

ISSN 0038-5069

Советская геология



4/1992

ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

ГЕОЛАБОРАТОРИИ НА СВЕРХГЛУБОКИХ СКВАЖИНАХ

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ СЫРДАРЬИНСКОГО
АРТЕЗИАНСКОГО БАСЕЙНА

РАДИОНУКЛИДЫ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

31 марта 1966 г.
был учрежден праздник
«ДЕНЬ ГЕОЛОГА»

РЕДКОЛЛЕГИЯ ЖУРНАЛА
ПОЗДРАВЛЯЕТ
С ПРОФЕССИОНАЛЬНЫМ
ПРАЗДНИКОМ
РАБОЧИХ,
ИНЖЕНЕРНО-ТЕХНИЧЕСКИХ,
НАУЧНЫХ РАБОТНИКОВ,
СЛУЖАЩИХ
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ
ОРГАНИЗАЦИЙ

Советская геология

Ежемесячный научный журнал

4/1992

Основан в марте 1933 года

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор А. И. КРИВЦОВ

Ю. И. Бакулин, Г. Р. Бекжанов, Э. К. Буренков, В. С. Быкадоров, Н. Н. Ведерников, И. Ф. Глумов, И. С. Грамберг, Т. В. Давидович, Р. В. Добровольская (зам. главного редактора), А. Н. Еремеев, В. А. Ерхов, А. И. Жамойда, А. Н. Золотов, Е. Н. Исаев, А. Б. Каждан, В. И. Казанский, Л. И. Красный, Н. В. Межеловский, В. А. Нарсеев, Л. Д. Овчининская (отв. секретарь), В. А. Петров, Д. А. Родионов, А. Ю. Розанов, Г. В. Руккин, Е. И. Семенов, В. В. Семенович, В. С. Сурков, К. И. Сысоев, В. П. Федорчук, А. А. Шпак, А. Д. Щеглов (зам. главного редактора), В. А. Ярмолук



МОСКВА «НЕДРА»

Содержание

Зайченко В. Ю.

Научно-техническое обоснование создания геологических лабораторий на сверхглубоких скважинах

3

ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Истратов И. В.

Многофакторная геометризация геологического и признакового пространств нефтегазоносных толщ

11

РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

Розенблюм И. С., Калинин А. И., Макурин В. Н., Яранцева Л. М., Болдырев М. В.
Новый тип золото-серебряных месторождений на Северо-Востоке России

17

Соловьев С. Г., Кудрин В. С., Ставинский В. А.

Месторождение Меликсу в Средней Азии

27

Радионова Т. В.

Литолого-фациальный анализ — основа прогнозирования высококачественных вторичных каолинов

33

СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Шарпенко Л. Н., Добрецов Г. Л., Кагарманов А. Х., Ненашев Ю. П.

О возможных принципах расчленения и корреляции континентальных вулканогенных образований

39

Григалис А. А., Харин Г. С., Канев С. В., Вайль В., Хагенфельдт С.

Кембрийские отложения Балтийского моря

47

МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

Клубов Б. А., Безруков В. М.

Антраксолиты Новой Земли

55

Гречухин В. В., Воевода Б. И., Дарган В. Н., Савченко А. В., Иванов Л. А., Лишин В. П., Пашков А. Е., Пашкова З. Г.

Литологические и петрофизические исследования угленосных отложений в Западном Донбассе

65

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Смыслов А. А., Харламов М. Г.

Естественные радионуклиды в земной коре и проблемы радиоэкологии

72

ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Гольдштейн Р. И., Шмариович Е. М.,

Натальченко Б. И., Бровин К. Г.

Геохимическая зональность Сырдарьинского артезианского бассейна

79

ХРОНИКА, ИНФОРМАЦИЯ

Анцыгин Н. Я., Ключина М. Л., Папулов Г. Н., Попов Б. А., Чувашов Б. И.

IV Уральское стратиграфическое совещание

85

ДИСКУССИИ, ОБСУЖДЕНИЯ

Кононов Ю. С.

Взаимосвязи нефтегазогеологического районирования с дифференциацией других геологических объектов

88

РЕЦЕНЗИИ

Пензин Ю. П.

Неудачное новаторство в познании глобального углеобразования

94

Художественный редактор *Е. А. Карпенко*

Технический редактор *С. Г. Веселкина*

Корректор *И. Н. Таранева*

Сдано в набор 24.02.92. Подписано в печать 23.03.92. Формат 70×108¹/₁₆.

Бумага офсетная № 2. Печать офсетная. Усл. печ. л. 8,4.

Усл. кр.-отт. 9,1. Уч.-изд. л. 10,94. Тираж 1670 экз. Заказ № 64. Цена 1 р. 60 к.

Адрес редакции: 123812, Москва, Бол. Грузинская, 4/6

Телефоны: 254-60-72, 254-29-56

Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72

Научно-техническое обоснование создания геологических лабораторий на сверхглубоких скважинах

В. Ю. ЗАЙЧЕНКО

Все возрастающее внимание мировой геологической общественности к изучению глубинного строения Земли вызвано прежде всего тем, что решение чисто научных задач, связанных с фундаментальными проблемами геологии и геофизики, начало приносить и практические результаты в области планирования геолого-поисковых работ, прогнозирования сейсмических и других природных явлений, интерпретации геолого-геофизических материалов и т. д.

Значительный вклад в развитие научных и практических знаний о глубинном строении Земли внесла реализация Комплексной геолого-геофизической программы Мингео СССР, основанная на проходке глубоких и сверхглубоких скважин в различных геоструктурных условиях территории СССР, связанных сетью геофизических геотраверсов глубинного зондирования земной коры и верхней мантии.

В соответствии с программой геологические организации выполняют проходку 10 глубоких и сверхглубоких скважин, размещенных в различных по строению геоблоках земной коры: на шитах — Кольская, Криворожская; в складчатых сооружениях — Уральская, Мурунтауская, Тырныаузская; в чехле платформ: древних — Днепровско-Донецкая, Тимано-Печорская и молодых — Тюменская, Утвинская, а также в пределах крупных кольцевых структур — Воротиловская [2].

Комплексные исследования скважин обеспечили получение принципиально новых данных, в значительной мере изменивших традиционные представления о составе и строении крупных геоблоков земной коры, особенностях эволюции геологических процессов, закономерностях возникновения и размещения различных полезных ископаемых. Новые материалы о свойствах глубокозалегающих сред, о природе геофизических границ и аномалиеобразующих объектов позволили существенно уточнить геолого-геофизические модели изучаемых регионов. Установлено существование на больших глубинах активных гидрогеологических систем,

влияющих на свойства коры и современные процессы рудообразования.

Научные и технические достижения в области сверхглубокого бурения неоднократно обсуждались на коллегии Мингео СССР. Научные результаты глубокого и сверхглубокого бурения представлялись на XXVII и XXVIII сессиях Международного геологического конгресса, демонстрировались на международных семинарах и получили широкое признание мировой геологической общественности.

Вместе с тем в работах по изучению глубинного строения недр глубокими и сверхглубокими скважинами имеются существенные проблемы.

В последние годы снизились эффективность и результативность работ по глубокому и сверхглубокому бурению в связи с ограниченным приростом новой информации. С одной стороны, это обусловлено пока еще недостаточной глубиной ряда скважин, медленным приростом интервалов для исследований, а с другой — значительным отставанием в комплексном изучении получаемой информации, ее интерпретации и обобщении накопившихся материалов. Информационная неудовлетворенность является следствием недостаточно полного использования имеющихся возможностей для изучения динамики геологических, геофизических и геохимических процессов, протекающих в районах заложения глубоких и сверхглубоких скважин в пространстве и времени. Это вызвано прежде всего технологией геолого-геофизических исследований, призванной обеспечить сбор информации только в процессе проводки скважин. Вполне естественно, что при снижении темпов проходки стволов будут снижаться и объемы получаемой информации, причем не в равнозначной степени.

Кроме того, необходимое условие повышения информативности глубоких и сверхглубоких скважин — научно-техническая готовность информационно-измерительных систем для режимных наблюдений. Это обстоятельство приобретает весьма существенное зна-

чение при завершении проходки скважин на проектную глубину и определении судьбы уникального, постоянно действующего канала связи для передачи информации с глубин земной коры. Этот вопрос всегда волновал исследователей, которые высказывали различные идеи создания на сверхглубоких скважинах специальных лабораторий (обсерваторий) для режимных наблюдений за динамикой изменения параметров геофизических, геодинамических, гидродинамических и геохимических полей.

Впервые идею использования сверхглубоких скважин для многолетних режимных наблюдений с помощью автоматической аппаратуры высказал Н. И. Хитаров в 1961 г.: «Проекты скважин должны учитывать возможность закрепления их с целью сохранения забоя на возможно длительный срок после разбуривания для проведения систематических режимных наблюдений — специальных геофизических, термических, газовых, над жидкими выделениями с помощью автоматической аппаратуры. Такие исследования во времени помогут получить исключительно ценный фактический материал, уточняющий представления об источнике подземного тепла, строении теплового поля и его развитии на глубину, а также о способах и путях передачи тепла с глубин, о роли при этом подземных вод, газов и слагающих разрез пород. Этот материал будет также способствовать расширению теоретической основы учения о магматизме и процессах образования многих полезных ископаемых, включая нефть и газ» [7, с. 136—137]. Другие ученые, поддерживая эту идею, обращали внимание на важность изучения состояния вещества по разрезам скважин, состава поднимающихся из мантии газов, химизма подземных вод, распределения геодинамических напряжений по глубине и т. д. [1].

Более полное обоснование необходимости создания подземных «геофизических обсерваторий» по типу астрономических или орбитальных космических станций дал И. А. Резанов в 1981 г. [6]. Подземные лаборатории И. А. Резанов представлял как скважинно-наземный измерительный комплекс естественных геофизических и геохимических полей: «После завершения бурения ствол скважины должен быть оборудован таким образом, чтобы фиксировать все газо-

вые выделения из пород, пройденных скважиной, измерять их концентрации и состав. Безусловно, представит интерес сравнение измерений одного и того же параметра, сделанных в сверхглубокой скважине и на поверхности Земли. Разнообразный и сложный по обслуживанию комплекс подземной (и наземной) геофизической (и геохимической) аппаратуры явит собой новый тип геофизической обсерватории» [6, с. 103]. Свое представление о геолоборатории А. И. Резанов изложил в более широком плане, чем это сделали Н. И. Хитаров, Н. А. Беляевский и В. В. Федынский. Более того, в своей работе он выдвинул даже требования к измерительной геофизической аппаратуре, а также привел ряд количественно определяемых параметров физических полей, использование которых, по его мнению, было бы полезно при прогнозе землетрясений, изучении вопросов геодинамики и горного давления.

В 1988 г., обобщая геолого-геофизические материалы по Кольской сверхглубокой скважине (СГ-3), О. Л. Кузнецов и В. Д. Нартиков разработали проект долгосрочной программы изучения вариаций геофизических и геохимических полей в разрезах сверхглубоких скважин с помощью геолобораторий. Программа содержит более систематизированные сведения о задачах геолобораторий, а также о методологических и технических аспектах их функционирования. Отличительная особенность данной программы — различие в подходах к целевому назначению геолобораторий. Авторы программы предлагают создать геолобораторию многоцелевого информационно-измерительного и обрабатывающего назначения, позволявшего регистрировать, обрабатывать и интерпретировать геолого-геофизическую информацию как в процессе проводки скважин, так и после завершения ее бурения. Ими обосновывается необходимость создания геополлигонов на базе геолобораторий для разработки статических и динамических моделей регионов на основе увязки наземных и скважинных исследований.

В программе приведен обширный перечень определений элементного состава пород, параметров вариаций гравитационного, магнитного, электрического, радиационного и теплового полей, подлежащих измерениям по разрезам сверхглубоких скважин в процес-

се функционирования геолоботорий. В общем виде даны рекомендации по проведению наземных геофизических и геохимических исследований вокруг скважины на полигоне. В последующем при разработке системы аналитико-информационного и программного обеспечения функционирования геолоботорий (1990 г.) В. Д. Нартиков подтвердил принятое ими ранее целевое назначение геолоботорий и предложил блок-схему ее информационно-измерительной системы, состоящей из ряда датчиков, измерительно-вычислительного комплекса и центра управления геолоботорией. В общем виде им также сформулированы технические требования к перечисленным блокам, программному обеспечению и интерпретации результатов режимных наблюдений.

В 1990 г. Кольским отделом геофизических исследований сверхглубоких скважин объединения «Союзпромгеофизика» (ответственный исполнитель темы Ю. И. Кузнецов) разработана своя концепция геолоботорий на сверхглубоких скважинах. «Геообсерватория» (так называли эту систему авторы) должна обеспечить получение, обработку и хранение геологической, геофизической, геохимической и технологической информации, полученной в результате проходки сверхглубокой скважины, долговременных и режимных наблюдений, проводимых в стволе сверхглубокой скважины и районе ее заложения. Итак, в составе геолоботории появился новый по сравнению с другими системами блок технологической информации, который имеет уже не геологическое, а техническое назначение. Кроме того, авторы несколько по-иному изложили прогностические, научно-исследовательские, научно-технические и народнохозяйственные задачи геолоботорий.

Проведенный анализ имеющихся разработок в области геолоботорий на сверхглубоких скважинах позволяет сделать вывод о том, что в нашей стране имеется существенный научно-технический потенциал, который может быть использован при проектировании геолоботорий в сверхглубоких скважинах.

Анализ зарубежной литературы показал, что публикации по данной проблеме практически отсутствуют, поэтому приступая к научно-техническому обоснованию создания геологических лабо-

раторий на сверхглубоких скважинах приходится опираться в основном на отечественный опыт.

Итак, какие же выводы можно сделать из накопленного по вопросу создания геолоботорий на сверхглубоких скважинах материала.

1. У разработчиков нет единого подхода к целевому назначению геолоботорий, в связи с чем предлагаемые для решения задачи носят больше декларативный характер, чем научно обоснованный.

2. Рекомендуемые к обязательному определению те или иные параметры не привязаны к конкретным задачам, что затрудняет целесообразность их включения в информационный комплекс.

3. По большинству геофизических и геохимических параметров имеются различные точки зрения на диапазон измерений и допустимые погрешности, что ставит под сомнение возможность изучения их вариаций, т. е. отклонений от среднего уровня на фоне помех, при существующих достижениях в области геофизической и геохимической измерительной техники.

4. Методологические вопросы, связанные с учетом геоструктурных и геодинамических условий заложения сверхглубоких скважин, их положения в геохронологической схеме породных комплексов, петрологических особенностей вскрытых разрезов, гидрогазовой и геофизической активности и т. д., не прорабатывались, в связи с чем такие важнейшие технологические компоненты системы, как частота и плотность режимных наблюдений, не исследовались и не определялись.

5. Возможность изучения геодинамических и гидрогеологических параметров соответствующих полей в скважинах и на поверхности не оценивалась, что сужает круг задач, решаемых с помощью геолоботорий.

6. Построение измерительных и вспомогательных систем представлено в общем виде без указания технических требований, выполнение которых могло бы обеспечить нормальное функционирование геолоботорий на протяжении длительного времени.

7. Дискуссионным является вопрос включения в состав геолоботорий технических и программных средств, предназначенных для интерпретации данных режимных наблюдений.

Исходя из изложенного нам предстоит определиться по кардинальным вопросам создания геолоaborаторий на сверхглубоких скважинах — назначению, целям и задачам, методическим и техническим требованиям к основным и вспомогательным системам, обеспечивающим их функционирование, а также оценить имеющиеся технические и экономические возможности для реализации разработанных предложений на этапе рабочего проектирования.

Обобщая идеи и подходы к созданию постоянно действующих геологических лабораторий на сверхглубоких скважинах, необходимо отдать предпочтение тем предложениям, которые основаны на научной необходимости изучения вариаций геофизических, геохимических, геодинамических и других полей в естественных условиях, т. е. после завершения бурения или в период длительного перерыва между бурением, когда факторы, искажающие природные физико-химические, гидродинамические и другие процессы, будут равны нулю [2, 7]. Это главное положение, которое должно иметь однозначное решение, если необходимо получить неискажающую информацию о протекающих в горных массивах пород естественных процессах и установить закономерности их влияния на геологическую среду [5].

Исходя из этого основополагающего положения, можно сформулировать общее назначение геолоaborаторий в следующем виде: *геолоaborатории сверхглубоких скважин предназначены для регистрации и сбора данных о вариациях геофизических, геохимических, геодинамических и других естественных полей по стволу скважины и в околоскважинном пространстве на протяжении длительного времени.* Ключевые слова, определяющие суть назначения геолоaborаторий — регистрация, сбор данных, вариации естественных полей, время. Вспомогательными словами, определяющими дополнительные условия, являются: геофизические, геохимические, геодинамические; ствол скважины; околоскважинное пространство; длительное время. Определения первого и второго ряда должны быть постоянно действующими и обязательными условиями при проектировании геолоaborаторий независимо от их географического и геоструктурного

расположения, а также геолого-геофизических, горных и других условий функционирования.

Как следует из обзора, различные исследователи по-разному видели конечные цели, для достижения которых предназначены геолоaborатории сверхглубоких скважин. Большое влияние на их взгляды оказывал фактор профессиональной подготовки и научных интересов. Чтобы избежать этого, необходимо целевую задачу определять в общем виде исходя из научного значения геолоaborаторий для настоящего и будущего обитания человека на Земле и фактора времени.

Цель геолоaborаторий можно сформулировать так: *изучение закономерностей изменения естественных полей в геологических средах во времени для понимания их эволюции, термодинамического состояния, газового и гидрогеологического режима, механизма массопереноса и других фундаментальных явлений, протекающих под воздействием планетарных и антропогенных процессов, определяющих состояние геосферы на современном этапе развития Земли.* Прикладной целью фундаментальных исследований может быть изучение влияния изменения геосферы на биосферу и разработка рекомендаций по выживанию человека в этих условиях.

Фактор времени имеет не только научное и прикладное геологическое значение, но и философское. Трактовка получаемых данных на современном этапе развития общества зависит от уровня его знаний о законах материального мира, которые имеют свойство эволюционировать так же, как и геосфера. Познавание окружающего мира является философской категорией, поэтому важно сохранить в первоизданном виде получаемую с помощью геолоaborаторий информацию об изменении естественных полей как результат человеческих знаний за определенный период, чтобы они стали достоянием последующих поколений, а возможно, и цивилизаций для выработки своего понимания закономерностей геологической эволюции Земли.

Главной задачей, которую необходимо решить с помощью геолоaborаторий, является регистрация и сбор данных о вариациях геофизических, геохимических, геодинамических и других естественных полей в скважине и в

околоскважинном пространстве на протяжении длительного времени в удобной для последующей обработки и интерпретации форме. Отсюда вытекают следующие основные положения.

1. Геолоборатория должна быть отнесена к информационно-измерительным системам с длительным периодом функционирования.

2. Информационно-измерительная система должна быть многоканальной, открытой, обеспечивать непрерывность измерений во времени, обладать высокими метрологическими характеристиками, большой надежностью и быстрой восстанавливаемостью.

2. Подсистема скважинных датчиков и каналов передачи данных должна обеспечивать устойчивую регистрацию и транспортировку данных по каналам связи в термобарических условиях сверхглубоких скважин независимо от их конструкции.

4. Накопление информации должно осуществляться на долгоживущих носителях.

Особую роль играют и методические положения, которые необходимо учитывать при разработке геолобораторий.

Целевое назначение геолобораторий, геологические и геодинамические особенности вскрываемых разрезов, а также техническое состояние стволов скважин обуславливают методические положения их измерительных систем. В связи с этим необходимо обосновать следующие главные методические требования: геологические интервалы исследований; перечень параметров геофизических, геохимических и геодинамических полей, подлежащих измерениям; частота и последовательность измерений.

Геологические интервалы исследований. Обоснование данного методического положения имеет принципиальное значение как для информационной полноты изучения горной среды, так и выбора технических решений при конструировании измерительных систем геолобораторий. Разнообразие вскрываемых сверхглубокими скважинами геологических разрезов — от весьма древних до молодых образований горных пород — требует выработки общих подходов к их изучению. Они могут быть сформулированы в виде следующих требований.

1. Исследованиям должны подвергаться все стратиграфические под-

разделения и основные литотипы вскрываемых пород.

2. В пределах основных и промежуточных литотипов должны быть выделены плотные проницаемые и разуплотненные зоны пород, в которых более активно протекают физико-химические процессы, подлежащие более тщательным исследованиям.

3. Измерения основных параметров должны осуществляться как в открытых интервалах пород, так и в перекрытых обсадными трубами, с учетом влияния металла.

4. Изучение основных и вспомогательных параметров в геологических интервалах должно осуществляться непрерывно во времени.

Исходя из перечисленных требований при проектировании геолобораторий для конкретной скважины, можно будет выбрать наиболее оптимальную измерительную систему, обеспечивающую максимальную информационную полноту исследований.

Как показал анализ, геолого-геофизические материалы, полученные в процессе проводки и исследования разрезов сверхглубоких скважин, позволяют уверенно устанавливать геологические интервалы для изучения и выбора места установки датчиков.

Измеряемые параметры. На данной стадии развития науки и методики изучения горных пород многие физико-химические, геофизические и геодинамические параметры, характеризующие геологическую среду, определяются при воздействии на горные породы искусственными источниками энергии — электрической, механической, тепловой, радиационной и т. д. Несмотря на их широкое использование

как при лабораторных, так и полевых геофизических исследованиях, влияние их на окружающую среду далеко не изучено. Принято считать, что при их применении значительных изменений не возникает, необратимых процессов не происходит, вследствие чего определяемые параметры характеризуют геологическую среду в естественном залегании, а молекулярные процессы и атомные связи присущи современному геологическому и астрономическому времени. Такой упрощенный подход при постановке перед геолобораториями длительного пользования глобальных задач, безусловно, неприемлем.

В связи с этим преждевременно ре-

Параметры естественных полей, рекомендуемые для измерений

Параметры	Открытый ствол		Перекрытый трубами ствол	
	диапазон	погрешность	диапазон	погрешность
<i>Геофизические поля</i>				
Магнитометрические:				
полный вектор силы магнитного поля, нТл	5000—200 000	0,1—1	—	—
компоненты вектора магнитного поля: H_x, H_y, Z , нТл	3000—120 000	0,1—1	—	—
магнитная восприимчивость, 10^{-5} СИ	0—300 000	$0,05\kappa \pm 3$	—	—
Гравиметрические:				
ускорение силы тяжести, мгал	20—80	0,05	20—80	0,05
Электрические:				
поляризация самопроизвольная, мВ	10—200	2 %	—	—
сопротивление раствора, Ом·м	0,5—100	2 %	0,5—100	2 %
поляризация пород, мВ	0,1—120	1 %	—	—
Термометрические:				
температура, °С	40—400	0,01	40—400	0,01
геотермический градиент, °С/100 м	2—5	0,1	2—5	0,1
Акустические (шумометрия):				
интервальное время, мс	70—250	5 %	70—250	5 %
амплитуда упругих колебаний, усл. ед.	0—50	3 %	0—50	3 %
Радиометрические:				
мощность общей экспозиционной дозы γ -излучения (МЭД), А/кг	0,07—800	3 %	0,07—800	3 %
МЭД γ -излучения в энергетических интервалах U, Th, K; А/кг	0,07—800	3 %	0,07—800	3 %
<i>Геохимические поля</i>				
Электрохимические:				
общая минерализация вод, г/л	0,1—300	2 %	0,1—300	2 %
содержание в растворах He, N ₂ , CO ₂ , CH ₄ и др., %	$10^{-4}-n \cdot 10$	(при наличии перфорированных интервалов) 5—20 %	$10^{-4}-n \cdot 10$	(при наличии перфорированных интервалов) 5—20 %
<i>Геодинамические поля</i>				
Геодинамические:				
гидравлическое давление, МПа	50—200	5 %	50—200	5 %
тензоры горизонтального сжатия: $\sigma_{сж}^x$, $\sigma_{сж}^y$, кг/см ²	10—900	5 %	—	—

Примечание. Предельные параметры вмещающей среды для всех случаев: температура 300 °С, давление раствора 250 МПа.

комендовать методики измерений с применением искусственных источников энергии без предварительного изучения степени их влияния на окружающую среду. На данной стадии можно пойти по пути отбора для стартового варианта геолaborаторий только тех параметров, которые основаны на изучении естественных полей, с одновременным развитием исследований по оценке влияния маломощных источников энергии на горную среду. Это позволит в будущем включать в измерительную систему дополнительные датчики.

В таблице приведен перечень рекомендуемых для измерений параметров на первом этапе создания и функционирования геолaborаторий. При учете одного из обязательных качеств системы — открытость — изменение перечня

в ту или иную сторону не будет представлять технических трудностей.

Частота и последовательность измерений. Информационно-измерительные системы, как правило, рассчитаны на аномальные значения исследуемых параметров. В нашем случае главное — диапазоны величин, которые подлежат измерениям в пределах геологического интервала с определенной точностью. В таблице для каждого из рекомендуемых к измерению параметров эти данные приведены, однако остается открытым вопрос, как часто датчики должны быть представлены вдоль ствола скважины и в каких пределах геологических интервалов.

В однородных, изотропных средах физические свойства горных пород по вертикали и горизонтали в геологическом

времени изменяются крайне медленно, физические поля: тепловые, гравитационные, магнитные и геодинамические — в значительной степени изменяются с глубиной и в реальном времени. В неоднородных, анизотропных, особенно в пористых разуплотненных средах колебания физических свойств пород под влиянием вторичных процессов происходят значительно быстрее, а параметры физических и особенно химических полей будут прямо зависеть от активности физико-химических процессов, протекающих в данных интервалах. В этих условиях важно установить характер отклонения параметров полей от их нормального или регионального распределения.

Исходя из изложенного, можно сформулировать общие требования к частоте измерений в скважинах в следующем виде.

1. В геологических интервалах, представленных однородными породами, пункты измерений должны располагаться равномерно по глубине с интервальностью, равной значению геотермической ступени. В недостаточно выдержанных интервалах устанавливают не менее двух точек наблюдений.

2. В геологических интервалах, представленных пористыми, разуплотненными породами, точки измерений должны располагаться против пластов с наибольшей проницаемостью, но не менее чем в трех пунктах на интервал.

3. Запись измерений должна осуществляться в аналоговом или кодовом виде с дискретностью, обеспечивающей регистрацию временных вариаций параметров изучаемых полей.

Для перекрытых обсадными трубами скважин методические требования остаются теми же, за исключением изучения проницаемых зон. В этих зонах производится предварительная перфорация колонн с плотностью не менее одного отверстия на метр, а точки наблюдений располагаются с учетом проницаемости пород и скважности искусственно созданных фильтров.

Последовательность измерений имеет не менее существенное значение, чем частота наблюдений. Дело в том, что в современных измерительных системах широко используются электрические источники для питания основных и вспомогательных блоков, а возникающие при этом электромагнитные поля можно учесть или ослабить только ме-

тодическими приемами. Магнитные, тепловые и гравитационные поля, относящиеся к постоянно действующим, влияние которых на отдельные виды датчиков носит постоянный характер, составляют региональный фон.

Электромагнитные поля при изменении режимов питания систем имеют переменный характер и требуют учета. Наибольшее влияние они могут оказывать на такие параметры, как самопроизвольная поляризация (ПС) и поляризация пород (ПП). В связи с этим измерения их следует производить при установившемся режиме влияния электромагнитных полей в цепях, чего можно достичь путем первоочередной записи показаний этих датчиков до подключения других. Таким образом, для геологических работ можно рекомендовать следующую последовательность измерений снизу — вверх: электрические параметры — магнитные — тепловые — акустические — гравитационные — радиоактивные — геодинамические и электрохимические. При непрерывной регистрации основных и вспомогательных данных последовательность измерений может быть изменена.

Выполнение методических требований может быть обеспечено при размещении датчиков информационно-измерительной системы вдоль ствола скважин в строго заданных точках, особенно в аномальных зонах, а также при непрерывной передаче данных на поверхность на протяжении времени между регламентными (ремонтными) работами. Анализ технических средств доставки датчиков на большие глубины, систем связи и передачи данных показывает, что на этом этапе их развития возможно несколько технических решений: с использованием грузонесущих геофизических кабелей с электрическими или оптическими каналами связи; трубный вариант с автономными приборами, трубный вариант со встроенными в колонну датчиками и кабельными линиями связи и трубный вариант со встроенными датчиками с электромагнитными или гидроакустическими каналами связи.

Наиболее приемлемый на ближайшее будущее вариант — грузонесущие геофизические кабели с проводной электрической связью, которые хорошо зарекомендовали себя при геофизических исследованиях на Кольской сверхглубокой скважине до глубины 12 200 м. Грузоподъемность кабеля позволяет уста-

новить не менее 40—50 модулей, состоящих из 8 основных и 3 вспомогательных датчиков общей массой до 5000 кг, и обеспечить устойчивую связь с ними с поверхности при помощи программно-управляемой каротажной станции.

Разработанные средства телеметрической связи «Тисса», «Тандем» и другие могут быть использованы для управления и передачи информации от датчиков к накопителям в любой последовательности и объемах. Измерительные системы с волоконнооптическими кабелями рекомендуются в тех случаях, когда телеметрия с проводной связью не будет справляться с нагрузками при передаче данных. Трубные варианты измерительных систем наиболее выгодны в части грузоподъемности, но требуют решения ряда инженерных вопросов. Наиболее предпочтительны для этих целей легкосплавные бурильные трубы, применявшиеся при бурении Кольской сверхглубокой скважины, т. к. они не препятствуют выполнению магнитометрических исследований [4]. В целом состояние решения технических вопросов скважинных измерительных средств в настоящее время таково, что разработка геолобаторий может быть создана в короткие сроки.

Авторы разработок геолобаторий придерживаются идеи организации системы наземных наблюдений с учетом имеющихся знаний в области геофизики, геохимии и геодинамики, т. е. максимального сбора данных в окружающей нескольких квадратных километров вокруг скважины. Считаем, что оптимальный вариант — организация измерений только тех параметров, которые являются продолжением глубинных полей, прежде всего гравитационного, магнитного и геодинамического. Что касается геохимических, электрических и ряда других, то их изучение следует вести только в структурно-тектонических блоках и элементах, имеющих непосредственный выход на дневную поверхность.

На первом этапе создания геолобаторий необходимо ограничиться измерениями на устье скважины вариаций гравитационного поля; в зоне отсутствия влияния металлических конструкций — магнитного поля и в нескольких точках вокруг скважины тензоров напряжений в коренных породах, т. е. мы придерживаемся идеи изучения в первую очередь параметров естественных полей и их вариаций, связанных

с природными процессами. В районах с развитой горнорудной промышленностью техногенные воздействия на окружающую горную среду могут фиксироваться на фоне естественных закономерностей, характерных для данного района.

Важным вопросом функционирования геолобаторий является обработка и интерпретация полученных материалов. Рамки настоящей статьи не позволяют дать полное представление об этой проблеме, поэтому ограничимся только общими суждениями. На данном этапе наших знаний о геопространстве и происходящих в нем процессах не следует стремиться к разработке полного пакета обрабатывающих и интерпретационных программ. Более важным являются запись и консервация на долгоживущих носителях первичной информации с указанием способа ее получения, чем ее интерпретация с позиций современных представлений.

Необходимо создать условия пользователям для открытого доступа к накапливаемым в геолобатории данным без их промежуточной перезаписи. Для этого следует принять единый формат записи и соблюдать его на всех применяемых регистраторах. Поскольку предстоит международный обмен первичными данными геолобаторий, формат записи данных должен быть согласован заблаговременно. При выполнении этих условий будет достигнут главный результат — предоставление технической возможности исследователям интерпретировать имеющиеся материалы исходя из их представлений о моделях геопространства, а также обеспечение сохранности для последующих поколений данных об изменении естественных геофизических, геохимических и геодинамических полей в конкретных точках геосферы с привязкой к определенному астрономическому времени. В этом и заключается, по нашему мнению, предназначение геолобаторий сверхглубоких скважин, научная и практическая ценность которых трудно оценима на данном этапе развития геологии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беляевский Н. А., Федьинский В. В. Изучение глубин Земли и сверхглубокое бурение // Сов. геология. 1971. № 12. С. 13—20.
2. Достижения и перспективы глубинных исследований Земли / Е. А. Козловский, В. Ю. Зай-

- ченко, В. А. Ерхов и др. // Сов. геология. 1987. № 11. С. 7—12.
3. Козловский Е. А. Кольская сверхглубокая скважина // В мире науки. 1984. № 3. С. 38—49.
 4. Кольская сверхглубокая скважина / Под ред. Е. А. Козловского — М.: Недра, 1984.
 5. Кузнецов О. Л., Симкин Э. М. Преобразова-

- ние и взаимодействие геофизических полей в литосфере. — М.: Недра, 1990.
6. Резанов И. А. Сверхглубокое бурение. — М.: Наука. 1981.
 7. Хитаров Н. И. К вопросу проведения сверхглубокого бурения на территории Советского Союза // Сов. геология. 1961. № 6. С. 136—137.

Топливо-энергетическое сырье

УДК 553.98:550.8.072

© И. В. Истратов, 1992

Многофакторная геометризация геологического и признакового пространств нефтегазоносных толщ

И. В. ИСТРАТОВ (Грозненский нефтяной институт)

В информационных работах материальных геологических систем преобладает элемент плоскостного графического анализа первичного фактического материала (составление плоских двумерных специальных карт, профильных разрезов, схем, планов, графиков и т. п.). Для повышения наглядности графического изображения горно-геологических объектов способом комплексной многофакторной визуализации качественных и количественных характеристик геологического, признакового пространств нефтегазоносных толщ необходимо использовать третью (пространств) и четвертую (времени) оси. Это позволит отображать естественное соотношение структурно-тектонических планов территорий, геоструктурных элементов пликтивно-дизъюнктивных образований, объемные параметры зон стратиграфического выклинивания и литологического замещения коллекторов, зон мезотрещиноватости горных пород, характер положения контуров раздела флюидов и другие геометрические особенности недр.

Основная цель предлагаемого исследования — раскрытие приложения принципов и методов многофакторной геометризации геологического и признакового пространств на конкретных примерах объектов нефтегазоносных толщ как нового перспективного направления в повышении эффективности геологоразведочных работ на нефть и газ. Геометризация недр (графическое моделирование вещественно-волновых полей горно-геологических объектов с целью прогнози-

рования, изучения и рационального освоения месторождений полезных ископаемых) с использованием численных методов и ЭВМ приобретает определенную роль в обосновании методов исследования и имеет не только теоретическое, но и практическое значение. Геометризация геолого-геофизической информации в нефтегазовой геологии — наглядное представление (в отличие от табличных цифровых данных) формализованных параметров и их образной взаимосвязи в виде линий, плоских и объемных геометрических фигур в двух-, трех- и многомерных графических системах качественных и количественных признаков природных резервуаров, ловушек и залежей.

К графическим моделям, представляющим двух-, трех- и многомерное образно-знаковое изображение исследуемых объектов, процессов или явлений, принято относить различного вида и содержания (информационной нагрузки) графики-диаграммы, графики в изолиниях, профили, разрезы, специальные (тематические) карты, схемы, планы, чертежи, блок-схемы и блок-диаграммы. По нашему определению блок-диаграмма — наглядная объемная (простая или комплексная, трех- или многомерная) графическая модель, визуально отображающая совокупность информации о пространственном положении, качественных и количественных особенностях изучаемого объекта. Последний выделяется в выбранной пространственно-временной координатной системе по своим признаковым параметрам и принадле-

жащим только ему форме, структуре и свойствам, а также процессами, в нем протекающими. В качестве объектов нефтегазоносных толщ мы выделяем геологические тела (пликативные и дизъюнктивные образования, отражающие результаты лито-, морфо- и тектогенеза, природные резервуары, ловушки, залежи, входящие в определенные нефтегазоносные провинции, области, районы и зоны), характеризующиеся структурным пространственным обликом и различной геометрической формой, вещественными и волновыми (потенциальными) полями.

Основа целенаправленных исследований в геологии — решение проблемы иерархии геологических объектов. Если рассматривать геологическое тело как часть статического геологического пространства, замкнутого границей, то необходимо отметить, что оно должно иметь свой отличительный состав, форму и структуру, выражаемые в качественных и количественных показателях многомерного признакового пространства. Эти свойства остаются постоянными внутри изучаемого геологического тела в определенный момент времени, которые и обособляют данное тело из окружающего признакового пространства в выделенных n -мерных границах. При этом, если о составе и типах структур геологических тел имеется соответствующая информация, то в отношении изучения форм геологических тел планетарного уровня организации вещества (горных пород, геотектонических и т. д.) накопленный материал еще сравнительно мал и не достаточно систематизирован. В связи с этим значительный интерес представляют исследования, проводимые с целью изучения различными методами форм геологических тел, методика выделения вещественных физических границ, а также графическая интерпретация и визуализация их пространственных связей при решении разнообразных задач наук о Земле, в т. ч. нефтегазовой геологии [2, 3].

Как известно, в геологии нефти и газа выделены материальные геологические системы, их информационные аналоги или образы и системы геологической деятельности — операционные. При этом теоретическое, методологическое, техническое и информационное обеспечение решения задач геологоразведочного процесса рассматри-

вают в качестве единой предметно-логической (материально-абстрактной) макросистемы [5]. Рассмотрим одну из ее составных частей — информационные образцы материальных геологических систем или графические информационные системы, их роль и место в упомянутом процессе.

Графические информационные системы — это пространственные координатные системы различного уровня отображения — наглядного представления (визуализации) объекта изучения с помощью того или иного аппарата проектирования. Существуют различные подходы к выделению таких систем по определенным признакам, отражающим уровни их структурной организации. В основу систематизации картографического материала, представляемого при геологоразведочных работах на нефть и газ нами положен принцип отношения менее информативных графических систем к более сложным [4].

В соответствии с принципами и методами объемного графического моделирования геолого-геофизической информации и созданием графических моделей объектов исследования с отражением формы, свойств и процессов в них протекающих разработана методика многофакторной геометризации горно-геологических объектов [9, 10] с обязательным выполнением определенного комплекса графических построений при региональных исследованиях, поисках, разведке и разработке залежей (таблица). Эти принципы и методы графического моделирования геологических тел нефтегазоносных толщ и признаковых параметров — критериев нефтегазоносности позволяют выбрать наиболее рациональную систему проекций и вид изображения на каждом этапе и стадии геологоразведочных работ (Положение об этапах и стадиях геологоразведочных работ на нефть и газ, Миннефть, Мингаз, Мингео СССР, 1983 г.) для более эффективного их проведения [7, 8].

При региональных геологических исследованиях основным графическим материалом должны стать блок-схемы соотношения структурных планов и геофизических полей, гидрогеологических, термобарических, литофациальных и других показателей хорошо изученного и проектного горизонта; блок-схемы соотношения рельефа земной

Стадийность картографического материала, представляемого при геологоразведочных работах на нефть и газ (1983)

Этап	Стадия	Графические информационные системы геологического признакового пространства
Региональный	Прогноз нефтегазонасности	Мелкомасштабные графики в изолиниях: специальные карты, схемы, профили, стратиграфические разрезы, корреляционные схемы; блок-схемы соотношения потенциальных полей; объемные палеотектонические реконструкции (статические, динамические модели)
	Оценка зон нефтегазонакопления	Блок-схемы соотношения рельефа земной поверхности и структурных планов отражающих горизонтов, развития породных коллекторов и экранирующих покровов, зон мезотрещиноватости горных пород, зон регионального выклинивания и литологического замещения. Карты-схемы перспектив нефтегазонасности
Поисковый	Выявление и подготовка	Блок-схемы нефтегазоперспективных комплексов (многомерные модели признакового пространства); средне- и крупномасштабные графики в изолиниях распространения признаков по критериям нефтегазонасности
Разведочный	Поиск месторождений (залежи)	Детальные крупномасштабные графики в изолиниях: специальные карты, разрезы; графики-диаграммы литофациальных комплексов и их фильтрационно-емкостных характеристик; графики-диаграммы результатов опробования скважин; блок-диаграммы выявленных ловушек различных морфогенетических типов
	Оценка месторождений (залежи)	Крупномасштабные графики в изолиниях эффективных мощностей пород коллекторов, фильтрационно-емкостных свойств, положения контактов флюидов и др.; блок-диаграммы пространственно-временного распределения геолого-геофизических характеристик; выбор геометрической формы аппроксимации ловушки (залежи); подсчетные планы на многомерной основе
	Подготовка месторождений (залежей) к разработке	Блок-диаграммы универсальные комплексные (вырезы, наглядно представляющие объемные параметры выявленного скопления УВ и месторождения в целом, выделенных объектов и их соотношение друг с другом; графики-диаграммы обоснованию подсчета запасов нефти, газа, конденсата, микрокомпонентов; проект-схема разработки залежи

поверхности и сейсмоотражающих горизонтов, развития пород-коллекторов и экранирующих покровов, зон мезотрещиноватости горных пород, зон регионального стратиграфического выклинивания и литологического замещения. Сводным документом оценки зон нефтегазонакопления являются карты-схемы перспектив нефтегазонасности, составленные на основе объемных палеотектонических реконструкций, результатов статистического корреляционного (множественного) анализа геолого-геофизической информации, параметрического бурения и сейсморазведки с пространственной интерпретацией данных о строении недр.

На стадиях поискового этапа предпочтительнее вычерчивать блок-схемы нефтегазоперспективных комплексов как многомерные модели признакового пространства наряду с графиками в изолиниях распространения прогнозных показателей нефтегазонасности, а также графики-диаграммы

литофациальных комплексов, лито- и фильтрационно-емкостных характеристик; блок-диаграммы выявленных ловушек различных морфогенетических типов и геометрической формы. Блок-схемы и блок-диаграммы нормального вида представляются в косопроизвольной горизонтальной изометрии или в аксонометрический план, подобный ортогональному. При дальнейших графических построениях выбирают прямую, угольные проекции или косопроизвольную фронтальную диметрию, если структурные формы удлиненного (линейного) вида. Используя геолого-геофизические данные о структуре, строят профильные разрезы по выбранному направлению и выражают ими фронтальную и (или) боковые грани блок-схемы (блок-диаграммы).

