.Н.Перельман [26], в условиях интенсивного кислого промывания единственная форма нахождения подвижных элементов, защищающая их от выноса — нахождение в живом веществе. Он обращает внимание на тот факт, что количество минеральных солей, содержащихся в растительном опаде и выносимых с континентов в мировой океан примерно равны.

В аридных зонах растительность воздействует на химический состав подземных вод путем биологического соленакопления (И.Н.Бейдеман, 1962), которое осуществляется за счет транспирации. В результате биологического соленакопления, как правило, происходит смена высокопродуктивных фитоценозов на низкопродуктивные сообщества, что сказывается на интенсивности биотического регулирования окружающей среды локальных участков, процесс регулируется величиной оттока подземных вод [19].

Важнейшим фактором, влияющим на интенсивность и закономерности взаимодействия в системе биосфера—подземные воды, является тектоника, которая воздействует на биологическую продуктивность биогеоценозов и значительно контролирует биотическое регулирование окружающей среды. Эта проблема пока изучена недостаточно. Можно выделить следующие тенденции [23]. В аридных зонах интенсивные неотектонические поднятия способствуют повышению продуктивности растительности. Например, в поднятиях орогенного пояса Центральной Азии ежегодный прирост биомассы растительности составляет, согласно Н.И.Базилевич и Л.Е.Родину 41—80 ц/га, а в пустынях, окружающих горы, 11—25 ц/га [4]. В гумидном экваториальном поясе в результате тектонических поднятий продуктивность растительности снижается. Так, в районе поднятий Восточно-Бразильского щита ежегодный прирост биомассы растительности колеблется в среднем от 81—100 ц/га, а в окружающем поднятия сельве (влажном тропическом лесу) — 301—500 ц/га.

Тектоника оказывает влияние на формирование и распределение подземных вод и их взаимосвязь с биосферой. Рассмотрим подробнее эту проблему применительно к аридным зонам. Следует заметить, что

в представления о пустынях как территориях с повсеместной низкой продуктивностью растительности следует внести коррективы. Здесь довольно широко развиты высокопродуктивные биогеоценозы. В аридных зонах выделяется особый класс экосистем, связанных с подземными водами, структура, состояние и динамика которых определяется гидрогеологическими факторами. Эти системы были названы экологогидрогеологическими (фитогидрогеологическими) [19]. Их образование в значительной степени определяется особенностями геотектоники аридных зон. Еще Тилло отметил неустойчивость земного эллипсоида на широтах 35 градусов, где в основном расположены аридные зоны. Следствием указанной закономерности является широкое развитие в аридных зонах Земли горных систем: практически все пустыни соседствуют с горными массивами, нередко хорошо увлажненными. Это дает возможность выделить по аналогии с теорией литогенеза Н.М.Страхова аридный тип формирования подземных вод с двумя подтипами — аллохтонным и автохронным [18]. При автохронном подтипе подземные воды формируются за счет атмосферных осадков, выпадающих в аридных регионах, при аллохтонном происходит локализация вод в районах, где наблюдается их питание не только за счет местных атмосферных осадков, но и речных вод, поступающих в пустыни из горных районов с гумидным климатом. Наиболее высокой биологической продуктивности фитогидрогеологические системы достигают в областях развития аллохтонного подтипа подземных вод: в долинах и дельтах рек, зонах разгрузки подземных вод на предгорных равнинах. Так, согласно данным К.В.Станюковича [4], в низовьях р.Вахш в тугаях с преобладанием эриантуса (*Erianthus purpescens*) продуктивность растительности достигает 3000 ц/га [4]. Столь высокая продуктивность объясняется привносом адвективного тепла из окружающих долину р.Вахш пустынных территорий. Аналогичные закономерности характерны и для других районов. Следствием адвективного привноса тепла является повышение степени использования растениями солнечной энергии, что пока не учитывается [16]. Поскольку максимально возможная зональная продуктивность фитоценозов определена М.Н.Будыко [5] без учета этого фактора, то следует внести поправки в зональные максимальные величины продуктивности [17].