На этапе разведочных работ при исследовании морфологических особенностей ловушки (залежи) выясняют по размерам скважин и результатам опробования гипсометрию вскрытого

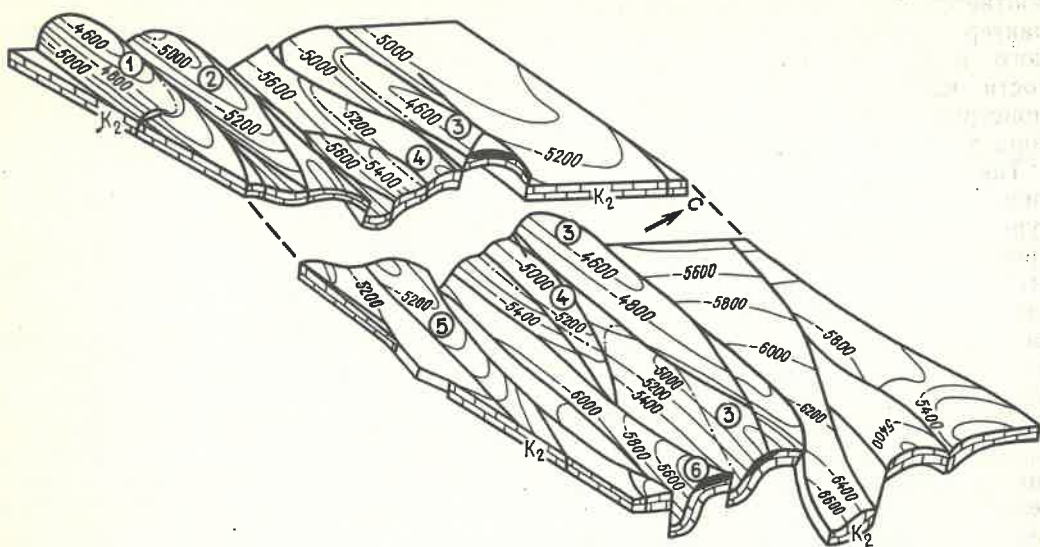
пласта, характер подземного рельефа, положение контактов газ—нефть—вода и выбирают вид проекции, наглядно отражающий естественное положение горно-геологического объекта в пространстве. По результатам обработки комплексных исследований и данным о геологическом строении смежных участков делают выводы о наличии разрывных нарушений, направлении восстания пласта и характере выклинивания пород-коллекторов. Анализ геолого-промысловой информации позволяет перейти к выбору вида проекции и графическому моделированию залежи. Имея данные о пространственном положении объекта и его сопряжении с соседними тектоническими элементами, характере осложняющих дизъюнктивов, выбирают правую или левую систему координатных осей, позволяющую отобразить смещенный (опущенный, поднадвиговый) тектонический блок ловушки. В этой связи информативно изображение месторождения многотипных скоплений нефти и газа: пластовых сводовых, литологически-, стратиграфически- или тектонически-экранированных, контролируемых одной структурной формой (широко развитых, к примеру, в Восточном Предкавказье). На данном этапе рекомендуется построение блок-диаграмм пространственно-временного распределения геолого-геофизических характеристик ловушки (залежи) и блок-схем, позволяющих наглядно отображать изучаемый объект с другими и их естественное (пространственное) соотношение. Осуществляется выбор и обоснование геометрической формы аппроксимации тела ловушки (залежи).

В период разработки залежи необходимо строить крупномасштабные блок-диаграммы в выбранном на этапе разведки виде проекции и удобной пространственной ориентировки. Дополнительная фактическая информация (расположение новых эксплуатационных скважин, уточненное положение начального и текущих контактов флюидов) наносится на одну и ту же основу по периодам разработки залежи.

Отмеченное графическое моделирование выполняется на основе принципов и методов многофакторной геометризации геолого-геофизической информации. Многомерная модель на плоскость или на трехмерное пространство отображается операцией

проецирования. В зависимости от аппарата проецирования получают различные методы отображения: комплексный чертеж, аксонометрию, перспективу и др.

Переход к принципам и методам многомерной геометрии вызван как теоретической, так и практической необходимостью анализа системы многих величин, характеризующих признаковое пространство, развитием образного мышления о гиперповерхностях. Основы моделирования рассматриваемой геометрии включают: выделение многомерного объекта в гиперпространстве P области K равному числу независимых анализируемых переменных признаков в определенной системе; разработку абстрактной геолого-математической модели для отображения выделенного объекта и вторичное моделирование с целью построения смешанной графо-аналитической модели; разработку алгоритмов решения поставленной задачи на выбранной модели; программирование и решение задачи на ЭВМ; дешифровку решенной геометрической задачи в первоначальную физическую модель области K гиперпространства P (Дж. Харбух, Г. Бонэм-Картер, 1974, А. Д. Фокс, М. Дж. Прайт). Подчеркнем, что последнее связано с постановкой теоретических вопросов, а для достижения практических результатов достаточно решить поставленную задачу на выбранной геолого-математической модели объекта с применением ЭВМ. В зависимости от поставленных задач, используют и статические, и динамические модели геологических тел и процессов нефтегазонакопления. Каждый формализованный параметр-признак в определенной точке объемного каркаса (сетки) объекта имеет количественную (качественную) величину, выражаемую в вещественном числе. Имеющийся массив данных (двумерный, трехмерный или многомерный) вводится в машину и его обрабатывают по соответствующим программам (например, комплекс программ автоматического построения карт и аксонометрии на ЭВМ и оценки достоверности структурных построений — версия ОДПК-3), в СПЦИ на ЭВМ типа ЕС-1040, 1061. Этот комплекс позволяет получать карты и блок-диаграммы в различных видах аксонометрических проекций исходного поля параметра (задаваемого в узлах равномерной сетки или по ко-



Блок-диаграмма верхнемеловой геологической структуры центральной части Притеречной зоны

ординатам), тренд-поля и локальных аномалий снятия регионального фона поверхности. Вывод результатов конструирования моделей осуществляется на экран дисплея, графопостроитель или Фотодот в виде трехмерных подпространств политопов (полиэдров). Они представляют собой многомерные аналоги многоугольников (полиэдров) в трехмерном пространстве.

Таким образом, многофакторная геометроизация и построение блок-схем (блок-диаграмм) полезны как на стадиях прогноза нефтегазоносности, оценки зон нефтегазонакопления, выявления и подготовки объектов к поисковому бурению, так и в период поисков, разведки и разработки залежей нефти и газа. Они наиболее информативно представляют всю совокупность геолого-геофизических материалов, позволяют оперативно решать вопросы по доразведке скоплений углеводородов (УВ). Передача объектов в разработку должна сопровождаться графической документацией с отображением на ней всей информации, синтезированной в единое графическое объемное изображение крупного масштаба типа универсальных блок-диаграмм с возможным дополнением его новыми фактическими данными.

В качестве примера многомерной графической модели рассмотрим блок-диаграмму верхнемеловой геологической структуры центральной части Притеречной зоны Чечено-Ингушетии (рисунок). Блок-диаграмма построена в косоугольной фронтальной изометрии. Анализ выбора вида аксонометриче-

ской проекции показал, что наиболее наглядно изображение будет выглядеть в левой системе координат, с углом между осями x и y в 135° (45°); взгляд наблюдателя направлен на северо-запад. Масштаб по вертикальной оси 1 : 25 000 выбран в два раза крупнее, по сравнению с горизонтальным 1 : 50 000. Для вскрытия внутренней структуры верхнемелового комплекса, выраженного в основном известняками, блок-диаграмма раздвинута по центральному профилю, вдоль оси y . В нижней части рисунка показана исходная структурная карта по кровле верхнего мела, трансформированная по определенному закону в аксонометрическую планальную плоскость. В верхней части рисунка представлена объемная комплексная модель геологической структуры в интервале верхнемелового разреза. Рассматриваемая центральная часть Притеречной зоны объединяет структурные ловушки — Минеральную, Северо-Минеральную и Правобережную, с которыми связаны промышленные скопления нефти, а также ловушки перспективные — Северо-Ястребиную и Южно-Правобережную. Анализируя пространственное соотношение складок, отметим, что общим отличительным свойством их является кулисообразное сочленение и осложнение продольными разрывными нарушениями с амплитудой, превышающей 1500 м. Свод Минеральной антиклинали на 400 м выше Северо-Минеральной; своды Южно-Правобережной и Северо-Ястребиной ниже Правобережного

соответственно на 700 и 500 м. Характер нефтенасыщения, приуроченного к зонам развития трещиноватости карбонатных пород, ярко демонстрирует роль тектонического фактора в формировании залежей.

Таким образом, анализ графо-аналитической модели верхнемеловых структур-ловушек позволяет выявить их пространственное (естественное) соотношение, характер сопряжения, наглядно представить дизъюнктивные нарушения как трехмерные геологические тела с отражением положения плоскости смещения, вертикальной и горизонтальной амплитуды перемещения тектонических блоков. Визуализация трехмерного пространства верхнемелового стратиграфического комплекса и признакового пространства уровней нефтегазоаккумуляции по площадям и разрезу дает возможность подчеркнуть определяющее значение тектонического фактора в процессе образования ловушек, путей миграции флюидов, зон дилатансии, деструкции и аккумуляции углеводородов.

Использование многофакторной геометризации позволяет приблизиться к стопроцентному отражению всей совокупности геолого-геофизической информации банка накопителя, заложенного в памяти ЭВМ, конструировать многомерные графо-аналитические модели с применением множественной корреляции параметров, выводить результаты исследования на экран дисплея, графопостроитель или фотодот, что говорит о новых качественных возможностях повышения эффективности методов поисков и разведки залежей нефти и газа. В этой связи наиболее эффективен в производственных организациях и НИИ универсальный метод числовых отметок построения ортогональных, аксонометрических и перспективных видов проекций вещественно-волновых и потенциальных полей анализируемых горно-геологических объектов. Напомним, что конструирование графической модели геологического тела с совместным отражением его структурных и признаковых характеристик, а также определение его размеров — истинных длин отрезков (прямых, ломаных линий), определение площади и объема тела относятся к задачам метрического плана. Задачи построения объемной структурной формы пространственного

геологического тела для анализа взаимного расположения его частей, геометризация признаков параметров и определение общих элементов их геометрических образов (задачи на принадлежность и пересечения) являются задачами позиционного характера.

Применение принципов и методов начертательной геометрии при решении метрических и позиционных задач нефтегазовой геологии обеспечивает необходимую точность последующих расчетов, связанных с достижением одной из главных и конечных целей — подсчетом запасов углеводородного сырья и наиболее полным его извлечением из недр. Хорошая наглядность иллюстраций объемных параметров залежи при осмыслении их пространственного взаимного расположения дает гарантию правильного выбора стратегии и тактики поисково-разведочных работ, освоения и эксплуатации месторождений.

Следовательно, описываемое новое направление позволяет существенно повысить качество построений и наглядность графических моделей горно-геологических объектов, с использованием ЭВМ обеспечить их наибольшую информативность и быстроту визуализации. Перспективы этого направления подтверждаются также выводом о том, что работы по созданию многофакторных моделей месторождений полезных ископаемых для оптимизации их разведки и геолого-экономической оценки должны получить форсированное развитие в ближайшие годы с конкретным выходом на прикладные методики и технологии [6]. Повышение эффективности поисково-разведочных работ достигается за счет объектного анализа совокупности геолого-геофизических материалов, синтеза новой информации, представляемой в виде пространственных геометрических образов для рациональных поисков, разведки и разработки залежей. Поэтому в успешном решении задач нефтегазовой геологии по выявлению закономерностей размещения скоплений углеводородов, прогнозированию, поискам и изучению сложнопостроенных нетрадиционных ловушек и залежей нефти и газа актуально использовать многофакторную геометризацию — пространственно-временное графическое моделирование геологических тел и признаков параметров

нефтегазоносных толщ, наглядную визуализацию совокупности геолого-геофизической информации на основе принципов и методов многомерной геометрии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вальков К. И. Русский язык — Алгол// Вопросы геометрического моделирования. Л., 1981. С. 7—40 (Тр. ЛИСИ).
2. Жаров Э. В. Объемное моделирование как метод познания строения месторождений полезных ископаемых//Сов. геология. 1985. № 4. С. 55—61.
3. Истратов И. В. Использование многомерных графических моделей для решения прикладных задач нефтегазовой геологии//Повышение эффективности геологоразведочных работ на нефть и газ. Махачкала, 1988. С. 120—126. (Тр. ИГ ДАГ ФАН СССР. Вып. 3).
4. Истратов И. В. Системный подход в графическом моделировании геологических тел и процессов нефтегазонакопления//Системный подход в геологии. М., 1989. Т. II. С. 103—106.
5. Керимов В. Ю. Поиски и разведка залежей нефти и газа в стратиграфических и литологических ловушках. — М.: Недра, 1987.
6. Кривцов А. И. Перспективные и приоритетные направления научно-исследовательских работ в области геологии// Сов. геология. 1989. № 1. С. 3—9.
7. Лотиев Б. К., Арутюнов А. Г., Истратов И. В. Основные принципы графического моделирования геологических тел нефтегазоносных толщ//Изв. СКНЦ ВШ. Естеств. науки. 1985. № 1. С. 67—69.
8. Рябенский В. Г., Арутюнов А. Г., Истратов И. В. О построении объемных изображений при изучении структурных форм нефтегазоносных районов//Изв. СКНЦ ВШ. Естеств. науки. 1980. № 2. С. 66—69.
9. Рябенский В. Г., Истратов И. В. Основы многофакторного анализа геолого-геофизической информации геометрической информации геометрическими методами//Вопросы геологии, поисков и разведки нефтяных и газовых месторождений. Пермь, 1988. С. 97—106. (Тр./ПермПИ).
10. Стерленко Ю. А., Истратов И. В. Изучение нефтегазовых залежей Северного Кавказа на основе многофакторной геометризации геолого-геофизической информации//Проблемы нефтегазоносности Кавказа. Ереван, 1986. С. 30—31.

Принята редколлегией 29 января 1991 г.

Рудное и нерудное минеральное сырье

УДК 553.41(571.65)

© Коллектив авторов, 1992

Новый тип золото-серебряных месторождений на Северо-Востоке России

И. С. РОЗЕНБЛУМ (ПГО «Севостгеология»),
А. И. КАЛИНИН (СВФ ЦНИГРИ), В. Н. МАКУРИН, Л. М. ЯРАНЦЕВА,
М. В. БОЛДЫРЕВ (ПГО «Севостгеология»)

До недавнего времени вулканогенное золото-серебряное оруденение промышленных масштабов в пределах Северо-Востока России было известно только в связи с вулcano-плутоническими ассоциациями Охотско-Чукотского пояса. Однако в последние годы подобное оруденение выявлено в структурах Омолонского срединного массива, в существенно иной геотектонической обстановке.

Изучение эталонного месторождения в южной части Омолонского массива (Южно-Омолонский рудный район) позволило установить его существенные отличия от типичных месторождений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП), причем настолько значимые, что вполне правомерно выделить новый тип золото-серебряного оруденения. Главнейшие его отличительные черты — специфическое положение в региональных структурах,

определяемое влиянием меридиональных глубинных разломов, длительность и сложность геологической истории рудного поля, отраженные в особенностях глубинного строения, структуре месторождения, морфологии рудных тел, их вещественном составе и закономерностях распределения оруденения.

По данным [5], Омолонский массив рассматривается как остаточный в составе Яно-Колымской миогеосинклинальной системы. Фундамент массива представлен архейскими образованиями общей мощностью 20 км, чехол сложен осадочным и осадочно-вулканогенными толщами от рифея до верхней юры включительно. В строении чехла выделяются три структурных яруса.

Нижний ярус составляют рифейские и ордовикские терригенные и карбонатные отложения, образующие в

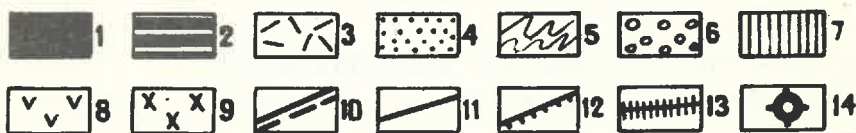
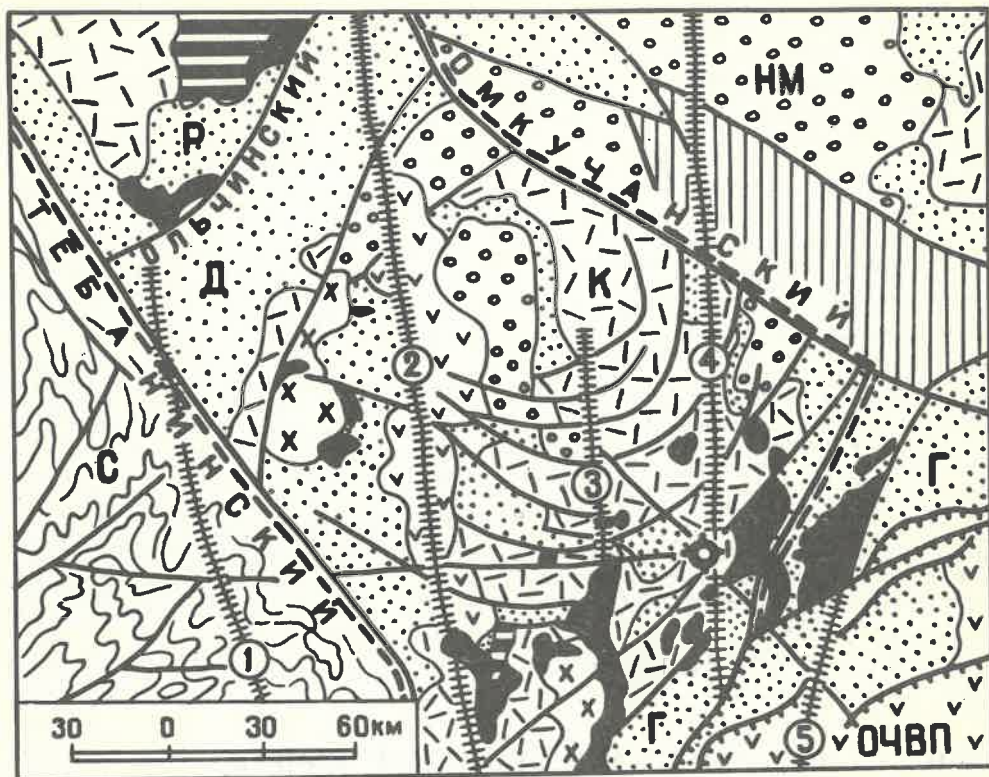


Рис. 1. Положение месторождения в региональных структурах Омолонского массива (тектоническая основа по [5] с дополнениями):

1 — выступы архейского фундамента; чехол: 2 — нижний структурный ярус (R—O), 3 — средний структурный ярус (D), 4 — верхний структурный ярус; 5 — миогеосинклинальные комплексы Сугойской складчатой зоны (C—J₃); 6 — орогенные впадины мезозой; 7 — предполагаемая зона раздвига дорифейского фундамента; 8 — вулканоплутонические комплексы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; 9 — палеозойские гранитоиды; 10 — мегаблоковые разломы; 11 — прочие разломы; 12 — мезозойские надвиги; 13 — зоны

мезозойской тектоно-магматической активизации; 14 — рассматриваемое золото-серебряное месторождение; главные тектонические элементы: Р — Рассошинский блок, К — Кедонский блок, Д — Долонская поперечная зона, НМ — Намындыко-Моланджинская окраинная зона, С — Сугойская зона мезозой, Г — Гижигинская мегаглыбовая зона, ОЧВП — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; зоны ТМА (цифры в кружках): 1 — Коргодон-Наяханская, 2 — Конгинская, 3 — Центральнокедонская, 4 — Ауланджинская, 5 — Малиновская

совокупности терригенно-карбонатную формацию мощностью до 3500 м, и кроме того, нижнепалеозойские интрузивные комплексы: гранит-гранодиоритовый абкитский и граносиенитовый анмандыканский. Средний ярус сложен субэвральными вулканитами кедонской серии девона мощностью 1500—2000 м, синхронными им прибрежно-морскими вулканогенно-осадочными отложениями, а также изверженными породами булунского и алы-юряхского комплексов, датируе-

мых средним девонem. Верхний ярус представлен терригенными, терригенно-карбонатными и вулканогенными формациями позднего девона — поздней юры общей мощностью от 200 до 6000 м, коррелятными верхоянскому комплексу мезозой, и включает карбоновые, верхнетриасовые, нижнеюрские и меловые тела толейтовых базальтов, перидотитов, трахибазальтов, риолитов, габброидов, ультракалиевых риолитов [5].

Породы нижнего яруса слагают моноклинали и простые складки, среднего — различные вулканотектонические сооружения, сочетающиеся с пологими моноклиналями, верхнего — брахиформные складки, флексуры и моноклинали.

Южно-Омолонский рудный район, вмещающий Авландинский узел и рассматриваемое месторождение, отвечает по схеме тектонического районирования [5] Кедонскому блоку — региональной структуре, образующей вместе с Рассошинским блоком и разделяющей их Доломнанской поперечной зоной Юкагирскую глыбу (рис. 1). Внешняя зона Кедонского блока — система поднятий, горстов и грабен. Многими исследователями данная зона выделяется также под названием Гижигинской межглыбовой, и тем самым подчеркивается ее положение между Юкагирской и Тайгоносской древними глыбами. В строении Гижигинской зоны важную роль играют продольные, т. е. северо-восточные долгоживущие рудоконтролирующие разломы.

Весьма существенные элементы региональной структуры Кедонского блока и всего Омолонского массива — долгоживущие меридиональные разломы древнего заложения, активизированные в мелу в связи с процессами становления ОЧВП. Некоторые структуры (Конгинская, Коркодон-Наяханская) выделялись ранее как вулканоплутонические ряды, образованные меловыми магматитами [5]. В последнее время они рассматриваются как зоны мезозойской тектономагматической активизации (ТМА), и им придается важное металлогеническое значение [3, 4]. На рис. 1 показано размещение главнейших сквозных сдвиговых рудоконцентрирующих зон ТМА.

Таким образом, положение рудного узла определяется участком пересечения крупных крутонаклоненных разломов, среди которых ведущая роль принадлежит Ауланджинской меридиональной зоне ТМА и Верхнеомолонскому северо-восточному линейному элементу. К группе разрывных структур, определяющих строение рудного района, узла, морфогенез месторождений, принадлежат широко распространенные мезозойские надвиги. Они образовались в связи с тектономагма-

тическими процессами в зоне перехода континент — океан, в результате которых сформировалась система краевых вулканических поясов, куда относится и ОЧВП, обрамляющий Кедонский блок с юга.

Наиболее существенные отличительные черты геодинамической позиции оруденения — приуроченность к сдвиговой меридиональной долгоживущей зоне ТМА и широкое развитие надвигов, кинематически с ней связанных и в совокупности отражающих этап крупных горизонтальных перемещений.

В Авландинском рудном узле установлены проявления золото-серебряных, золото-редкометалльных, золото-сульфидных руд, железистых кварцитов и магнетитовых скарнов, медно-молибден-порфиров и др. Характерная особенность структуры рудного узла — его гетерогенность. Разломами северо-восточного направления площадь разбита на серию линейных блоков, испытавших вертикальные перемещения различного знака. В наиболее приподнятых блоках на дневную поверхность выведены метаморфиты архея, в других — вулканиты кедонской серии. Вдоль приподнятых блоков часто наблюдаются приразломные впадины, выполненные отложениями верхнего яруса.

Большое значение в размещении оруденения на региональном уровне имеют экранирующие толщи, в первую очередь — верхнего структурного яруса. Кроме того, некоторые из этих толщ в силу литолого-петрографических особенностей благоприятны для локализации прожилково-вкрапленных руд. Оруденение жильного типа приурочено к вулканогенным и вулканогенно-осадочным образованиям кедонской серии; вполне возможно оно и в интрузивных массивах. В метаморфитах архея и отложениях рифея установлено рассредоточенное жильное оруденение.

Состав метасоматитов и жил рудного узла очень разнообразен. Продуктивные типы жил — адуляр-кварцевые с халцедоном и без него, серицит-кварцевые, барит-кварцевые, причем главенствующая роль принадлежит первому. Из непродуктивных наиболее часто встречаются кварцевые, халцедон-кварцевые, хлорит-кварцевые, карбонат-кварцевые и эпидот-кварцевые жилы. Последние три типа преоб-

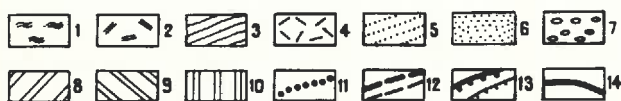
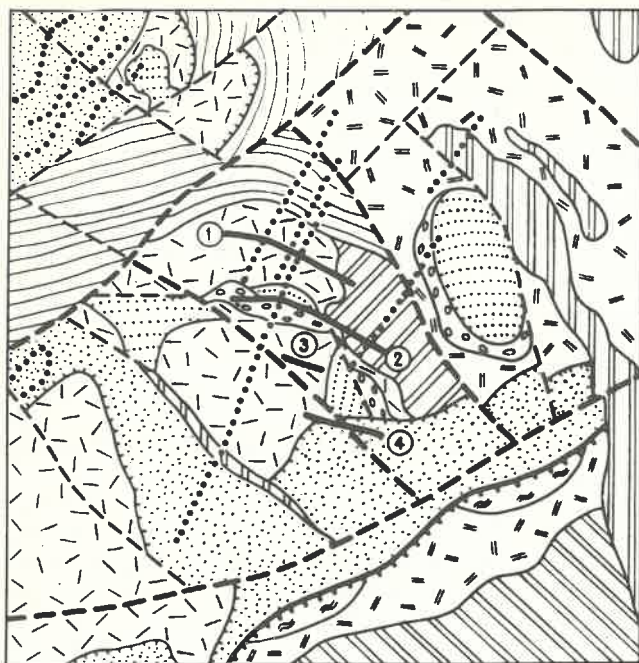


Рис. 2. Геологоструктурная схема месторождения, по М. В. Болдыреву и А. И. Калинин:

1 — архейские образования; стратифицированные отложения Кедонской серии; 2 — вулканогенные накопления нижней части разреза, 3 — вулканогенно-осадочные отложения средней части разреза, 4 — вулканогенные отложения верхней части разреза, 5 — вулканогенно-осадочный горизонт среди вулканитов верхней части разреза, 6 — осадочные отложения карбона (корбинская свита); 7 — пласто- и линзообразные тела тектоногенных конглобрекций; 8 — девонские субвулканические интрузии риодацитов; 9 — девонские субвулканические интрузии трахиандезитов; 10 — меловые и субвулканические тела риолитов и трахириолитов; 11 — дайки и силлы субщелочных габброидов Омолонского комплекса; 12 — основные и второстепенные крутопадающие разломы; 13 — основные и второстепенные надвиговые поверхности; 14 — рудоносные жилные зоны (1 — Северная, 2 — Центральная, 3 — Южная, 4 — Цокольная)

ладают в областях неотектонических поднятий, что указывает на их более глубинное формирование относительно адуляр-кварцевого. На верхних горизонтах структур широко развиты окolorудные изменения адуляр-серцит-кварцевого состава, а на нижних — пропилиты карбонат-хлоритового и эпидот-альбитового составов. Типичным представителем месторождений, приуроченных к верхней части метасоматической колонки, и является рассматриваемый объект.

Рудное поле сложено накоплениями кедонской серии (средний — верхний девон), которые вмещают синхронные им субвулканические интрузии и перекрываются осадочными породами карбона (рис. 2). Образования кедонской серии, как установлено глубоким бурением, подстилаются архейскими породами. Стратифицированные отложения имеют вулканогенно-осадочный характер и представлены кислыми и умеренно кислыми лавами, туфами, игнимбритами, вулканокластическими и вулканотерригенными породами от алевроитовой до псефитовой размерности.

Нижняя часть разреза рудовмещающей толщи мощностью около 700 м,

залегающая на архейских образованиях, сложена игнимбритами риолитов и дацитов, а также пачками переслаивания лав и туфов кислого и среднего составов. Средняя часть разреза — пачка (150–200 м) вулканотерригенных и туфогенных ритмитов с пластами и линзами кислых туфов. Верхняя часть разреза (более 800 м) состоит из игнимбритов, риодацитов, туфогенно-осадочных пород, туфов риолитов, слагающих пачки мощностью первые сотни метров.

В верхней части разреза прослеживается горизонт так называемых агломератовых туфов мощностью около 50 м, являющийся, по нашему мнению, тектоногенным образованием, маркирующим надвиговую поверхность или их систему. Такие же образования установлены и на другом стратиграфическом уровне.

Комагматичен кедонским слоистым накоплениям крупный силл субщелочных риодацитов мощностью до 120 м, залегающий в центральной части рудного поля и вмещающий рудные тела и шток трахиандезитов, обнажающийся южнее.

Отложения кедонской серии перекрываются корбинской свитой нижнего

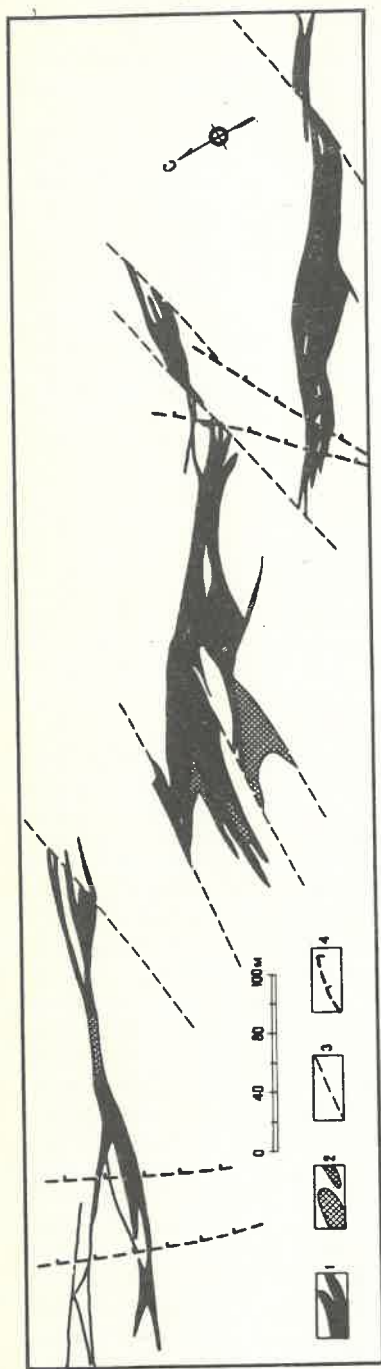


Рис. 3. Строение Центральной жилой зоны:

1 — жилы тела, 2 — участки наиболее интенсивного развития прожилков, 3 — разломы, 4 — дайки структурных габброидов

карбона (более 180 м): углистыми аргиллитами, алевролитами, линзами и прослоями известняков, конгломератов, брекчий. Подошва корбинской свиты нередко осложнена конформными надвигами различных масштабов.

В целом рудовмещающая толща месторождения представляет собой очень неоднородную, контрастную по физико-механическим свойствам и химизму среду. По указанным параметрам

она не похожа на разрезы рудных полей ОЧВП, где преобладают преимущественно массивные разности вулканитов.

На площади рудного поля развиты меловые субвулканические дайки риолитов, пересекающие девонские отложения, а в непосредственной близости от него — карбоновые. Аналогичные породы за пределами рудного узла, по данным В. А. Шишкина, прорывают также пермские, триасовые и более молодые образования, а сами пересекаются дайками и силлами пострудных субшелочных габброидов оломонского комплекса. Характерна преимущественная приуроченность габброидных силлов к корбинским отложениям.

В пределах месторождения и рудного поля слоистые образования залегают моноклинально, с падением на юг и юго-восток под углами 15—30°. Моноклинальное залегание осложняется вблизи разрывных нарушений, имеющих различное простирание, возраст и генезис. Перемещения по разломам, разные по направлению и амплитуде, определили сложную блоковую структуру рудного поля.

Структурный каркас дорудных разрывных нарушений рудного поля создается системой диагональных разломов: северо-западных и северо-восточных, по которым устанавливаются сбросовые смещения с амплитудами в первые сотни метров, представляющие собой суммарный результат многократных движений их крыльев. Разрывы ортогональной системы осложняют внутреннее строение блоков, в т. ч. и Центрального рудоносного, влияют на расположение и морфологию рудных тел.

Заложились разрывы указанных систем в девоне, на что указывают факты их влияния на размещение и фациальный облик кедонских вулканитов, однако значительная тектоническая активность разломов происходила и в мелу. Дорудное заложение имеют также разрывы, вмещающие дайку оломонского комплекса, внедрившиеся после отложения продуктивных минеральных ассоциаций.

Самый крупный надвиг рудного поля — разрыв на юго-восточном фланге с амплитудой перемещения около 1000 м: архейские образования надвинуты на карбон. Более мелкие над-

1. Минеральный состав рудных тел месторождения

Минералы	Главные	Второстепенные	Редкие
Жильные	Кварц, адуляр, халцедон	Флюорит, гидромусковит, хлорит, пирофиллит, карбонат	Кварцин, барит, циркон, рутил, апатит, анатаз, периклаз, гранат, биотит, гипс, амфибол, турмалин, ярозит, натрояррозит, эпидот
Рудные	Самородное золото, электрум, кюстелит, самородное серебро	Акантит, арсенопирит, халькопирит, галенит, пирит	Сфалерит, молибденит, марказит, пирротин, станнин, касситерит, борнит, гессит, пираргирит, полибазит, фрейбергит, науманит, аргентопирит, ильменит, ильменорутил, рутил, иоцит, пиролюзит, манганит, гематит, магнетит, ульвошпинель, киноварь, ярозит, скородит, ковеллин, халькозин, малахит

Примечание. Таблица составлена с использованием материалов А. Э. Китаенко, Н. Е. Саввы, В. А. Гуменюка и Л. Н. Шишаковой.

сдвиговые структуры установлены как в пределах Центрального рудоносного блока, так и по его обрамлению. Большая их часть имеет послойный характер и сопровождается милонитами, тектоногенными конглобрекциями смешанного состава, слагающими линзы и достаточно выдержанные пластообразные тела, располагающиеся на нескольких стратиграфических уровнях. Пологие элементы структуры постоянно отмечаются при документации горных выработок, скважин.

Все это создает локальную тектоническую расслоенность рудного поля, весьма существенно влияющую на размещение оруденения. Необходимо отметить, что впервые идею о рудоконтролирующей роли надвигов на данном рудном поле высказал В. М. Яновский, считавший аллохтонными пластинами образования кедонской серии, карбона и архея. Соглашаясь с этим в принципе, авторы полагают, что чешуйчато-надвиговое строение свойственно и самой рудовмещающей толще.

Этап развития района в режиме тангенциального сжатия на основании прямых геологических соотношений датируется мезозоем. Рудоотложение произошло после формирования надвигов, что следует из фактов пересечений рудоносными жилами тел тектоногенных конглобрекций. Однако не все исследователи согласны с такой

трактовкой возраста оруденения [1].

Рудовмещающие элементы на месторождении — сложные разломные зоны, имеющие общее субширотное направление и от средних до крутых углы падения. Эти зоны представлены, кроме преобладающих субширотных, также северо-западными и северо-восточными разрывами. Геометрия рудовмещающих разломных зон, особенно морфологии гидротермальных жильных образований, их пространственное расположение, а также реконструкция полей напряжений однозначно указывают на то, что они заложились как сдвиговые структуры, причем расщелили геологическую среду, предварительно уже нарушенную разрывами диагональной системы. В то же время дорудные и предрудные перемещения по рудовмещающим разломным зонам носили сбросовый характер с амплитудами до 50—60 м, что устанавливается по положению маркирующих элементов разреза.

История формирования и кинематика рудовмещающих структур рассматриваемого месторождения Южно-Омолонского района лишь частично отвечает особенностям группы тех объектов ОЧВП, структуры которых возникли унаследованно при различных сочетаниях латеральных и вертикальных блоковых перемещений с куполообразованием [2]. Отличия состоят в развитии надвигов на месторождении

Южно-Омолонского рудного района и его отсутствию на объектах ОЧВП.

Рудовмещающие разломные структуры контролируют размещение жильных зон сложного строения, локализующихся в субмеридиональной полосе примерно через 500 м. Меридиональная полоса в структурном смысле является, видимо, формой выражения скрытого сдвига, между двумя сместителями которого и заложилась система лестничных разломов, вместилищем затем рудные тела.

Наибольший интерес представляют Центральная, Северная и Цокольная жильные зоны, где выделены промышленные рудные тела. Две первые зоны выходят на дневную поверхность, а третья залегает в основном под экраном осадочных отложений корбинской свиты и выражена в них лишь гидротермально-измененными породами и геохимическими ореолами.

Строение жильных зон, как видно на примере наиболее изученной из них — Центральной, сложное. Они состоят из кулисно расположенных четко-видных, реже параллельнозальбандовых жил, участков и зон прожилкования, систем оперяющих жил и прожилков (рис. 3). Жильные тела обычно крутопадающие, их форма определяется влиянием всех дорудных систем разломов. С глубиной мощность жил резко уменьшается от первых десятков до первых метров. Наряду с четко-видными жилами развиты и плито-образные малой мощности, характерные в основном для Северной зоны и западного фланга Центральной.

Гидротермальные образования рудного поля, помимо жил, представлены измененными породами двух основных типов: дорудными пропилитами и наложившимися на них предрудными метасоматитами. Пропилиты карбонат-хлоритового, эпидот-хлоритового и эпидот-хлорит-альбитового составов развиты на флангах и глубоких горизонтах рудного поля. Предрудные метасоматиты распространены в основном в Центральном блоке и тесно связаны с рудными телами. Вблизи обогащенных участков последних наблюдаются адуляр-кварцевые разности, сменяющиеся на флангах и с глубиной серицит-кварцевыми породами, в предрудных метасоматитах периферических участков отмечаются альбит, хлорит, карбонат, что дало основание некоторым авторам выделять соответствующие

подтипы (В. А. Гуменюк и др.).

Для месторождения характерен существенно убогосульфидный состав руд: общее содержание сульфидов не превышает 0,5 %. В рудах установлено более 40 минералов (табл. 1), из них основные — минералы ряда золота — серебро. Такие минералы, как акантит, арсенопирит, пирит, халькопирит и галенит, имеют второстепенное значение. Остальные встречаются крайне редко.

Выделяется восемь стадий формирования жил, две из которых являются продуктивными (рис. 4). Ранняя продуктивная ассоциация развита локально, главным образом в пятом рудном теле. Обычно — это маломощные (0,2—0,3 м) жилы каркасно-пластинчатой, реже колломорфно-полосчатой текстуры.

После стадии ранней продуктивной ассоциации произошло брекчирование минеральных образований с последующей цементацией их существенно кварцевым агрегатом с небольшой примесью адуляра. Обломочная часть брекчий представлена мелкими (до 0,8 см) кристаллами полевого шпата, обломками кварцевых и адуляр-кварцевых жил ранних стадий. Подобные брекчии довольно широко распространены в пределах Центральной рудной зоны. Они частично сопровождают продуктивные жилы, увеличивая свою мощность в местах их выклинивания. Сами эти образования не несут золото-серебряной минерализации, но слабо продуктивны за счет обломков минеральных агрегатов ранней продуктивной стадии.

Главная продуктивная стадия — адуляр-гидромусковит-кварцевая (адуляр-флюорит-гидромусковит-кварцевая для первого рудного тела). Жилы этой стадии, как правило, имеют колломорфно-полосчатую, каркасно-пластинчатую, брекчиевую и кокардовую текстуры. Соотношение и состав жильных минералов сильно изменяются в различных рудных телах.

Во втором рудном теле продуктивная ассоциация представлена жилами халцедон-кварцевого состава, редко с адуляром и хлоритом, часто с гидромусковитом. Золото располагается либо внутри агрегатов адуляра, либо в кварце, образуя скопления округлой формы до 3 мм в диаметре. В первом рудном теле продуктивные жилы сло-

Минералы	СТАДИИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ							
	ДОПРОДУКТИВНЫЕ		ПРОДУКТИВНАЯ	МЕЖ-ПРОДУКТИВНАЯ	ПРОДУКТИВНАЯ	ПОСТПРОДУКТИВНЫЕ		ПОСТ-ДИКОВАЯ
	КВАРЦ-ХАЛЦЕДОНОВАЯ	АДУЛЯР-КВАРЦЕВАЯ	АДУЛЯР-КВАРЦЕВАЯ	КВАРЦЕВАЯ	АДУЛЯР-ХАЛЦЕДОН-ГИДРОМУСКОВИТ-КВАРЦЕВАЯ	СУЛЬФИДНО-КВАРЦЕВАЯ	КВАРЦ-КАРБОНАТНАЯ	СУЛЬФИДНО-КВАРЦЕВАЯ
	1	2	3	4	5	6	7	8
КВАРЦ	—	—	—	—	—	—	—	—
ХАЛЦЕДОН	—				—			
АДУЛЯР		—	—	—	—			
ФЛЮОРИТ		—			—			
ГИДРОСЛЮДА					—			
КАРБОНАТ							—	—
ХЛОРИТ							—	
БАРИТ					—			
ЗОЛОТО			—		—			—
СЕРЕБРО					—			
АКАНТИТ					—			
АРСЕНИПИРИТ		—			—			
ГАЛЕНИТ					—			
ПИРИТ					—	—		—
ХАЛКОПИРИТ					—	—		—
СФАЛЕРИТ					—	—		
МАРКАЗИТ						—		
СТАНИН						—		
ГЕССИТ					—			
ПОЛИБАЗИТ					—			
НАУМАНИТ					—			
СЕРЕБР. КОПЧЕДАНЫ					—			
ТЕКСТУРЫ	МАССИВНАЯ ПЯТНИСТАЯ	ВКРИПЛЕННАЯ МАССИВНАЯ	КОЛОМОРФНО ПОЛОСКАТАЯ	БРЕКЧИНОВАЯ	КОЛОМОРФНО ПОЛОСКАТАЯ БРЕКЧИНОВАЯ	БРЕКЧИНОВАЯ	ПОЛОСКАТАЯ МАССИВНАЯ	ВКРИПЛЕННАЯ
T ₂ -р. ПЕРЕХОДА	573	571	573	573	562	—	554	—
T _г омог. ГЖВ.	ЖИДКИЕ ОДНОФ.	ЖИДКИЕ ОДНОФ.	160-240	120-240	120-160	—	ЖИДК. ОДНОФ. МАЛО	—

Рис. 4. Схема стадийности минералообразования, по Л. М. Яранцевой

жены мелко-тонкозернистым кварцем, адуляром, флюоритом и гидромусковитом. Выделения золота фиксируются в кварце, адуляре, нередко — во флюорите. В третьем рудном теле прожилки адуляр-халцедон-кварцевого состава обнаруживаются крайне редко. Скопления золота отмечаются в гидромусковите, как и в седьмом рудном теле, причем более тонкое золото ассоциирует обычно с мелкозернистым адуляром, а более крупное — с гидромусковитом. В пятом и шестом рудных телах продуктивные жилы имеют гидромусковит-адуляр-кварцевый состав, халцедон встречается крайне редко. Выделения золота локализуются строго по слоям метаколлоидного кварца, иногда облекают частично перекристаллизованные сферолиты халцедона.

Наиболее полно все выделенные стадии представлены в пятом и шестом

телах Центральной жилой зоны. В пределах остальных рудных тел стадийность редуцирована и минеральные ассоциации фациально изменены.

Основная форма нахождения золота и серебра на месторождении — самородное золото и минералы золото-серебряного ряда (электрум, кюстелит, самородное серебро). Количественный подсчет в полированных шлифах, по данным Л. Н. Шишаковой, показал, что преобладают золотины размером до 0,01 мм — 67—75 %, золотины 0,03—0,08 мм составляют 25—30 %. Форма выделений золота в основном неправильная: прожилковые (пленки, чешуйки), комковидные, а также интстициальные выделения. Отдельные золотины сохраняют слабо заметные кристалломорфные очертания.

По результатам микронзондового анализа пробность золота изменяется от

2. Состав золота по данным микрозондового анализа, %

Рудное тело	Золото	Серебро	Сумма	
1	40,5	60,7	101,2	
	38,7	61,8	100,5	
	39,5	61,4	100,9	
5	10,3	88,7	99,0	
	31,0	68,1	99,1	
	36,9	63,1	100,0	
	37,1	62,8	99,9	
	39,9	61,6	100,6	
	40,7	57,1	97,6	
	60,3	33,9	94,2	
	98,2	3,3	101,5	
	36,9	62,7	99,7	
	40,3	59,9	100,2	
	38,5	61,8	100,3	
	19,4	79,4	98,8	
	32,7	68,0	100,7	
	6	33,6	66,4	100,0
		66,8	33,3	100,1
35,9		64,1	100,0	

230 до 900 (табл. 2). По материалам Н. Е. Саввы и А. Э. Китаенко, гистограмма распространенности минералов золото-серебряного ряда различного состава имеет двумодальный характер с пиками: 300—350 и 500—700, что подтверждает существование двух генераций самородных фаз. В целом по месторождению золото-серебряное отношение близко к единице.

По спектральному анализу в золоте были выявлены микропримеси меди, сурьмы (до $11 \cdot 10^{-3} \%$), железа (до $8,8 \cdot 10^{-3} \%$), свинца (до $8,5 \cdot 10^{-5} \%$). При микрозондовых исследованиях, по данным Э. А. Китаенко — меди до 0,3 и селена до 5 %, по данным Л. Н. Шишаковой — ртути до 0,59, сурьмы до 0,48 %.

Золото образует скопления в халцедоновых сферолитах, на контакте с ними; в мелкозернистом кварц-адуляровом агрегате, чаще располагаясь среди адуляра, иногда в кварце, сериците, флюорите. В процессе рудообразования происходила перегруппировка его со значительным укрупнением выделений, поэтому на фоне мелкозернистого кварц-адулярового агрегата с пылевидным золотом наблюдаются прожилки гидромусковита с более крупными зернами золота. В золоте встречены включения селеносодержащих акантита (Se — 2,5 %) и полибазита (Se — 1,1 %) (табл. 3), серебряных колчеданов и галенита,

отмечались тесные сростания золота с пиритом, арсенопиритом, халькопиритом и сфалеритом, акантитом, гесситом и науманитом.

Наиболее продуктивные рудные тела представлены жилами выполнения, которые по текстурным особенностям — типичные представители малоглубинных месторождений золото-серебряной формации. По времени образования, особенностям состава и сложения выделяются: массивные, пятнистые или брекчиевидные существенно кварцевые и халцедон-кварцевые допродуктивные; колломорфно-полосчатые, каркасно-пластинчатые, брекчиевые и массивные адуляр-халцедон-кварцевые продуктивные; полосчатые, шестоватые и массивные кварцевые и карбонат-кварцевые постпродуктивные жилы.

Присутствие в жилах и околорудных метасоматитах адуляра, колломорфно-полосчатые и каркасно-плас-

3. Состав полибазита по данным микрозондового анализа, %

Компоненты	1	2	3
Ag	32,4	54,5	59
Sb	26,3	20	21
S	20,1	17	17
Cu	12,9	2,6	—
Fe	5,9	—	—
Se	—	1,1	1,3
Сумма	97,6	95,2	98,3

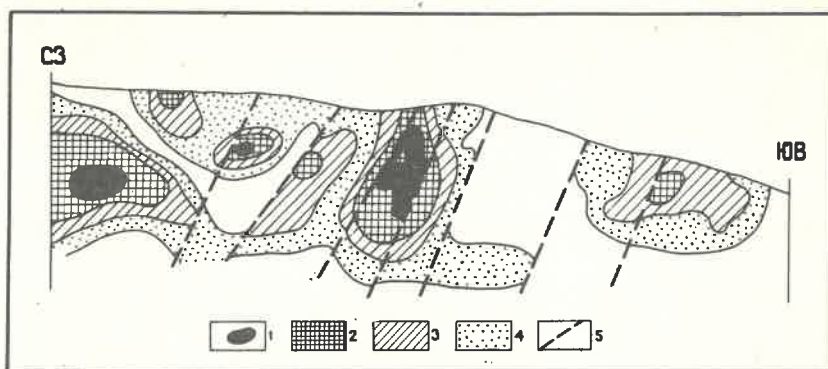


Рис. 5. Распределение оруденения в Центральной жильной зоне (продольная проекция):
руды: 1 — балансовые, 2 — богатые, 3 — рядовые, 4 — бедные; 5 — поперечные разломы

тинчатые текстуры жил, широкие вариации пробности золота, преобладание в рудах электрума и кюстелита, наличие в самородных фазах примесей селена и ртути, нахождение в рудах сульфидов и сульфосолей серебра — все это признаки оруденения вулканогенной золото-серебряной формации. В то же время наличие в рудах флюорита, адуляра, содержащего до 40 % альбитовой составляющей, а также низкая общая сульфидность существенно отличают их от руд типичных объектов ОЧВП.

Основу рудных тел составляют жилы или участки прожилкования, иногда промышленная рудоносность связана с метасоматически измененными породами. Распределение оруденения в целом по жильным зонам и в отдельных рудных телах неравномерное. Коэффициент вариации содержаний по месторождению 95 %, а продуктивности — 101,3 % (данные В. А. Голенева). Анализ распределения оруденения в Центральной зоне показывает, что наиболее богатые руды не выходят на дневную поверхность и общая картина зональности определяется пологими элементами (рис. 5).

Рудные столбы преимущественно изометричной формы контролируются, в первую очередь, структурными факторами. Среди них главными являются поперечные разломы, в т. ч. и протодайковой системы, изгибы и сочленения рудовмещающих трещин и экраняющие элементы структуры, пред-

ставленные тектонитами зон пологих нарушений, пластами и горизонтами осадочных и вулканогенно-осадочных пород. Вполне правомерно предположение о том, что месторождение относится к подэкранному образованию и сформировалось под пластообразным телом тектоногенных конглобрекций и частично под корбинской свитой.

Выявление нового типа золото-серебряных месторождений, связанных с разломными зонами ТМА, позволяет иначе подходить к оценке металлогенического потенциала мезозой и средних массивов Северо-Востока России.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Воеводин В. Н., Розенблюм И. С. Проблема новых и нетрадиционных типов оруденения на Северо-Востоке СССР // Сов. геология. 1989. № 9. С. 105—114.
2. Калинин А. И. Трещинные структуры золото-серебряных месторождений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (опыт систематики) // Докл. АН СССР. 1981. Т. 258. № 3. С. 714—716.
3. Калинин А. И., Розенблюм И. С., Фадеев А. П. Условия локализации оруденения эпохи тектоно-магматической активизации мезозой Северо-Востока СССР // Докл. АН СССР. 1989. Т. 308. № 1. С. 140—144.
4. Сидоров А. А., Розенблюм И. С. О золото-редкометалльных формациях на Северо-Востоке СССР // Геология рудных месторождений. 1989. № 6. С. 95—98.
5. Тектоника Омоленского массива / В. М. Мерзляков, М. И. Терехов, П. П. Лычагин и др. // Геотектоника. 1982. № 1. С. 74—85.

Принята редколлегией 29 октября 1990 г.

Месторождение Меликсу в Средней Азии

С. Г. СОЛОВЬЕВ, В. С. КУДРИН (ВИМС),
В. А. СТАВИНСКИЙ (ПО «Киргизгеология»)

В современной рудноформационной систематике промышленных вольфрамовых месторождений выделяются четыре формации: олово-вольфрамовая, полиметаллически-вольфрамовая, молибден-вольфрамовая и золото-медно-молибден-вольфрамовая [Ф. Р. Апелъцин, 1977; 2]. Месторождения в них различаются особенностями геотектонической позиции, составом и глубиной источников рудопродуктивных интрузий, составом и зональностью метасоматитов и руд.

В Средней Азии установлены представители олово-вольфрамовой и молибден-вольфрамовой формаций (В. Д. Отрошенко, 1977; Ф. Р. Апелъцин, А. Е. Лисицын, 1981, и др.), причем недавно была доказана принадлежность большинства последних к золото-медно-молибден-вольфрамовой формации [2]. Олово-вольфрамовые месторождения образуют протяженную, относительно узкую полосу, приуроченную к герцинидам Южного Тянь-Шаня (А. Б. Павловский, 1974, и др.), и ассоциируют со среднекаменноугольными—нижнепермскими интрузивами типично коровых гранитоидов известково-щелочного ряда, сформированными в орогенный этап. Золото-медно-молибден-вольфрамовые месторождения также группируются в узкий субширотный пояс, тяготеющий к границе каледоно-герцинских структур Среднего Тянь-Шаня и рифейдо-каледонид Северного Тянь-Шаня, но проникающий и в блоки ранней консолидации в пределах герцинид Южного Тянь-Шаня. Они связаны со среднекаменноугольными—нижнепермскими интрузивами пород субщелочного (монцитонидного) ряда, принадлежащими к производным глубинных (мантийных) магм шошонит-латитового геохимического типа [2].

Месторождение Меликсу находится в полосе олово-вольфрамовых месторождений, но существенно отличается от последних спецификой многих рудноформационных признаков. Район месторождения Меликсу входит в состав позднепалеозойской субширотной Сурметашской структурно-формационной зоны центральной части Туркестано-Алая, сложенной осадочными и метаморфизованными породами силура—карбона. В регионе отмечаются линейные зоны распространения базит-гипербазитовых офиолитоподобных комплексов, залегающие в виде мощных аллохтонных пластин и образующие чешуйчатые моноклинали, порожденные системой глубинных надвигов (Л. Н. Абакумова, А. В. Буйдина, 1986; В. М. Ненахов, Л. Н. Абакумова, 1987, и др.).

Среди магматических образований района месторождения Меликсу ведущее положение занимают верхнепалеозойские интрузивные породы щелочно-сиенитового, монцитонидного и гранитоидного составов. Из трех относительно крупных интрузивов, выходящих на поверхность непосредственно в районе месторождения — Сурметашского, Трумсуевского и Меликсайского — первый относится к позднекаменноугольному сурметашскому щелочно-сиенитовому комплексу, а последний — к караказскому габбро-монцитонид-гранодиоритовому комплексу позднего карбона—ранней перми [4, 7]. Трумсуевский массив, согласно В. М. Ненахову и др. [7 и др.], образован в результате смешения магм из воз-

никших близко по времени, но разноглубинных магматических очагов, «чистыми» производными которых являются породы сурметашского и караказского комплексов.

Изометричный в плане Меликсайский интрузив площадью около 25 км² обычно рассматривается как один из спутников более крупного Большого Караказского массива. Абсолютный возраст пород интрузива 279 ± 9 млн лет [7]. В его строении принимает участие гомодромная серия пород всех четырех фаз караказского комплекса, но преобладают породы второй (кварцевые монцитониды — кварцевые диориты) и особенно третьей (кварцевые монцитониды — гранодиориты) фаз относительно кварцсодержащих габброидов первой и лейкогранитов четвертой фаз внедрения. Породы второй и третьей фаз, контакты между которыми очень нечеткие, отличаются характерными среднезернистой порфировидной (с порфировидными выделениями калишпата) и монцитонитовой (определяемой идиоформизмом зонального плагноклаза) структурами, а в приконтактных фациях обогащаются цветными минералами, приобретают гнейсовидность и становятся более мелкозернистыми. Завершается формирование Меликсайского интрузива многочисленными дайками монцитонидовых порфиритов и лампрофиров.

По химическому составу образования караказского комплекса в целом и Меликсайского интрузива в частности относятся к известково-щелочному петрохимическому ряду, однако отличаются несколько повышенными щелочнометаллическими (при устойчивом преобладании калия над натрием) и основностью, а также повышенными содержаниями фтора, бария, стронция и некоторых других элементов (табл. 1, 2).

Сравнение пород Меликсайского и других интрузивов Южного Тянь-Шаня, сопровождаемых олово-вольфрамовым орудуением (И. Х. Хамрабаев, 1958; М. Г. Руб и др., 1981), показывает, что последние характеризуются гораздо меньшей основностью (при соответствующей кремнекислотности), незначительными и менее устойчивым преобладанием калия над натрием до обратных соотношений, существенно меньшими содержаниями фтора, бария, стронция и большими — лития и рубидия. Все это свидетельствует о значительно более глубинной позиции первичного магматического очага, производными которого являются породы Меликсайского интрузива. Повидимому, глубинность очагов караказского комплекса отвечала уровню зарождения магм латит-андезитового или андезитового геохимических типов, по классификации Л. В. Таусона (1977).

Меликсайский интрузив прорывает карбонатные и терригенные отложения каменноугольной системы (рис. 1), образующие на участке месторождения Меликсу крупную антиклинальную складку с коробчатыми очертаниями замковой области и крутым погружением (около 80°) шарнира к северо-востоку. Часть этой складчатой структуры срезана породами Меликсайского интрузива, которые в зоне контакта превращены в доломит-кальцитовые мраморы, кварц-полевошпат-биотитовые (с амфиболом) роговики, кварциты.

1. Состав кварцевых монцодиоритов Меликсийского интрузива, %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	65,16	64,86	62,71	63,54	62,41	63,68	65,15
TiO ₂	0,52	0,51	0,57	0,57	0,57	0,53	0,55
Al ₂ O ₃	16,45	16,80	17,18	16,83	17,34	16,79	16,50
Fe ₂ O ₃	1,06	1,06	1,00	1,41	1,32	1,33	1,09
FeO	3,38	3,20	3,88	3,40	3,75	3,68	3,38
MnO	0,07	0,07	0,08	0,08	0,08	0,09	0,0
MgO	1,16	1,24	1,36	1,44	1,56	1,53	1,18
CaO	4,43	4,46	5,01	4,76	4,95	4,78	4,36
Na ₂ O	3,04	2,87	2,71	2,79	2,87	2,71	2,79
K ₂ O	3,31	3,78	3,34	3,12	3,29	3,39	3,50
P ₂ O ₅	0,10	0,15	0,13	0,14	0,13	0,14	0,12
CO ₂	< 0,20	< 0,20	< 0,20	< 0,20	< 0,20	< 0,20	< 0,20
S _{общ}	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	0,10	< 0,10
F	0,075	0,056	0,049	0,056	0,051	0,075	0,059
H ₂ O ⁻	< 0,10	0,14	< 0,10	0,10	0,21	< 0,10	0,13
H ₂ O ⁺	0,45	0,49	1,01	1,11	1,11	0,62	0,93
Σ	99,61	99,69	99,43	99,65	99,94	99,75	100,11

Примечание: Анализы выполнены в КЭ ВИМСа рентгеноспектральным и химическими методами В. И. Фокеевым, Л. А. Коротеевой, Н. В. Фокановой, Т. Н. Барсуковой, С. В. Сольдиной и др.

2. Примеси в кварцевых монцодиоритах Меликсийского интрузива, $\cdot 10^{-4}$ %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
Ba	2229	2175	2202	2122	2238	2265	2131
Sr	576	607	680	647	624	613	688
Li	42	42	42	42	46	46	42
Rb	138	129	129	129	138	129	138
Zr	157	165	170	175	167	159	172
Nb	3	8	14	8	14	8	11
Cr	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
ΣTR ₂ O ₃ + + Y ₂ O ₃	220	180	220	200	250	210	200
Co	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Ni	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
V	15	10	10	6	7	18	10,5
Be	≤ 1	1,1	1	1	≤ 1,0	≤ 1	1,5
Sn	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5

Примечание: Анализы выполнены в КЭ ВИМСа рентгенорадиометрическим (Ba), рентгеноспектральным (Sr, Nb, Zr), спектральным количественным (Ni, Co, V, Sn, Be), химическим (Li, Rb, Cr, ΣTR₂O₃ + Y₂O₃) методами Н. П. Картановой, С. Л. Вишняковой, А. Г. Калтыгиной и др.

Месторождение Меликсу расположено в юго-восточной приконтактной области интрузива и представлено серией крутопадающих рудных залежей, образованных при наложении после-скарновых рудоносных метасоматитов на тела скарнов. Эти скарново-рудные тела приурочены к замковой области указанной выше антиклинальной складки, причем развиваются они, как правило, не на контакте интрузивных и осадочно-метаморфизованных отложений, а на контакте мраморов и роговиков; реликты горизонта последних отделяют мощную толщу мраморов от интрузивных пород.

Большинство геологов связывает формирование скарново-рудных тел с узлами пересечения разрывов северо-восточного и северо-западного простираний. Однако, учитывая крутое погружение шарнира складки, можно считать, что линзо-

образные крутопадающие скарново-рудные тела представляют собой седловидные залежи в замковой области этой лежащей складки и контролируются полостями отслоения на контактах осадочных пород, контрастных по литологическому составу и физико-механическим свойствам (А. Б. Габелко, 1941). При пересечении седловидных структурно-ослабленных зон внутриминерализационными разрывами северо-восточного простирания скарново-рудные тела осложняются раздувами (рис. 2).

В составе рудных тел месторождения Меликсу участвуют минеральные ассоциации метасоматитов ряда последовательных стадий, и именно их пространственным совмещением объясняются высокие содержания полезных компонентов и комплексный состав руды.

Скарны, судя по их реликтам в краевых частях рудных тел, были представлены существенно пи-

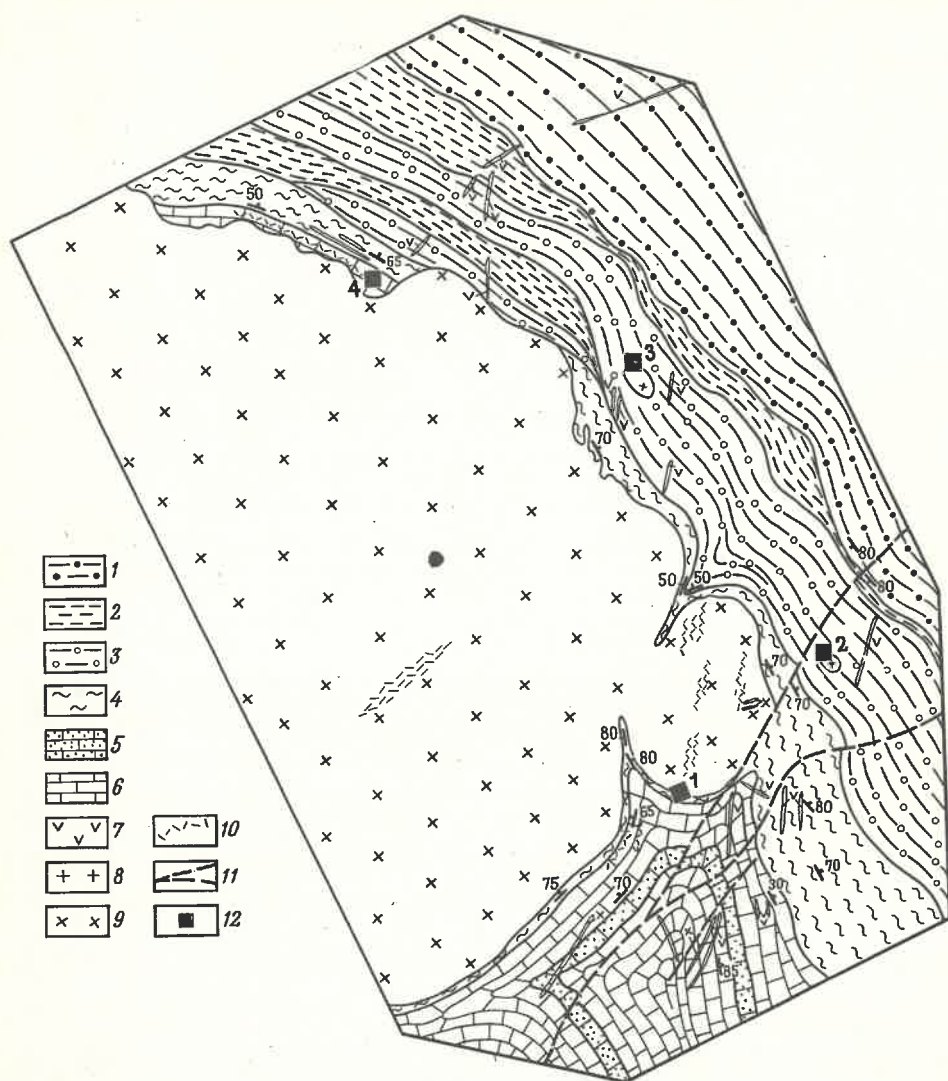


Рис. 1. Геологическая карта Меликсуйского рудного поля. По Р. М. Шаймагсумову, 1983 г.:

1 — разногалечные конгломераты массивнослоистые с кремнистым цементом ($C_3?$); толубайская свита (C_2); 2 — глинистые алевроиты, 3 — среднегалечные массивнослоистые конгломераты; 4 — кварц-полевошпат-биотитовые роговики; 5 — мраморы и мраморизованные известняки с линзами кремней газской свиты (C_{1-2}); 6 — мраморы и мраморизованные известняки пыркафской (C_2) и газской (C_{1-2}) свит; 7 — дайки монцодиоритовых порфиров и лампрофиров; 8 — дайки и жилы лейкогранитов; 9 — кварцевые монцодиориты и гранодиориты Меликсуйского интрузива; 10 — зоны березитизации; 11 — разрывные нарушения; 12 — участки рудного поля (1 — Меликсу, 2 — Кумыш-Таш, 3 — Беш-Арча, 4 — Эгиз)

роксиновыми разновидностями и относились к известковым скарнам магнезиально-скарновой формации. Кроме пироксена (реликтового диопсида магнезиальных скарнов и салита апомагнезиальных скарнов), в их состав входят флогопит, кальцит, везувиан, гранат, основной плагиоклаз, сфен, апатит.

Более ограниченно развиты диффузионно-биметасоматические известковые скарны, образующие мелкие линзовидные тела на контактах роговинок и мраморов и почти не измененные послескарновыми процессами. Они сложены пироксеном, гранатом, основным плагиоклазом, а также, при наличии среди пород субстрата небольших линз и прослоев кварцитов — воластонитом.

В апоскарновых метасоматитах кварц-полевошпатовой стадии при замещении пироксеновых скарнов установлены преимущественно пироксен-кварцевый и изредка гранат-пироксен-кварцевый парагенезисы, иногда включающие плагиоклаз, актинолит, эпидот, клиноцоизит, кальцит, шеелит, лиротин и другие второстепенные минералы. Пироксен в этих метасоматитах представлен геденбергитом, а гранат — гроссуляр-андрадитом с существенной примесью спессартиновой и альмандиновой составляющих. Мелкие зерна шеелита и лиротина отмечаются в метасоматитах постоянно, но обычно в небольшом количестве. Образование минералов кварц-полевошпатовой стадии происходило вдоль трещинок, в виде гнезд, пятен, полос. При интенсивном развитии эта мета-

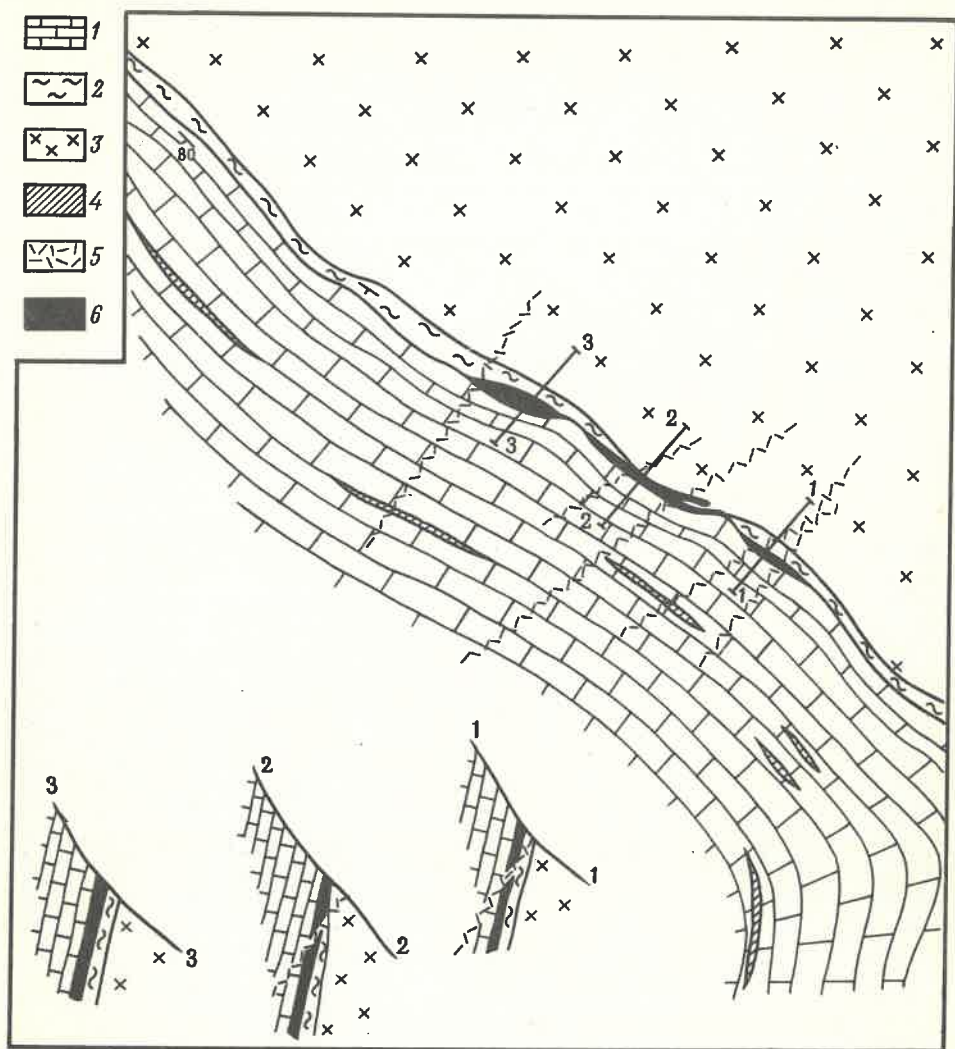


Рис. 2. Геологическая карта и разрезы месторождения Меликсу:

1 — мраморы и мраморизованные известняки; 2 — кварц-полевошпат-биотитовые роговики; 3 —

кварцевые монцодиориты и гранодиориты Меликусуйского интрузива; 4 — диффузионно-биметасоматические известковые скарны (гранат-пироксеновые); 5 — зоны березитизации; 6 — скарново-рудные тела

соматическая ассоциация целиком замещает скарны.

Широко проявлены на месторождении более поздние метасоматиты пропилитовой стадии, включающие актинолит, эпидот, клиноцоизит, цоизит, плагиоклаз (олигоклаз—альбит и альбит), кварц, кальцит, хлорит, сфен, апатит и рудные минералы. Пропилиты развиты по сети тонких сближенных прожилков, секущих все ранние образования, в т. ч. и метасоматиты кварц-полевошпатовой стадии. При наиболее интенсивном развитии они нацело замещают исходные минералы.

С метасоматитами пропилитовой стадии и связана основная масса шеелитовых руд. Шеелит образует в них крупные (более 1—2 см в поперечнике) и мелкие, нередко идиоморфные выделения, свыше 15—20 % шеелита. Последний отличается относительно невысокими содержаниями молибдена (до 0,6 % MoO_3) и характеризуется тусклым белым (голубовато-белым) свечением в УФЛ, хотя в ядрах самых крупных выделений

иногда отмечаются реликты шеелита с более ярким желтовато-белым свечением и повышенными содержаниями молибдена (не менее 0,9 % MoO_3), вероятно, возникшего еще в кварц-полевошпатовую стадию. По данным А. Б. Габелко (1941), шеелит вместе с основной массой пирротина тяготеет к средним и глубоким горизонтам рудных тел.

С пропилитами связаны и наибольшие концентрации пирротина, слагающего нередко более 50 % объема руд. Пирротин находится в прорастании с актинолитом и другими нерудными минералами этой стадии. Крупные идиоморфные выделения шеелита секут и срезают пирротин-актинолитовый агрегат и захватывают его в виде включений, а в мелких и, как правило, ксеноморфных зернах шеелита отмечаются тонкие секущие прожилки пирротина.

Пирротину в пропилитах сопутствуют поздние халькопирит и галенит, причем для центральных и более глубоких зон рудных тел характерна пирротин-халькопиритовая ассоциация, а для

фланговых и высоких зон — галенит-халькопирит-пирротиновая. Примечательно, что в галените присутствуют многочисленные выделения минералов висмута (самородный висмут и др.), которые, судя по их взаимоотношениям с актинолитом, выделялись совместно с галенитом или несколько позже, но также в пропилитовую стадию.

Ассоциации пропилитовой стадии развиваются не только в скарновых залежах, но и за их пределами, во вмещающих биотитовых роговиках, кремнисто-карбонатных породах и мраморах. В интрузивных породах процессу пропилитизации, по-видимому, соответствует грейзенизация, выраженная в развитии кварц-мусковитовых, реже кварц-топазовых парагенезисов, обычно безрудных.

Завершилось эндогенное минералообразование на месторождении формированием минеральных ассоциаций березитов, включающих кварц, железистые карбонаты, мусковит—серицит, иногда альбит, и рудные минералы: шеелит, халькопирит, галенит, сфалерит, пирит, пирротин, марказит, самородный висмут, висмутин, блеклые руды. А. Б. Габелко (1941) отмечает также арсенопирит и очень редкий антимонит. Характерен контроль березитов секущими трещинными зонами преимущественно северо-восточной ориентировки. При этом на более высоких уровнях месторождения березиты развиты интенсивнее, чем на глубоких; кроме того, на верхних горизонтах чаще встречаются галенит, сфалерит, минералы висмута и реже — шеелит и халькопирит.

Следует отметить формы выделения широко распространенного марказита, который вместе с пиритом возникает при замещении пирротина, развитого как в пропилитах, так и в березитах, и часто наблюдается в виде коллоидных, скорлуповатых агрегатов концентрического, «овоидного» строения, указывающего на приповерхностный (гипабиссально-приповерхностный) уровень минералоотложения. Наряду с «овоидными» формами, марказит образует зернистые и пластинчатые агрегаты совместно с пиритом, а последний также и губчатые выделения; те и другие получились при замещении пирротина, представленного в березитах крупными, часто идиоморфными выделениями.

Березиты по сравнению с пропилитами несут гораздо большие концентрации сульфидов, особенно индийсодержащего сфалерита (без халькопиритовой эмульсии) и халькопирита, и меньшие — шеелита, который представлен почти безмолибденовой разновидностью (до 0,07 % MoO_3), люминесцирующей в УФЛ тусклым бело-голубым цветом. Несколько позже этих минералов выделялся галенит, который повсеместно содержит обильные включения минералов висмута. Иногда галенит образует совместную гнездовидную вкрапленность с идиоморфным пирротинном и короткопризматическим апатитом.

Метасоматические процессы на месторождении Меликсу протекали на фоне магматической деятельности. Формирование магнезиальных скарнов, вероятно, происходило при внедрении кварцевых монодиоритов, тогда как известково-скарновая переработка магнезиальных скарнов сопровождалась и соответствующими изменениями этих интрузивных пород, примыкающих к их телам. Лейкограниты секут скарны, но в них, как и в более ранних интрузивных породах, отмечается грейзенизация, по-видимому, синхронная процессу формирования апоскарновых пропилитов. Березиты развиваются с замещением всех

известных на месторождении магматических образований.

Охарактеризованные геологические черты и минералогические особенности месторождения Меликсу дают возможность достаточно уверенно судить о его рудноформационной принадлежности. Наиболее показательны следующие признаки: позиция месторождения в региональном поясе олово-вольфрамовых и оловянных скарновых и грейзеновых месторождений; повышенная основность, калиевый профиль щелочнометалльности и другие петрогеохимические черты интрузивных пород, указывающие на более глубинные, чем у олово-вольфрамоносных гранитоидов, уровни очагов первичной магнегенерации; гипабиссальный (гипабиссально-приповерхностный) уровень становления интрузивного массива и формирования метасоматитов и оруденения; существенно пироксеновый состав скарнов; пропилиты как ведущий тип апоскарновых рудоносных метасоматитов, сменяющиеся синхронными им кварц-мусковитовыми и кварц-топазовыми грейзенами в кислой алюмосиликатной среде; обилие в рудах сульфидов, особенно пирротина и галенита, а также минералов висмута, при весьма незначительной роли молибденовой и оловянной минерализации.

Такая совокупность типоморфных рудноформационных признаков полностью соответствует объектам полиметаллически-вольфрамовой рудной формации, эталонными представителями скарнового типа которой являются месторождения Приморья и Якутии (Восток-2, Лермонтовское, Агылки) [Ф. Р. Апельцин, 1977; Г. М. Степанов, 1977; 3; 5; 6]. Месторождения Приморья входят в крупнейший рудный пояс оловянных, олово-вольфрамовых, вольфрамовых, полиметаллических и др., который протягивается в меридиональном направлении вдоль западной континентальной окраины Тихого океана. Рудные объекты пояса локализованы в участках пересечения зон субмеридиональных и субширотных глубинных разломов, причем для районов полиметаллически-вольфрамовых месторождений отмечается чешуйчатое (надвиговое) строение [1]. Такая специфика геологического строения этих районов, выраженная в интенсивной надвиговой тектонике и наблюдаемая как в Приморье, так и Туркестано-Алае, где она менее изучена, возможно, связана с их приуроченностью к континентальным окраинам, особенности геотектонического развития которых в мезозое (Приморье) и палеозое (Средняя Азия) были сходными.

Месторождение Меликсу обладает и еще рядом черт сходства с полиметаллически-вольфрамовыми месторождениями Приморья, что выражено, в первую очередь, в пространственной и парагенетической связи с многоfazными гипабиссальными интрузивами пород повышенных основности и щелочнометалльности. Эти интрузивы по составу и условиям формирования близки между собой, но в обоих случаях существенно отличаются от плутонов, сопровождаемых олово-вольфрамовым оруденением в смежных отрезках соответствующих рудных поясов [5, 6]. Примечательна также отчетливая пространственная сближенность интрузивов, продуктивных на полиметаллически-вольфрамовое оруденение, с интрузивами щелочных пород, характерная как для Туркестано-Алая, так и Приморья (кошкарковский комплекс).

Рудная минерализация на месторождениях Приморья и Меликсу связана преимущественно с метасоматитами пропилитовой и кварц-серицитовой (березитовой) стадий, наложенных на крупнопадающие залежи скарнов существенно пирок-

сенового состава, и представлена шеелитом, содержащим лишь небольшую примесь молибдена, в ассоциации с обильными пирротинном и другими сульфидами и сульфосолями.

Существуют, однако, и специфические черты месторождения Меликсу, отличающие его от указанных месторождений Приморья и расширяющие представления об особенностях объектов полиметаллически-вольфрамовой рудной формации. В частности, эта формация, представленная сихотэ-алинскими месторождениями мезозойского возраста, с выделением подобных объектов в Средней Азии дополняется и палеозойскими представителями.

Некоторые отличия отмечаются и в составе пород рудопродуктивных интрузивов. Так, породы Меликсийского интрузива несколько беднее магнием и фтором, но существенно богаче барием и стронцием, чем образования продуктивных магматических ассоциаций Сихотэ-Алиня [5, 6].

На месторождении Меликсу более интенсивно развиты сфалерит и галенит, причем последний выделялся не только в пропилютовую, но и березитовую стадии, тогда как на месторождениях Приморья значительно большую роль играет халькопирит, а галенит связан исключительно с кварц-серпичитовыми метасоматитами. Руды месторождения Меликсу, особенно на верхних горизонтах, заметно богаче висмутовой минерализацией, но содержат гораздо меньше арсенопирита, чем руды месторождений Приморья. Наконец, месторождение Меликсу характеризуется более широким развитием марказита. Такая специфика руд этого месторождения может свидетельствовать о заметно менее глубинном уровне его формирования (или о меньшей эродированности) по сравнению с месторождениями Приморья.

Появление объектов полиметаллически-вольфрамовой рудной формации в полосе олово-вольфрамовых месторождений, сопровождающих типично коровые орогенные гранитоиды (палингенные гранитоиды известково-щелочного ряда и плюмазитовые редкометалльные гранитоиды), связывается с более глубинной позицией очагов магматизма с повышенными основностью и щелочнометаллностью, продуктивного на полиметаллически-вольфрамовое оруденение [5, 6]. Последние возникали вблизи границы земной коры и верхней мантии, причем их развитию способствовали как уменьшение мощности коры, так и наличие глубокопроникающих разломов (или совокупность этих факторов). Наряду с этим, для объектов полиметаллически-вольфрамовой рудной формации характерен заметно менее глубинный уровень локализации оруденения, связанного с гипабиссальными plutоническими или вулканоплутоническими комплексами пестрого состава, в отличие от гораздо более глубинных уровней локализации олово-вольфрамового оруденения, сопровождающего крупные плутоны гранитоидов.

Отмеченное возрастание глубинности очагов рудопродуктивного магматизма на позднепалеозойском этапе развития рассматриваемой части Туркестано-Алайского региона, приводящее к появлению полиметаллически-вольфрамовых месторождений, вероятно, связано с существованием зоны скрытого глубинного разлома, имеющей субмеридиональную ориентировку и секущей субширотные линейменты. Севернее, в структурах Среднего Тянь-Шаня, эта сквозная зона также контролирует позицию ареалов глубинного магматизма и связанного с ним оруденения (Чаткало-Кураминский регион). В этом отношении проявля-

ние в описываемом районе щелочного магматизма, несколько предшествовавшего по времени или синхронного магматизму, продуктивному на полиметаллически-вольфрамовое оруденение, весьма примечательно, поскольку свидетельствует о существовании магматических очагов еще большей глубинности, флюидно-тепловые потоки из которых могли инициировать зарождение новых очагов на менее глубинных уровнях (Л. В. Таусон и др., 1984, и др.). Очевидно, к этой концепции близки и отмеченные представления В. М. Ненахова и др. [7, 10].

Даже предварительный анализ материалов по другим отрезкам олово-вольфрамового пояса Южного Тянь-Шаня показывает, что в его пределах, кроме месторождения Меликсу, может быть выделен еще ряд рудных объектов, несущих отчетливые признаки принадлежности к полиметаллически-вольфрамовой рудной формации. К ним относятся, в частности, месторождения Ходжадык (Яхтонский рудный район, Чакыл-Калянский регион), Кабуты (Майхурийский рудный район, Гиссарский регион) и др. Следует рассмотреть и возможность отнесения месторождения Ингичке к указанной формации, тем более, что оно и по масштабам вольфрамового оруденения, связанного со скарнами, резко отличается от олово-вольфрамовых месторождений Южного Тянь-Шаня.