На биотическое регулирование окружающей среды оказывают влияние тектонические процессы, происходящие в глубоких горизонтах литосферы. Эта проблема практически не изучалась. О возможной роли в таком регулировании глубинных тектонических процессов можно судить на примере Западно-Сибирской плиты. Приведенные далее соображения в значительной степени гипотетичны и должны быть подтверждены дальнейшими исследованиями. В геохимическом отношении Западно-Сибирский регион является аномальным. В общем химическом составе поверхностных и подземных вод концентрация хлора значительно выше,

чем сульфата, что говорит также о безсульфатности вод и это не совсем верно [24]. Возникают вопросы генезиса хлоридных солей. В чехле Западно-Сибирской плиты в отличие от Русской практически отсутствуют галогенные формации. Если в районах Западной Сибири, примыкающих к Северному Ледовитому океану, повышенную хлоридность природных вод можно объяснить импульверизацией морских солей, то для большей части Западно-Сибирской равнины это объяснение неприемлемо. Преобладание в подземных водах хлор-иона является геохимическим парадоксом, который требует дальнейшего изучения. Этот парадокс нельзя связать с поступлением хлоридов из фундамента плиты, так как в нем отсутствуют галогенные формации. В качестве одной из гипотез, объясняющих рассматриваемое явление, сделано предположение о том, что хлоридные соли поступают из глубоких горизонтов литосферы. В пользу этой гипотезы свидетельствует геологическая история образования Западно-Сибирской плиты. Согласно В.Е.Хаину [29], происхождение Западно-Сибирской плиты связано с разделением в конце палеозоя Восточно-Европейской и Сибирской плит. В первоначальный период на месте раскола началось образование океана, который был назван Обским, но этот процесс не получил развития, и на месте несостоявшегося океана сформировалась Западно-Сибирская плита. Этот раскол не мог не затронуть глубокие горизонты литосферы, возможно и астеносферу, но мог способствовать образованию серии тектонических нарушений, по которым могли проникать хлорсодержащие глубинные флюиды.

Интересно отметить преобладание хлора над сульфатом в химическом составе подземных вод северной части Центрального Казахского поднятия, которое граничит на юге с Западно-Сибирской плитой, тогда как в южной части поднятия отмечается обратное соотношение [16]. Указанную особенность можно объяснить эоловым переносом хлоридных солей в северном направлении. В дальнейшем хлоридные соли возвращаются в места их дефляции с речными и подземными водами. Подобный процесс солеобмена характерен для аридных и полупустынных территорий и ряд исследователей назвал его циклической миграцией солей [16]. В рассматриваемом случае циклическая миграция с геохимическими позициями объединяет две крупные тектонические структуры: Западно-Сибирскую плиту и северную часть Центрального Казахстанского орогена. В целом эту территорию можно рассматривать как обширную провинцию с преобладанием в природных водах хлоридных солей, часть из которых, возможно, имеет глубинное происхождение. Низкие концентрации в водах сульфатных солей определяют другую геохимическую особенность юга Западно-Сибирской равнины — широкое развитие содовых (гидрокарбонатных натриевых) вод. Следует отметить, что юг Западно-Сибирской равнины — крупнейшая в мире провинция содового соленакпления [3]. Возможно одной из причин этого является поступление глубинных хлоридных вод.

Гидрогеохимические особенности региона влияют на типы и размещение биогеоценозов [16].