Выделение месторождений полиметаллически-вольфрамовой рудной формации на Тянь-Шане вносит существенные коррективы в представления об эндогенной металлогении данного региона, важные и в практическом аспекте. В этом отношении следует учитывать вероятность выявления новых, причем более крупных объектов подобной рудноформационной принадлежности не только в Туркестано-Алае, перспективы промышленной вольфрамоносности которого практически не изучены, но и на других отрезках регионального пояса олово-вольфрамового оруденения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вольфрамоносная олистострома Центрального Сихотэ-Алиня*/Л. А. Изосов, Н. Г. Василенко, Н. Г. Мельников и др.//Геотектоника. 1988. № 3, С. 76—87.
2. *Золото-медно-молибден-вольфрамовый рудный пояс Тянь-Шаня*/В. С. Кудрин, С. Г. Соловьев, В. А. Ставинский и др.//Геология рудных месторождений. 1990. № 4. С. 13—26.
3. *Некоторые аспекты генезиса скарново-шеелитовых месторождений Приморья*/Ф. Р. Апельцин, В. С. Кудрин, М. А. Кудрина и др.//Металлогения олова и вольфрама Дальнего Востока. Владивосток, 1983. С. 105—118.
4. *Ненахов В. М., Кузнецов Л. В.* Позднепалеозойские гранитоидные комплексы Туркестано-Алая//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 5. С. 17—29.
5. *Рудоносность магматических ассоциаций*/В. И. Коваленко, М. Г. Руб, М. А. Осипов и др. — М.: Наука, 1988.
6. *Оловоносные и вольфрамоносные гранитоиды некоторых регионов СССР*/М. Г. Руб, В. А. Павлов, Н. Г. Гладков и др. — М.: Наука, 1982.
7. *Шинкарев Н. Ф., Ненахов В. М.* О полихронности щелочных интрузий Туркестано-Алая//Вестн. ЛГУ. 1985. № 21. С. 33—37.

Литолого-фациальный анализ — основа прогнозирования высококачественных вторичных каолинов

Т. В. РАДИОНОВА (ИМР)

С целью обоснования направления работ для расширения сырьевой базы действующих предприятий в Институте минеральных ресурсов проводилась работа по прогнозной оценке осадочных образований Украинского щита на вторичные каолины. Изучению закономерностей формирования и размещения месторождений вторичных каолинов посвящено значительное число публикаций [1, 2, 3]. В настоящее время актуальными являются исследования по крупномасштабному прогнозированию залежей вторичных каолинов высокого качества.

Закономерности локализации залежей вторичных каолинов и методические рекомендации их использования с составлением крупномасштабных прогнозных карт изучены на примере неогеновых отложений Стульневской и Конкско-Ялынской впадин [8, 9]. Для Стульневской впадины на литолого-фациальной основе была составлена прогнозная карта м-ба 1 : 25 000 с выделением в западной части нескольких перспективных площадей. Материалы поисковых работ подтвердили достоверность прогнозных построений и выводов, был обнаружен Хмельницкий участок вторичных каолинов, где в дальнейшем проведена предварительная разведка.

При этом главное внимание было обращено на детализацию строения речных долин, выявление и картирование основных черт морфологии и деталей погребенного рельефа, изучение связи качества вторичных каолинов с определенными формами рельефа, литологическими типами разрезов продуктивных отложений, их литолого-фациальными особенностями. В результате статистической оценки информативности различных критериев установлено, что для формирования залежей вторичных каолинов высокого качества (особый, первый сорт) определяющими являются палеогеоморфологические и литолого-фациальные условия. По качеству среди вторичных каолинов согласно техническим условиям для производства огнеупорных изделий выделяются особый, первый, второй и третий сорта по содержанию оксидов алюминия 40,5—34,5 %, железа 1,4—1,8 %, остатку на сите 009—5—18 %, огнеупорности 1750—1730.

Месторождения и проявления вторичных каолинов широко распространены в отложениях нижнего мела среднего эоцена в пределах Кировоградского блока Украинского щита, где в последние годы Черкасской ГРЭ проводятся поисковые и поисково-оценочные работы (Соболевская, 1989, 1990).

Для выяснения условий образования вторичных каолинов в Рыжановской, Звенигородской, Екатеринопольской, Шестаковской, Обозновской эрозивно-тектонических депрессиях нами построена серия крупномасштабных карт: гипсометрии подошвы продуктивных отложений с характеристикой качества вторичных каолинов, их изомощностей и глинистости, литолого-фациальные.

Рыжановская и Звенигородская депрессии К. На склонах Рыжановской депрессии (изогипсы подошвы нижнемеловых отложений кристаллического фундамента 135—145 м) находится одноименное месторождение. В юго-западной и восточной части месторождения наблюдается несколько

изометричных по форме понижений в палеорельефе (отметки 115—125 м), к которым приурочены старичные фации. В средней части Рыжановской депрессии, где расположено Озерянское месторождение, выделяются склоны (изогипсы 135—145 м) и локальные впадины, понижения неправильной формы (изогипсы 120—125 м). В центральной части в пределах этих понижений развиты старичные фации с характерными типами литологических разрезов. Именно здесь локализуются вторичные каолины высокого качества. Мурзинское месторождение приурочено к выровненным склонам Рыжановской депрессии (отметки 125—130 м). В южной части Звенигородской депрессии на ее западном пологом склоне находится одноименное месторождение. Пласт вторичных каолинов Новоселицкого месторождения залегает на сравнительно ровном участке южного склона в пределах одного из притоков Екатеринопольской депрессии [4].

Таким образом, залежи вторичных каолинов приурочены к склонам речных долин, причем довольно выровненным. На подобных склонах происходило формирование речных террас, где накапливались пойменные отложения. С локальными понижениями в пределах склонов (отметки 115—125 м) связаны старичные водоемы, где существовали благоприятные условия образования залежей вторичных каолинов высокого качества.

Литолого-фациальный анализ продуктивных отложений базировался на детальном исследовании разрезов скважин, которое начиналось с описания литологического типа пород. Помимо таких основных параметров как структура и минеральный состав, первоочередное значение имели генетические признаки, раскрывающие условия накопления осадков: сортировка, цвет, текстура, характер ориентировки и сохранность органических остатков, состав и распределение минеральных включений, мощность и выдержанность слоев. Все эти признаки составляют особенности фациальной приуроченности разных типов литологических разрезов. В основу составления литолого-фациальных карт нижнемеловых отложений положено выделение характерных типов литологических разрезов, нанесены границы их распространения, определена фациальная приуроченность [5, 9]. Надо отметить сходство типов литологических разрезов разных месторождений в пределах Рыжановской долины. Литологические разрезы Звенигородской депрессии отличаются наличием в их составе бокситов, бокситовидных пород. Для полных литологических разрезов нижнемеловых отложений Рыжановской, Звенигородской депрессий характерно наличие в нижней части песков, песчаников, грубопесчанистых каолинов, в средней — вторичных каолинов, бокситов, бокситовидных пород, песчано-каолиновых пород, в верхней — вторичных каолинов, переслаивание каолинов, песков, глин углистых. Исследованиями О. Е. Шевченко [10] установлено, что полные литологические разрезы в пределах Кировоградского блока являются отражением заверщенного ритма (векового цикла) тектоно-седиментогенеза. Однако из-за суммарного воз-

действия тектонических, седиментогенных и эрозийных процессов обычно сохраняются только отдельные части разрезов.

Для нижнемеловых отложений Рыжановской и Звенигородской депрессий выделено восемь типов литологического разреза (снизу вверх): I — пески кварцевые разнозернистые, II — пески кварцевые, вторичный каолин, III — глины каолиновые, IV — песчано-каолиновая порода, вторичный каолин, V — переслаивание вторичных каолинов с линзами и прослойками песков, VI — пески кварцевые, песчано-каолиновая порода, VII — песчано-каолиновая порода, VIII — бокситовидные породы, бокситы, вторичные каолины.

По совокупности таких признаков как форма залегания, мощность, тип литологического разреза, структура, текстура глин, тип слоистости, характер погребенного рельефа, наличие растительных остатков, характер аутигенных минералов среди нижнемеловых отложений Рыжановской и Звенигородской речных долин выделены русловая, пойменная и старичная фации [9].

Отложения русловой фации выполняют понижения в центральной части древних речных долин и залегают на отметках 80—110 м, мощность составляет 3—18 м. Характерен литологический состав: пески кварцевые, серые, разнозернистые до гравийного с многочисленной полуокатанной галькой кварца и угловых обломков полевого шпата, линзы и маломощные прослои глинистых пород. Это отложения руслового аллювия. В нижней части склонов речных долин происходило формирование надпойменных террас, где русловые пески покрыты горизонтом каолинистых глин мощностью 1—3 м, часто с примесью органических остатков.

Пойменная фация широко распространена в пределах низменной аллювиальной равнины. Это отложения низкой и высокой пойм, речных террас, которые залегают на пологих склонах речных долин. Мощность их колеблется от 1,5 до 25 м. Отложения пойменной фации представлены разными типами литологических разрезов: переслаивание вторичных каолинов с линзами и прослоями песков (V тип), пески кварцевые в основании, песчано-каолиновая порода, вторичные каолины (II, IV, VI), иногда преобладание песчано-каолиновых пород (VII). Часты растительные остатки хорошей сохранности, наблюдается примесь углистого материала. Из аутигенных минералов встречаются гидроксиды железа, марганца, пирит, реже сидерит, марказит. Пойменные осадки формируются в ходе периодической смены меженных периодов паводками. Следствием этого является неоднородность гранулометрического состава и чередование в разрезе песчаных и алевритовых осадков, характерна крупная горизонтальная слоистость.

Озерная (старичная) фация выделена среди пойменной равнины в участках заполнения небольших локальных понижений в палеорельефе. Озерные осадки по текстурным и литологическим особенностям близки к пойменным, отличаясь от последних лучшей сортировкой обломочного материала, повышенной углистостью. Характерно наличие аутигенных минералов: пирита, марказита, сидерита, гидроксидов железа. Песчаный материал присутствует в незначительных количествах, процент глинистости составляет 80—100 %. Для озерных отложений характерны повышенные мощности продуктивных отложений (15—30 м).

В результате проведенных исследований установлены локальные критерии прогнозирования для вторичных каолинов: приуроченность к пологим склонам древних речных долин (изогипсы

125—135 м) и локальным понижениям в их пределах (115—120 м), наличие продуктивных отложений значительной мощности (10—30 м), высокая степень их глинистости (80—100 %), приуроченность вторичных каолинов высокого качества к озерной фации. На основе учета влияния этих факторов на крупномасштабных прогнозных картах в пределах Звенигородской и Екатеринопольской депрессий выявлены перспективные участки (Гудзовский, Железнячка), где проводятся поисково-оценочные работы.

Шестаковская, Обозновская депрессии Р-2. С целью установления локальных критериев прогнозирования вторичных каолинов, приуроченных к среднеэоценовым отложениям, в пределах Кировоградского блока были изучены особенности залегания, вещественный состав и условия образования вторичных каолинов Обозновского месторождения. Анализ карт гипсометрии подошвы продуктивных отложений, изомощностей, литолого-фациальной, а также изучение минерального состава вторичных каолинов по отдельным скважинам позволил выявить некоторые закономерности в размещении высококачественных разностей глинистого сырья.

Обозновское месторождение приурочено к Шестаковской депрессии вблизи впадения с юго-востока ее притока — Обозновской депрессии. Среднеэоценовые отложения представлены двумя горизонтами. Нижний — это песчано-глинистая брекчиевидная порода, которая замещается кварцевыми песками или вторичными каолинами. Мощность колеблется от 5 до 40 м. Вторичные каолины белого, серого цветов образуют один пласт в пределах юго-восточного участка. Верхний горизонт — пески углистые разнозернистые с линзами углистых глин, реже бурых углей. Встречаются линзы сливных кварцитов до 3,7 м (Байдак, Белый, 1982).

В результате детального изучения пород по скважинам выделено пять (I—V) типов литологического разреза (рис. 1). Вторичные каолины высокого качества (особый, первый сорт) связаны в основном с I и II типами разрезов, для которых характерно наличие углистых глин верху продуктивного пласта.

Установлено, что минеральный состав вторичных каолинов тесно связан с их фациальной приуроченностью. При переходе от одной фациальной зоны к другой качественные соотношения глинистых минералов изменяются крайне незначительно. Наблюдаются лишь количественные колебания основных породообразующих оксидов минералов и минералов-примесей, что связано с аллотигенным происхождением глинистых минералов. По особенностям палеогеоморфологической приуроченности, характеру литологических разрезов, минеральному составу вторичных каолинов среди среднеэоценовых отложений Обозновского месторождения выделяются аллювиально-пролювиальные, пойменные, озерные, озерно-болотные фации (рис. 2). Аллювиально-пролювиальные отложения (мощность 5—10 м), отмеченные на склонах древней речной долины, переходят в склоны возвышенности, откуда временными водными потоками выносятся материал коры выветривания. Среди литологических типов выделены пески с мелкими линзами и прослоями вторичных каолинов. Гранулометрический состав не выдержан по разрезу и площади, характерна плохая сортировка материала. По качественному составу преобладают вторичные каолины III сорта и некондиционные.

Пойменные фации развиты в южной части месторождения, расположенной на склонах речной долины. Изогипсы бучакских отложений

изменяются от 130 м на западе, до 115 на востоке, их мощность 1—10 м, на отдельных участках до 25 м. Преобладают следующие типы литологического разреза: переслаивание вторичных каолинов мощностью 0,5—3 м и песчано-каолинистых пород >1—5 м. Характерно наличие вторичных каолинов красного цвета, внизу разреза или переслаивание серых и красных каолинов. Во вторичных каолинах, связанных с пойменными отложениями, содержание песчаной фракции составляет 2—7 %, алевритовой 10—23 %, глинистой 60—85 %. Для них типично повышенное содержание (до 4 %) железистых минералов: пирит, сидерит, гидроксиды железа. В глинистой фракции преобладает каолинит, иногда с примесью гидрослюда. По качеству это каолины некондиционные из-за высокого содержания кварца и железа.

Озерная фация развита в центральной части месторождения. Для нижней части литологических разрезов характерно наличие кварцевых разнозернистых песков 2—3 м. Выше залегает толща переслаивания серых, темно-серых вторичных каолинов 0,7—4 м, песчано-каолиновых пород 0,4—5 м, реже песков 0,5—2 м. В верхней части разреза обычные глины углистые с линзами бурых углей. Содержание глинистой фракции в каолинах составляет 94—97 %, песчаной 0,44—1,6 %, алевритовой 0,4—2,6 %. В глинистой фракции основной минерал — каолинит (90—95 %) с примесью гидрослюда, кварца. По качеству это вторичные каолины I—III сорта, но мощность их невелика и невыдержана.

Отложения озерно-болотной фации приурочены к субширотному понижению в палеорельефе древней речной долины (изогипсы 80—100 м). Мощность среднеэоценовых отложений увеличивается до 10—25 м. Характерна выдержанность литологического и минерального составов. В основании разреза залегает песок кварцевый разнозернистый каолинистый, который перекрывается толщей серых, темно-серых до черного вторичных каолинов с обугленными растительными остатками. Выше отмечен пласт серых вторичных каолинов (5—20 м), иногда запесоченных. Обычно наличие углистых глин, песков, бурых углей вверху разреза, что положительно для сохранения залежей вторичных каолинов и способствует развитию эпигенетических процессов в продуктивной толще. Большое количество обуглившихся растительных остатков, послуживших источником гуминовой кислоты, обусловило направленность изменения глинистых пород по пути образования гиббсита [6].

Для вторичных каолинов, приуроченных к отложениям озерно-болотной фации, характерно высокое содержание глинистой фракции 94—99 %, низкое — песчаной составляющей 0,4—3 %. Основной породообразующий минерал — каолинит 83—99 %. В качестве примеси отмечен гиббсит (1—15 %), кварц 0,1—21,8 %, слюда 1—2 %, полевой шпат, из глинистых минералов — гидрослюда, галлуазит. Из аутигенных минералов преобладает пирит 0,1—2 %, редко сидерит. По качеству — это вторичные каолины особого, I и II сортов. По отдельным скважинам отмечается вертикальная зональность в распределении сортов — качество каолинов улучшается снизу вверх по разрезу. Именно в области развития отложений озерно-болотной фации был заложен Обозновский карьер по добыче вторичных каолинов.

Установлены различия минерального состава вторичных каолинов слабого и I—II сортов. Различия качества минерального состава каолинов обусловлено содержанием глинистых фракций и примесей. Соотношение основных и второстепенных минералов непостоянно, что является обыч-

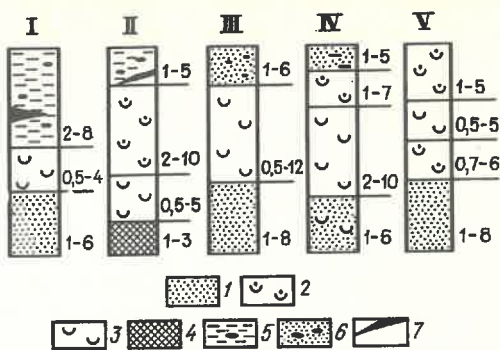


Рис. 1. Типы литологических разрезов (римские цифры) среднеэоценовых отложений Обозновского месторождения:

1 — песок кварцевый; 2 — песчано-каолиновая порода; 3 — вторичный каолин; 4 — вторичный каолин красный; 5 — глина углистая; 6 — песок углистый; 7 — бурый уголь

ным свойством осадков мелких континентальных водоемов [9]. Во вторичных каолинах особого сорта отмечается преобладание каолинита 80—93 % при наличии примеси гиббсита 2—10 %, галлуазита 1—1,5 %, кварца 2—6 %, гидроксидов железа до 1 %. Вторичные каолины I сорта состоят из каолинита 90—94 % с примесью галлуазита 1—2,5 %, кварца 2—7 %, гидроксидов железа до 1 %, органического вещества и сульфидов до 1 %. Вторичные каолины II и III сортов содержат каолинит 90—94 % с примесью галлуазита 1—4 %, кварца 2—10 %, гидрослюда 5—10 %, смектита 2—8 %, гидроксидов железа 1—2 %, сульфидов 3—7 %. Некондиционные каолины содержат значительное количество песчаной 7—30 % и алевритовой 2—15 % фракций. Для них характерны высокие содержания железистых минералов 5—10 %.

На основании изученных условий залегания вещественного состава, генезиса вторичных каолинов Обозновского месторождения установлены локальные критерии для выявления высококачественных залежей глинистого сырья среднеэоценовых отложений: приуроченность вторичных каолинов к локальным понижениям выложенных склонов Шестаковской депрессии с отметками подошвы продуктивной толщи (90—100 м); приуроченность к участкам с повышенной мощностью продуктивных отложений 10—30 м; связь с определенными типами литологического разреза: глины углистые или песок углистый вверху, вторичные каолины, песчано-каолиновая порода и пески в основании; приуроченность к отложениям озерной и озерно-болотной фации, о чем свидетельствуют особенности литологического и минерального составов.

Эти критерии были использованы при составлении крупномасштабной прогнозной карты на вторичные каолины в пределах Шестаковской и Обозновской депрессий. Для выяснения палеогеоморфологических особенностей размещения залежей вторичных каолинов использованы карты поверхности кристаллического основания, на которых четко прослеживается закономерная приуроченность вторичных каолинов к осевой и присклонной части палеодепрессии Шестаковской (участок Северинка) и Обозновской (участок Балашовка). Анализ карты гипсометрии подошвы палеогеновых отложений, построенной для участка Северинка, показывает, что на изученной территории существовала древняя речная долина, в пределах которой выделя-

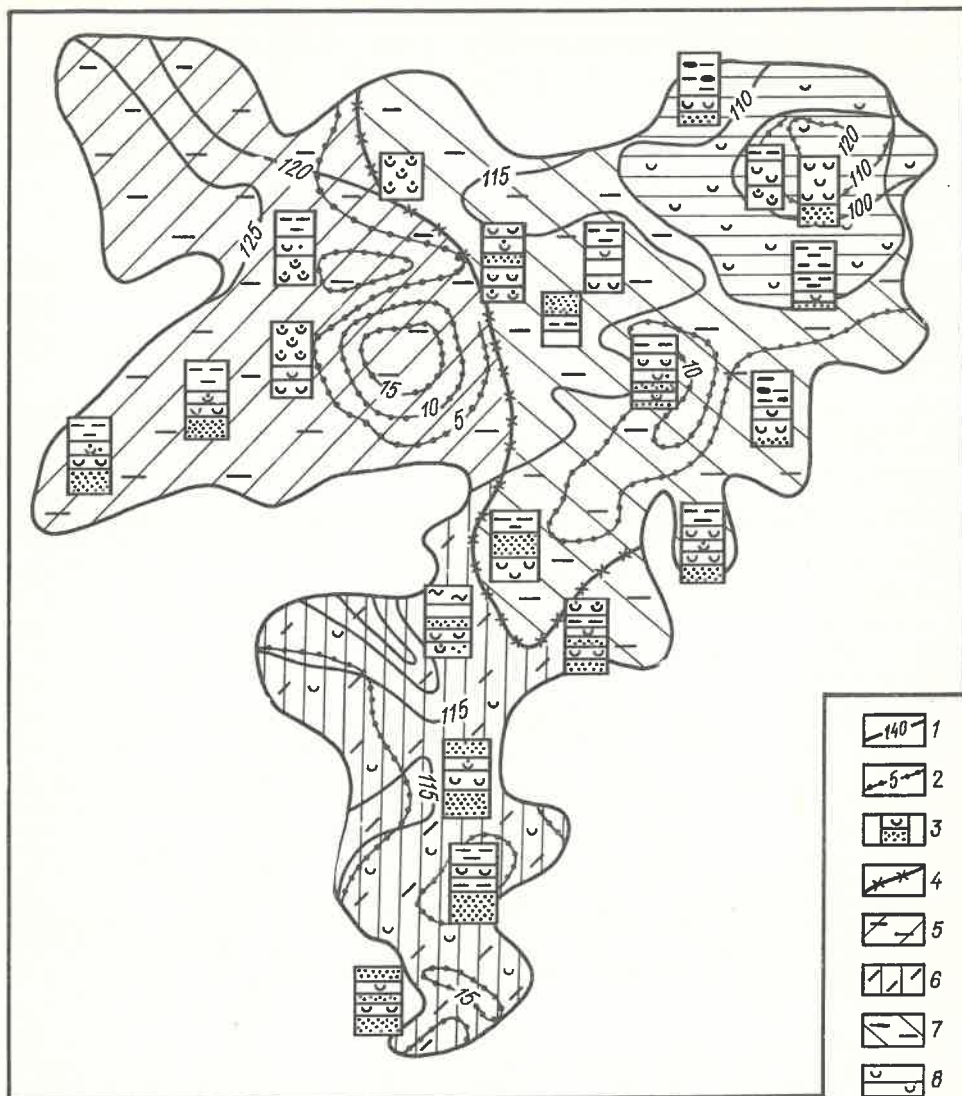


Рис. 2. Литолого-фациальная карта среднеэоценовых отложений Обзовского месторождения:

1 — изогипсы подошвы отложений бучакского яруса; 2 — изолинии мощностей; 3 — литологи-

ческие колонки по скважинам; 4 — граница распространения отложений различных фаций; фации: 5 — пролювиально-аллювиальная, 6 — пойменная, 7 — старичная, 8 — озерно-болотная

ется русловое понижение (отметки 80—100 м), и склоны (отметки 100—135 м). Вторичные каолины отмечены как в русловом понижении, так и на склонах речной долины.

Мощности бучакских отложений, вмещающих залежи вторичных каолинов, изменяются от 1 до 28,8 м. Наибольшие значения 15—28,8 м отмечены в юго-западной части участка в пределах руслового понижения древней речной долины (отметки 80—100 м). На склонах речной долины выделяются два небольших участка соответственно мощностью 15—19 и 20—25 м. В основном преобладают продуктивные залежи мощностью 5—10 м. Мощность вторичных каолинов незначительна от 0,3 до 3 м, в среднем 0,8—1,2 м.

В результате анализа литолого-фациальной карты бучакских отложений участков Северинка-Бадашовка установлено, что в течение среднего эоцена в пределах Шестаковской депрессии существовала древняя речная долина с нечетко выраженными формами рельефа, которая открыва-

лась на северо-восток в сторону Кировоградско-новомиргородской депрессии. Вынос переотложенного материала коры выветривания с прилегающих участков суши происходил в результате деятельности временных водных потоков. В пределах древней речной долины накапливались пойменные, русловые фации. Гидродинамический режим был иной, чем в пределах Обзовского месторождения, где существовал озерно-болотный водоем (старица) с благоприятными условиями для седиментации вторичных каолинов.

В нижней части Шестаковской депрессии, где располагается перспективная площадь Северинка, существовал неспокойный гидродинамический режим. Сначала происходило накопление песчано-каолиновой толщи без дифференциации материала. Только иногда формировались маломощные линзы серых вторичных каолинов. После отложения нижнего горизонта несколько изменились условия: происходит накопление углистых глин с прослоями песков, часто углистых. В

верхней части образуется маломощный пласт вторичных каолинов, который возможно был размыт из-за залегающих сверху неогеновых песков.

Перспективный участок в пределах прогнозной Балашовской площади выделен по сочетанию таких благоприятных критериев: как приуроченность к склонам Обозновской депрессии (отметки подошвы бучакских отложений 110—120 м; наличие продуктивных отложений значительной мощности (10—30 м); развитие отложений IV—V типов литологических разрезов с прослоями вторичных каолинов суммарной мощностью 5—15 м; приуроченность залежей вторичных каолинов к отложениям пойменной и старичной фаций. В дальнейшем, по результатам поисково-оценочных работ Черкасской ГРЭ нами составлена литолого-фациальная карта среднеэоценовых отложений Балашовского участка с нанесением границ распространения вторичных каолинов разного качества (рис. 3). К области развития отложений озерной фации приурочены вторичные каолины особого и I сорта. на основании детального изучения литологического и минерального составов вторичных каолинов озерной фации сделан вывод о возможности выявления потенциального Балашовского месторождения.

Автором сделана попытка классифицировать месторождения вторичных каолинов в осадочных образованиях Украинского щита по их генезису. За основу взята классификация генетических типов отложений континентального осадочного комплекса, разработанная Е. В. Шанцером [11]. Ряд и группа определяются по этапу осадочного образования (переносу) с учетом динамики и характера транспортирующей среды, ее фазовому состоянию, дальности и формам переноса.

Генетический тип выделяется по совокупности признаков, которые характеризуют фациальную среду осадконакопления. К ним относятся: физико-географические условия, литология, форма залегания залежей, их мощность, структура и текстура, тип слоистости, характер погребенного рельефа, наличие растительных остатков, а также минеральный состав вторичных каолинов.

По этим признакам выделяются четыре генетических типа вторичных каолинов: пролювиальный, пойменный, озерный, озерно-болотный, характеризующиеся определенными поисковыми признаками (таблица).

Пролувиальный тип. Вторичные каолины образовались на приводораздельных склонах в пределах низменной равнины вблизи возвышенной суши. Они залегают среди кварц-полевошпатовых песков в виде линз мощностью 0,1—3 м, структура псаммопелитовая, текстура беспорядочная, грубослоистая, в них редки растительные остатки. Состоит из каолинита 60—80 % с довольно значительной примесью кварца 10—38 %, а также монтмориллониты 5—10 %, гидрослюда 5—20 %, гидроксидов железа 4—10 %. По качеству это некондиционные каолины с повышенным содержанием кремнезема, оксидов железа, реже встречаются огнеупорные глины III сорта. Такой тип отмечен в восточной части Стульневской впадины, которая в раннеполтавское время представляла широкую долину, наклоненную к западу. Пролувиально-аллювиальные отложения локализованы вблизи Приазовского массива, откуда временными водными потоками происходил вынос материала калиновой коры выветривания.

Пойменный тип. Вторичные каолины образовались на дне, склонах речных долин, для них характерны линзы и пласты мощностью 2—15 м, структура пелитовая и алевролитовая, текстура массивная, слоистая, горизонтальная, линзовидная, часты растительные остатки хорошей сохранности. Характерно чередование ма-

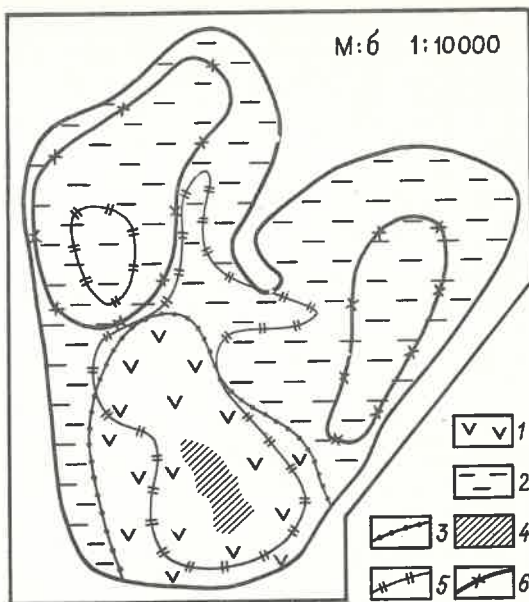


Рис. 3. Литолого-фациальная карта среднеэоценовых отложений Балашовского перспективного участка:

Области развития фаций: 1 — старичной (озерной); 2 — пойменной; 3 — граница распространения фаций; 4 — площадь распространения вторичных каолинов особого сорта; границы распространения вторичных каолинов: 5 — первого и второго, 6 — третьего и четвертого

ломощных песков с линзами и прослоями вторичных каолинов (мощность 0,5—2 м), песчано-каолиновой породы. Иногда встречаются разрезы, где в основании залегают пески или песчано-каолиновая порода, а вверху вторичный каолин, часто песчаный. Основной породообразующий минерал — каолинит 85—90 % с небольшой примесью кварца 3—10 %, галлуазита, гидрослюда. Характерно присутствие аутигенных минералов: гидроксидов железа, пирит, реже сидерит до 4 %. По качеству сырья для огнеупорной промышленности — это вторичные каолины II и III сортов. К этому типу относятся вторичные каолины западной части Стульневской впадины (Хмельницкий участок), южная часть Обозновского месторождения, Балашовский перспективный участок.

Озерный тип. Вторичные каолины образовались на пониженных участках речных долин, где существовали старичные бассейны. Характерна пластовая и линзовая формы залежей, мощность 10—30 м, структура пелитовая, фитопелитовая, колломорфная, текстура слоистая, слоистость горизонтальная и косоволнистая, характерно обилие растительных остатков хорошей сохранности. Вторичные каолины связаны с определенными типами литологического разреза продуктивных отложений: преобладание вторичных каолинов (10—15 м), вторичные каолины в основании, песок вверху, бокситы и бокситовидные породы в основании, выше — вторичные каолины, пески или песчано-каолиновая порода в основании, выше — вторичные каолины. Породообразующий минерал — каолинит (90—95 %) с примесью галлуазита, гидрослюда, кварца. Из аутигенных характерно наличие пирита, марказита, сидерита, гидроксидов железа. С озерными отложениями связаны залежи вторичных каолинов

Генетическая классификация вторичных каолинов в осадочных образованиях Украинского щита

Класс	Ряд	Группа	Генетический тип	Физико-географические условия	Литология	Форма залегания, мощность	Структура, текстура	Тип слоистости	Характер погребенного рельефа	Растительные остатки	Минеральный состав			Месторождения, проявления
											породообразующие минералы	примеси	аутигенные минералы	
Осадочные отложения	Водный	Флювиальвая	Проловиальный	Низменная равнина вблизи вышешней суши	Пески с прослоями, линзами вторичных каолинов, алевролитов	Клиновидная, линзовидная, 0,1—10 м	Псаммопелитовая, беспорядочная	Неяснослоистая, грубослоистая	Склоны приводораздельные	Редко	Каолинит	Кварц, гидрослюда	Гидроксиды железа	Голованевское, Стульевское (восточная часть)
			Пойменный	Речная долина	Переслаивание глин, вторичных каолинов, песков	Линзовидная, прослойчатая, 0,5—15 м	Пелитовая, алевропелитовая, реже псаммопелитовая, массивная	Горизонтальная, конусовидная, линзовидная	Склоны, дно долин	Частые, хохлатые, хохлатости	»	Кварц, галлуазит, гидрослюда	Гидроксиды железа, марганца, пирит, сидерит	Пятихатское, Стульевское, Бонковское
			Озерный	»	Вторичные каолиниты с прослоями и линзами песка, бураго угля	Пластовая линзовидная, реже прослойчатая, более 10 м	Пелитовая, алевролитовая, горизонтальная, ленточная	Горизонтальная, конусовидная, конусовидная	Локальные понижения в речной долине	Много, хохлатости, хохлатости	»	Гибсит, галлуазит, гидрослюда, кварц	Аутигенный каолинит, пирит, марказит, сидерит, гидроксиды железа, кальцит	Положское, Владимировское, Кировоградское, Писчиковское
			Озерно-болотный	Речная долина, приморская низменная, дельтовая равнина	Вторичные каолины, линзы и прослойки бурого угля	Пластовая, линзовидная, прослойчатая	Пелитовая, алевролитовая, фитопелитовая, колломорфная	Горизонтальная, конусовидная	Локальные понижения в приморской равнине, речной долине	Обилие растительных остатков, стебли, корневидные, торф, уголь	»	Гибсит, галлуазит, кварц	Аутигенный каолинит, сидерит, пирит, гидроксиды железа	Новоселковское, Санжаровское, Обозовское

особого и I сортов. К этому типу можно отнести вторичные каолины разрабатываемых месторождений Положское, Владимирское, Кировоградское, Мурзинское.

Озерно-болотный тип. По текстурным и литологическим особенностям вторичные каолины близки к озерным, отличаюсь от последних лучшей сортировкой обломочного материала, высокой дисперсностью. Характерно совместное залегание бурых углей и вторичных каолинов, приуроченных обычно к основанию угленосной толщи. Наличие бурых углей, углистых глин вверху разреза явилось положительным фактором для сохранения залежей каолинов, способствовало развитию эпигенетических процессов в продуктивной толще. По качеству — это вторичные каолины особого, I, реже II сортов. К озерно-болотному типу относятся вторичные каолины Новоселицкое, Рыжановское, Обозновское месторождений.

Применение литолого-фациальных исследований для выявления залежей вторичных каолинов разных генетических типов позволит оценить степень перспективности площадей в других каолиноносных регионах с учетом специфики их геологического развития.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гойжевский А. А. Древние долины Украинского щита // Геоморфология. 1978. № 2. С. 18—25.
2. Горбачев Б. Ф. Закономерности формирования и локализации каолиновых месторождений // Месторождения каолинов СССР. М.: Недра, 1974. С. 164—180.
3. Добровольская Т. И., Радионова Т. В., Сапро-

нова З. Д. Закономерности локализации и прогнозная оценка осадочных образований Украинского щита на вторичные каолины // Состав, происхождение и размещение осадочных пород и руд. Киев: Наукова думка, 1981. С. 274—281.

4. Мельничук Э. В. Древняя кора выветривания северо-восточной части Украинского щита и полезные ископаемые, связанные с ней. Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. Киев, 1972, с. 25.
5. Методы составления литолого-фациальных и палеогеографических карт // Тр. V Всесоюз. литологического совещания. Новосибирск, 1963. С. 175.
6. Петров В. П. Основы учения о древних корах выветривания. — М.: Недра, 1967.
7. Радионова Т. В. Минеральный состав каолиновых глин полтавской свиты Стульневской депрессии (Украины) // Каолины, минералогия и генезис. М.: Наука, 1988. С. 36—50.
8. Радионова Т. В., Отрешко А. И. Методические рекомендации по крупномасштабному прогнозированию месторождений вторичных каолинов и огнеупорных глин в осадочных образованиях VIII. — Симферополь, 1985.
9. Рейнек Г. Э., Сингх И. Б. Обстановки терригенного осадконакопления. — М.: Недра, 1984.
10. Шевченко О. Е. Рудообразование ранних стадий литогенеза. — К.: Наукова думка, 1987.
11. Шанцер Е. В. Некоторые общие вопросы учения о генетических типах отложений // Процессы континентального литогенеза. М.: Наука, 1980. С. 5—27.

Принята редколлегией 30 июля 1990 г.

Стратиграфия и палеогеография

УДК 552.313:551.735/.736(574.3)

© Коллектив авторов, 1992

О возможных принципах расчленения и корреляции континентальных вулканогенных образований*

Л. Н. ШАРПЕНКО, Г. Л. ДОБРЕЦОВ (ВСЕГЕИ),

А. Х. КАГАРМАНОВ (ЛГИ), Ю. П. НЕНАШЕВ (ВСЕГЕИ)

Проблема стратиграфии континентальных вулканогенных толщ орогенного класса, несмотря на достижения последних лет, остается сложной и во многом нерешенной. Решение ее, в частности для Казахстана, особенно важно в связи с предстоящим вторым изданием геологической карты республики м-ба 1 : 500 000, а также серий листов Госгеолкарты-200 и Госгеолкарты-50, где в основу схем расчленения должны быть положены подразделения местной шкалы.

Выделение местных стратиграфических подразделений в пределах площадей распространения этих образований и их корреляция сопряжены со значительными трудностями, которые обусловлены рядом объективных особеннос-

тей: пестротой и невыдержанностью по площади литолого-фациального облика вулканитов; повторением на различных стратиграфических уровнях пород близкого состава; редкостью органических остатков, представленных преимущественно отпечатками наземной палеофлоры, часто широкого возрастного диапазона; обилием экстремно-субвулканических и гипабиссальных интрузивных тел, а также разрывных нарушений, искажающих нормальную стратиграфическую последовательность слоистых накоплений. Необходимо сказать также о невозможности для рассматриваемых вулканогенных отложе-

* На примере верхнего палеозоя Северного Прибалхашья.

ний прослеживания толщ на значительные расстояния. Это обусловлено в силу специфики геодинамического режима орогенных зон накоплением вулканитов в пределах главным образом мульдообразных и, следовательно, пространственно разобщенных структур, компенсационно возникающих на месте вулканических построек. Наряду с объективными трудностями проблема стратиграфии континентальных вулканогенных отложений осложняется рядом субъективных причин, среди которых прежде всего следует отметить отсутствие единых, согласованных принципов выделения и корреляции вулканогенных стратиграфических подразделений. В какой-то степени это связано с различной трактовкой понятий свита, серия и др. в действующем Стратиграфическом кодексе СССР, особенно в применении к вулканитам, но в большей мере с нежеланием многих геологов строго следовать по ряду вопросов даже не вполне строгим положениям Кодекса. Принципы же расчленения и корреляции континентальных вулканитов в настоящее время практически не разработаны.

Разногласия в подходе к расчленению и корреляции разрезов вулканогенных и осадочно-вулканогенных отложений достаточно ярко проявились при изучении континентальных верхнепалеозойских образований Северного Прибалхашья. В подходе к выделению стратиграфических подразделений и их корреляции в этом, как и в других регионах СССР сходного строения, сложилось два основных направления, которые с известной долей условности можно назвать литолого-биостратиграфическим и структурно-вещественным, или формационным.

Сторонники первого из них основывают свои построения на признании главенствующей, руководящей роли флористических остатков лишь с учетом определенных особенностей фациально-литологического состава вулканитов. Однако относительная редкость ископаемой флоры, во многих случаях ее непредставительность или плохая сохранность, а также отсутствие среди специалистов единого мнения в определении возраста казахстанских флористических комплексов карбона—перми приводят как к нарушению единого принципа при выделении местных стратиграфических подразделений, а

порой и к нарушению правил, регламентированных Стратиграфическим кодексом, так и к субъективизму в процессе корреляции толщ вулканитов при отсутствии достоверных комплексов флористических остатков или при разногласиях в определении их возраста. В результате появились такие факты, как отнесение, например, андезитовых толщ (горы Сарыбуйрат и др.), т. е. нового объема [3], к свите (колдарской), состав которой в соответствии со стратотипом (Стратиграфический словарь, 1977) рассматривается как риолитовый, или, наоборот, на основании определения палеофлоры конкретная толща, фациально-литологический облик которой отвечает представлениям об определенной свите, переводится в ранг другой, вместо уточнения возраста прежней и т. д. Даже значительные успехи, достигнутые в последнее десятилетие в изучении позднепалеозойской флоры Казахстана, и резко увеличение количества находок ископаемой флоры и пресноводной фауны не изменили радикальным образом ситуацию и не обеспечили стратиграфической схеме верхнепалеозойских вулканогенных образований Северного Прибалхашья необходимой надежности, достоверности и признания. Особенно это касается случаев, когда при отсутствии флоры для корреляции используются различные признаки и соображения, приводящие к субъективным, малоубедительным и часто не разделяемым другими исследователями решениям.

Возможности биостратиграфического принципа расчленения и корреляции верхнепалеозойских образований Прибалхашья, несомненно, далеко не исчерпаны, однако очевидна также необходимость привлечения для решения этих задач и других методов. Согласно Стратиграфическому кодексу (1977), в основе выделения местных стратиграфических подразделений должен лежать комплекс признаков при преимущественном учете фациально-литологических или петрографических особенностей. Поэтому при расчленении осадочно-вулканогенных и вулканогенных отложений необходимо учитывать их двойственную природу, а следовательно, и двойственный характер. С одной стороны, они обладают чертами, обусловленными осадконакоплением, подразумевающими определенную закономерную во времени (возрастную)

последовательность пород, определяемую биостратиграфическим методом; с другой — характеризуются свойствами магматических (вулканических) образований. В связи с последним следует учитывать, что вулканическая деятельность в целом обуславливается и регулируется глубинными процессами, и состав близодновременных продуктов вулканизма определенного геодинамического режима при любом фациальном их проявлении и провинциальных особенностях устойчиво сохраняется на обширных площадях независимо от вариаций палеогеографической обстановки. В то же время закономерно направленное развитие геодинамического режима и обусловленного им магматизма, в частности вулканизма, позволяет наряду с традиционными методами стратиграфического расчленения и корреляции использовать и некоторые иные принципы, основанные на специфичности и необратимости процессов магматизма на каждом этапе его развития и связанных с ними признаков, являющихся, по сути, структурно-вещественными, или формационными.

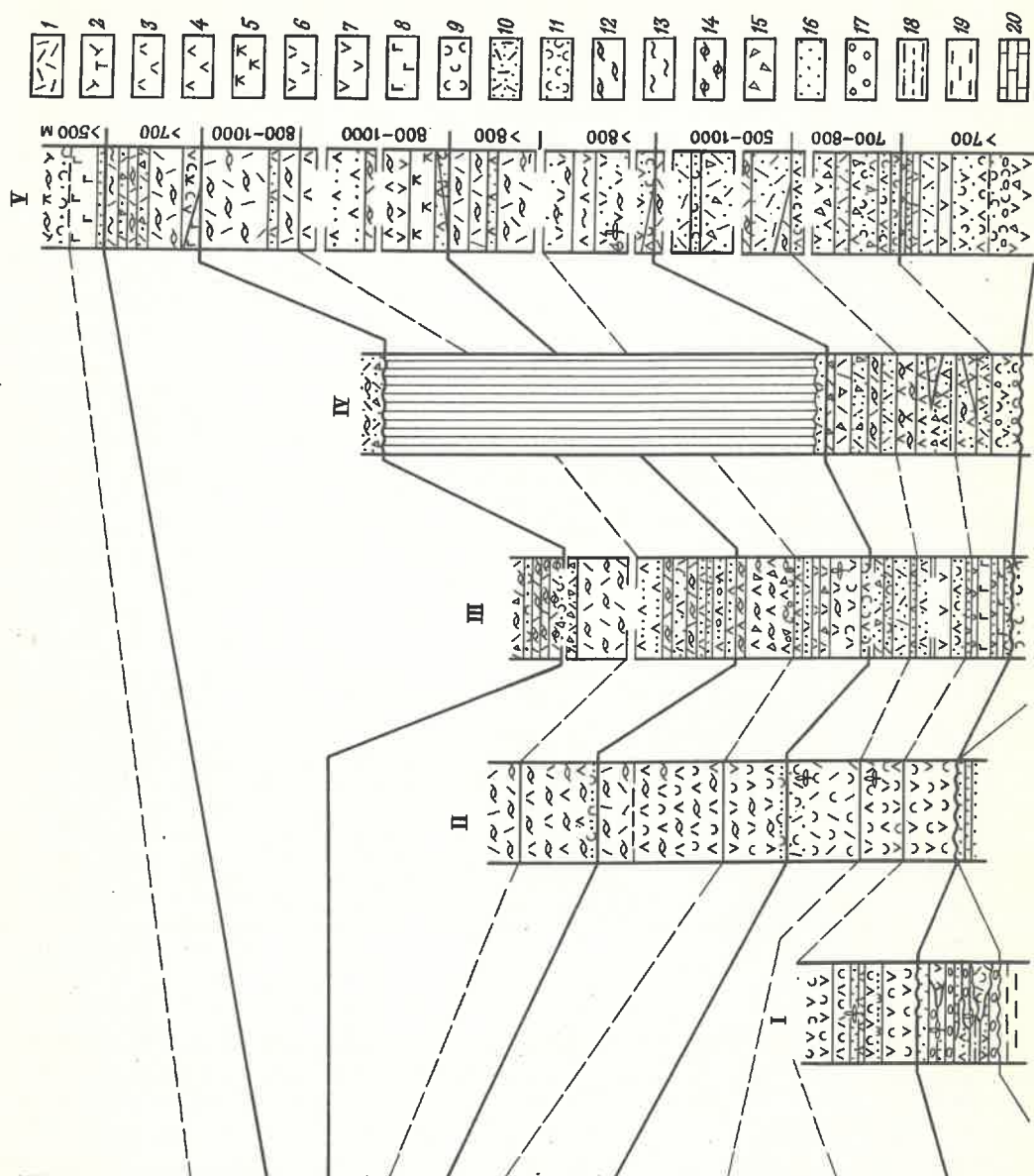
Таким образом, именно магматическая природа вулканитов при всем фациальном разнообразии и литологической неоднородности сложных ими разрезов определяет постоянство, необратимость и направленное изменение во времени ряда диагностических признаков, т. е. признаков возрастной последовательности. К ним прежде всего относятся следующие: устойчивая специфика, выраженная в целом ряде петрографических, петрохимических и геохимических особенностей вулканитов, и пространственная выдержанность преобладающего вещественного состава пород каждого из этапов вулканизма, а отсюда и каждого из стратиграфических подразделений; ритмичность (цикличность) проявления вулканизма со специфическими петрохимическими трендами каждого ритма и направленным изменением этого признака во времени; закономерное сочетание стратифицированных вулканитов каждого ритма со специфическим проявлением (по составу пород, объему проявления и форме тел) жерловой и субвулканической фаций.

Из перечисленных признаков рассмотрим первые два, наиболее полное использование которых возможно и, с нашей точки зрения, необходимо при построении стратиграфических схем для

регионов с широким развитием континентальных вулканогенных образований.

Практика показывает, что даже наиболее мощные и протяженные горизонты или пачки вулканитов выдерживаются по простиранию лишь в пределах отдельных вулкано-тектонических структур или их частей. Проследить горизонты и пачки от структуры к структуре в силу их изометричности или пространственной разобщенности невозможно. Невозможно также доказать синхронность пород, полагаясь только на их внешнюю схожесть. Все попытки использовать внешние литологические признаки вулканогенных пород для широких стратиграфических корреляций не дают желаемых результатов, не приводят к однозначным решениям и оценкам, а нередко усложняют и затрудняют эту процедуру. Другое дело — петрографические особенности и общий петрохимический состав пачек или толщ вулканитов, являющихся поверхностным выражением глубинных магматических процессов. Именно глубинный, «сквозькоровый» характер источника вулканизма и обуславливает временную предопределенность и пространственную выдержанность вещественного состава его продуктов и, следовательно, коррелятивность по этому признаку на площадях более обширных, чем масштабы отдельных вулкано-тектонических структур и даже различных ландшафтных зон, определяющих комплексы развития там растительных остатков. Поэтому доминирующий вещественный состав вулканогенных пород (петрографо-петрохимический тип), проявленный в содержаниях, а скорее, в соотношениях минералов, оксидов, элементов или в трендах изменения состава, — наиболее устойчивый и поэтому наиболее надежный корреляционно-возрастной признак по сравнению с их структурно-текстурными особенностями и внешним обликом, а также характером захороненных органических остатков, который во многом зависит от вариаций ландшафтно-географической обстановки и локальных местных условий. По этой же причине толщи вулканогенных пород близкого (относительно однородного, направленно изменяющегося или постоянно-чередующегося) состава, отражающего специфический этап вулканической деятельности, являются теми естествен-

Каменноугольная	Нижний		Кебертас-ская	C ₂ kg	I	II		III	IV	V	Вулкани-ский пункт-серия	
	Средний		Кондарская	C ₂ kl								
Пермская	Нижний	Чабарай-ская	C ₃ -P(3)sb	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	
		Капарек-ская	C ₃ -Pdb									
	Верхний	Капарек-ская	P ₂ kir	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	
		Майтас-ская	P ₂ (?)mf									
	Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	
		Капарек-ская	P ₂ kd									
	Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
		Капарек-ская	P ₂ kd									
	Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
		Капарек-ская	P ₂ kd									
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	Капарек-ская	P ₂ kd										
Верхний	Капарек-ская	P ₂ kd										



ными телами, которые следует выделять в качестве исходных подразделений местной стратиграфической шкалы.

Анализ с этих позиций фактического материала ряда регионов показывает, что для орогенных зон в равной мере выдержанными по вещественному составу оказываются толщи—свиты как кислого, так и среднего состава. Границы между ними в большинстве случаев устанавливаются достаточно легко, хотя часто отсутствуют признаки несогласия или перерыва, иногда отмечается постепенное изменение состава. Значительно менее выдержано положение в разрезах базальтоидов. Они характеризуются близкими петрохимическими чертами, их проявления локальны и установлены на различных стратиграфических уровнях в разных структурах, что создает иллюзорное впечатление их выклинивания. Все это не позволяет считать наличие базальтоидов возрастным признаком, хотя зачастую они приурочены к низам различных ритмов вулканизма.

Несмотря на многочисленные публикации, касающиеся ритмичности вулканизма [1, 9, 10, 11], хотелось бы еще раз отметить эту важную для разработки схем расчленения и корреляции континентальных вулканитов закономерность, заключающуюся в достаточно отчетливо проявленном чередовании пород относительно более основного состава с кислыми. В то же время каждый последующий ритм объединяет породы (если исключить базальтоиды) в целом более кислого и более щелочного состава, чем предыдущий, отражая общую гомодромную направленность в развитии вулканизма орогенных зон, что позволяет использовать этот признак как корреляционный.

Резюмируя сказанное, следует подчеркнуть, что за основу стратиграфического расчленения континентальных вулканитов необходимо, вероятно, принимать преобладающий вещественный состав вулканитов отдельных толщ и

различия по этому признаку. Иными словами, в самостоятельные стратиграфические подразделения следует выделять толщи вулканитов с определенными петрографо-петрохимическими признаками при возможных значительных вариациях их фациально-литологических особенностей.

В то же время в основе корреляции частных разрезов разобщенных вулкано-тектонических структур или их частей должны лежать критерии ритмичности (цикличности) вулканизма и своеобразие каждого из ритмов, характеризующегося специфическим петрохимическим трендом. В пределах ритма, как правило, отмечается довольно плавное изменение состава вулканитов от более основного к кислому, а граница ритмов — смена кислой вулканогенной толщи относительно более основной (нарушение гомодромности, что можно сравнить с границей комплексов интрузивного магматизма) — резкая, отчетливая. Это позволяет достаточно уверенно разделять отдельные разрезы на вулканические ритмы и использовать петрохимические тренды ритмов для корреляции пространственно разобщенных разрезов. В соответствии со Стратиграфическим кодексом ритмы вулканитов, представляющие собой сочетание разносоставных, но закономерно эволюционирующих по этому признаку (гомодромных) толщ—свит, следует, вероятно, относить к стратиграфическим сериям. В свою очередь, с точки зрения магматизма, вулканические ритмы или серии вместе с сопутствующими им жерлово-экструзивными и субвулканическими образованиями следует объединять в вулканические комплексы, как уже принято в ряде регионов при средне- и крупномасштабных геологосъемочных работах и в практике формационного анализа. Таким образом достигается сопоставимость подразделений стратиграфических схем и схем расчленения и корреляции магматических пород.

Схема расчленения и корреляции верхнепалеозойских вулканогенных образований Токрауской впадины Прибалхашско-Илийского вулканического пояса:

1 — риолиты; 2 — трахириолиты; 3 — риодациты; 4 — дациты; 5 — трахидациты; 6 — дациандезиты; 7 — андезиты; 8 — андезибазальты; 9 — туфы; 10 — пепловые туфы; 11 — туффиты; 12 —

игнимбриты; 13 — флюидалные лавы; игниспумиты; 14 — сферолоидные лавы; 15 — агломератные лавы и туфы; 16 — песчаники; 17 — гравелиты; 18 — алевролиты; 19 — аргиллиты; 20 — известняки; I — Южный Каратаганбай, Чийозек, II — Толеубай—Тулумбай; III — Каргалы; IV — Улькен—Каракуус; V — Кызылрай

В рамках рассмотренной процедуры расчленения и корреляции разрезов континентальных вулканитов на основе формационно-стратиграфического принципа палеофлора занимает весьма важное место, но не первостепенное. Комплексы растительных остатков, как и пресноводная фауна, позволяют намечать разумные, оптимальные возрастные объемы и рубежи выделенных местных подразделений, сопоставлять их с общей стратиграфической шкалой, дополнять еще одним диагностическим признаком характеристику подразделений. Вместе с тем, по-видимому, неоправданно использование состава руководящих или типовых форм ископаемых органических остатков как ведущего признака при выделении свит и серий.

В качестве примера нами приведена схема расчленения вулканогенных толщ Прибалхашско-Илийского пояса в Казахстане (рисунок). На протяжении длительной истории изучения региона исследователями [1—11] предлагались и реализовывались на геологических картах разного масштаба различные схемы. Опирируя одними и теми же названиями свит, выделенными в основном В. Ф. Беспаловым и В. Я. Кошкиным, они вкладывали в них различное понимание объема свит, по-разному проводили корреляцию между отдельными вулканогенными структурами пояса и трактовали возраст. Однозначное и взаимоприемлемое решение по схеме расчленения и корреляции вулканитов пояса стало совершенно необходимым в связи с подготовкой второго издания геологической карты Казахстана м-ба 1 : 500 000 и переходом к изданию нового поколения Госгеолкарты-200. С этой целью в 1989 г. по инициативе ПГО «Центрказгеология» и ВСЕГЕИ при ПГО была создана межведомственная группа, в которую вошли также специалисты КазИМС, ИГН АН КазССР, МГУ, ИГЕМ, ЛГИ. На основании существующего фактического материала М. С. Гранкиным, А. Х. Кагармановым, В. Я. Кошкиным, А. М. Курчатовым, Г. Ф. Ляпичевым, А. К. Мясниковым, Ю. П. Ненашевым, Э. Ю. Сейтмуратовой, А. В. Тевелевым, Л. Н. Шарпенко, Н. Л. Габаем, Г. А. Добрецовым, И. В. Орловым и др. разработана рабочая корреляционная схема вулканогенных образований карбона и перми Северного Прибалхашья (заметим, что ряд членов группы имеют

особое мнение по отдельным уровням принятой схемы).

Анализ принятого в рабочей схеме расчленения показывает, что принцип определенности вещественного состава для основных таксономических единиц местных стратиграфических подразделений — свит — выдержан только для части разреза. Так, первые пять свит низов разреза, а также две самые поздние свиты действительно имеют однообразно-определенный состав, во всяком случае по этому признаку они уже не могут быть разделены более дробно. Правда, степень однородности состава вулканитов в свитах различная: каркаралинская сложена преимущественно вулканогенно-осадочными породами с редкими прослоями вулканитов различного состава (от андезитов до риолитов); в калмакэмельской преобладает андезитовый состав пород с подчиненным количеством туфовых прослоев дацитового и риодацитового составов и маломощных пачек туфогенно-осадочных пород; керөгетасская представлена преимущественно породами дацитового состава с редкими прослоями андезитового и риолитового составов, а также туфитов — туфопесчаников; в колдарской преобладают риодациты — риолиты различного фациального облика.

Выше колдарской в соответствии с изложенными выше принципами впервые выделяется сарыбуятская свита. Она распространена достаточно широко — в Токрауской, Котанэмельской, Баканасской впадинах Северного Прибалхашья. В составе свиты преобладают своеобразные витрокристаллокластические спекшиеся туфы — игнимбриты (автомагматические брекчии) дациандезитового — трахидациандезитового состава. Характерная их черта — количественное преобладание (до 60 %) кристаллокластов размером до 2—3 мм над связующей массой. Среди кристаллокластов отмечаются главным образом андезин — олигоклаз-андезин, в небольших количествах темноцветные минералы (авгит, биотит, роговая обманка), изредка кварц, каликатровый полевой шпат. Связующая масса пород — тонкий буроватый слабодвупреломляющий витрокластический материал, обычно перекристаллизованный в кварц-полевошпатовый микрофельзитовый, реже микропикритовый агрегат, местами сохранивший признаки текстуры течения или пепловых частиц.

Для пород характерны гомогенные алломорфные кристаллически зернистые включения (автолиты?), имеющие уплощенную (5×2 см) форму. Разрезы сарыбуйратской свиты представляют собой достаточно монотонное, изменяющееся лишь по цвету от серого до серовато-лилового чередование покровов, границы между которыми установить очень трудно.

Кроме описанных пород, в составе свиты наблюдаются маломощные прослои трахиандезитовых и трахидацитовых флюидалных лав, дацитовых туфов, линзы туфогенно-осадочных пород (туффитов, туфопесчаников, туфопесчаников, известняков, конгломератов), обычно тяготеющих к низам свиты, и редкие прослои риодацитовых игнимбритов в верхних частях. В ряде разрезов в основании свиты прослеживается пачка конгломератов — туфоконгломератов. В горах Сарыбуйрат в линзе осадочных пород с известняками в основании свиты найдены пелециподы, отнесенные В. А. Муромцевой [10] к виду *Mrasiella* cf. *magniforma* Rag., характерному, по ее мнению, для мазуровской подсвиты Кузнецкого бассейна. Из отложений свиты собраны также отпечатки флоры: *Rufioria* cf. *silbangusta* (Zal.) Meyen, *R. ex. gr. theodorii* (Tschirk. et Zal.) Meyen, кордаиты с жилкованием пермского типа *Angaropteridium*? sp., *Evenkiella* sp. (сборы и определения Л. А. Гогановой; возраст трактуется ею как позднекаменноугольный — раннепермский).

Мощность сарыбуйратской свиты 0—1000 м, в среднем 500—700 м. Она залегает как на нижележащей колдарской, так и на более древних свитах. Угловое несогласие отложений свиты с подстилающими образованиями наблюдается редко, но в целом в региональном плане устанавливается несогласное их положение. Стратотипом свиты являются отложения гор Сарыбуйрат (район гор Кызылрай), которые по характеру разреза мало чем отличаются от приведенного выше описания. Возраст условно (до уточнения по комплексу флоры) принят как позднекаменноугольный — раннепермский.

Самые поздние в рабочей корреляционной схеме условно верхнепермские майтасская (андезибазальты, трахиандезибазальты, трахибазальты, андезиты) и шангельбайская (риолиты, трахи-

риолиты в сочетании с красноцветными песчаниками, гравелитами, конгломератами) свиты не только определены по составу вулканитов, но практически односоставны. Они, как и перечисленные выше свиты, при всем их различии по степени однородности состава пород, не поддаются дальнейшему подразделению и расчленяются с той или иной степенью достоверности лишь на отдельные покровы, потоки, слои, пачки и линзы осадочных пород.

В то же время свиты средней части разреза подразделены на отчетливо различающиеся по составу подсвиты. Чубарайгырская свита (см. рисунок) образована нижней риодацитовой и верхней преимущественно дацитовой (с андезитами и дацириолитами) подсвитами, а караирекская — нижней преимущественно риолитовой и верхней подсвитой, состав которой направленно изменяется от дацит-трахидацитов (местами отмечены линзы андезибазальтов) через риодациты до риолитов — трахириолитов. Подсвиты этих двух свит по объему и качественно вполне соответствуют остальным свитам рассматриваемой схемы и выделение их в ранге подсвит делает схему противоречивой. И дело не только в том, что объемы чубарайгырской и караирекской свит не соответствуют предложенному нами принципу их выделения. Вполне допустим и во многих регионах применяется принцип выделения вулканогенных свит-ритмов или свит, состоящих из двух-трех разносоставных толщ. В рассматриваемом случае подразделения одного порядка в разных частях единого последовательного разреза выделены на основании различных методических принципов, что вряд ли правомерно. И именно поэтому необходимо дальнейшее усовершенствование рабочей схемы.

Как проявлена и как отражена в стратиграфических подразделениях ритмичность вулканизма региона? Если исключить каркаралинскую свиту, объединяющую преимущественно вулканогенно-осадочные терригенные породы, то в полном разрезе вулканитов наблюдается десять последовательно сменяющихся друг друга во времени толщ, образующих пять вулканических ритмов, каждый из которых имеет гомодормное строение (см. рисунок). При этом каждый последующий ритм [9, 10, 11] в последовательном их ряду

в целом (без базальтоидов — продуктов сосуществующих глубинных очагов) сложен более кислыми породами, чем предыдущий. Немаловажной нам кажется и другая закономерность в проявлении ритмов. Их строение снизу вверх постепенно становится все более простым: первый ритм образован тремя толщами (калмакэмельская, кергетасская и колдарская свиты), второй и третий — двумя, четвертый (верхняя подсвита караирекской свиты) — представляет собой единую толщу с изменением состава вулканитов от дацитов до риолитов, пятый — это однообразные трахириолиты — риолиты в сочетании с контрастными и генетически не связанными с ними базальтоидами.

Выявленные закономерности в вещественном составе подразделений и в проявлении ритмичности предлагаются в качестве диагностических признаков при дальнейшем расчленении и корреляции вулканитов Северного Прибалхашья и подобных ему регионов. Однако в приведенной рабочей корреляционной схеме чубарайгырская и караирекская свиты в том объеме, в каком они приняты, противоречат отмеченным закономерностям ритмичности и принципу выделения всех остальных свит. Каждая из них должна быть подразделена на две самостоятельные свиты. В этом случае логично выстраиваются третий и четвертый ритмы — серии, а вышележащие базальты и сменяющая их трахидацириолитовая толща (соответственно майтасская и кызыладырская свиты) образуют пятый ритм — серию.

Следует сказать и об использованных в схеме названиях свит. Как известно, до 1974 г., когда были выделены чубарайгырская и караирекская свиты, весь объем вулканитов региона укладывался в остальные выделенные ранее подразделения. Это свидетельствует о резком изменении объема подразделений с прежними названиями, что противоречит требованиям Кодекса.

Таким образом, несмотря на то, что принятие согласованной рабочей кор-

реляционной схемы верхнепалеозойских вулканогенных образований Северного Прибалхашья является значительным достижением межведомственной рабочей группы, опыт работы которой следует, вероятно, использовать в других регионах, очевидна необходимость дальнейшего ее усовершенствования и приведения в соответствие с требованиями Стратиграфического кодекса СССР.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Азбель К. А., Борукаева М. Р. К корреляции вулканогенных образований Прибалхашско-Илийского пояса // Магматические и метаморфические формации Казахстана. Алма-Ата, 1986. С. 91—95.
2. Верхний палеозой западных и северных частей Джунгаро-Балхашской геосинклинали / М. Н. Щербакова, М. К. Бахтеев, А. М. Курчавов и др. — М.: Наука, 1978.
3. Геологическая карта Казахской ССР масштаба 1 : 500 000. Серия Центрально-Казахстанская. Объяснительная записка / Гл. ред. С. Е. Чакабаев — Алма-Ата: Наука, 1981.
4. Кошкин В. Я. Стратиграфия верхнего палеозоя Северного Прибалхашья // Материалы по региональной геологии и геофизике Восточного Казахстана. Алма-Ата, 1981. С. 11—28.
5. Кошкин В. Я. Стратиграфия каменноугольных отложений Джунгаро-Балхашского региона // Стратиграфия палеозоя Казахстана. Алма-Ата, 1989. С. 5—12.
6. Кумпан А. С., Добрецов Г. Л. Проблемы корреляции и возраста верхнепалеозойских отложений Казахстана // Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата, 1974. Т. 2. С. 121—128.
7. Курчавов А. М. Зональность орогенных вулканитов Казахстана (на примере верхнего палеозоя). — М.: Наука, 1984.
8. Ляпичев Г. Ф., Сейтмуратова Э. Ю., Тимофеева Е. Н. К состоянию вопросов стратиграфии континентальных вулканогенных образований позднего палеозоя Северного Прибалхашья // Стратиграфия палеозоя Казахстана. Алма-Ата, 1989. С. 111—119.
9. Шарпенюк Л. Н. Магматогенные кольцевые структуры северо-западной части Токрауского синклинория (Центральный Казахстан): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. — Л., 1971.
10. Шарпенюк Л. Н. Магматогенные кольцевые структуры. — Л.: Недра, 1979.
11. Шарпенюк Л. Н. Формационное расчленение и корреляция магматических комплексов Прибалхашско-Илийского вулcano-плутонического пояса // Магматические и метаморфические формации Казахстана. Алма-Ата, 1986. С. 84—91.

Принята редколлегией 30 июля 1990 г.

Кембрийские отложения Балтийского моря

А. А. ГРИГЯЛИС (ЛитНИГРИ), Г. С. ХАРИН (Институт океанологии),
С. В. КАНЕВ (ВНИИморгео), В. ВАЙЛЬ (Геонафта, Варшава),
С. ХАГЕНФЕЛЬДТ (Стокгольмский университет)

В Балтийском регионе кембрий представлен морскими терригенными отложениями, которые залегают почти горизонтально или с небольшим углом падения (до 3°) на юг на кристаллическом докембрийском фундаменте, а восточнее о-ва Хийумаа — на породах валдайской серии венда; перекрываются глинисто-карбонатными образованиями ордовика. По данным бурения общая мощность кембрия в южной части Балтийского моря 180—450 м, юго-западной — 600 м, северной 80—120 м (о-в Хийумаа) и 30—40 м (юг Ботнического залива). Кровля

отложений с положительных отметок на севере погружается до —3000 м на юго-востоке и —3000...—5000 м и более на юго-западе. Кембрийский Балтийский бассейн, особенно в раннем кембрии, был вытянут в субмеридиональном направлении, ось наибольших погружений простиралась от Кошалина на северо-восток к о-ву Сааремаа (рис. 1).

Стратиграфическое расчленение кембрийских отложений Балтийского моря тождественно принятому на суше и основано на палеонтологических, литологических и геофизических данных табл. (1.)

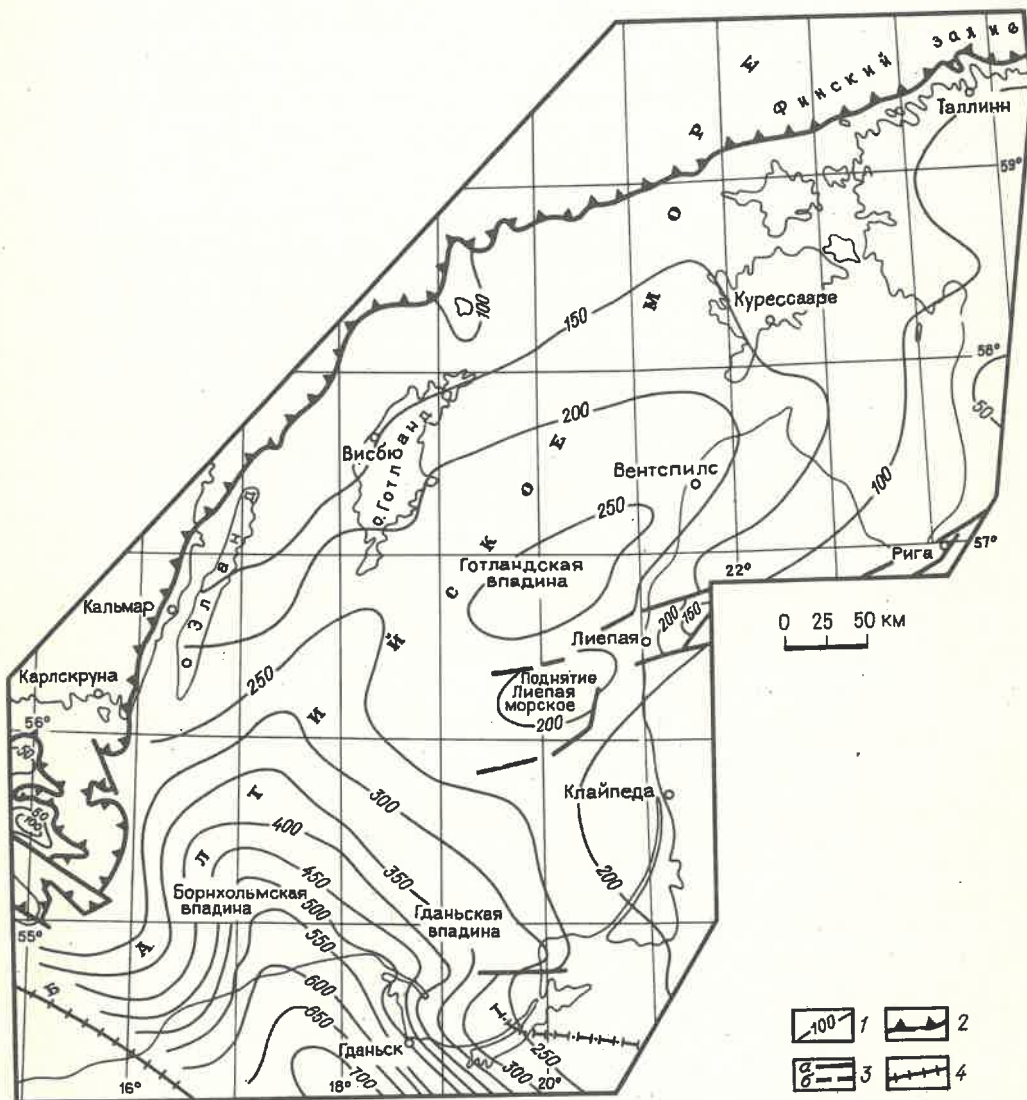


Рис. 1. Схематическая карта мощностей кембрийских отложений:

1 — изопакеты, м; 2 — граница распространения

отложений; 3 — тектонические нарушения: а — установленные, б — предполагаемые; 4 — юго-западная граница Восточно-Европейской платформы

48 1. Схема корреляции кембрийских отложений Балтийского моря

Общая шкала		Региональные стратиграфические схемы				
Отдел	Зона	Унифицированная схема Восточно-Европейской платформы		Финский залив (Ленинградская область)	Северная Балтика (Эстония)	
		Ярус	Горизонт (4)		Север	Запад
Верхний	Acerocare	Аксайский			Каллавереская (нижняя часть)	
	Peltura					
	Leptoplastus					
	Parabolbina spinulosa	Сакский		Тсиреская		
	Olenus — Homagnostus					
Agnostus pisiformis	Аюсоканский		Ладожская		Юльгазская	
Средний	Paradoxides forchhammeri	Майский				
	Paradoxides paradoxissimus	Амгинский		Саблинская		
	Essarparadoxides oelandicus	Дейменаский надгоризонт				Рухнуские
	Protolenus	Тойонский + ботомский	Кибартайский			
	Holmia	Атдабанский	Вергальский			Ирбенская
Нижний	Mobergella		Талсинский (доминопольский)	Тискреская	Тискреская	Созлаские
	Platysolenites	Томмотский	Лонтоваский	Люкатиская	Люкатиская	Сыруская
	Sabellidites		Ровенский	Сиверская	Лонтоваская	Воозинская
				Ломоносовская		

Общая шкала		Региональные стратиграфические схемы					
Отдел	Зона	Восточная часть Средней Балтики (Западная Латвия)		Южная Балтика		Западная часть Средней Балтики (о-в Эланд)	Юго-Западная Балтика (о-в Борнхольм)
		Свята	Свята	Западная Литва	Северная Польша		
Верхний	Aceroscare						Верхние кварцевые сланцы
	Peltura						
	Leptoplastus						
	Parabolbina spinulosa						
	Olenus — Homagnostus						
	Agnostus pisiformis						
Средний	Paradoxides forchhammeri						Известняки Андранум Нижние кварцевые сланцы
	Paradoxides paradoxissimus						
	Ессарпародоидес оеландикс						
	Protolenus						
	Holmia						
	Mobergella						
Нижний	Platysolenites						Песчаники Ристебьерг Брэнс Олде Песчаники Балка Песчаники Нексе
	Sabellidites						

Нижний кембрий расчленен на региональные горизонты, соответствующие зонам общей шкалы. Отложения наиболее древнего ровенского горизонта отсутствуют.

Томмотский ярус. Лонтоваский горизонт прослеживается в южной части Финского залива в виде узкой полосы вдоль береговой линии. В Северной Балтике выходы пород горизонта на дне моря возможны в основании глинистых уступов севернее и северо-западнее о-ва Хийумаа и в южной части Ландсортской впадины. В южной части Ботнического залива предположительно лонтоваские отложения встречены на банках Финнгрундет и Вастрабанкен.

В западной части Финского залива и в Северной Эстонии горизонт представлен плотными, тонкослоистыми глинами зеленовато-серого и фиолетово-коричневого цвета одноименной лонтоваской свиты. В нижней части разреза (мощность 6—20 м) глины содержат прослои песчаников и алевролитов с глауконитом. В западном направлении мощность глин уменьшается и в разрезе начинают преобладать грубозернистые отложения. В Западной Эстонии нижняя часть горизонта сложена преимущественно разнотернистыми глауконитсодержащими песчаниками с прослоями глин (мощность 24—75 м). Верхняя часть разреза глинисто-алевролитовая с преобладанием зеленовато-серых глин с редкими красноцветными разводами. В южном направлении мощность глинисто-алевролитовых отложений уменьшается до полного их исчезновения. На западных островах Эстонии лонтоваский горизонт представлен преимущественно кварцевыми песчаниками с маломощными, часто чередующимися прослоями гравелитов, алевролитов и глин с постоянным присутствием глауконита. Данные отложения (мощность до 90 м) выделены в самостоятельную воозискую свиту [3]. Западнее о-ва Хийумаа горизонт, вероятно, выклинивается, поскольку на острове Готланд и Готско-Сандён эти отложения не выделяются [9, 12].

Атдабанский ярус. Талсинский горизонт протягивается в виде полосы шириной до 5 км вдоль южного берега Финского залива севернее г. Кохтла-Ярве. Отложения залегают с размывом на лонтоваских, что свидетельствует о перерыве в осадконакоплении. В пределах акватории Финского залива, по всей вероятности, распространены лишь низы отложений горизонта, поскольку на суше установлено почти полное их отсутствие в прибрежной северной части предглинистой низины, а естественные выходы отмечены в основном на Северо-Эстонском глинте и склонах древних долин на абсолютных отметках 18—40 м. Талсинский горизонт имеет двухчленное строение и подразделяется на тискрескую и люкатискую свиты. На дне Финского залива предполагается присутствие лишь низов люкатиской свиты. По данным морской геологической съемки горизонт сложен осадками песчано-глинистого состава с некоторым преобладанием в верхних частях разреза алевроитов и слабосцементированных песчаников с включениями прослоев и линз глауконита. Мощность горизонта на суше около 40 м, на дне Финского залива она едва ли превышает 10—15 м.

В Северной Балтике талсинский горизонт известен на дне моря севернее и западнее о-ва Хийумаа, где он обнажается в основании глинистых уступов. Образцы горизонта отобраны при дражировании на ряде станций. В уступах обнажаются преимущественно отложения тискреской свиты. Полная мощность горизонта (59 м) вскрыта скв. Тахуна на о-ве Хийумаа. В его составе

крупнозернистые серые кварцевые и зеленовато-серые кварц-полевошпатовые пиритизированные песчаники и алевролиты с включениями и линзами зеленых глин, сидеритов. Алевролиты содержат листочки мусковита и биотита, мелкие иногда очень обильные кристаллы пирита (нередко окисленного), зерна глауконита и оолиты гидротита. На поверхности образцов обнаружены отпечатки иероглифов.

В Западной Эстонии, на островах и в Северной Балтике мощность талсинского горизонта увеличивается за счет появления в нижней части разреза под люкатискими отложениями мощной (до 50 м) алевролитоглинистой толщи, выделенной в сырскую свиту (на западе Латвии — овишская свита). Свита представлена в нижней части однородными крупнозернистыми светлыми с красными пятнами массивными полимиктовыми алевролитами с тонкими прослойками глин. Верхняя часть разреза — алевроитовые глины зеленовато-серого цвета с редкими красными пятнами и разводами. Мощность свиты на материке 20—25 м, на островах — до 50 м. О мощности свиты на дне Балтийского моря сведений нет.

В Западной Латвии талсинский горизонт сложен породами овишской и нижней части венгавской свит, развитых северо-западной линии Талсы—Кулдига—Лиепая. Они представлены косослоистыми серыми кварцевыми и слюдинокварцевыми песчаниками, содержащими глауконит, преимущественно белыми, серыми и пестроцветными крупнозернистыми кварцевыми алевролитами с прослоями глин. Глинистый цемент песчаников образован гидрослюдой и каолинитом, в меньшей мере хлоритом и шамозитом. Мощность горизонта на Курземском побережье Балтийского моря 105—122 м.

В Средней Балтике отложения талсинского горизонта отдельно в нижнем кембрии не выделяются. На западе Литвы, как и на востоке Южной Балтики, талсинские отложения, как и более древние лонтоваские и ровенские, отсутствуют.

В Гданьской впадине (скв. С8-1, С-9 и др.) базальная часть нижнекембрийских отложений представлена глауконитовыми темно-серыми мелкозернистыми кварцевыми песчаниками с прослоями алевролитов (рис. 2). Эта толща, по видимому, относится к талсинскому горизонту. В средней части нижнего кембрия здесь преобладают алевролиты, в верхней — аргиллиты. Общая мощность нижнего кембрия 100—150 м. Залегают толща на докембрийских серых гнейсах.

В Юго-Западной Балтике (скв. В16-1, А8-1) и прилегающих к ней районах Северо-Западной Польши (скв. Лэба-8) отложения, отвечающие, вероятно, талсинскому уровню, представлены темно-серыми разнотернистыми глауконит-кварцевыми песчаниками с прослоями алевролитов (мощность 50—60 м). Они включены в состав жарновецкой серии, базальная часть которой относится к лонтоваскому и ровенскому горизонтам (рис. 3), и условно сопоставляются с песчаниками Хардеберга в Сконе [7]. Верхняя граница и объем жарновецкой серии трактуются по-разному [4].

Талсинский горизонт со стратиграфическим перерывом залегает на породах кристаллического фундамента или венда. (Средняя Балтика) или трансгрессивно на лонтоваском горизонте нижнего кембрия (Северная Балтика, Финский залив).

Атдабанский — тойонский ярусы. Вергальский и раусвский горизонты венчают разрез нижнего кембрия (см. рис. 3). На суше Эстонии по литологическому составу они расчленены на созлас-

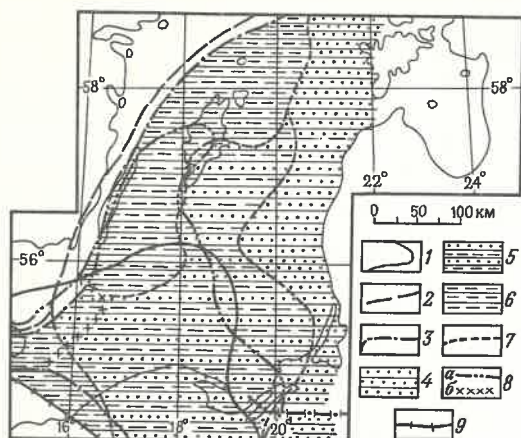


Рис. 3. Распространение кембрийских отложений на фоне литофаций среднего кембрия:

границы распространения отложений: 1 — жарновецкой серии нижнего кембрия, 2 — нижнекембрийских (без жарновецкой серии), 3 — среднекембрийских; литофация среднего кембрия: 4 — песчаники, 5 — переслаивание песчаников, аргиллитов и алевролитов, 6 — аргиллиты и алевролиты, 7 — фациальные границы; 8 — границы распространения верхнекембрийских отложений в целом (а) и литофации антраконитов и кварцевых сланцев (б); 9 — юго-западная граница Восточно-Европейской платформы

Мощность созласких слоев 30 м. Они перекрываются ирбенской свитой, представленной чередованием зеленовато-серых алевролитовых глин с характерной текстурой типа «кракстен» и крупнозернистыми светлыми алевролитами с тонкими волнистыми прослойками темно-серой глины. Встречаются отдельные маломощные (до 30 см) прослои железистых оолитов. Мощность ирбенской свиты 40 м.

В восточной части Средней Балтики и в Южной Балтике вергальский и раусевский горизонты глубоко погружены в пределах Балтийской синеклизы. В Западной Латвии они включают (снизу вверх) верхнюю часть вентавской свиты, пачку бурых железистых оолитов и вышележащую глинисто-алевритовую пачку нижней половины тебской свиты. В Западной Литве этим горизонтом отвечают отложения ягодной, гегеской и вирбалисской свит; здесь разрез кембрия начинается с ягодной свиты [7].

В Западной Латвии в основании вергальского горизонта залегает пачка (до 15 м) глинисто-алевритовых отложений с прослоями кварцевых и глауконит-кварцевых песчаников. Глины гидрослюдистые с примесью каолинита и хлорита, алевролиты слюдистые с обильно пиритизированными и ожелезненными остатками водорослей. Они залегают согласно на талсинских отложениях или, в пределах поднятий, на породах кристаллического фундамента. В подошве тебской свиты (общая мощность 85 м) выделяется пачка железистых оолитов, выше которой залегает пачка глин и алевролитов. Оолиты (размером 0,05—1,5 мм) имеют концентрическое строение, состоят из гематита, реже гидрогетита, иногда шамозита. В базальной части пачки брекчие-конгломератового облика образует неровный, карманообразный контакт со слоями талсинского горизонта. Глины вышележащей пачки гидрослюдистые с примесью сидерита и хлорита,

2. Химический состав нижнекембрийских осадочных пород северной части Балтийского моря

Оксиды (%) элементы (10 ⁻⁴ %)	1	2	3	4
TiO ₂	0,37	0,42	1,3	0,2
Fe ₂ O ₃	31,5	32,93	57,28	1,15
MnO	0,17	0,85	0,25	0,3
CaO	5	4,8	2	1,8
MgO	2,54	2,61	0,78	0,14
Na ₂ O	0,06	0,04	0,1	0,05
K ₂ O	0,7	1,16	0,27	0,92
Rb	28	41	10	30
Li	147	162	200	12
Cu	28	22	22	16
Zn	64	70	900	640
Ni	50	40	50	16

Примечание. 1—3 — сидерит песчаный; 4 — алевролит.

серые, фиолетово- и серо-желто-зеленые, тонкослоистые с ходами червей, выполненными кварцевым и глауконит-кварцевым материалом. Алевролиты мелко- и среднерзернистые, пестроцветные, горизонтально-, реже косо-полого-волнисто- и линзовидно-слоистые с глинистым, кварц-регенерационным, реже карбонатным цементом.

На западе Калининградского региона и прилегающей к Самбийскому п-ову акватории локально распространена ягодная свита кварцевых песчаников и глинистых алевролитов (в средней части разреза) мощностью до 34 м. Вергальский возраст свиты устанавливается условно. На западе Литвы гегеская свита (мощность до 50 м) сложена зеленовато-серыми и серовато-зелеными аргиллитами с прослоями светло- и зеленовато-серых алевролитов, песчаников и в средней части свиты бурых железистых оолитов. Вирбалисскую свиту (до 42 м) составляют светло-серые и белые песчаники и алевролиты с единичными прослоями темно-зеленых аргиллитов. Для этой свиты характерна смена светлых песчаников более глинистыми зеленовато-серыми разновидностями.

Общая мощность вергальского и раусевского горизонтов от первых метров до 70 м на севере и до 100 м на юге площади их распространения.