Биосфера и подземная гидросфера подвержены циклическим изменениям, которые в определенной степени влияют на биотическое регулирование окружающей среды, механизмы формирования этих циклов различаются [21]. Если абиотические факторы (солнечная радиация, температура воздуха, атмосферные осадки и др.) воздействуют на подземные воды непосредственно с помощью физических механизмов, то влияние этих факторов на биосферу контролируется механизмами наследственной генетической информации. Как отмечает В.М.Голубев [6, с. 21]: «...управляющее воздействие космофизических и геофизических процессов может осуществляться за счет закрепленной в генетике организмов при их образовании разноуровневой динамики космофизических и геофизических полей, формируя биоритмы, которые постоянно модулируются текущими физическими вариациями». Немаловажно и то обстоятельство, что живое вещество гораздо активнее, чем подземные воды реагируют на разнообразные космические излучения и связанные с ним флуктуации физических полей. Эта реакция сложно трансформируется в гидрогеологических циклах, которые не всегда синхронны с цикличностью абиотических факторов.

Можно выделить несколько видов цикличности подземных вод, вызванной биотическими факторами:

1. Суточная цикличность, определяемая суточной периодичностью транспирационного процесса [21].

2. Сезонная цикличность уровней и химического состава подземных вод, зависящая в основном от динамики климатических факторов, на которую в определенной степени накладывается биотическая составляющая, определяемая генетической программой, вводимой в действие сигналами, поступающими из абиотической среды. Эти сигналы включают в действие биологические процессы, которые в свою очередь воздействуют на цикличность подземных вод. Такими сигналами могут быть продолжительность светового времени суток или достижение определенной суммы положительных температур воздуха [32].

3. Многолетние циклы — биосфера в определенной степени управляет этими циклами, обусловленными изменениями циркуляции атмосферы, увлажненности суши, динамики солнечной активности и другими причинами. Биосфера сглаживает ритмы подземных вод в результате действия механизмов обратных связей. Так, в аридных зонах повышенное увлажнение и подъем уровней грунтовых вод способствуют увеличению продуктивности растительности, транспирация которой снижает величину подъема. Существуют и более длительные циклы, но роль в них биотической составляющей недостаточно изучена.

Испарение воды в процессе транспирации — один из значимых составляющих круговорота воды на

Земле. Фотосинтез влияет на влагооборот непосредственно, так как в процессе его осуществляется разложение воды по схеме



Непосредственное влияние фотосинтеза на водный баланс Земли анализировалось А.М.Алпатыевым, А.А.Ничипоровичем, Х.Д.Холландом, Л.Беркнером, Л.С.Маршаллом и другими исследователями [20]. Оценки масштабов этого процесса, полученные различными учеными расходятся. А.М.Алпатыев [2], используя различные методы расчетов, получил ежегодные объемы, разлагаемые при фотосинтезе слоя воды от 95 до 170 км³/год. Разброс оценок объясняется в основном различиями в величинах общей биологической продуктивности биосферы. Принимая согласно работе [7, с. 108] изъятие углерода в процессе фотосинтеза автотрофной растительности суши 85 · 10⁹ т/год, считая, что при образовании 1 т органического углерода разлагается 1,32 т воды, получим ежегодную массу разлагаемой воды 99 км³. В современном водном балансе эта величина крайне незначительна и существенно ниже допустимой ошибки расчетов. Однако фотосинтез — процесс, происходящий в течение миллионов лет и этим нельзя пренебрегать.

Сопоставим приведенные цифры с разложением воды в процессе геохимического цикла минералообразования, под которым, согласно С.Л.Шварцеву [30], понимается совокупность процессов, приводящих к разложению и синтезу молекул воды в геохимических преобразованиях горных пород, разложения веществ и газов в поступательном развитии осадочно-метаморфических процессов. Общий объем разложения воды в верхних зонах литосферы составляет по С.Л.Шварцеву около 3 км³/год, что значительно меньше, чем общий объем разложения воды при фотосинтезе. Основываясь на данных Р.Гаррелса и Ф.Маккензи, А.В.Сидоренко и А.В.Розен определили, что суммарное разложение воды в осадочных породах в течение фанерозойского этапа развития Земли составляет 1,46 · 10⁸ км³ [30]. Однако за время существования фотосинтезирующих растений, которое составляет около 600 млн. лет при интенсивности фотосинтеза равной половине современной величины могло быть разложено около 3 · 10¹⁰ км³ воды, что на два порядка больше, чем разложение воды в процессах минералообразования. Не случайно высказывание А.М.Алпатыева [2, с. 135]: «...без планетарной функции фотосинтеза — регулирования массы гидросферы всему живому на Земле угрожал бы всемирный потоп». Конечно, с этим утверждением нельзя безоговорочно согласиться, так как наряду с разложением воды происходит ее комбинация и другие процессы.

Появление фотосинтезирующих растений привело к определенным изменениям подземной гидросферы и главным образом путем увеличения мощности зоны испарения грунтовых вод, интенсификации

климатического влагооборота. По-видимому, также имело место повышение средней глобальной проницаемости пород в зоне аэрации за счет активизации процессов химического выветривания — появления в почвенном покрове гуминовых кислот, обладающих повышенной агрессивностью по отношению к большинству минералов, дезинтеграции пород корневой системой растений и других явлений.

Выше была кратко освещена в основном роль биоты в формировании подземных вод и ее значение в биотическом регулировании окружающей среды. Теперь приведем соображения по некоторым фундаментальным проблемам концепции такого регулирования.

В настоящее время в ряде естественных наук все шире используется идея стохастичности эволюции сложных систем. Ее хорошо выразил Н.Н.Моисеев [11, с. 6]: «...Эйнштейн был, по-видимому, неправ, когда говорил о том, что «Бог не играет в кости». Судя по всему, без языка теории вероятности описать законы развития нельзя: именно вероятная первооснова служит одним из двигателей мирового эволюционного процесса».

При разработке теории биотического регулирования должна быть учтена новая концепция эволюции природы, предлагаемая синергетикой, основы которой разработаны И.Пригожиным и его последователями [27]. Принципы синергетики используются в ряде наук, в т.ч. в экологии. Синергетика отказывается от привычной причинно-следственной схемы, согласно которой, имея модель процесса и входящие в нее параметры, можно определить динамическое состояние системы в прошлом и будущем. Она предлагает поливариантность развития сложноорганизованных систем. Детерминированное развитие осуществляется лишь на определенном отрезке времени до состояния неустойчивости. В точке, где неустойчивость достигает максимальных значений (точка бифуркации), система трансформируется в качественно новое состояние. И.Пригожин считает, что выбор нового пути эволюции системы в точке бифуркации происходит случайно и не может быть предсказан. Е.Н.Князев и С.П.Курдюмов [8], не отрицая полностью стохастичности процессов в точке бифуркации, утверждают, что хаотизированные системы нельзя считать абсолютно неустойчивыми. Для таких систем возможно не любое состояние, а лишь состояние, попадающее в определенную область фазового пространства.

Трудно согласиться с мнением авторов работы [7, с. 123] о том, что приоритет в охране природы следует отдать мероприятиям по сохранению естественной биоты, а не промышленному загрязнению окружающей среды. Это две взаимосвязанных проблемы, так называемое загрязнение — одно из главных причин утраты защитных свойств естественных биогеоценозов.

Следует отметить, что концепция биотического регулирования окружающей среды в значительной степени базируется на принципах униформизма, т.е. экстраполяции закономерностей, полученных в со-

временную эпоху на прошлое и будущее. В качестве основного показателя нарушений используется уменьшение продуктивности биоты, которая судя по работе [7] уже достигла критических уровней. Однако биосфера является сложной биокостной системой, которая включает не только биотические, но абиотические параметры. При оценке глобальной динамики биотического регулирования окружающей среды следует учитывать также закономерности развития Земли как планеты. Трудно определить достигла ли реальная продуктивность биосферы предельных уровней, определенных в работе [7]. Оценки величины этих уровней представляются нам предварительными, так как мы слишком мало знаем о планетарных механизмах биотического регулирования, которые действовали в течение существования биосферы. Весьма вероятно, что приведенные в работе [7] данные неоднократно превышались в процессе освоения Земли как планеты. Согласно В.Е.Хаину [29], общая направленность эволюции заключалась в уменьшении глубинного теплового потока по сравнению с археем, в 3—4 раза возрастает общий объем биомассы и ее энергетический потенциал. Происходило проникновение жизни в глубины океанов и недра Земли. Благодаря субдукции, продукты жизнедеятельности организмов, прежде всего органический углерод, могли втягиваться в глубь Земли по крайней мере до границы между верхней и нижней мантией, увеличилось расстояние Земли до геосферы.