Нижний кембрий нерасчлененный образует полосу выходов к западу от меридиана 20° в. д. в западной части Средней Балтики. Эти отложения распространены также на западном побережье о-ва Эланд и восточном — Юго-Восточной Швеции к югу от г. Оскарсхамн. В проливе Кальмарсунд и севернее о-ва Эланд нижний кембрий представлен толщей терригенных отложений мощностью до 35 м [9]. К югу от о-ва Эланд в нижнекембрийской толще прослеживается четкий сейсмический репер (Ст 3), вероятно, приуроченный к базальному конгломерату мoberгелловых слоев. Репер выделяется во всей акватории Средней Балтики. Другой репер (Ст 5) предположительно увязывается с переходом нижнекембрийских песчаников к среднекембрийским сланцам [9]. Эта граница между нижним и средним кембрием отражена и на геологических картах Балтики [1].

На о-ве Эланд по данным обнажений и буровых скважин нижний кембрий сложен красными

кварцитовыми песчаниками Кальмарсунд (скв. Бэдахми, мощность 39 м), мобергелловыми и венчающими разрез холмиевыми слоями (см. табл. 1). В целом мощность нижнего кембрия в описываемом районе достигает 78 м на о-ве Эланд, увеличиваясь к востоку до 106 м на о-ве Готланд (скв. Филе Хайдар) и 120 м к северо-востоку от о-ва Готска-Сандён (Н. Х. Магнуссон, П. Туршлунд, Ф. Бротцен, 1960). В этом же направлении нижний кембрий с перерывом перекрывается средне-верхнекембрийскими отложениями и подстилается породами кристаллического фундамента.

В Южной Балтике, по данным бурения, мощность нижнего кембрия 127—149 м. В скв. С9 (данные Л. Н. Лашковой) он представлен переослаиванием зеленовато-серых глинистых алевролитов и аргиллитов с прослоями белых алевролитов и песчаников. В нескольких пробах глинистых алевролитов Т. В. Янкаускасом установлены акритархи *Baltisphaeridium ciliosum* Volk., *B. varium* Volk., *Alluvella baltica* Van d., *Leiosphaeridia* sp., *Microhystridium dissimulare* Volk., что позволило ему выделить раувеский горизонт (аналог зоны *Protolenus*).

Предположительно нижнекембрийские кварцевые песчаники распространены южнее о-ва Эланд и г. Карискруна во впадине Ханё [13]. Они залегают на эродированной поверхности кристаллических пород докембрия и перекрыты мощным чехлом мезозойских отложений. Выделены четыре поля развития нижнего кембрия максимальной мощностью до 100 м в центральной части Ханё Бей. По направлению к юго-западу, в северной части Борнхольмского пролива, кварцевитовидные песчаники (мощность 24 и 6 м), залегающие на фундаменте, пробурены двумя морскими скважинами. Они сходны с песчаниками нижнего кембрия района г. Симрисхамн на восточном побережье Сконе [13].

Средний кембрий расчленен на кибартайский горизонт и дейменаский надгоризонт или зоны *Essaragadoxides oelandicus* и *Paradoxides paradoxissimus*. Отложения зоны *Paradoxides forchhammeri* в акватории не установлены.

Амгинский и майский ярусы. В акватории Балтийского моря западнее островов Хийумаа и Сааремаа под ордовикскими могут залегать и среднекембрийские отложения, установленные на о-ве Готланд. На суше Эстонии среднекембрийские отложения выявлены лишь в юго-западной части. Они представлены неотсортированными светлыми мелкозернистыми кварцевыми песчаниками с редкими прослоями алевролитовых глин светло-серого до фиолетово-красного цвета (мощность более 20 м). Песчаники содержат много кристаллов и конкреций пирита, а также сгустки каолинита. Эти отложения, выделенные в рухнуские слои [3], палеонтологически не охарактеризованы, залегают с перерывом на нижнекембрийских породах. Исходя из литологического состава рухнуские слои условно включены в состав дейменаского надгоризонта.

В Средней и Южной Балтике распространены кибартайский горизонт и дейменаский надгоризонт (серия) (см. рис. 3). На дочетвертичную поверхность эти отложения не выходят.

Кибартайский горизонт в Средней Балтике представлен верхами тебурской свиты, в Южной — типовой кибартайской свитой [2]. Он сложен глинами и глинистыми алевролитами с прослоями мелко- и разнозернистых песчаников. Нижняя граница горизонта устанавливается условно по смене комплекса акритарх. Глины и глинистые алевролиты серые, фиолетово- и серо-

желтые, иногда с коричневым оттенком, тонкослоистые, алевропелитовой и пелитовой структуры и текстурой типа «кракстен». В составе глины гидрослюда со значительной примесью каолинита и в меньшей мере хлорита. Алевролиты мелко- и среднезернистые, в основном кварцевого состава, светло-, зеленовато-серые, красновато-коричневые, горизонтально-, косо- и волнисто-слоистые, цемент глинистый, кварц-регенерационный, реже карбонатный. Мелко- и разнозернистые песчаники залегают в виде прослоев мощностью от первых сантиметров до 3—4 м, светло-зеленовато-серые, реже буровато-серые, косо- и горизонтально-слоистые, кварцевые (90—95 %), реже олигомитовые, цемент глинистый или кварцевый, регенерационный. Возраст горизонта определен по кибартайскому комплексу акритарх зоны *Essaragadoxides oelandicus*. Мощность горизонта увеличивается к югу — от первых метров в районе мыса Колка до 28—32 м в районе Лиепайской впадины и до 97—100 м в Борнхольмской впадине.

Дейменаская серия распространена на западе Латвии и Литвы от границы восточный берег Рижского залива — Кемери — Кроньяуце. Дейменаские отложения согласно залегают на породах кибартайского горизонта. Иногда в основании серии встречается конгломерат (Вергальско-Кулдигский вал), но в большинстве разрезов нижняя граница фиксируется по смене глинистых и пелит-алевролитовых кибартайских отложений песчаниками дейменаской серии. Выше по разрезу на юго-западе Калининградского региона выделяется веселовская свита (мощность до 5 м), для которой характерны линзовидно-слоистая текстура, более темный цвет и наличие прослоев карбонатных пород среди песчано-глинистых [7]. Песчаники (до 75—80 % разреза) светло-серые и белые, мелкозернистые, кварцевые, волнисто-, горизонтально- и линзовидно-косослоистые, с массивной, иногда глобулярной текстурой. Алевролиты сходны с песчаниками. Глины серые, зеленовато- и буровато-серые, иногда аргиллитоподобные, горизонтально-слоистые, представлены гидрослюдой (60—100 %) с примесью каолинита (до 40 %), хлорита (до 10 %) и глауконита.

Мощность дейменаских отложений от первых десятков метров на юге о-ва Сааремаа до 85 м в северной части Литовской мегавпадины.

Среднекембрийские отложения в акватории Южной и Юго-Западной Балтики, по данным бурения, представлены полным разрезом темно-серых или черных аргиллитов с серыми алевролитами и битуминозными кварцевыми песчаниками общей мощностью 99—284 м (см. рис. 2).

Средний и верхний кембрий выходят на дочетвертичную поверхность в западной части региона на о-ве Эланд и обнажены в глиняном уступе западного побережья острова. Они представлены толщей черных керогенистых кварцевых сланцев с прослоями известняков; со стратиграфическим перерывом залегающей на нижнекембрийских песчаниках. Интервал стратиграфического перерыва увеличивается к юго-западу, по направлению к Сконе и Борнхольму. По данным бурения, мощность среднекембрийских отложений в южной части о-ва Эланд достигает 10 м (скв. Сегерстад), верхнекембрийский — до 13 м (скв. Оттенбю) [9]. Эти отложения обнаружены и в акватории моря юго-западнее о-ва Эланд (сейсмостратиграфический комплекс Ст 5-01). К востоку они повсеместно перекрываются нижнеордовикскими породами. Мощность среднего кембрия на о-ве Готланд 20—80 м, верхнего — около 2 м (Нэр, Грэтлинг-

бо). Они расчленены на местные стратиграфические подразделения (см. табл. 1).

Верхний кембрий распространен повсеместно (см. рис. 3). На севере Эстонии на отложениях тискеской свиты нижнего кембрия с перерывом залегают юльгазская свита, которая ранее включалась в ранге пачки в каллаверескую свиту нижнего ордовика [6]. В настоящее время на основании новых палеонтологических данных свита относится к нижней части верхнего кембрия [4]. Представлена светлыми алевролитами и песчаниками с прослоями зеленовато-серых глин (мощность 10—14 м). Выше по разрезу выделяется тискеская свита [5], сложенная светло-серыми алевролитами с прослойками серых и коричневых глин (мощность до 8 м). Беззамковые брахиоподы и конодонты (*Furnishina furnishi* Muller и др.) датируются поздним кембрием. К верхам верхнего кембрия относятся и нижняя часть каллавереской свиты, содержащая характерные верхнекембрийские беззамковые брахиоподы и конодонты [4].

На юго-западе Калининградского региона верхнекембрийские отложения представлены ладужинской свитой и выделены по находкам *Orussia lenticularis* (Wahlb.) и *Homagnostus* sp. Это светло-серые известняки, линзовидно переслаивающиеся с серыми и темно-серыми кварцевыми алевролитами, песчаниками, ожелезненными аргиллитами (мощность 0,2—1,6 м [7]). В скв. С9, на восточном склоне Гданьской впадины, к верхнему кембрию отнесен слой черных известняков и серых известняковых песчаников мощностью до 2 м. Западнее верхнекембрийские известняки и аргиллиты установлены и в акватории Юго-Западной Балтики (скв. В16-1 и А8-1); здесь их мощность 14—18 м. В Северо-Западной Польше (западнее Ольштына) верхний кембрий представлен битуминозными аргиллитами с прослоями известняков (мощность до 15 м), расчленен на трилобитовые зоны [7].

Соотношение верхнекембрийских отложений Южной и Юго-Западной Балтики с принятым в СССР аюсокканским, сакским и аксайским ярусами общей шкалы не выяснено.

Разные стратиграфические уровни нижнего, среднего и верхнего кембрия на о-ве Борнхольм и в прилегающей к нему акватории выходят на земную поверхность в тектонически сложно построенных блоках в юго-западной части острова, непосредственно вблизи линеймента Тейссей—Торнквист. На северо-востоке кембрий граничит с протерозойскими, на юге и юго-востоке с ордовикскими — силурийскими, юрскими или меловыми отложениями. Под чехлом последних кембрийские отложения распространены в Борнхольмской впадине и в заливе Ханё, в восточной части которого предполагается увеличение их объема и мощности [13].

На о-ве Борнхольм кембрийская система представлена всеми тремя отделами [10]. Нижний кембрий начинается мощной (до 100 м) толщей красных субаркозовых песчаников Нексе томмотского (лонтоваского) уровня (см. табл. 1). Выше по разрезу залегают кварцитовидные, глауконитовые песчаники Балка (60 м), связанные с началом раннекембрийской трансгрессии. Эти стратонны отвечают песчаникам Хардеберга в Сконе, но акритархи, заключенные в последних, свидетельствуют о их раннехольмиевом возрасте (зона Holmia) [14]. Песчаники Балка перекрываются регрессивной свитой Лёсе, сложенной биотурбированными алевролитами с конкрециями фосфоритов и глауконитом («зеленые сланцы» или слой Брэнс Одде, в Сконе — свита Норреторп) и выше

кварцевыми песчаниками Риспёбьерг мощностью 3 м с венчающим фосфоритовым горизонтом.

Средний и верхний кембрий, а также нижний ордовик на о-ве Борнхольм представлены монотонной толщей черных керогенистых кварцевых сланцев с подчиненными слоями или линзами керогенистых известняков и многочисленными горизонтами фосфоритовых конгломератов [10]. Между нижним и средним кембрием установлен значительный стратиграфический перерыв, охватывающий четыре трилобитовые зоны конца нижнего и начала среднего кембрия. Разрез среднего и верхнего кембрия на острове начинается с известняков Эксуланс (0,4 м), выше залегают нижние кварцевые сланцы (1,5 м), битуминозные известняки Анддрарум (1,5 м) и верхние кварцевые сланцы (до 23 м) с линзами антраконита. Еще выше, в толще сланцев, появляются остатки *Rhabdinopora*, указывающие на начало ордовикского периода. Возможно, что в толще верхних кварцевых сланцев Борнхольма и Сконе развиты и тремадокские керогенистые сланцы. Общая мощность среднего кембрия на о-ве Борнхольм 5,5—6 м, верхнего — 21 м. В Сконе (Южная Швеция) эти мощности соответственно равны 20 и 40—55 м [11]. Детальные биостратиграфические данные свидетельствуют о наличии в толще кембрийских отложений Борнхольма многочисленных седиментационных перерывов [А. Мартинссон, 1974; 8].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геология и геоморфология Балтийского моря*/Под ред. А. А. Григалиса. — Л.: Недра, 1991.
2. *Геология республик Советский Прибалтики*. Сводная объяснительная записка к геологическим картам м-ба 1:500 000/Под ред. А. А. Григалиса. — Л.: Недра, 1982.
3. *Кала Э. А., Менс К. А., Пиррус Э. А.* К стратиграфии кембрия на западе Эстонии//Стратиграфия древнепалеозойских отложений Прибалтики. Таллинн, 1984. С. 18—37.
4. *Менс К., Бергстрём Я., Лендзиён К.* Кембрий Восточно-Европейской платформы (корреляционная схема и объяснительная записка). — Таллинн: Валгус, 1987.
5. *Попов Л. Е., Хазанович К. К.* Новые данные по стратиграфии кембро-ордовикских фосфоритовосных отложений на северо-западе Русской плиты//Тр. ГИГХС. М., 1985. Вып. 63. С. 38—47.
6. *Решения Межведомственного регионального стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Прибалтики*/Под ред. А. А. Григалиса. — Л.: ВСЕГЕИ, 1978.
7. *Фашии и стратиграфия венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы*/Под ред. Э. А. Пирруса. — Таллинн: АН ЭССР, 1986.
8. *Berg-Madsen V.* The Middle Cambrian Kolby and Borregard Members of Bornholm, Denmark//Geol. Fören. Stockholm Förh. 1981. Vol. 103. Pt. 2. P. 215—231.
9. *Flodén T.* Seismic stratigraphy and bedrock geology of the Central Baltic//Stockholm Contrib. Geol. 1980. Vol. XXXV. P. 1—240.
10. *Guide to Excursion in Bornholm*/By P. Gravesen and M. Bjerreskov. 8-th Annual Working Meeting of IGCP Project No. 86. Copenhagen, 1982.
11. *Guide to excursion in Scania*/By J. Bergström, B. Holland, K. Larsson, E. Norling and U. Sived. Uppsala, 1982.

12. *Hagenfeldt S. E.* Lower and Middle Cambrian acritarchs from the Baltic Depression and south-central Sweden, taxonomy, stratigraphy and palaeogeographic reconstruction//Doctoral thesis. Depart. of Geology. University of Stockholm. 1989. P. 1—32.
13. *Kumpas M. G.* Seismic stratigraphy and tectonics in Hanö Bay, Southern Baltic//Stockholm

- Contrib. Geol. 1980. Vol. XXXV, No 4. P. 35—168.
14. *Vidal G.* Lower Cambrian acritarch stratigraphy in Scandinavia//Geol. Fören. Stockholm Förh. 1981. Vol. 103. Pt. 2. P. 183—192.

Принята редколлегией 30 июля 1990 г.

Минералогия, петрография, литология

УДК 553.985.3(470.117)

© Б. А. Клубов, В. М. Безруков, 1992

Антраксолиты Новой Земли

Б. А. КЛУБОВ, В. М. БЕЗРУКОВ (ВНИГРИ)

Первые упоминания об антраксолитах Новой Земли появились в отчете В. А. Русанова (1945). В последующем проявления антраксолитов отмечались на Новой Земле неоднократно [5]. В 1989—1990 гг. авторы провели целенаправленные исследования этих битумов в районе залива Рогачева, губ Тайной, Безымянной и Грибовой на о-ве Южный, а также проанализировали и обобщили все имевшиеся материалы по антраксолитам.

Антраксолиты Новой Земли связаны с существенно карбонатными породами, главным образом девонского и нижнекаменноугольного возраста. Значительно реже они встречаются в терригенно-карбонатных отложениях силура. Характерно что антраксолиты приурочены к формациям доманикоидного типа, отличающимся изначально высоким содержанием сапропелевого органического вещества (ОВ). Формаций с антраксолитами широко распространены на Пай-Хое, Таймыре, Северной Земле, Новосибирских островах, Селеняхском и Приколымском поднятиях [4, 5, 6, 8].

Несмотря на то, что среднемасштабная геологическая съемка Новой Земли на большей части территории архипелага завершена, многое в строении доманикоидных толщ этого архипелага остается неясным, особенно в плане их корреляции и битуминологии.

Согласно модели В. И. Бондарева и др., территория Новой Земли оформилась на гетерогенном основании в киммерийскую тектоническую эпоху [2]. В структурном плане — это разделенные крупными разломами мегаблоки: Средне-Новоземельский, Восточно-Баренцевский, мыса Желания и

Южно-Новоземельский. Средне-Новоземельский мегаблок — часть обширного палеозойского прогиба, впоследствии приподнятого. Разломом глубокого заложения он разделен на Центрально-Новоземельский блок (горст-моноклиний), Восточно-Новоземельский грабен-синклиний и блок Пахтусовской антиклинали. Восточно-Баренцевский мегаблок по главному новоземельскому разлому граничит со Средне-Новоземельским мегаблоком и является частью Предновоземельского краевого прогиба, сложенного слабодислоцированными терригенно-карбонатными отложениями девона, карбона, перми и мезозоя. Мегаблок мыса Желания сложен терригенными (глинисто-сланцевыми) образованиями нижнего—среднего палеозоя, смятыми в складки субширотного простирания, а также карбонатно-терригенными отложениями среднего—верхнего палеозоя, образующими складки северо-восточного направления. Он формировался как платформенный прогиб, заложенный на каледонском складчатом основании. Южно-Новоземельский мегаблок сформировался как платформенный прогиб, заложенный на байкальском складчатом основании. Его простирание определяется простиранием структур доордовикского фундамента. Прогиб сложен терригенно-карбонатными, терригенными и эффузивно-вулканогенными образованиями нижнего, среднего и верхнего палеозоя, а также, частично, мезозоя (триаса), смятыми в линейные складки северо-западного направления.

В течение нескольких этапов тектонического развития в пределах Новой

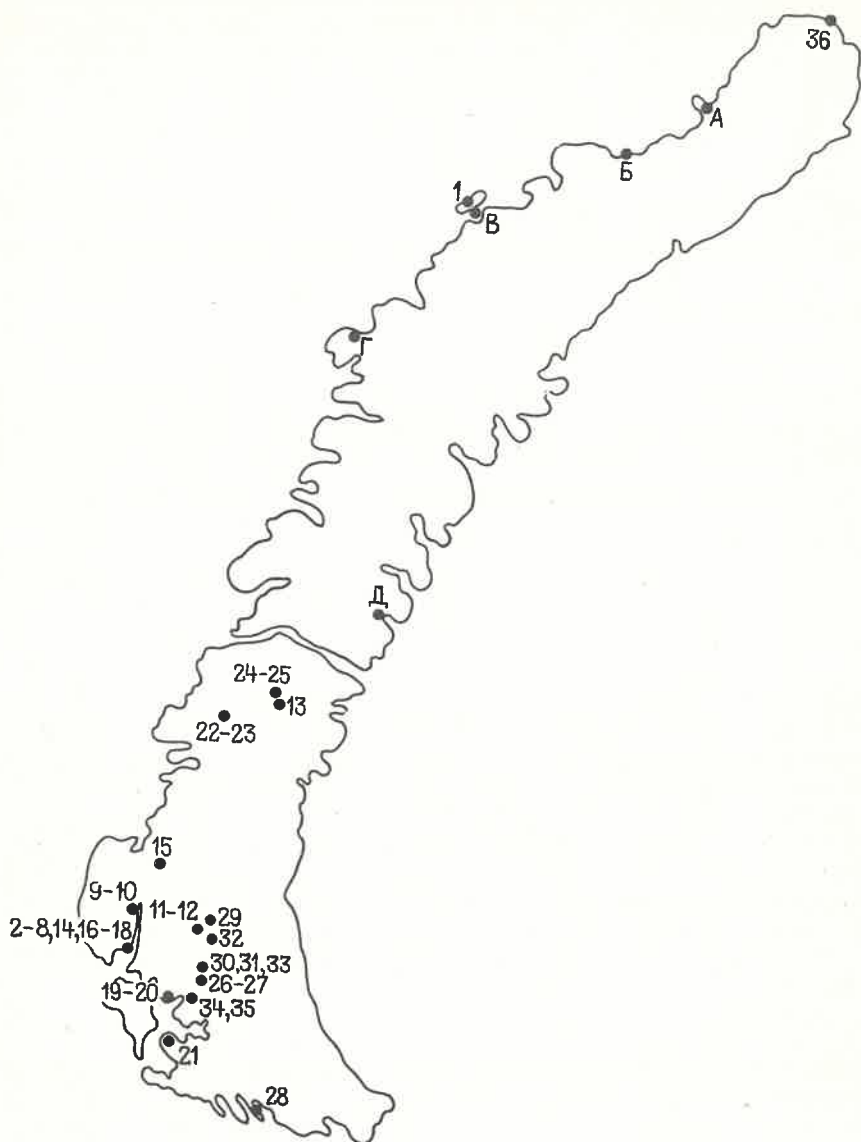


Схема распространения проявлений антракосолитов на Новой Земле:

1 — проявления антракосолитов: 1 — о-в Берха, 2 — мыс Сокол, 3—6 — п-ов Соколова, 7 — мыс Сокол, 8 — п-ов Соколова, 9—10 — западный берег залива Рогачева, 11—12 — оз. Северотайнинское; 13 — верховье р. Есипова, 14 — мыс Сокол, 15 — ручей Марганцевый, 16—18 — мыс Сокол, 19—20 — п-ов Ерохина; 21 — г. Пропащая; 22—23 — оз. Ящик, 24—25 — верховье

р. Есипова, 26—27 — г. Тайная; 28 — г. Моржовая; 29 — оз. Северотайнинское, 30—31 — руч. Посудный, 32 — левый приток р. Северный Тайной, 33 — руч. Посудный, 34—35 — г. Тайная, 36 — между мысами Иогансена и Мон; 2 — проявления антракосолитов без аналитических данных: А — залив Иностранцева, Б — п-ов Шмидта, В — о-ва Личутина и Малый Заячий, Г — п-ов Адмиралтейства, Д — залив Чикина

Земли формировались осадочные и осадочно-эффузивные формации, распределенные зонально. Часто границами между фациями служили не только структурные барьеры, но и долгоживущие разрывные нарушения, в т. ч. ограничивающие мегаблоки.

Доманикоидные толщи силура, девона и карбона развивались преимущественно в пределах мегаблоков мыса Желания, Восточно-Баренцевско-

го и Южно-Новоземельского. Именно здесь существовали благоприятные прибрежно-морские условия осадконакопления, обеспечивающие оптимальные режимы накопления и сохранности сапропелевого ОВ. В ходе общей инверсии, начавшейся в юрско-триасовое время и последующего воздымания Центрального-Новоземельского геосинклинального и Южно-Новоземельского прогибов, прилегавшие к

ним платформенные и миогеосинклинальные толщи среднего—верхнего палеозоя были интенсивно смяты в систему линейных складок, ориентированных согласно основным глубинным разломам, определяющим границы мегаблоков. В последующем на все это активно наложился сбросово-разрывные дислокации позднекембрийских фаз тектонического развития и сопровождавшие их динамо-гидротермальные воздействия. Есть основания предполагать, что подобные процессы и воздействия проявлялись и накладывались неоднократно в течение альпийской тектонической эпохи. В результате степень катагенетического превращения указанных толщ оказалась очень высокой, в среднем на уровне тощей стадии углефикации, а в некоторых случаях даже полуантрацитовый и антрацитовый (ПА и А), что подтверждается очень низкой рассеянной битуминозностью пород на фоне повышенного содержания органического углерода $S_{орг}$. Хлороформенный битумоид (ХБ) в породах рассматриваемых толщ в среднем составляет менее 0,003 %, а $S_{орг}$ в глинистых и глинисто-карбонатных разностях часто превышает 1 %, достигая участками 11 % [10]. Иными словами, ОВ упомянутых доманикоидных толщ в ходе геологической жизни потеряло до 99 % миграционно-способных дериватов.

Исключением является часть разреза нижнего девона района залива Иностранцева на крайнем северо-западе Новой Земли. Здесь среди слабо катагенно-преобразованной типичной доманикоидной толщи, общей мощностью более 120 м, обнаружены жидкие битумы (осмоленные мальты) первично-миграционной природы. Сам этот факт может служить косвенным доказательством ранее высказывавшейся мысли, что самая северная часть мегаблока мыса Желания формировалась обособленно в структурно-фациальном плане и не была захвачена сильными тектоническими дислокациями. [7, 9]. Верхнесилурийские отложения доманикоидного строения развиты на севере мегаблока мыса Желания (рисунок): в районе п-ова Шмидта, залива Иностранцева и на крайнем северо-востоке побережья Новой Земли (между мысами Мон и Иогансена). На п-ове Шмидта дома-

никоидными качествами обладали самые верхи разреза лудлова и даунтона, представленные слоистыми доломитизированными известняками и доломитами с телами водорослевых биогермов (верхняя толща усачевского комплекса), плитчатыми алевроитистыми известняками, комковатыми известняками — водопадная свита [1]. Несмотря на отсутствие в этих породах антраксолитов, в них установлены легкие миграционные битумоиды (менее 0,003 %) с бледно-желтым, зеленовато-желтым и голубовато-желтым люминесцентным свечением [4].

Антраксолиты района залива Иностранцева, впервые обнаруженные И. Ф. Пустоваловым (1936), также связаны с темными битуминозными известняками верхнего силура мысов Пинегина и Балашова. Антраксолиты образуют здесь редкие порошкообразные напыления и мелкозернистые выделения по стенкам трещин [5]. Проявления их между мысами Мон и Иогансена приурочены к полосе развития отложений лудловского возраста, представленных плотными пятнистыми, часто брекчированными и пористыми доломитизированными известняками. Поры размером до 1—2 см обычно выполнены белым кальцитом. Антраксолит образует включения между кристаллами кальцита, а также присыпки «шлакоподобной пористой массы» внутри микроскопических трещин, пронизывающих пористые известняки. По составу минерал соответствует антраксолитам средней степени метаморфизма.

Среди нижне-среднедевонских отложений Новой Земли различаются северная, средняя, южная и пахтусовская структурно-фациальные зоны [12]. Доманикоидные черты наиболее выражены в нижне-среднедевонских толщах северной и южной зон Новой Земли, где и обнаружены многочисленные яркие проявления антраксолитов. Пахтусовская зона по содержанию антраксолитов практически не исследована, в средней зоне признаки доманикоидов в рассматриваемых отложениях отсутствуют, не обнаружены и антраксолиты. Преимущественно терригенно-карбонатный тип разреза практически сменяется терригенным. Антраксолиты в девонских породах северной зоны изучены исключительно слабо. Самое северное проявление

этих битумов, и пока единственное, локализованное в девонских отложениях района, обнаружено на п-ове Шмидта. Антракосолиты установлены Э. М. Красиковым, В. И. Бондаревым и др. (1972, 1973) в верхней части разреза ретовской свиты нижнего эмса. Доломиты свиты сильно трещиноваты и прожилкованы белым крупнокристаллическим доломитом. Во внутренних участках трещин, особенно на их пересечениях, часто встречаются выделения кварца, иногда совместно с присыпками и глобулярными образованиями антракосолита до 1 см в диаметре. Мощность горизонта доломитов с антракосолитами около 10 м. Эти антракосолиты проанализированы не были [5]. Очевидно, что предшественники подобных битумов в жидкой фазе были принесены извне гидротермами, насыщенными магнезиальными карбонатом и кремнеземом. Ретовская свита в разрезе девона является первой существенно карбонатной толщей, сменившей преимущественно пестроцветный разрез жединско-зигенских пород. В основании свиты залегает пачка пород (35—40 м), о которой с наибольшим основанием можно говорить как о материнской по отношению к антракосолитам ретовской свиты. Она сложена неравномерно перекристаллизованными и доломитизированными водорослевыми доломитами и слоистыми доломитовыми известняками с остатками фавозитид [1, 4].

Наиболее многочисленные и обильные проявления антракосолитов доманикодного типа, обогащенных органическими остатками, связаны с южной структурно-фациальной зоной среднедевонских отложений. Наиболее широко они распространены в отложениях алферовской и тайнинской свит района губы Тайной и пролива Костин Шар, а также в породах среднего девона района губы Моржовой на самом юге о-ва Южный. Алферовская свита (180—150 м) представлена флишомидно переслаивающимися органогенными и органогенно-обломочными известняками, а также темно-серыми слойчатými известковистыми аргиллитами. Известняки содержат богатый комплекс нормально-морской фауны, включающий различные табуляты и ругозы [15]. Аргиллиты обычно обогащены преимущественно коллоальгинитовым $OB - C_{орг} = 2,05—3,41\%$, до-

стигшим глубоких стадий катагенеза — не ниже $AK_3 - AK_4$ [10]. Тайнинская свита состоит из двух подсвит: нижней до 170 м, сложенной в основном плитчатыми глинисто-кремнистыми известняками, строматопор-коралловыми известняками и табулятовыми биостромами; верхней до 100 м, представленной в основном известковистыми аргиллитами, с подчиненными прослоями доломитистых известняков. Аргиллиты свиты неравномерно обогащены высокопреобразованным коллоальгинитовым $OB - C_{орг} = 0,32—3,38\%$ [11].

Отложения нижнего — среднего девона о-ва Южный смяты в сложную систему линейных складок северо-западного простирания. Очень часто сами складки разбиты многочисленными сбросами, а породы брекчированы и интенсивно прожилкованы кальцитом, доломитом, реже кварцем и альбитом. Просматривается закономерная связь антракосолитов преимущественно с субвертикальными трещинами и углами падения $65—85^\circ$ по азимуту $315—340^\circ$.

Самыми интересными в нижне-среднедевонском поле являются проявления антракосолитов на юго-восточном побережье губы Тайной, описанные в 1933 г. Б. А. Алферовым. Ранее считалось, что они располагаются среди известняков верхнего силура [4]. Здесь на расстоянии около 400—500 м установлено два выхода: северное и южное. Оба выхода связаны с кальцитовыми жилами, секущими массивные органогенные известняки. В северном проявлении (г. Тайная, Северный берег) в раздуве жилы шириной до 1,5 м обнаружены быстро выклинивающаяся линза антракосолита толщиной до 0,2 м. Минерал лишен блеска и по внешнему виду напоминает сажисто-угольный порошок. По составу он соответствует средним антракосолитам. Менее эффектно южное проявление (г. Тайная Северный берег) связано с тонкими трещинками, по которым антракосолит образует сажистые присыпки.

В 1976 г. район губы Тайной был обследован А. З. Бурским и А. С. Красножен. Антракосолиты обнаружены в бассейне р. Северной Тайной в нескольких обнажениях. На ручье Посудном — притоке р. Северной Тайной — высший антракосолит с твердостью до 2,8 (по Моосу) образует

линзовидные включения в доломите нижнего — среднего девона совместно с кварцем и полевым шпатом (альбитом — ?). Битум неоднородный: от блестящего кускового до порошкообразного сажиного.

В 1989 г. антракосолиты были обнаружены сотрудниками НПО «Севморгео» и авторами этой статьи в районе губы Тайной. На руч. Посудном Ю. Д. Шульгой найден антракосолит в трещиноватых известняках алферовской свиты. Он образует щетки и гнездовые включения в кварц-кальцитовых жилах. По составу битум неоднороден, относится к переходной части между средним и высшим типом. Для него характерно высокое содержание V до 750 г/т и Ni до 320 г/т, а также несколько повышенное — урана 9 г/т*. В том же году В. М. Безруков описал богатое проявление антракосолитов в распадке, расположенном в 14 км к северу от губы Тайной и 5 км к востоку от Северотайнинского озера. Здесь в береговых обрывах левого притока р. Северной Тайной обнажается моноклинально крутопадающая серия слоистых известковистых аргиллитов с прослоями (1—2 м) и пачками (до 5—10 м) массивных органогенных известняков алферовской свиты. В одной из пачек таких известняков мощностью 8—9 м, падающей под углом 70—80°, встречаются обильные кусковые выделения антракосолитов. Известняки интенсивно трещиноваты и брекчированы. Преобладают субвертикальные трещины, расстояния между которыми 0,1—0,2 м. Азимут простираения их 315—340°. Кроме того, наблюдаются многочисленные мелкие трещинки самых разнообразных направлений. Просматривается закономерная связь антракосолитов с субвертикальными трещинами и мелкими опеляющими трещинками. В субвертикальных трещинах антракосолит развит в раздувах кальцитовых жил, образуя крупные (до 10 см в поперечнике) кусковые выделения антрацитоподобного, с блестящим раковистым изломом вещества. По всем показателям, включая электропроводность, вещество соответствует высшим

антракосолитам. Это подтверждается данными петрографических исследований Г. М. Парпаровой, ВНИГРИ. В аншлифе и аншлиф-брикете антракосолит представлен гладкими однородными белыми обломками с высоким рельефом и слабым двуотражением. Его показатель отражения в воздухе R_{max}^a — 13,7 %. Несколько неожиданным для такого типа антракосолита оказалось повышенное содержание S 6,62 %. В антракосолите установлено большое количество V 850 г и Ni 370 г/т, что сближает его с образцом руч. Посудный.

В тайнинской свите антракосолиты описаны В. М. Безруковым в районе Северотайнинского озера в 1989 г., где в правом береговом обрыве речки Быстрой, примерно в 2,5—3 км выше ее устья, обнажается пачка 10 м слоистых алеврит-известковистых аргиллитов сильно кливажированных и смятых в небольшую опрокинутую антиклинальную складочку с размахом крыльев в несколько метров. Непосредственно под аргиллитами, подстилая их, около уреза воды выходит также смятый слой массивных органогенных известняков (3 м). На контакте аргиллитов и известняков встречены несколько гнезд диаметром до 0,15—0,2 м, выполненных кусковым антракосолитом с металлическим блеском и раковистым изломом. Битум зольный за счет прорастания кварца, кальцита и сульфидов железа. Однако по совокупности признаков он соответствует средним антракосолитам. Наиболее показательно большое и повышенное содержание в этом образце: Fe до 70000 г/т, V 750 г/т, Ni 110 г/т, Cu 180 г/т, Pb 653 г/т и Zr 62 г/т. Все это при сравнительно небольшом количестве S 1,87 %.

Среди среднедевонских отложений антракосолиты описаны в районе губы Моржовой в 1976—1977 гг. Р. А. Щекотдиным и Н. Н. Соболевым. Эти отложения относятся, по-видимому, к кабаньинскому горизонту унифицированной схемы [12]. Они представлены детритусовыми известняками с остатками разнообразной бентосной фауны. Наблюдаются прослои аргиллитов. Антракосолиты обнаружены в известняках о-ва Вальнева и п-ва Кабаньих. Битум находится в трещинах совместно с гидротермальным кальцитом и флюоритом. Нередко он заполняет камеры кораллов, распола-

* Анализы на содержание металлов проводились рентгено-спектральным методом в ПО «Невское», а также методом ФРРМ А. Р. Назаровым во ВНИГРИ.

гаются внутри остатков брахиопод и образует корочки по трещинам, секущим в различном направлении рифовые постройки. По составу битум — средний антраксолит.

Среди отложений верхнего девона антраксолиты установлены в бассейне рек Безымянной и Есипова, а также на северном побережье губы Тайной. На Тайной эти антраксолиты обнаружены в поле развития верхней части песчовской свиты (до 180 м), сложенной преимущественно доломитистыми известняками, обогащенными ОВ. Антраксолиты описаны А. З. Бурским и А. С. Красножен в двух обнажениях. Битум образует крупные (до 2—3 см в диаметре) гнезда в кальцитовых жилах и корки на стенках трещин в известняках. По составу битумы относятся к средним и высшим антраксолитам.

В бассейне рек Безымянной и Есипова антраксолиты рейской свиты нижнефранского возраста обнаружены в 1990 г. Они состоят из четырех горизонтов: бомбовый, мощностью до 500 м, туфовый 100—150 м, лавовый до 100 м и вулканогенно-осадочный до 200 м. В обнажении правого борта долины р. Безымянной в 15 км к западу от озера Ящик, антраксолиты описаны Ю. Д. Шульгой в обширном элювиальном развале, трассирующем выход на поверхность мощной (1,5—2 м) гидротермальной жилы. Она субвертикально рассекает часть туфовой пачки, сложенной псаммитовыми и литокластическими туфами основных пород с линзами туфоалевролитов, темно-серых аргиллитов и известняков. В данном выходе отчетливо различаются антраксолиты, приуроченные к жилам кальцита и антраксолиты в виде гнездовых выделений в самих туфах. В туфах антраксолит образует хорошо выраженные щетки и гнезда из кусочков (до 2—3 мм), отороченных белым кварцем и альбитом. Эти выделения встречаются между обломками неравномерно. В жилах, сложенных хорошо выраженными крупными (до 2—2,5 см) мраморовидными кристаллами кальцита, антраксолит образует мелкие (до 2—3 мм) чешуйчатые обломочки, выполняющие совместно с кварцем пространство между кристаллами кальцита. Черные с металлическим блеском битумы резко и контрастно очерчивают кристаллы кальцита, придавая жиле своеобраз-

ный мозаичный рисунок. Кальцит жилы высаживался свободно при сравнительно низкой температуре, а жидкий углеводородистый флюид, давший начало антраксолиту, выделился из раствора в заключительную фазу кристаллизации, кварц же развивался уже по антраксолиту и трещинам в кальците. Создается впечатление, что туфовая толща «пропаривалась» гидротермами неоднократно. Скорее всего мелкие чешуйчатые выделения антраксолитов в кальцитовой жиле по времени образования более поздние, чем гнездовые интерстиции этих минералов в туфах. О том, что эти битумы различны, свидетельствуют не только данные элементного состава, но, особенно, содержания в них V и Ni. Антраксолит из туфа может быть уверенно охарактеризован, как средний, находящийся по степени преобразованности на границе с высшим. В то же время антраксолит из жилы является отчетливо высшей разновидностью. В антраксолите из туфа содержание V составляет 520 г/т, Ni — 290 г/т, а в антраксолите из жилы, соответственно, на порядок ниже — 48 и 38 г/т.

В 1990 г. Г. Н. Ковалева обнаружила антраксолиты в вулканогенно-осадочном горизонте рейской свиты в двух пунктах, расположенных в верховьях р. Есипова. Здесь этот горизонт состоит из неравномерно чередующихся слоев туфов основных пород и глинистых известняков. Горизонт образует в береговых обрывах невысокие (до нескольких метров), но протяженные (до 100 м) коренные выходы, перемежающиеся с участками осыпей. Антраксолиты связаны только с туфами, интенсивно прожилкованными серо-белым кристаллическим кальцитом. Большинство выделений битума угловатой формы (до 0,5 см в поперечнике), развиты по кальциту, занимают межзерновое пространство. Битум иссиня-черный, блестящий, со смолоподобным раковистым изломом и микроячеистой поверхностью при большом увеличении. Иногда по кусочкам битума, в целом расположенным хаотически, наблюдается тонкая кальцитовая рубашка. Это, в частности, свидетельствует о том, что обломки антраксолита были перенесены раствором уже в твердом состоянии. В первой пробе антраксолиты относятся к переходным разновидностям от средних к высшим, а во

второй — к высшим. В одной из проб содержание V составляет рекордную для Новой Земли величину 1800 г/т, а Ni до 900 г/т. В другой пробе эти содержания соответственно равны 1500 и 640 г/т.

Среди каменноугольных формаций Новой Земли антракосолиты обнаружены в основном в отложениях турне-визейского возраста. В большинстве районов архипелага турнейские отложения сложены существенно кремнистыми породами: радиоляритами, силицитами, фтанитами, кремнистыми аргиллитами и известняками с линзами пестрых кремней. Визейско-серпуховские слои представлены переслаивающимися органогенными известняками и темно-серыми плитчатыми углеродистыми известковистыми аргиллитами. Часто встречаются кораллово-брахиоподовые биогермы. Содержание $S_{орг}$ в породах заметно повышенное и достигает нередко 4—7 %, иногда несколько больше 10 %. Причем ОВ более чем на 90 % сложено коллоальгинитом. Степень его катагенеза также не ниже AK_4 — AK_5 [11].

Самые северные среди нижнекаменноугольных отложений — проявления антракосолитов на о-вах Горбовых. Впервые они были обнаружены А. А. Петренко в 1936 г. на о-ве Берха, на о-вах Личутина и малый Заячий. Анализировались проявления на о-ве Берха. На западе острова антракосолит средней степени метаморфизма встречен в нескольких кальцитовых жилах, секущих темные органогенные известняки. Он образует скопления и отдельные остроугольные выделения между кристаллами кальцита. Подобный антракосолит установлен на некоторых участках южного берега о-ва Берха. Здесь он образует небольшие гнезда внутри известняков. По составу оба образца — средние антракосолиты, хотя частичная электропроводность сближает их с высшими разностями. Для этих битумов характерна повышенная сернистость. Аналогичные битумы найдены на северо-западе о-вов Личутина и Малый Заячий. В первом случае антракосолит образует линзочки мощностью до 5 см в прослоях песчаных известняков, залегающих внутри горизонта углеродисто-известковистого аргиллита [5].

Наибольшее количество проявлений антракосолитов в карбоне обнаружено в разное время в районе пролива

Костин Шар (Б. А. Алферов, 1933, А. В. Дитмар, 1976). Пробы отобраны из известняков, в которых битум образует прожилки, гнезда и линзовидные включения в парагенезисе с гидротермальным кальцитом и кварцем. Содержание антракосолита в породе в среднем от 1,84 до 5,87 %. По составу битум характеризуется как низший сернистый антракосолит, близкий к кискенту. ИК-спектры данного битума имеют полосы поглощения связей C—H ароматических структур разных типов замещения (880, 820, 760 cm^{-1}) и средней интенсивности полосы при 1600 cm^{-1} / $C = C_{аром}$ /.