Весьма важно и то обстоятельство, что идеи, положенные в основу концепции биотического регулирования окружающей среды, находят отклик в других науках, не связанных напрямую с биологией, например в геотектонике. В.Е.Хаин [29] считает, что в глобальных тектонических построениях перспективно использование представлений о закономерностях самоорганизации биогеосистем. Ставится вопрос [29, с.176] не способна ли жизнь компенсировать тот упадок эндогенной, прежде всего вулканической, активности Земли в отдаленном будущем.

В качестве одной из главных причин экологического кризиса справедливо рассматривается духовный кризис человечества [7]. Немалую роль в этом сыграли представления о человеке как властелине и покорителе Вселенной. Однако истоки кризиса лежат не только в эволюции человечества в процессе мировой истории, но и в природе человека как вида животных. Наукой о поредении животных (этологией) выявлено существенное сходство поведенческих инстинктов человека и животных. Особую важность имеет происхождение человека от травоядных животных, которым является далекий предок человека — шимпанзе. В отличие от хищников травоядные животные не имеют защитных механизмов, сдерживающих внутривидовую агрессию, да они и не нужны в природе: травоядное животное может спастись от опасности бегством. Ситуация изменяется, когда травоядное животное изолируется от среды обитания. Как отмечает лауреат Нобелевской премии эколог К.Лоренц [10, с. 236]: «...в естественных усло-

виях, где побежденный не может спастись бегством, постоянно происходит одно и то же: победитель старательно добывает его медленно и ужасно. Горлица-символ всего самого мирного может замучить до смерти своего собрата». В отличие от травоядных торможение, запрещающее убийство особей своего вида, наиболее сильно развито у профессиональных хищников: «как раз наиболее кровожадные звери, прежде всего волк, которого Данте назвал непримиримым зверем, обладает самыми надежными тормозами против убийства (себе подобных), какие только есть на Земле. К.Лоренц высказывает мысль [19, с. 134]: «...можно лишь пожалеть, что человек не имеет «натуры» хищника»: большая часть опасностей, которые угрожают человеку, происходит от того, что он сравнительно безобидное существо. У него нет естественного оружия, принадлежащего его телу. Разум дал человеку оружие от палицы до ядерной бомбы, и он в течение тысячелетий успешно использует его для уничтожения себе подобных. Мы не отрицаем того, что в процессе развития морали, науки, искусства, человеческого общения происходит смягчение нравов, но этот процесс идет очень медленно, надеяться на быстрое изменение человеческой психологии нереально. Поэтому психологический фактор, влияющий на состояние окружающей среды, долго не потеряет своего значения».