Проявления антракосолитов обнаружены также на п-ве между губой Ерохина и Узкой. Б. А. Алферовым здесь установлены четыре выхода антракосолита. Все проявления связаны с тонкими трещинками в прожилках кальцита, секущих в различном направлении известняки нижнекаменноугольного возраста. Битум образует сажистые налеты и щетки из мелких кусочков. По составу он соответствует средним антракосолитам.

На северо-западе о-ва Междушарский А. В. Дитмар подтвердил находки антракосолитов, сделанные ранее Б. А. Алферовым, и обнаружил новые. Битум образует прожилки, гнезда и линзовидные включения совместно с кальцитом и, реже, кварцем в известняках. Твердость минерала около 3, плотность 1,66—1,70 г/см³. Содержание его в породе достигает 1,04 % [4].

Обильные проявления антракосолитов на п-ве Соколова и одноименном мысе были изучены авторами в 1989 г. Они связаны с породами рогачевской и милинской свит, слагающими здесь нарушенное сбросами и смятое западное крыло крупной антиклинальной складки. Судя по элементному составу, все пробы антракосолитов средние, высокосернистые $S = 3$ —11,22 % с повышенным содержанием V 160—550 и Ni 110—220 г/т. В одном из образцов отмечено повышенное содержание U 9 г/т. Показательно, что в обр. НК89-2-6 — антракосолита из жилы, по-видимому, одной из самых поздних генераций, из всех рассматриваемых образцов установлено значительное количество Sr 347 г/т и самое малое содержание V 160—260 и Ni 110 г/т. В то же время, по отражательной способности все эти битумы характери-

зуются, как низшие антраксолиты (R_{max}^a 11,3—11,7 %).

На мысе Соколова в обрыве высотой до 20 м обнажаются сильно перемятые и прожилкованные кальцитом и доломитом известняки кораллово-брахиоподовых биостром. Они в разной степени доломитизированы, перекристаллизованы и окремнены. Антраксолиты образуют самые причудливые формы пропитки: межзерновые, гнездовые, жильные, в виде выполнения скелетных остатков фауны. Большей частью такая порода представляет собой антраксолитовую руду с содержанием в ней антраксолита до 11 %. Антраксолит здесь оказался самым сернистым (S 16,51—17,51 %) из всех известных на Новой Земле битумов этого класса, что сближает его с известными перуанскими кiskeитами. Содержание ванадия в этом образце 800 г/т.

Вдоль западного берега залива Рогачева в виде гряд-возвышенностей картируются выходы светло-серых кремнистых известняков верхней части рогачевской свиты, примерно соответствующей пачке 2 обнажения на п-ове Соколова. Здесь в известняках обнаружены мелкие напыления с обломками до 1—2 мм черного, блестящего, высокосернистого антраксолита (S 14,58 %) средней степени метаморфизма. Антраксолит приурочен к тонким кварц-кальцитовым прожилкам и тесно ассоциирует с агрегатом сильно раздробленного пирита, в котором наблюдаются точечные включения пирротина. Подобное проявление обнаружено в кремнистых сильно трещиноватых и прожилкованных выделениях молочно-белого кальцита и доломита известняках. В редких прожилках встречаются мелкие 1—2 мм кусковые выделения средних, очень зольных антраксолитов со сравнительно небольшим (до 2,23 %) содержанием серы.

Еще одно проявление антраксолитов в породах рогачевской свиты установлено в 500 м к северо-востоку от мыса Соколова. Здесь в береговом обрыве (12—15 м) обнажаются прожилкованные кальцитом и кварцем кремнистые известняки. Они падают волнисто-моноклинально под углами 15—35° и образуют слои мощностью 0,2—0,5 м со стилолитовым характером поверхностей напластования. Высокосернистые средние антраксолиты в ви-

де тонких (до 0,5 см) прожилков и линзочек, а также щеткообразных напылений встречаются в полосчатых кремнистых известняках верхней части обнажения. В антраксолитах установлено повышенное содержание V 700 и Ni 180 г/т.

Очень близкое по масштабам и характеру проявление антраксолитов описано в том же году на ручье Марганцевом, где в береговых обрывах обнажается пачка (50—60 м) кремнистых известняков со стилолитовым характером поверхностей напластования. Известняки образуют небольшую антиклинальную складочку. В северо-восточном ее крыле в прослоях известняков наблюдались напыления в тонкие до 0,5 см прожилки антраксолита в ассоциации с белым кварцем. Антраксолит оказался высшим, мало-сернистым, со своеобразным набором металлов: V 550—600 г/т, Cu 750—810 г/т и Sr 332 г/т.

Еще одна проба антраксолитов из известняков милинской свиты была отобрана в 1989 г. В. Арго и Ю. Д. Шультгой из скважины, пробуренной в районе Северотайнинского озера. Битум кусковатый, с сильным металлическим блеском, участками в кварцевой «рубашке». По составу и слабой электропроводности он занимает промежуточное положение между средней и высшей разновидностью. Отмечается высокое содержание в нем V 850 г/т, Ni 1000 г/т, As 1261—1352 г/т, Se 333—352 г/т и Cu 135 г/т.

Весьма интересна находка антраксолита в лагернинской свите в верховьях р. Есипова на северо-востоке о-ва Южный. Проявление описано Г. Н. Ковалевой в 1990 г. Лагернинская свита (фациальный и стратиграфический аналог мирненской) сложена известняками с прослоями известковистых аргиллитов. Антраксолит образует небольшие гнездовые включения до 1—2 см в диаметре в глинистых известняках мощностью 5—6 см. Битум матовый, с резкими угловатыми сколами, часто в кальцитовой «рубашке» (1—2 мм). По составу он переходный (средний — высший). Отмечаются повышенные содержания в нем V 630 г/т, Ni 290 г/т и Cu 310 г/т.

Как уже отмечалось, практически все проявления антраксолитов в пределах Новой Земли связаны с доманикоидными формациями верхнего силура, нижнего — среднего и верхнего

девона, а также нижнего карбона. Даже в формациях смешанного генезиса (эффузивно-осадочных, рейской свиты верхнего девона) антраксолиты локализованы в таких участках разреза, где доминируют известняки, обогащенные сапропелевым ОВ. Ни в каких других отложениях на архипелаге антраксолиты достоверно не обнаружены. Даже в обогащенных ОВ (в основном, гумусом) пермских терригенных породах, обладающих неплохими коллекторскими свойствами, антраксолиты не выявлены. Упомянувшиеся ранее находки «асфальтитов» на п-ове Адмиралтейства [5, 14] в поле развития пермских отложений не проверены.

Можно с достаточной долей уверенности сказать, что рассматриваемые антраксолиты не являются веществами транзитными, поступившими откуда-то извне. Наоборот, это вещества местного происхождения, генерированные ОВ этих доманикоидных толщ по механизму, описанному одним из авторов ранее [5, 6]. Косвенно это подтверждается и тем обстоятельством, что антраксолиты всех упомянутых стратиграфических уровней в среднем отличаются по характеристикам. Несмотря на определенный разброс значений, в среднем наиболее преобразованными оказались верхнедевонские (главным образом рейской свиты) антраксолиты. Они же обладают и большей однородностью. Разброс значений элементного состава у них наименьший, также минимальной оказалась и сернистость: $S=80,49-97,40\%$ (разброс $16,91\%$); $Me=93,90\%$; $H=1,01-2,10\%$ (разброс $1,09\%$; $Me=1,37\%$; $S=0-3,70\%$ (разброс $3,70\%$); $Me=0,83\%$. Преобладают высшие малосернистые разности.

Наиболее неоднородны и, в среднем, малопреобразованы антраксолиты из нижнекаменноугольных отложений. Разброс значений элементного состава у них наибольший и наибольшая сернистость: $S=62,30-91,12\%$ (разброс $28,82\%$; $Me=79,62\%$; $H=1,19-3,40$ (разброс $2,21\%$); $Me=2,41\%$; $S=0,32-17,51$ (разброс $17,19\%$); $Me=9,96\%$. Многие антраксолиты из этих отложений по количеству серы могут быть приравнены к кискейтам. Существенно преобладают средние антраксолиты.

Антраксолиты верхнего силура — нижнего — среднего девона по характеристикам занимают промежуточное положение: $S=78,40-95,60\%$ (разброс $17,20\%$); $Me=90,20\%$; $H=1,53-3,09\%$ (разброс $1,56\%$; $Me=1,98\%$; $S=0,93-6,62\%$ (разброс $5,69\%$); $Me=1,87\%$. Несмотря на преобладание средних разностей, в этой группе много и высших антраксолитов.

Антраксолиты о-ва Южный в основном связаны с субвертикальными трещинами север-северо-западного простирания и оперяющими их трещинными системами, выполненными кальцитом, доломитом и кварцем. Характерно, что наиболее поздние по времени становления жилы не содержат антраксолитов. Кварц преимущественно развивается как самый поздний минерал, причем иногда по антраксолитам.

Вопреки представлениям о том, что металлоносны обычно высокосернистые разности этих битумов, в частности кискейты, оказалось, что в проанализированной коллекции такой закономерности не наблюдается. Например, кискейты рогачевской и миллинской свит с п-ова и мыса Соколова обладают хоть и повышенным, но заметно меньшим содержанием ванадия и никеля, чем малосернистые антраксолиты из рейской свиты верхнего девона. Малосернистые антраксолиты из алферовской и тайнинской свит содержат ванадий и никель почти в тех же количествах, что и упомянутые кискейты. Скорее всего, битумы в жидкофазном состоянии являлись лишь переносчиками металлов и заимствовали (экстрагировали) эти металлы из вмещающих толщ битумосодержащие гидротермальные растворы. Такой вывод убеждает, что необходимо изучать металлогеническую специализацию рассмотренных доманикоидных толщ Новой Земли. И особенно, рейской эффузивно-осадочной свиты.

Как отмечалось, существенные перемещения жидких дериватов сапропелевого ОВ доманикоидов Новой Земли начались в триасово-юрское время в результате складчатости. В дальнейшем они были усилены сбросово-разрывными дислокациями позднекемрийских фаз тектонического развития и сопровождавших их гидротермальных процессов. Таким образом, фиксируемые в настоящее время антраксолиты могут квалифицироваться

как вещества, минимум, двух генераций. В тех случаях, когда они образуют поры и гнезда (в парагенезисе с кальцитом и реже доломитом) в карбонатных породах, несомненно, продукт остаточных смолисто-асфальтеновых разностей первично-миграционных битумов, оставшихся в материнских и первично-коллекторских породах доманикоидных отложений [5, 6]. Подобных битумов среди всех известных антраксолитов Новой Земли оказалось меньше, чем жильных, локализованных в субвертикальных трещинах, секущих те же породы. Эта жильная разновидность антраксолитов была более поздней генерацией битумов по отношению к порово-гнездовой. Доказательством этого является то, что многие жильные битумы выражены в виде остроугольных обломков, свидетельствующих об их переносе гидротермальным раствором уже в твердом состоянии. В то же время, порово-гнездовые антраксолиты нередко имеют отчетливо глобулярную и микроглобулярную морфоструктуры, что однозначно указывает на их первичное жидкое состояние.

То обстоятельство, что в сравнительно более поздних кварц-кальцитовых и кальцит-доломит-флюоритовых жилах во всех рассмотренных доманикоидах Новой Земли антраксолитов не обнаружено, говорит о том, что генерация и перенос внутри системы всех предшественников нынешних антраксолитов завершился сравнительно давно. Отсюда следует, что антраксолиты Новой Земли нельзя принимать во внимание при оценке перспектив нефтеносности окружающих этот архипелаг прогибов в акваториях Баренцева и Карского морей.

Авторы далеки от мысли, что изучение антраксолитов Новой Земли завершено. Эти работы, но только

целенаправленно, должны быть продолжены. И не только на Южном, но и на Северном острове архипелага.

В основу научно-исследовательских работ рассмотренного региона был положен договор с Мингео СССР.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Средний палеозой полуострова Шмидта — район Русской гавани на Новой Земле*/ Андреева И. А., Бондарев В. И., Ершов Ю. П. и др.//Геология и стратиграфия Новой Земли. Л., 1979. С. 5—17.
2. *История тектонического развития Северного острова Новой Земли*/В. И. Бондарев, Ю. П. Ершов, Б. С. Ипатов, И. А. Андреева//Геология и стратиграфия Новой Земли. Тр. НИИГА. 1979. С. 5—17.
3. *Иванов В. В., Клубов Б. А.* Нафтиды и нафтоиды Северо-Востока СССР. — М.: Наука, 1979.
4. *Клубов Б. А.* Природные битумы Севера. — М.: Наука, 1983.
5. *Клубов Б. А.* Возможные пути образования природных антраксолитов//Литоология и полезные ископаемые. 1985. № 4. С. 121—131.
6. *Клубов Б. А.* Первично-миграционные битумы и главные литологические причины их образования//Геология и геофизика. 1988. № 5. С. 26—32.
7. *Клубов Б. А., Кораго Е. А.* О природе жидких битумов севера Новой Земли. — ДАН СССР, 1990. Т. 315, № 4. С. 925—928.
8. *Клубов Б. А., Мерзляков В. М.* Кериты и антраксолиты девонских доманикоидов Омурского поднятия (Северо-Восток СССР)//Тихоокеанская геология. № 5. С. 37—43.
9. *Кораго Е. А., Ковалева Г. Н., Труфанов Г. В.* Формации, тектоника и история геологического развития киммерид Новой Земли//Геотектоника. № 6. 1989. С. 40—61.
10. *Непомилуев В. Ф.* Характеристика органического вещества осадочных толщ Южного острова Новой Земли//Геология Южного о-ва Новой Земли. Л., 1982. С. 125—131.
11. *Устрицкий В. И.* Пермская система//Геология СССР. М., Недра. 1970. Т. 26. С. 149—155.
12. *Черкесова С. В.* Унифицированная региональная схема нижне-среднедевонских отложений Новой Земли//Геология и стратиграфия Новой Земли. Тр. НИИГА. 1979. С. 83—91.

Принята редколлегией 30 сентября 1991 г.

Литологические и петрофизические исследования угленосных отложений в Западном Донбассе

В. В. ГРЕЧУХИН (НПО «Нефтегеофизика»), Б. И. ВОЕВОДА,
В. Н. ДАРАГАН, А. В. САВЧЕНКО, Л. А. ИВАНОВ
(НПО «Союзпромгеофизика»), В. П. ЛИШИН
(ПГО «Донбассгеология»), А. Е. ПАШКОВ,
З. Г. ПАШКОВА (Укргеология)

Для детальных петрофизических исследований углей был выбран участок Свидовский, расположенный в Павлоградско-Петропавловском угленосном районе. В этом районе широко распространена самарская (основная угленосная) свита нижнего карбона C_1^3 . Она простирается в субмеридианном направлении, а в северном — погружается и перекрывается мощной толщей отложений среднего карбона (Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, 1963). Продуктивная часть самарской свиты содержит до 32 угольных пластов и пропластков мощностью 0,1—1,5 м, из которых 23 имеют промышленное значение. По степени метаморфизма угли относятся к V—VII (D_1 , D_2 , G) стадиям (В. В. Гречухин, 1980). Мощность терригенной толщи нижнего карбона увеличивается на север и северо-восток района от 1230 до 1670 м.

Углевмещающие породы представлены песчаниками, алевролитами, аргиллитами, известняками и их разновидностями. В тектоническом отношении район представлен южным крылом западной части Донбасской геосинклинали с углами падения пород 2—5° на северо-восток в направлении к ее оси.

Участок Свидовский расположен в центральной части угленосного района, имеет размеры 8×15 км и площадь около 100 км². Залегание пород моноклинальное. Нижнекаменноугольные отложения свиты C_1^3 перекрывают мезозойско-кайнозойскими отложениями мощностью 180—205 м.

Исследования выполнены в соответствии с геолого-геофизическими методиками изучения угленосных отложений (В. В. Гречухин, 1980) на семи параметрических скважинах (в т. ч. 4 методические и 3 контрольные). По этим скважинам изучали влияние на физические свойства отложений эпигенетических и генетических факторов, составляли палетки для определения по геофизическим данным вещественного, гранулометрического, химического составов пород, их плотностных и прочностных свойств, разрабатывалась литолого-геофизическая классификация пород участка. На контрольных параметрических скважинах выполнена оценка точности определения геологических параметров пород по геофизическим данным с помощью составленных палеток.

На методических параметрических скважинах проведены геофизические исследования стандартным детализационным комплексом методов, отобраны образцы кернa с привязкой их по глубинам к геофизическим диаграммам. Выполнены определения вещественного и гранулометрического составов пород по 700 шлифам, геохимического состава по 65 пробам, структурных свойств по 700 пробам, прочностных по 500 и упругих по 200 по керновым образцам. По геофизическим диаграммам и палеткам определены истинные значения физических параметров для всех слоев, из которых были отобраны образцы на лабораторные исследования. Литологические разновид-

ности угленосных отложений, наделенные значениями физических свойств, вещественного состава и геохимических показателей, называются петрофизическими типами — петротипы (В. В. Гречухин, 1980). В отличие от литологического типа петротип помимо гранулометрического и вещественного составов, принятых в петрографии, характеризуется дополнительными геохимическими, физическими и эпигенетическими показателями (всего 28 показателей). Именно петрофизический, а не литологический тип всесторонне характеризует породу, ее физико-механические, прочностные, технологические, структурные, деформационные свойства, а также устойчивость, обрушаемость и пучение пород в горных выработках.

Известно, что однозначной связи между физическими свойствами пород и их вещественным составом нет, поскольку физические свойства пород и углей зависят от двух групп факторов: первичных (генетических), связанных с вещественным составом пород, и вторичных, обусловленных процессами их преобразования, а также влиянием подземных вод и поровых растворов (В. В. Гречухин, 1980). По этой причине многие геологические задачи не решаются с помощью практикуемых геофизических методов.

С целью обеспечения решения поставленных геологических задач геофизическими методами разработан принцип новых физических основ угольной промысловой геофизики (В. В. Гречухин, 1984), реализующийся с помощью критерия K_1 (В. В. Гречухин, 1980).

На участке Свидовский в качестве ведущих индикаторов эпигенеза выбраны объемная плотность насыщенных водой аргиллитов и скорость распространения в них упругих волн. При этом в интервале 2000—2500 м наиболее изменчивый в зависимости от эпигенеза ведущий физический параметр — объемная плотность, а в интервале 2500—3000 м — скорость распространения продольных упругих волн.

В соответствии с критерием K_1 по указанным параметрам в разрезе угленосной толщи участка общей мощностью 950 м выделено 8 литолого-геофизических ступеней, в т. ч. сверху вниз 5 по 100 м и 3 по 150 м, а на площади в пределах конкретного стратиграфического горизонта выделено 3 литолого-геофизических участка, вытянутых в северо-западном направлении по простиранию пород.

Установлено, что породы угольных месторождений с длинопламенными и газовыми углями обладают более высокими значениями градиентов изменения физических свойств в разрезах по сравнению с месторождениями коксующихся и антрацитовых углей. Поэтому литолого-геофизические ступени на участке Свидовский меньше по мощности ступеней в разрезах месторождений с коксующимися углями и антрацитами (В. В. Гречухин и др., 1987).

В пределах каждой из выделенных литолого-геофизических ступеней и участков однозначно

решаются задачи изучения вещественного, гранулометрического, геохимического составов пород, их плотностных и прочностных свойств геофизическими методами.

Для разграничения пород на различные петрофизические типы в пределах ступени и участка использован критерий расчленения K_2 (В. В. Гречухин, 1980).

В разрезах методических параметрических скважин было встречено 34 типа различных пород

(28 для углеводородных пород и 6 для углей и углистых пород), различающихся по петрографическим (вещественному составу) и петрофизическим показателям. Наименование этих типов (табл. 1, 2) пород принято в соответствии с генерализованной классификацией (В. В. Гречухин, 1987).

На основании обобщений полученных данных составлены вещественная, петрофизическая (рис. 1) и геохимическая (рис. 2) характеристики

1. Петрографическая характеристика угленосных пород

Петрофизический тип	Литология	Петрографическая характеристика				Распространенность в разрезе, %	
		Преобладающий размер обломков (частиц), мм	Вещественный состав, %				
			Глинистый цемент	Карбонатный цемент	Кластический материал	по мощности слоев	по числу слоев
I	Конгломерат	> 1	0—4	0—10	89—100	0,1	0,1
II	Песчаник крупнозернистый с карбонатистым цементом	0,5—1	0—5	10—25	75—90	0,1	0,1
III	Песчаник крупнозернистый с глинистым цементом	0,5—1	1—8	0—10	85—95	2,5	0,4
IV	Песчаник среднезернистый с карбонатным цементом	0,25—0,5	0—7	25—47	54—74	0,1	0,1
V	Песчаник среднезернистый с карбонатисто-глинистым цементом	0,25—0,5	0—12	10—25	67—85	0,5	0,1
VI	Песчаник среднезернистый с глинистым цементом	0,25—0,5	5—15	0—10	78—92	2	2,5
VII	Песчаник среднезернистый с карбонатно-глинистым цементом	0,2—0,25	0—22	25—50	37—67	0,5	1,5
VIII	Песчаник мелкозернистый с глинисто-карбонатным цементом	0,1—0,25	7—27	10—25	54—78	8	3,5
IX	Песчаник мелкозернистый с глинистым цементом	0,1—0,25	12—31	0—10	63—84	10	12
X	Алеврито-карбонатно-глинистая порода	0,01—0,1	13—37	25—50	25—54	0,25	1
XI	Алевролит с глинисто-карбонатистым цементом	0,01—0,1	21—45	10—15	37—63	0,25	2
XII	Алевролит с глинистым цементом	0,01—0,1	27—51	0—10	45—70	20	25,5
XIII	Карбонатно-глинисто-алево-ритистая порода	< 0,01	25—56	25—50	13—37	0,1	0,1
XIV	Глинисто-алевроито-карбонатистая порода	< 0,01	37—67	10—25	19—45	0,2	0,2
XV	Аргиллит алевроитовый	< 0,01	45—74	0—10	23—50	25	8
XVI	Аргиллит карбонатный	< 0,01	37—74	25—50	0—19	0,1	0,1
XVII	Аргиллит карбонатистый	< 0,01	56—89	10—25	0—23	0,5	0,1
XVIII	Аргиллит	< 0,01	67—100	0—10	0—25	33	36
XIX	Карбонатная порода песчаная (конкреция)	0,1—0,25	0—13	50—75	18—50	0,1	0,1
XX	Карбонатная порода алевроитовая (конкреция)	0,01—0,1	6—25	50—75	13—37	0,15	0,15
XXI	Карбонатная глинисто-алево-ритистая (конкреция) порода	< 0,05	13—37	50—75	6—25	0,1	0,1
XXII	Карбонатная глинистая (конкреция) порода	< 0,01	18—50	50—75	0—13	0,1	0,1
XXIII	Карбонатная порода (конкреция)	—	0—24	75—100	0—24	0,1	0,15
XXIV	Известняк песчаный	0,1—0,25	0—13	50—75	18—50	0,1	0,1
XXV	Известняк алевроитовый	0,01—0,1	6—25	50—75	13—37	0,1	0,1
XXVI	Известняк глинисто-алево-ритистый	< 0,05	13—37	50—75	6—25	0,1	0,1
XXVII	Известняк глинистый	< 0,01	13—50	50—75	0—13	0,3	0,3
XXVIII	Известняк	—	0—24	75—100	0—24	0,8	2,5

2. Петрографическая характеристика углей и углистых пород

2. Петрографическая характеристика углей и углестых пород							
Петрофизи- ческий тип	Литология	Петрографическая характеристика				Распространенность в разрезе, %	
		Органи- ческое вещество	Состав минеральных примесей				
			Мине- ральное вещест- во, %	Глини- стое ве- щество, %	Класти- ческий матер- иал, %	по мощно- сти слоев	по числу слоев
XXIX	Аргиллит низкоуглистый	4—20	80—96	63—95	0—35	0,1	1,8
XXX	Аргиллит среднеуглистый	20—35	65—80	52—80	2—17	0,1	0,1
XXXI	Аргиллит высокоуглистый	35—50	50—65	40—64	0—12	0,1	0,1
XXXII	Уголь каменный высоко- зольный	50—70	30—50	25—50	0—10	0,1	0,2
XXXIII	Уголь каменный зольный	70—85	15—30	12—30	0—6	0,15	0,1
XXXIV	Уголь каменный низкосоль- ный	85—100	0—15	0—15	0—3	0,8	8,8

литологических разностей пород участка, а также петрофизический разрез, в котором видны изменения конкретных петротипов, пород (рис. 3), углей и углистых пород (рис. 4), обусловленные эпигенетическими преобразованиями. Совокупность данных табл. 1, 2 и рис. 1, 2, 3, 4 составляет литолого-геофизическую классификацию угленосных отложений Свидовского участка Западного Донбасса. В ней каждый тип известняка (петротипы XXIV—XXVIII) имеет соответствующий аналог среди петротипов XIX—XXIII карбонатных пород (конкреций). Породы — аналоги (петротипы XIX—XXIV; XX—XXV; XXI—XXVI; XXII—XXVII; XXIII—XXVIII) имеют идентичные вещественный состав и петрофизические характеристики (см. рис. 1), но различаются по генезису и форме распространности. Известняки — преимущественно морские мелководные образования — характеризуются выдержанностью по площади бассейна и являются хорошими маркирующими горизонтами. Карбонатные конкреции встречаются в отложениях всех типов фаций и локально ограничены по площади. Поэтому указанные парные петротипы легко разделяются по геофизическим диаграммам методом корреляции.

Для всех типов пород общим является уменьшение с палеоглубиной значений их пористости и увеличение значений объемной плотности, удельного электрического сопротивления, скорости распространения продольных упругих волн. Минералогическая плотность и интенсивность естественного γ -излучения у каждого петротипа остаются практически неизменными в пределах всего разреза. Характер изменений по разрезу других физических параметров пород зависит от гранулометрического и вещественного составов (см. рис. 3, табл. 1).

Пористость пород K_p в верхней части разреза — 12—27 %, в нижней — 2,5—13 %. Максимальная K_p у конгломератов и песчаников (петротипы I, III, VI), минимальная — у карбонатных пород и известняков (VII, X, XIII, XVI, XVII, XIX—XXVIII). Пористость петротипов и их минералогическая плотность оказывают влияние на величину объемной плотности, удельного электрического сопротивления (при неизменных минерализации поровых вод и температуре), и скорости распространения упругих волн.

Минералогическая плотность δ_m для различных петротипов изменяется в пределах 2,68—2,74 · 10³ кг/м³, без изменений по разрезу. Максимальной δ_m характеризуются карбонатные породы

и известняки, минимальной — конгломерат и песчаники.

Объемная плотность абсолютно сухих пород δ_s варьирует от 1,93 · 10⁻³—2,41 · 10⁻³ кг/м³ — в верхней части разреза, до 2,38 · 10⁻³—2,70 · 10⁻³ кг/м³ в нижней. Изменения объемной плотности насыщенных водой пород δ_n происходят соответственно от 2,18 · 10⁻³—2,52 · 10⁻³ кг/м³ до 2,38 · 10⁻³—2,73 · 10⁻³ кг/м³. Максимальные δ_s и δ_n у известняков и карбонатных пород, минимальные — у конгломератов и песчаников.

Интенсивность уплотнения пород с ростом палеоглубин, проявляющегося в уменьшении пористости и возрастании объемной плотности, удобно характеризовать градиентами физических параметров на 100 м разреза.

Минимальными градиентами K_p , δ_s и δ_n обладают известняки и карбонатные породы (для K_p 0,8—1 %; для δ_s 20—30 кг/м³; для δ_n 14—20 кг/м³) максимальными — глинистые и обломочные породы с минимальными примесями карбонатов (градиенты соответственно составляют 1,2—1,6 %; 30—40 кг/м³; 20—30 кг/м³). Вследствие различия градиентов внутри каждой из упомянутых групп пород, кривые K_p , δ_s и δ_n петротипов первой группы сближаются в нижней части разреза и расходятся в верхней. Для наиболее многочисленной второй группы петротипов наблюдается обратное явление; кривые расходятся в нижней части разреза и сближаются в верхней. Для остальных петротипов кривые рассматриваемых параметров практически параллельны (см. рис. 3).

Удельное электрическое сопротивление пород ρ_p монотонно возрастает по разрезу от 5 до 80 Ом · м, при максимальных значениях ρ_p и его градиенте у известняков и карбонатных пород (3—4 Ом · м на 100 м) и минимальных — у аргиллита (0,8—1 Ом · м на 100 м). Скорость распространения продольных упругих волн v_p всех петротипов варьирует в пределах 2500—4000 м/с в верхней части разреза и возрастает до 3200—4500 м/с в нижней. Максимальные v_p у карбонатных пород и известняков, минимальные — у аргиллитов. Градиенты v_p изменяются в пределах 8—19 м/с на 100 м при минимальном значении у аргиллита и максимальном — у песчаника мелкозернистого с глинистым цементом.

Естественная радиоактивность I_γ всех петрофизических типов заключена в диапазоне от 0,2—0,3 · 10⁻¹² А/кг (конгломераты, песчаники, известняки, карбонатные породы) до 1,5—

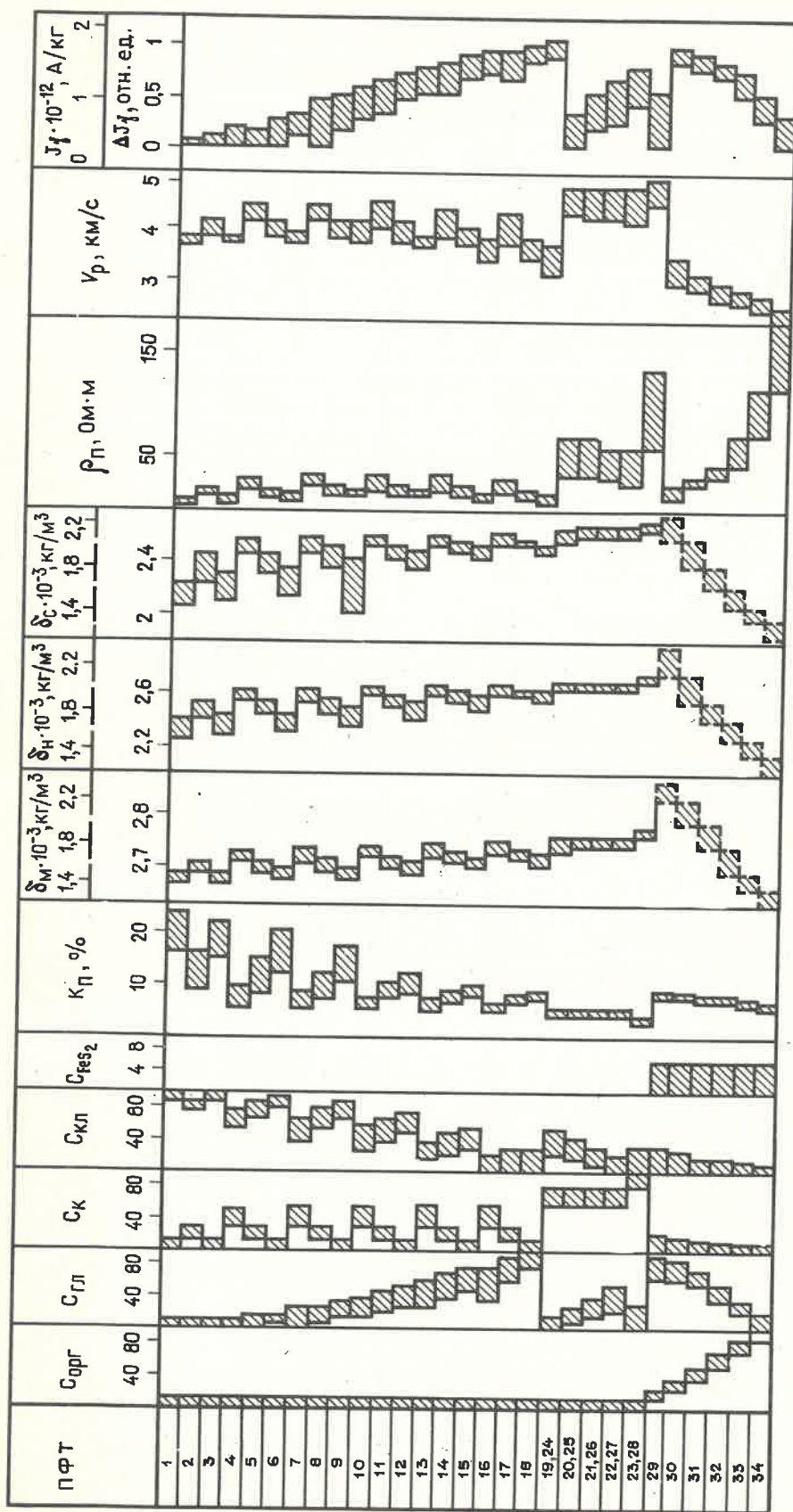


Рис. 1. Вещественная характеристика и физические свойства петрофизических типов (ПФТ) углей и вмещающих их угленосных пород Донбасса (участок Сивдовский):

стадия эпигенеза (метаморфизма) VII (Г), литолого-геофизическая ступень 7; верхняя шкала — угли, нижняя — породы; $C_{орг}$, $C_{гл}$, C_k , $C_{кл}$, C_{FeS_2} — содержание соответственно органического вещества, глинистого, карбонатного и класического материалов, пирита, % ПФТ 1—XXXIV — см. таб. 1, 2

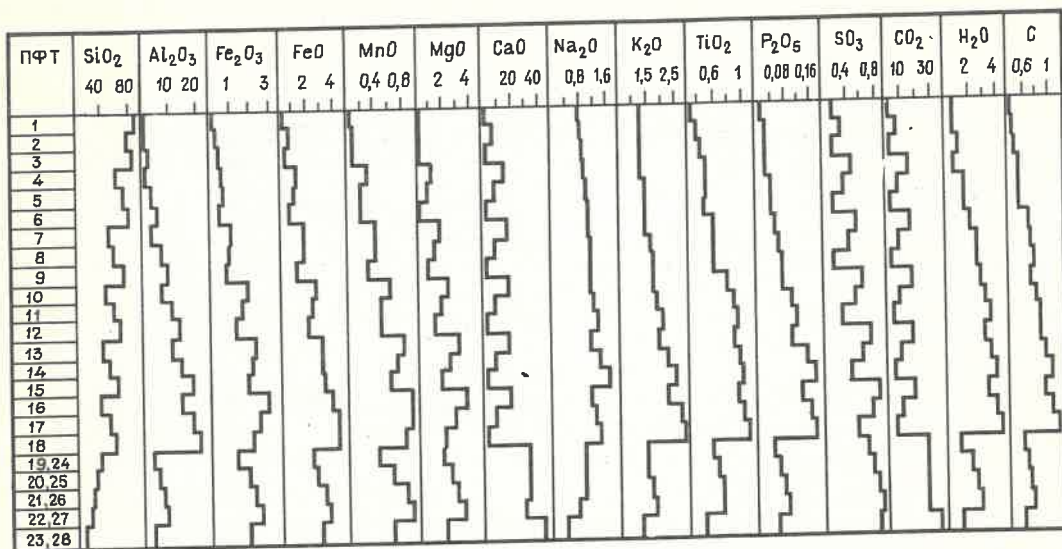


Рис. 2. Геохимическая характеристика петрофизических типов угленосных пород участка Свидовский: стадии эпигенеза (метаморфизма) VI (Д₂)—VII (Г); ПФТ — см. табл. 1

$1,7 \cdot 10^{-12}$ А/кг (алевритовые и глинистые породы) без изменений по разрезу.

Выделенные петрофизические типы в угленосной толще участка распределены неравномерно. По суммарной мощности слоев максимум имеют аргиллиты, минимум — карбонатные конкреции, известняки, угли и углистые породы (см. табл. 1). По числу пластов и прослоев мощностью от 0,05 м и выше, распространенность большинства типов пород примерно соответствует их распространенности по суммарной мощности. Только для известняков и низкосольных углей процент числа слоев почти на порядок, выше процента распространенности этих же пород по мощности (см. табл. 1, табл. 2).

По сравнению с участком Бутовский Глубокий-2 (В. В. Гречухин, 1985) на Свидовском участке более распространены алевролит с глинистым цементом 20 и 2,5 %, аргиллит алевритовый 25 и 20 %, песчаник мелкозернистый с глинисто-карбонатным цементом 8 и 1,9 %, аргиллит 33,5 и 35 %, мелко- и среднезернистые песчаники с глинистым цементом, соответственно 10 и 16 %; 2 и 4,5 %. Примерно в 2 раза меньше в разрезах участка Свидовский также карбонатных пород, известняков, углей и углистых пород.

По сравнению с отложениями поля шахты им. XXIII съезда КПСС (В. В. Гречухин, 1987), на участке Свидовский относительно более мощная суммарная толща аргиллитов 33,5 и 9,9 %, алевролитов с глинистым цементом 20 и 46,5 %, песчаников крупнозернистых на глинистом цементе 2,5 и 1,3 %, песчаников мелкозернистых с глинисто-карбонатным цементом 8 и 1,2 %. Почти в 2 раза меньше на Свидовском участке распространены аргиллит алевритовый 25 и 44,3 %, песчаник среднезернистый с глинистым цементом 2 и 4,5 %, песчаник мелкозернистый с карбонатно-глинистым цементом 0,5 и 1 %. Распространенность известняков и некоторых карбонатных конкреций в отложениях сопоставляемых участков примерно одинаковая.

Отмеченные различия в распространенности литотипов упомянутых участков свидетельствуют о существенных различиях палеогеографических условиях накопления угленосных толщ по району

Донбасса, а также в различное геологическое время. Напомним, что изученные отложения Свидовского участка являются нижнекарбонowymi, в то время как двух других сопоставляемых — среднекарбонowymi (В. В. Гречухин, 1985, 1987).

Установлено, что вещественный и геохимический составы выделенных петротипов практически не изменяются по разрезу участка. Физические же свойства одноименных петротипов изменяются по разрезу, что учитывается выделением литолого-геофизических ступеней (см. рис. 3).

В пределах литолого-геофизической ступени физические свойства пород изменяются в зависимости от их вещественного состава. Так как в угленосных породах основными породообразующими компонентами являются кластический материал, глинистый и карбонатный цементы, то для графического отображения состава пород целесообразно использовать треугольную диаграмму, стороны которой служат координатными осями указанных компонентов.

На треугольной диаграмме, составленной по данным параметрических скважин отдельно для каждой литолого-геофизической ступени, наносятся результаты всех замеров вещественного состава и физических свойств пород и проводятся изолинии физических параметров. Границы типов пород проводятся по содержанию карбонатов (10, 25, 50, 75 %), а также для глинистых и глинисто-карбонатных пород — по соотношению между глинистым $C_{гл}$ и кластическим $C_{кл}$ материалами ($C_{гл}/C_{кл} = 1$ и 3), а для кластических пород и их карбонатных разностей — по преобладающему размеру обломочных зерен (0,1; 0,25; 0,5 и 1 мм).

На эту же диаграмму (или отдельно) наносятся в виде изолиний физико-механические параметры пород (пределы прочности на сжатие $\sigma_{сж}$, растяжение σ_r и др.), измеренные в лаборатории на образцах керна.

Для углей и углистых пород строится аналогичная диаграмма, стороны которой являются осями содержания в них органического, глинистого и кластического материалов, а границы типов пород проведены по содержанию органического вещества.