Из изложенных материалов можно сделать следующий вывод. Теория биотического регулирования окружающей среды объясняет особое положение Земли среди внутренних планет Солнечной системы. Биота вносит элемент организованности в геологическую среду. Она регулирует величины подземного стока, влияет на процессы формирования химического состава подземных вод, их кислотность. В процессе биологической регуляции происходит значительное изменение геологической среды, как в прошлом, так и в настоящем. Необходимо активизировать научные исследования геологических факторов в процессе биотической регуляции окружающей среды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алекин О.А., Бражникова Л.В.* Сток растворенных веществ на территории СССР. —Л.: Гидрометеиздат, 1964.
2. *Алпатьев А.М.* Влагообороты в природе и их преобразования. —Л.: Гидрометеиздат, 1969.
3. *Базилевич Н.И.* Геохимия почв содового засоления. —М.: Наука, 1965.
4. *Базилевич Н.И., Родин Л.Е.* Географические закономерности продуктивности растительности и круговорота химических элементов в основных типах растительности Земли / Общие проблемы биологической продуктивности. —Л., 1969. С. 24—33.
5. *Будыко М.И.* Климат и жизнь. —Л.: Гидрометеиздат, 1971.
6. *Голубев В.М.* Геофизические и космофизические предпосылки глобального нефтеобразования // Советская геология. № 10. 1989. С. 16—22.
7. *Данилов-Данильян, Лосев К.С., Рейф И.Е.* Перед главным вызовом цивилизации. —М.: Инфра-М, 2009.
8. *Князева Е.Н., Курдюмов С.П.* Синергетика как новое мировидение: диалог с С.Н.Пригожиным // Вопросы философии. 1992. № 12. С. 3—20.
9. *Ковда В.А.* Проблемы борьбы с опустыниванием и засолением орошаемых земель. —М.: Колос-1984.
10. *Лоренц К.* Агрессия (так называемое зло). —М.: группа Прогресс, Универс, 1994.
11. *Мировой водный баланс и водные ресурсы.* —Л.: Гидрометеиздат, 1974.
12. *Моисеев Н.Н.* Вернадский и современность // Вопросы философии. 1994. № 4. С. 3—13.
13. *Островский В.Н.* О роли растительности в формировании стока растворенных веществ // Изв. ВГО. Т. 102. 1970. С. 493—495.
14. *Островский В.Н.* Подземный сток и закон географической зональности // Изв. ВГО. Т. 107. № 6. 1975. С. 521—526.
15. *Островский В.Н.* Формирование подземных вод в аридных районах Казахстана. —Л.: Гидрометеиздат, 1976. С. 2—27.
16. *Островский В.Н.* Растительность и подземный сток // Водный обмен в основных типах растительности СССР, как элемент круговорота веществ и энергии. —Новосибирск: Наука СО АН СССР, 1975. С. 288—293.
17. *Островский В.Н.* К методике расчета испарения грунтовых вод // Водные ресурсы. 1979. № 3. С. 75—83.
18. *Островский В.Н.* Аридный тип формирования подземных вод // Водные ресурсы. 1985. № 4.
19. *Островский В.Н.* Подземные воды пустынь и экосистемы. —М.: Недра, 1991.
20. *Островский В.Н.* О роли фотосинтеза в формировании подземных вод // Советская геология.
21. *Островский В.Н.* Циклы биосферы и подземные воды // Отечественная геология. 1992. С. 69—73.
22. *Островский В.Н.* Об изучении динамики геологической среды // Геоэкология. № 3. 1997. С. 101—110.
23. *Островский В.Н.* Экотектоника как направление геоэкологии // Геоэкологические исследования и охрана недр. Вып. 3. —М.: «Геоинфарммарк», 1995. С. 2—7.
24. *Островский В.Н.* Причины формирования безсульфатных вод в Западно-Сибирском артезианском бассейне // Разведка и охрана недр. 2004. № 10. С. 58—61.
25. *Островский В.Н.* Влияние взаимодействия в системе континент—океан на гидрогеологические условия России // Отечественная геология. 2009. № 6. С. 71—77.
26. *Перельман А.И.* Очерки геохимии ландшафта. —М.: Наука, 1966.
27. *Пригожин И., Стенгерс И.* Порядок из хаоса — новый диалог человека с природой. —М., Прогресс, 1986.
28. *Родин Л.Е., Базилевич Н.И.* Динамика органического вещества и биологический круговорот в основных типах растительности. —М.—Л.: Наука, 1965.
29. *Хаин В.Е.* Основные проблемы современной геологии. —М.: Наука, 1994.
30. *Шварцев С.Л.* Взаимодействие горных пород с подземными водами / Основы геоэкологии. Т. Гидрогеохимия. —Новосибирск: Наука, 1982. С. 92—117.
31. *Hampreis W.E.* Hidrogeology and groundwater ecology Does each inform the other-Hidrogeology Journal. Vol. 17. № 1. 2009. Pp. 3—22.
32. *Ostrovsky V.N.* Biosphere and groundwaters. —New York, International Geology review, 1982. Vol. 24. № 5.

85-летие Виктора Семеновича Суркова

12 июля 2011 г. исполнилось 85 лет академику Виктору Семеновичу Суркову — видному ученому России в области геологии нефти и газа, геофизических методов поисков месторождений полезных ископаемых, крупному организатору производства и науки в Сибири.

В.С.Сурков родился в крестьянской семье в Татарии. В мае 1943 г. он добровольцем ушел в армию и после окончания Казанского танкового училища принял участие в боях на территории Польши и Восточной Пруссии в качестве командира танка. После тяжелого ранения в августе 1945 г. он был демобилизован, поступил в Казанский государственный университет и с отличием окончил его в 1950 г.

По распределению государственной комиссии В.С.Суркова направляют в распоряжение Сибирского геофизического треста Министерства геологии СССР, где он работает в должностях начальника геофизических партий, начальника геофизической экспедиции, управляющего геофизической конторой. В 1955—1956 гг. является слушателем академии нефтяной промышленности, с 1957 г. назначается главным инженером, а затем — управляющим трестом.

В этот период под руководством Виктора Семеновича и при его непосредственном участии были широко развернуты геофизические работы в Среднем Приобье Западно-Сибирской плиты, выявлен ряд структур, где в начале 1960-х годов были открыты крупные месторождения нефти и газа.

В 1962 г. В.С.Сурков назначается заместителем директора по науке Сибирского научно-исследовательского института геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС). Более 30 лет — с 1970 г. по январь 2003 г. — он является бессменным его директором, а с 2003 г. — главным научным сотрудником института и внештатным советником руководителя геологической службы МПР России.

В 1970 г. он защищает докторскую диссертацию, в 1973 г. ему присвоено звание профессора, в 1979 г. он избран членом-корреспондентом, в 1987 г. — действительным членом Академии наук СССР, в 1996 г. — действительным членом РАЕН.

В СНИИГГиМС В.С.Сурков организовал и возглавил широкомасштабные исследования по комплексному геолого-геофизическому изучению крупных регионов Сибири, их глубинному строению, выявлению взаимосвязей глубинных структур с поверхностной тектоникой и закономерностей распределения в земной коре полезных ископаемых.

Разработанные им теоретические и методические принципы анализа и комплексной интерпретации геологических и геофизических данных позволили изучить строение фундамента и платформенного мезозойско-кайнозойского чехла Западно-Сибирской плиты, обосновать перспективы ее нефтегазонас-



ти. Основные результаты исследований наиболее полно изложены в монографиях «Геология нефти и газа Западной Сибири», «Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты», «Мегакомплексы и глубинная структура Западно-Сибирской плиты» и др.

Дальнейшее развитие теории и методов комплексного анализа геологических и геофизических материалов отражено в фундаментальных работах В.С.Суркова по изучению складчатых областей палеозойского возраста. Им разработаны и на примере Алтае-Саянской области и Енисейского кряжа впервые реализованы принципы объемного тектонического районирования.

Большое внимание В.С.Сурков уделяет изучению геологического строения и научному обоснованию перспектив нефтегазонасности Сибирской платформы. Он являлся руководителем подпрограммы «Нефть и газ Восточной Сибири», научной программы «Сибирь», одним из руководителей Межведомственной региональной научной программы развития сырьевой базы нефтяной и газовой промышленности Сибири (программа «ПОИСК»). Начиная с 1974 г. вместе с А.А.Трофимуким и А.Э.Конторовичем, он руководил работой по созданию пятилетних комплексных программ геологоразведочных работ на нефть и газ в Восточной Сибири и Якутии. Под его

руководством и при непосредственном участии в СНИИГГиМС проводились исследования, направленные на поиски месторождений нефти и газа в рифей-вендских отложениях. Результаты этих исследований опубликованы в многочисленных статьях и таких монографиях, как «Мегакомплексы и глубинная структура земной коры нефтегазоносных провинций Сибирской платформы», «Геофизические методы обнаружения нефтегазовых залежей на Сибирской платформе» и др. За научное обоснование и открытие докембрийской нефти на Сибирской платформе Виктору Семеновичу Суркову вместе с группой ученых и производственников Сибири присуждена Государственная премия Российской Федерации в области науки и техники.

Под руководством В.С.Суркова в институте разработаны и внедрены первые отечественные многоканальные телеметрические аппаратурно-методические комплексы для трехмерной сейсморазведки и электроразведки, не уступающие зарубежным аналогам.

В.С.Сурков — участник многих отечественных и зарубежных форумов, уделяет много внимания развитию внешнеэкономических связей. В 1980 и 1990-х годах по его инициативе институтом проводились работы в научно-техническом содружестве с компаниями многих стран Европы, Америки, Африки, Азии, а также Австралии.

В последние годы В.С.Сурковым подготовлены, изданы на русском и английском языках и в соответствии с приказом МПР России в 2000 г. демонстрировались на XXXI сессии МГК в Бразилии тектонические карты раннего и позднего неогена Сибири. Совместно с ВСЕГЕИ подготовлен и издан том 2 «Западная Сибирь» шеститомной монографии «Геология и полезные ископаемые России»; завершены исследования, подготовлена и в 2005 г. издана монография «Геологическое строение и нефтегазоносность нижней—средней юры Западно-Сибирской провинции». Успешно проводятся исследования по обоснованию нефтегазоносности зон дезинтеграции пород фундамента Западно-Сибирской плиты и оценке углеводородного потенциала нефтегазоносных комплексов Восточной Сибири.

С 2010 г. Виктор Семенович является главным редактором журнала «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири», с 1982 г. он член редколлегии

журнала «Отечественная геология», а также член редколлегий других научных журналов.

Виктор Семенович пользуется заслуженным авторитетом и признанием геологической общественности страны. Им опубликовано более 400 научных работ, в т.ч. 26 монографий. Он является заместителем председателя Научного совета по геологии и разведке месторождений нефти и газа РАН. Более 15 лет он был членом ВАК и членом Комитета по Ленинским и Государственным премиям. Им подготовлено 25 кандидатов и 7 докторов наук. На протяжении многих лет он руководил созданной им научной школой «Строение земной коры нефтегазоносных провинций Сибири».

Родина высоко оценила ратный труд В.С.Суркова, его научно-производственную, общественную и педагогическую деятельность. Он награжден многими орденами и медалями: орден Красной Звезды (1945); орден Трудового Красного Знамени (1976); орден Октябрьской революции (1981); орден Отечественной войны I степени (1985); орден «За заслуги перед Отечеством» IV степени (1996); орден «За заслуги перед Отечеством» III степени (2007); медаль «За победу над Германией в Великой Отечественной войне 1941—1945 гг.» (1945); медаль «За освоение Западно-Сибирской нефтегазовой провинции» (1988); медаль «Маршал Жуков» (1995); имеет почетные звания и другие правительственные и ведомственные награды: Заслуженный деятель науки и техники РСФСР (1986); Почетный разведчик недр (1998); Почетный работник Минтопэнерго (1998); Почетный доктор ВНИГРИ (2002); Заслуженный геолог Российской Федерации (2003); Почетный доктор Казанского университета им.В.И.Ульянова-Ленина (2005); лауреат Государственной премии Российской Федерации за научное обоснование и открытие докембрийской нефти на Сибирской платформе (1994); лауреат премии им.И.М.Губкина (2007).

Виктор Семенович и сегодня полностью предан науке. Его исключительная работоспособность и широта познаний служат примером для всех, кто его знает и с кем он работает.

*Ученый Совет СНИИГГиМС
Ученый Совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*