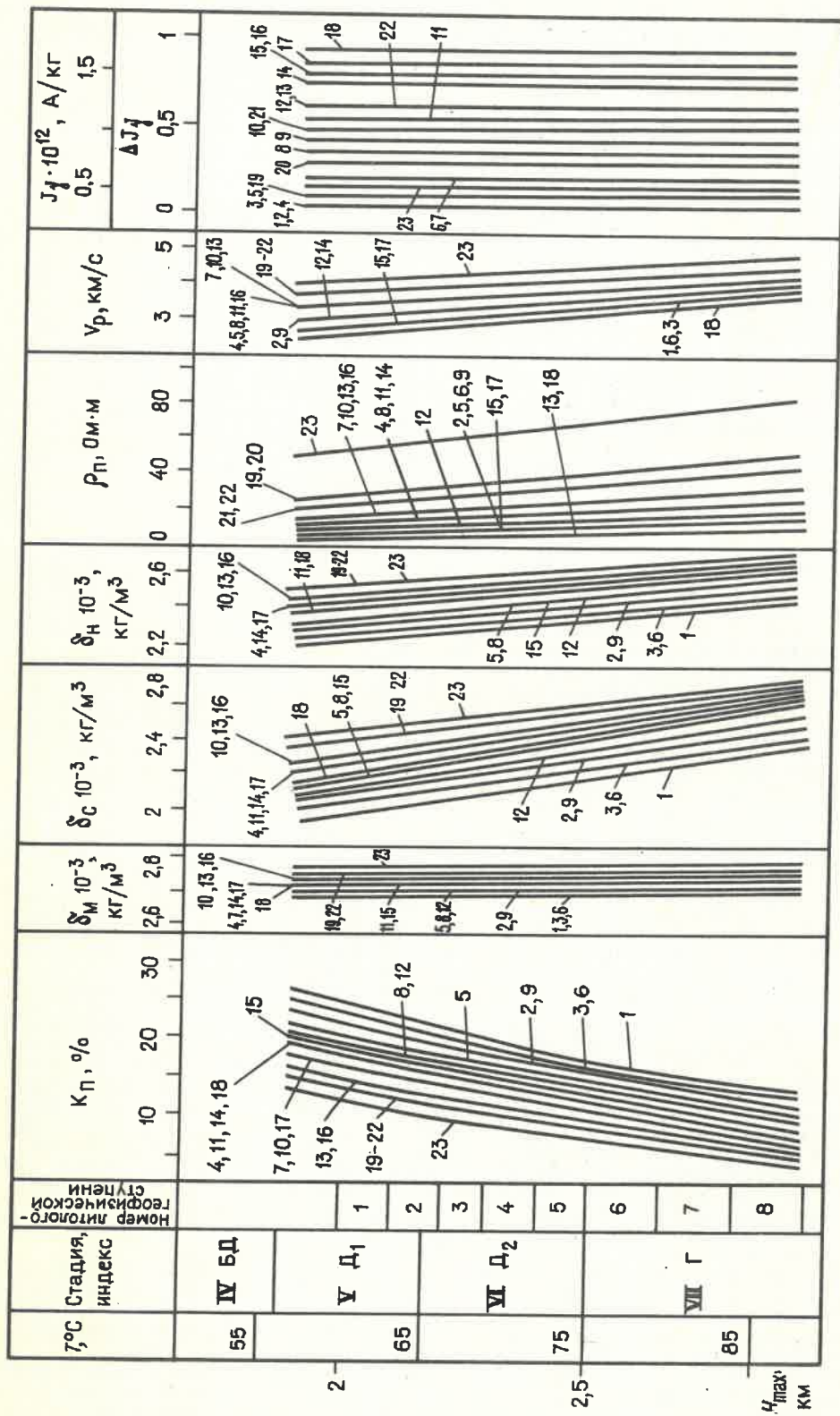


Рис. 3. Сводный петрофизический разрез для угленосных пород Западного Донбасса: шифр кривых — номера петрофизических типов, ПФТ — см табл. 1

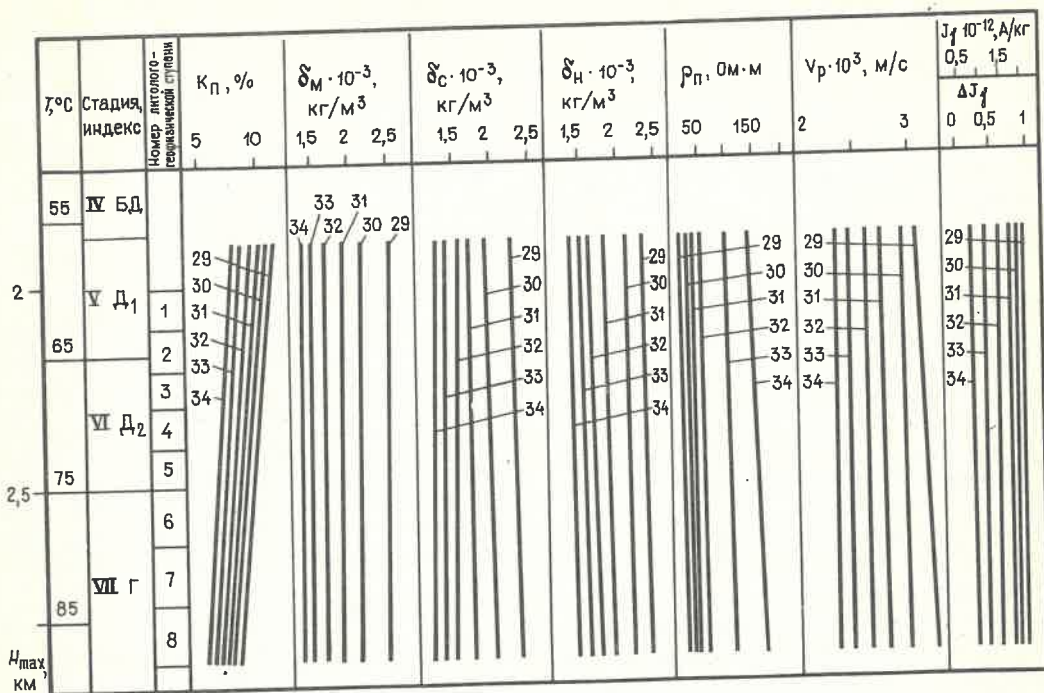


Рис. 4. Сводный петрофизический разрез для углей и углистых пород Западного Донбасса:
шифр кривых — номера петрофизических типов, ПФТ — см. табл. 2

Такие диаграммы — палетки, пригодные для детального выделения в разрезе литолого-геофизической ступени петротипов и определения их вещественного состава, плотностных и прочностных свойств во всех разведочных скважинах данного разведочного участка. С этой целью по геофизическим диаграммам выполняется расчленение разреза скважины на слои и прослои по критерию K_2 . Значения физических параметров, измеренные в скважине геофизическими методами на исследуемом пласте и приведенные к истинным значениям, наносят в виде изолиний на треугольную палетку. Эти изолинии геофизических параметров (ρ_n , v_p , δ_n , $\Delta I \gamma$) или будут пересекаться в одной точке, или образуют многоугольник погрешностей. По точке пересечения или по центру многоугольника погрешностей в координатах треугольника определяют название типа породы, его вещественный состав и геологические параметры, которые в данной скважине не измерялись (K_n , δ_m , δ_s , $\sigma_{сж}$, σ_p).

По контрольным параметрическим скважинам установлено, что абсолютные среднеарифметические расхождения в определении содержания компонентов вещественного состава по геолого-геофизической методике и шлифам составляют 4—5 %.

Точность определения физико-механических параметров по геолого-геофизической методике соизмерима с точностью определений этих же свойств по образцам керн.

Результаты контроля показали высокую эффективность геофизических методов с увеличением детальности литологического расчленения в 5—

6 раз выше, чем по практикуемым геологическим и каротажным методам. При этом следует учесть, что по рассматриваемой методике благодаря геофизическим измерениям возможно по всему разрезу скважины непрерывное определение физико-механических свойств пород независимо от выхода керн. Керна ослабленных пород в кровле угольных пластов обычно разрушается при бурении и его не удается извлекать из скважины. Поэтому на лабораторные определения прочностных свойств попадают образцы только крупных пород, что искажает оценку (по керну) устойчивости пород. Следовательно, геофизические данные более достоверные в определении физико-механических свойств пород и их устойчивости, чем определения по керну.

Таким образом, изложенная геолого-геофизическая методика, на основе материалов параметрических скважин, с детальной документацией керна, его лабораторными и петрографическими исследованиями, позволила получить палетки, с помощью которых по геофизическим данным можно осуществлять такую же детальную документацию всех остальных разведочных скважин на данном участке. Проходка этих скважин может производиться без подъема керна (в условиях бескернового бурения).

Выявленные петрофизические закономерности имеют не только научное, но и большое практическое значение в деле повышения качества углеразведки за счет более эффективного использования геофизики.

Принята редколлегией 30 июля 1990 г.

Естественные радионуклиды в земной коре и проблемы радиоэкологии

А. А. СМЫСЛОВ, М. Г. ХАРЛАМОВ (ВСЕГЕИ)

Открытие радиоактивности, процессов самопроизвольного деления урана и цепной реакции привели к необходимости изучения влияния проникающей радиации (α -, β - и γ -излучения) на живые организмы.

В экологии возникло новое специальное направление — радиационная экология (радиоэкология), в задачу которой входят исследования по выявлению и изучению зон повышенной радиации, связанных с природными (естественными) и техногенными (искусственными) радионуклидами, изучению биологических аспектов влияния внутреннего и внешнего облучения на живые организмы и решение других вопросов. Проблемы радиационной экологии особенно обострились в связи с появлением лучевой болезни в результате облучения людей мощными дозами радиации при ядерных взрывах и различного рода катастрофах на атомных «котлах» и химических заводах, производящих ядерное топливо. Как показали результаты медицинских наблюдений существенное отрицательное влияние на здоровье человека оказывают также невысокие дозы длительного внешнего и внутреннего облучения организмов при наличии постоянно действующих природных источников. К числу таких источников относится повышенное содержание естественных радиоактивных элементов (ЕРН) в горных породах, рудах, почвах, природных водах, воздухе.

Естественная радиоактивность верхних оболочек Земли (литосфера, гидросфера, атмосфера) обусловлена присутствием в слагающих ее вещественных комплексах большого количества неустойчивых (радиоактивных) изотопов различных легких и тяжелых элементов (таблица). По условиям возникновения и накопления в земной коре естественные радиоактивные элементы могут быть разделены на четыре группы.

1. Долгоживущие тяжелые радиоактивные элементы, образовавшиеся в на-

чальный (догеологический) этап развития планеты и являющиеся родоначальниками трех естественных радиоактивных семейств — урана $^{238}_{92}\text{U}$, актиноурана $^{235}_{92}\text{U}$, тория $^{232}_{90}\text{Th}$. Содержание этих элементов в земной коре (при отсутствии дополнительных эпох нуклеосинтеза) постепенно уменьшается в соответствии с периодами их полураспада.

2. Короткоживущие радиоактивные элементы — дочерние продукты распада урана, актиноурана и тория, входящие в состав этих семейств. Нахождение в земной коре многочисленной группы этих элементов, являющихся основными β - и γ -излучателями горных пород, полностью зависит от содержания родоначальников семейства. Избирательное отделение дочерних элементов (Ra, Rn и др.) в результате каких-либо геохимических процессов (выщелачивания, эманирования и др.) приводит к их сравнительно быстрому (в геологическом понимании) исчезновению (распаду). Наибольшее значение для изучения явлений радиоактивности и решения прикладных вопросов радиоэкологии имеет радий и радон (см. таблицу).

3. Долгоживущие одиночные (легкие и тяжелые) радиоактивные изотопы ($^{40}_{19}\text{K}$, $^{87}_{37}\text{Rb}$, $^{147}_{62}\text{Sn}$ и др.), не образующие семейств и возникшие в начальную (догеологическую) эпоху развития Земли. Их содержание в земной коре постепенно уменьшается со скоростью, определяющейся периодом полураспада изотопов. Из этой группы элементов весомый вклад в радиоактивность земной коры вносит лишь калий.

4. Радиоактивные изотопы (преимущественно легкие и короткоживущие $^{14}_7\text{C}$), возникающие в атмосфере, гидросфере и литосфере земной коры в результате взаимодействия космических частиц с атомными ядрами вещества Земли.

Основная доля α -, β - и γ -излучения горных пород земной коры связана с

Ведущие радиоактивные элементы земной коры и константы их распада

Элемент	Химический индекс радиоактивного изотопа	Содержание изотопа в природной смеси элемента, %	Валентность	Кларк изотопа (%) и тип элемента	Тип распада	Энергия частиц и квантов, кэВ	Конечный продукт распада	Период полу-распада, лет	Постоянная распада, лет ⁻¹
Уран	$^{238}_{92}\text{U}$	99,37	IV, VI	$2,6 \cdot 10^{-4} \cdot 0,993$ (лит.)	α -распад	4180	$^{206}_{82}\text{Pb}$	$4 \cdot 49 \cdot 10^{-9}$	$1,53 \cdot 10^{-10}$
Радий	$^{226}_{88}\text{Ra}$	—	II	—	»	4750 (ср.)	—	1622	$4,2 \cdot 10^{-4}$
Радон	$^{222}_{86}\text{Rn}$	—	VIII	—	»	5482	$^{206}_{82}\text{Pb}$	3,82 суток	$0,66 \cdot 10^2$
Актиниум	$^{235}_{92}\text{Ac}$	0,73	IV, VI	$2,6 \cdot 10^{-4} \cdot 0,0073$ (лит.)	»	4372	$^{207}_{82}\text{Pb}$	$7,13 \cdot 10^3$	$9,722 \cdot 10^{-10}$
Торий	$^{232}_{90}\text{Th}$	100	VI	$11,3 \cdot 10^{-4}$ (лит.)	»	3980 (ср.)	$^{208}_{82}\text{Pb}$	$1,40 \cdot 10^{10}$	$4,931 \cdot 10^{-11}$
Калий	$^{40}_{19}\text{K}$	0,011	I	$2,5 \cdot 0,00012$ (лит.)	β -распад K-захват	$\gamma = 1460$ $\beta = 1330$	$^{40}_{20}\text{Ca}$ $^{40}_{18}\text{Ar}$	$1,47 \cdot 10^9$ $1,24 \cdot 10^{10}$	$4,72 \cdot 10^{-10}$ $0,557 \cdot 10^{-10}$
Рубидий	$^{87}_{37}\text{Rb}$	27,2	I	$0,009 \cdot 0,272$ (лит.)	То же	$\beta = 274$	$^{87}_{38}\text{Sr}$	$5 \cdot 10^{10}$ или $4,7 \cdot 10^{10}$	$1,39 \cdot 10^{-11}$ или $1,47 \cdot 10^{-11}$

Примечание. Лит. — литофильный, ср. — средневзвешенная энергия частиц и γ -квантов в группе

радиоактивным распадом элементов трех радиоактивных семейств урана, актиноурана, тория и калия.

Значение других менее распространенных или менее радиоактивных изотопов в общем балансе радиоактивности земной коры незначительно. Распад ядер этих элементов используется преимущественно для определения радиогеологического возраста горных пород и минералов (рубиниево-стронциевый, углеродный методы и т. д.).

Геохимия радиоактивных элементов (в первую очередь для континентальных блоков земной коры) изучена значительно лучше других металлов. Этому способствовали открывшиеся в 40—50-х годах перспективы использования атомной энергии в военных и мирных целях, которые резко стимулировали проведение геологоразведочных работ и специализированных радиогеохимических исследований. В частности, постановка радиогеохимического картирования на территории страны [5] и в других регионах Мира позволила получить объективную фактографическую информацию о распределении и миграции естественных радионуклидов (в первую очередь Ra, Rn, U) в горных породах, почвах, природных водах. Полученные материалы выявили очень сложную гетерогенную картину распределения радионуклидов в природных средах в связи с интенсивно проявленными разнообразными процессами их рассеяния и концентрации в различных ландшафтно-геохимических и геологических обстановках. При этом достаточно отчетливо наметилось три уровня содержания радионуклидов в горных породах литосферы.

Первый (близкларковый) уровень содержания естественных радионуклидов отвечает нормальному геохимическому фону горных пород, при котором содержание калия, урана, тория (продуктов их распада) не превышает 2,5 кларков (кларки — среднее содержание в земной коре равны: K=2,5 %, U=2,6 · 10⁻⁴ %, Th=11,3 · 10⁻⁴ %). В земной коре с глубиной отмечается постепенное снижение геохимического фона U, Th, K. При этом максимальное содержание радионуклидов устанавливается в средней части гранитно-метаморфического слоя — в зоне проявления зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма с широким развитием гранитоидов и мигматитов.

Уровни фоновой радиоактивности земной коры по латерали существенно отличаются. Так, в пределах территории страны отчетливо фиксируются чередования меридиональных геоблоков с пониженным (0,4—1 К) и повышенным (1—2 К) геохимическим фоном урана и тория (рис. 1). Здесь К — кларк элементов.

Второй (слабо повышенный) уровень содержания ЕРН связан с формированием геохимически специализированных осадочных и магматических комплексов горных пород, содержание урана и тория в которых достигает 2,5—10 К и выше. Формирование этих комплексов связано со специфическими условиями развития осадконакопления и магматической дифференциации в определенных тектонических структурах и фациальных зонах земной коры. Так высокорadioактивные граниты, липарито-дациты и другие магматические породы приурочены в областях докембрийской складчатости к зонам многократного проявления гранитизации (Эльконский горст на Алданском щите, Кировоград-Житомирский блок на Ук-

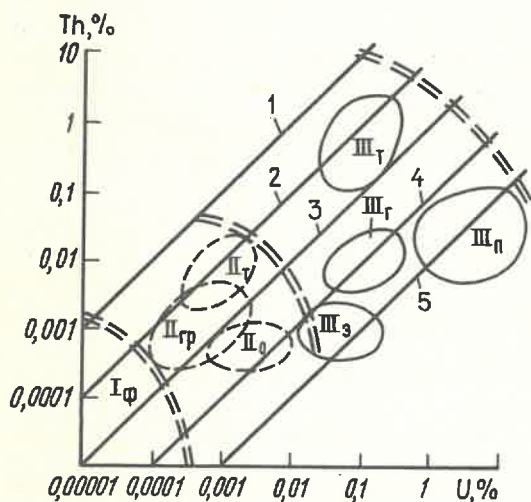


Рис. 1. Уровни содержания урана и тория в горных породах и рудах.

I_{ϕ} — ареал фоновых (близкларковый уровень) содержаний; ареалы содержаний элементов геохимически ассоциированных комплексных пород (второй, слабо повышенный уровень): II_o — осадочных; $II_{гp}$ — магматических и метаморфических; II_r — существенно ториевно-магматических и осадочных; ареалы содержаний элементов в радиоактивных рудах (третий, высокий уровень): III_z — экзогенные, в том числе гидрогенные; III_r — гидротермальных; III_n — полигенных в зонах несогласий; III_r — существенно ториевых, гидротермальных; линии Th/U: 1 — 100, 2 — 10; 3 — 1, 4 — 0,1, 5 — 0,01

раинском щите и др.), в фанерозойских складчатых системах к срединным массивам и миогеосинклиналям. Среди бассейнов седиментации выделяются две принципиально разные фациальные зоны осадконакопления: накопления углеродистых толщ с высоким содержанием урана (до $100 \cdot 10^{-4} \%$) и области развития терригенных осадков в орогенных впадинах, краевых частях платформ, где за счет концентрации устойчивых к выветриванию высокорadioактивных минералов (монацита, циркона и др.) происходит существенное увеличение в породах содержания урана и тория. В большинстве геохимически специализированных комплексов значительная часть урана находится в подвижном состоянии и легко извлекается из пород.

Третий (высокий) уровень природной радиоактивности связан с развитием наложенных (эпигенетических) процессов преобразования горных пород в результате гидротермальной деятельности или инфильтрации подземных вод в артезианских и других бассейнах. В таких структурах с преобразованными типами разнообразных по первичному составу горных пород формируются эпигенетические концентрации урана (или урана и тория), которые составляют основную массу урановых месторождений: гидротермальных, гидрогенных и сложных полигенных.

По уровню содержания урана и, следовательно, уровню радиоактивности все месторождения урана, расположенные на разных континентах, могут быть разбиты на три группы.

1. Месторождения с низкими и убогими по содержанию урана рудами (0,01—0,1 %), значительная часть таких руд связана с гидрогенными (экзогенными) месторождениями в проницаемых осадочных толщах, из которых он легко добывается методом подземного выщелачивания.

2. Месторождения с рядовыми (иногда с богатыми) по содержанию урана рудами (0,1—0,3 %) преимущественно гидротермального генезиса.

3. Месторождения богатых и исключительно богатых урановых руд с содержанием урана более 0,5—1 %. В некоторых месторождениях Австралии и Канады среднее содержание урана в рудных телах мощностью несколько метров достигает 3—12 %. Наличие и освоение подобных уникальных по содержанию U месторождений с экологической точки

зрения представляется наиболее сложным. Вместе с тем и другие типы руд обуславливают достаточно высокую радиацию и повышенный уровень содержания урана, радия, радона в почвах, водах, растениях, т. к. основные рудные минералы (настуран, браннерит, коффинит и др.) легко разрушаются в зоне гипергенеза.

Совершенно очевидно, что с экологической точки зрения наиболее благоприятны в радиационном отношении геологические и ландшафтно-геохимические районы, где уровень радиации нормальный (фоновый). Превышение этого уровня (значительное до 10 К и весьма значительное до 100 К и выше) неизбежно сказывается на уровне облучения живых организмов, в особенности в тех случаях, когда уран, радий, радон попадают внутрь организма вместе с пищей, водой, воздухом.

Результаты медицинских и биологических исследований показали необходимость соблюдения определенных правил техники безопасности не только при работе на урановых рудниках, но и в местах массового проживания людей на участках не только месторождений, но и развития радиогеохимически специализированных комплексов пород (гранитов, углеродистых сланцев и др.).

В связи с этим в числе задач, стоящих перед радиоэкологическими исследованиями, необходимо выделить прежде всего выявление и оконтуривание площадей природных радиогеохимических аномалий, неблагоприятных для жизнедеятельности человека, участков техногенного загрязнения естественными радионуклидами, выработку рекомендаций по ограничению облучения населения от природных источников ионизирующего излучения на базе всестороннего анализа полученной информации с учетом геолого-структурной и ландшафтно-геологической обстановки [1, 2, 7].

К наиболее значимым факторам формирования естественного аномального радиационного поля следует отнести: 1) горные породы, первично обогащенные радионуклидами — U, Ra, Rh, Th и др. (некоторые типы гранитов, щелочные породы среднего и основного состава, гнейсы и кристаллические сланцы, кремнисто-углеродистые сланцы и др.); 2) зоны развития природных локальных эпигенетических концентраций

радиоактивных элементов (пегматиты, гидротермальные эндогенные и другие месторождения и рудопроявления U и Th, гипергенные месторождения и зоны грунтового и пластового окисления пород и др.); 3) зоны развития горных пород с повышенным коэффициентом эманирования; 4) обогащенные радионуклидами подземные и поверхностные воды.

К антропогенным (техногенным) аномалиям с повышенной радиацией за счет естественных радионуклидов относятся: ореолы загрязнения, связанные с разработкой урановых руд и использованием различных полезных ископаемых, содержащих в повышенных концентрациях уран, торий и другие радиоактивные элементы (пластовые фосфориты, фтор-апатит, некоторые виды строительных материалов и др.). Здесь могут быть выделены области загрязнения мест открытой разработки полезного ископаемого, путей его транспортировки, хранилищ, площадей применения, а также участки подземного выщелачивания урана*.

Необходимо подчеркнуть, что именно природные источники ионизирующего излучения в зонах аномальной радиации вносят основной вклад (до 70 %) в суммарную дозу облучения населения, равную 420 мбэр/год. При этом природные источники могут создавать значительные уровни радиации, влияющие в течение длительного времени на жизнедеятельность человека, что в итоге вызывает хронические заболевания и генетические изменения в организме.

Если на урановых рудниках ведется санитарно-гигиеническое обследование и принимаются соответствующие меры по охране здоровья сотрудников, то влияние естественной радиации за счет радионуклидов в горных породах изучено крайне слабо. Среди естественных радионуклидов наибольшее значение имеют радон и его дочерние продукты (ДПР), находящиеся в воздухе жилых и производственных помещений. Их вклад в суммарную дозу составляет 53 % (рис. 2). Канцерогенное действие этих агентов установлено в результате мно-

* Антропогенные источники радиоактивного загрязнения, связанные с использованием различного вида искусственных радионуклидов в народном хозяйстве, эксплуатации объектов атомной энергетики и военно-промышленного комплекса, в настоящей статье не рассматриваются.

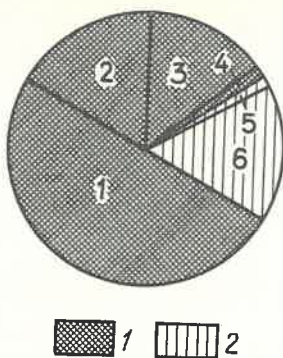


Рис. 2. Расчетные годовые дозы облучения на душу населения за счет естественных источников при фоновом содержании радионуклидов (мЗв — миллизиверт)

1 — земные источники, всего 2 мЗв (84 %); 2 — космические источники, всего 0,4 мЗв (16 %); 1 — Ra 1,3 мЗв (53 %); 2 — элементы U = 238 и Th = 232 рядов (кроме Ra) 0,4 мЗв (17 %); 3 — K = 40 0,33 мЗв (14 %); 4 — Pb = 87 0,006 мЗв; 5 — радионуклиды космические (C = 14 и др.) 0,015 мЗв; 6 — космические лучи 0,385 мЗв.

голетних наблюдений за группами шахтеров урановых рудников нашей страны, Чехо-Словакии, Германии, США, Канады и Великобритании. Наибольшее значение имеет проблема облучения радоном и его дочерними продуктами распада, находящимися в воздухе жилых помещений. По оценке Международной комиссии по радиологической защите (МКРЗ) названный источник облучения обуславливает 10—20 % общего количества рака легких [1, 7]. При сочетании воздействия ионизирующего излучения и других канцерогенных факторов наблюдается синергизм действия, причиной которого является то, что ионизирующее излучение усиливает их действие. Гигиеническая значимость проблемы радона вызывает озабоченность со стороны Международной комиссии по радиологической защите (МКРЗ) и Научного комитета ООН по действию атомной радиации (НКАДАР), что отражено в многочисленных публикациях. С 1976 г. в Северных странах (Швеция, Дания, Финляндия, Норвегия и Исландия) создана специальная рабочая группа для разработки рекомендаций по защите от естественного излучения применительно к условиям стран-участниц.

По данным Ленинградского научно-исследовательского института радиационной гигиены, наибольшее содержание ДПР в воздухе жилых помещений, зафиксированное в нашей стра-

не, соответствует дозе влияния на легкие человека 3—4 тыс. бэр./год, что превышает ПДК на 2—3 порядка. Предполагается, что вследствие слабой изученности этого вопроса по стране в целом возможно установление высоких концентраций в жилых и производственных помещениях на территории ряда регионов, часть которых показана на рис. 3. По мнению упоминающейся рабочей группы специалистов Северных стран, для уменьшения степени риска необходимо специальная защита зданий и сооружений от радона и профилактика населения в том случае, если эффективная равновесная концентрация ДПР превышает 100 Бк/М³.

Основными продуцентами радона в воздухе жилых помещений являются почвы и грунты под зданиями, а также строительные материалы стен и перекрытий. Меньшую роль играет поступление радона с технической и питьевой водой. Скорость эксхалации радона из строительных конструкций пропорциональна удельной активности ²²⁶Ra в строительных материалах и коэффициенту эманирования радона.

Поступление радона из грунтов обуславливает наиболее высокие наблюдаемые значения объемной активности газа в воздухе помещений. Скорость процесса зависит от конкретных структурно-геологических и гидрогеологических условий. В рекомендациях Северных стран предложена классификация геологических условий с низким, нормальным и высоким уровнем риска и, соответственно, предложены рекомендации по ограничению облучения населения природными источниками радиации путем выполнения застройки домами традиционной радонозащищенной и радонобезопасной конструкций.

Дочерние продукты распада радона имеют важное радиационно-гигиеническое значение в производственных условиях, особенно в горнодобывающей промышленности как на урановых, так и неурановых рудниках.

Таким образом, радон и продукты его распада безусловно являются ведущими радиационными факторами. Поэтому выделенные на основе радиохимических исследований районы с повышенным уровнем содержания естественных радионуклидов в горных породах требуют пристального внимания и экологической паспортизации по радону.

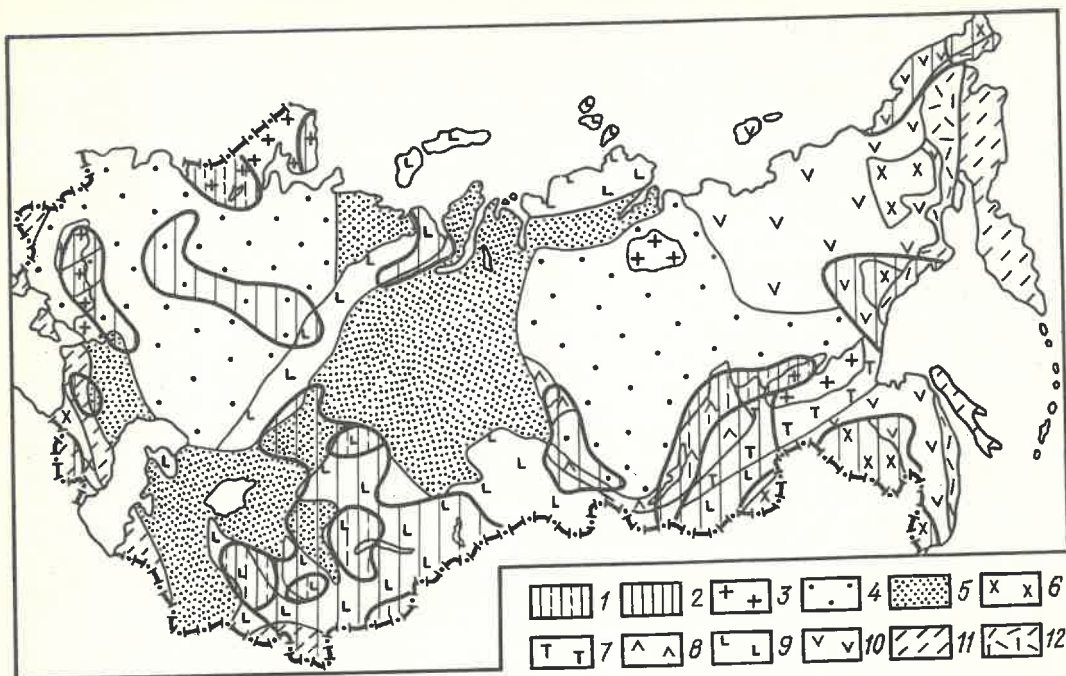


Рис. 3. Схема районирования территории СССР по степени опасности воздействия природных источников ионизирующего излучения (1990 г.):

Районы: 1 — наиболее опасные по радону и другим радионуклидам, требующие паспортизации территории в среднем и крупном масштабах, 2 — опасные по радону и другим радионуклидам,

требующие дополнительно изучения; главные геоструктурные элементы: 3 — шиты, 4 — древние платформы, 5 — молодые платформы, 6 — срединные массивы; 7—12 — складчатые области: 7 — добайкальские, 8 — байкальские, 9 — палеозойские, 10 — мезозойские, 11 — кайнозойские, 12 — вулканические пояса

Вместе с тем другие виды природных источников ионизирующего излучения также могут создавать повышенное облучение отдельных групп населения. Два других компонента — внешнее облучение от горных пород в естественном значении и строительных материалов, а также от долгоживущих радионуклидов в питьевой воде — обычно вызывают эффективные эквивалентные дозы ниже 5 мЗв/год. Если последняя превышает указанное значение (исключая радон), следует рассмотреть возможность других источников водоснабжения.

В коммунальных условиях внешнее облучение может практически полностью определяться радиоактивностью строительных материалов. Нормативы радиоактивности были обоснованы Ленинградским научно-исследовательским институтом радиационной гигиены и

впервые в мировой практике введены в действие на территории нашей страны [2]. По этому документу удельная активность радионуклидов в строительных материалах, используемых во всех вновь строящихся жилых и общественных зданиях, не должна превышать для ^{226}Ra —370, ^{232}Th —259 и ^{40}K —4810 Бк/кг. Для смеси указанных радионуклидов с удельной активностью С (Б° к/кг) должно выполняться условие:

$$C_{\text{Ra}}/370 + C_{\text{Th}}/259 + C_{\text{K}}/4810 \leq 1$$

или эффективная удельная активность ЕРН $C_{\text{эф}}$ 370 Бк/кг [4].

Ниже приведем годовые средние концентрации в Бк/литр, соответствующие годовым эффективным эквивалентным дозам 5 мЗв/год и 0,5 мЗв/год при ежедневном потреблении водопроводной воды 2,2 л [7]:

Радионуклиды	^{226}Ra	^{229}Ra	^{238}U	^{234}U	^{210}Pb	^{210}Pb
5 мЗв/год	20 .	19	99	88	4,6	14,3
0,5 мЗв/год	2,0	1,9	9,9	8,8	0,46	1,43

Повышенное внутреннее облучение людей естественными долгоживущими радиоактивными элементами может быть связано с применением удобрений, а в отдельных случаях за счет ведения сельскохозяйственных работ на рекультивированных землях с повышенным содержанием радионуклидов в почвах. В соответствии с современным состоянием изученности проблемы весьма маловероятно, чтобы суммарная доза облучения от пищевых продуктов за счет естественных радионуклидов в них содержащихся превысила верхний допустимый предел. По миру в целом МКРЗ дала оценку среднегодовой эффективной эквивалентной дозы (1984), составляющей 0,14 мЗв (ряд $U=238$) и 0,02 мЗв (ряд $Th=232$) соответственно.

Концентрация ^{40}K в пищевых продуктах не оказывает значительного влияния на облучение, т. к. концентрация K в тканях человеческого организма находится под гомеостатическим контролем и его изотопный состав постоянный.

Из сказанного вытекает важная роль в общем объеме радиозэкологических исследований изучения распределения радиоактивных элементов в почвах, горных породах и водах на территории страны в целом и в ее отдельных регионах, характеризующихся экстремальными условиями содержания и распределения ЕРН. В связи с этим особое значение приобретает районирование нашей страны по оценке доз облучения природными источниками ионизирующего излучения, условиям естественной опасности и загрязнения ЕРН в связи с хозяйственной деятельностью и особенностями проживания людей. Наибольшую радиационную опасность представляют регионы, где развиты радиогеохимические специализированные горные породы (второй уровень накопления) и урановые и торий-урановые руды (третий уровень накопления). В таких регионах при жилищном строительстве и производственных работах должны приниматься те же меры предосторожности, что и на урановых рудниках (систематическая оценка уровня концентрации радона, общей радиации, получаемых суммарных доз и т. д.).

Особое внимание на радиационную безопасность (с проведением специальных исследований по оценке воздей-

ствия на окружающую среду и здоровье человека) должно быть обращено при проектировании и строительстве урановых рудников с учетом форм нахождения радиоактивных элементов, способов обработки и транспортировки руд и др. При этом должны учитываться условия техники безопасности как работников горнодобывающих предприятий, так и населения, проживающего в зоне возможного влияния рудников.

Необходимо специально остановиться на проблемах добычи богатых урановых руд с содержанием урана до 0,3—1 % и выше. Месторождения с такими рудами выявлены в Канаде, Австралии и других регионах мира и некоторые из них или разрабатываются, или готовятся к разработке в т. ч. с применением специальных технологических способов и робототехники. Совершенно очевидно, что вопросы радиационной экологии как для населения, проживающего в районах с такими рудами, так и для сотрудников горнодобывающих предприятий чрезвычайно важны. Эти вопросы еще недостаточно изучены и сейчас не совсем ясно, что безопаснее — добыча урана из бедных руд с охватом огромных объемов горной породы и подземного пространства или выемка ограниченной массы руды. Можно ожидать, что при соблюдении всех мер предосторожности потери высокорadioактивных минералов в процессе извлечения, транспортировки и обогащения богатых руд могут быть сведены до минимума.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Крисюк Э. М. Дозы от природных источников ионизирующего излучения и возможности их ограничения // Радиационная гигиена. 1987, № 16. С. 149—153.
2. Нормы радиационной безопасности НРБ-76/87 и основные санитарные правила ОСП 72/87 — М.: Энергоиздат, 1988.
3. Проблемы радиогеологии. — М. Наука, 1983.
4. Радиоактивность строительных материалов. // Городецкий А. В., Лихтарева Т. М., Лось И. П., Сабалдырь В. П. — Киев, «Будивэльник», 1990.
5. Смыслов А. А. Уран и торий в земной коре. — Л., Недра, 1974.
6. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. Справочник геофизика. Изд. второе. — М.: Недра, 1984.
7. Naturally occurring radiation on the Nordic countries — recommendations. The Radistion Protection institutes in Denmark, Finland, Iceland, Norway and Sweden. 1986.

Принята редколлегией 20 мая 1991 г.

Геохимическая зональность Сырдарьинского артезианского бассейна

Р. И. ГОЛЬДШТЕЙН, **Е. М. ШМАРИОВИЧ** (ВИМС),

Б. И. НАТАЛЬЧЕНКО, К. Г. БРОВИН (Краснохолмскгеология)

Большое значение для решения комплекса народнохозяйственных задач имеет удовлетворение потребностей в пресных подземных водах. В настоящее время в нашей стране разведанные запасы подземных вод, пригодных для питьевого водоснабжения населенных пунктов и обеспечения объектов сельского хозяйства, достигали 10,2 млн м³/сут. Различным организациям передано для использования более 11 тыс. геологоразведочных скважин, вскрывших на глубине пресные воды. Выполнены поиски подземных вод для орошения 160 млн га пастбищных угодий главным образом в полупустынных и пустынных районах Казахстана, Средней Азии, Калмыкии, Тувы, Хакасии.

Вместе с тем очевидно, что несовершенство применявшихся аналитических методов и стремление скорее использовать подземные воды для нужд народного хозяйства нередко приводило к упрощенной характеристике их солевого состава, обычно ограничивавшейся величиной общей минерализации вод и концентрациями макрокомпонентов, входящих в формулу Курлова (HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , $\text{Na}^+ + \text{K}^+$). Данные микрокомпонентного состава вод, базирующиеся на результатах полуколичественного спектрального анализа плотного остатка, как правило, оказываются малоинформативными из-за пропуска или недостаточного предела определения ряда токсичных компонентов. К их числу относятся, в частности, многие тяжелые металлы, селен, бериллий, нитраты, радионуклиды, многие органические соединения. В целом низкая величина общей минерализации (при, соответственно, малых содержаниях сульфат- и хлор-иона) на основании чего воды отнесены к категории пресных и этого недостаточно для определения пригодности их использования как источников питьевого

водоснабжения. Особенно важен этот вопрос для аридных провинций, где артезианские бассейны инфильтрационного типа нередко содержат значительные запасы маломинерализованных пластовых вод, рассматриваемых как питьевые.

Например, один из таких бассейнов — Сырдарьинский, располагающийся в Южном Казахстане между поднятием Большого Каратау и юго-западными отрогами системы хребтов Северного Тянь-Шаня на востоке, хребтом Нуратау на юге, Центрально-Кызылкумским сводом на юго-западе, впадиной Аральского моря на северо-западе и Джусалинским поднятием на севере. Гидродинамика и гидрогеохимия бассейна освещена в работах А. Н. Султанходжаева, Х. Р. Дусходжаева (1963, 1971), Л. А. Островского (1963), В. И. Димитровского (1970) и др. Главный водоносный комплекс — сенонский (верхнетурон-маастрихтский). Он состоит из серии водоносных горизонтов, сложенных аллювиальными, хорошо проницаемыми песками, разделенными алевроит-глинистыми водоупорами. Общая мощность комплекса изменяется от десятков метров на юге территории до первых сотен метров на севере и северо-западе. Наиболее изучена верхняя часть водоносного комплекса (кампан-маастрихт). Области питания и создания напора пластовых вод располагаются в юго-восточном и восточном бортах бассейна, очаги разгрузки — в районе Аральского моря, и, частично, на внутренних поднятиях, сложенных меловыми отложениями; основные направления движения вод — северо-западное и западное.

Область распространения пресных инфильтрационных пластовых вод сенонского комплекса размещается в восточной части артезианского бассейна между Карамурунским выступом на севере и субширотной полосой

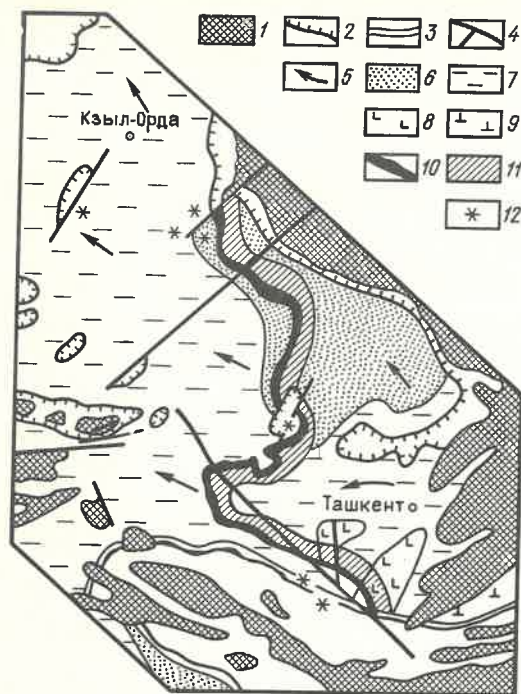


Рис. 1. Схематическая карта эколого-геохимической зональности сенонского водоносного комплекса Сырдарьинского артезианского бассейна.

1 — выходы домезозойского фундамента на поверхность; 2 — выходы кровли пород сенонского водоносного комплекса на поверхность; 3 — линия фациального выклинивания отложений сенонского водоносного комплекса; 4 — разломы; 5 — направления движения пластовых вод; области пластовых вод с различной общей минерализацией: 6 — пресных ($M < 1$ г/л), 7 — солоноватых (1—3 г/л), 8 — слабосоленых (3—10 г/л), 9 — сильносоленых (более 10 г/л); зоны природного загрязнения пластовых вод: 10 — радионуклидами, частично железом и селеном, 11 — селеном, 12 — железом

поднятий Каратау — Приташкентские Чули на юге (рис. 1). Здесь в водоносных горизонтах, сложенных первично-сероцветными песками, по направлению пластового потока выделяются три основные газогидрогеохимические зоны, отвечающие соответствующим зонам пластовых эпигенетических изменений вмещающих проницаемых пород: 1) кислородных вод с относительно высокими значениями Eh среды (пластового окисления сероцветных пород) — I; 2) резкого падения величины Eh вод до близнулевых и отрицательных значений (рудоосаждения) — II; 3) бескислородных вод с близнулевыми значениями Eh (эпигенетически неокисленных безрудных пород) — III (рис. 2).

Для эколого-геохимической характеристики каждой из зон нами было проведено опробование пресных пласто-

вых вод сенонского комплекса по режимной сети гидрогеологических скважин. Всего было проанализировано более 500 проб атомно-адсорбционным методом на спектрометрах фирм «Хитачи» и «Перкин-Эльмер» способами хронопотенциометрического, нейтронно-активационного и спектрального определения в Институте геологии и геофизики АН Узбекистана; часть сухих остатков проб исследовалась в ВИМСе нейтронно-активационным анализом с групповым радиохимическим выделением радионуклидов и добавлением соответствующих носителей. Результаты исследований представлены в таблице и на рис. 2 для эталонного профиля, пройденного по водоносному горизонту нижней части маастрихта в северо-западной части области распространения пресных пластовых вод.

Рассматриваемая зональность характеризуется, прежде всего, направленным изменением окислительно-восстановительного потенциала среды по направлению потока — снижением величины Eh от 300 до 100 мВ в пределах кислородной зоны I, дальнейшим падением этой величины до 50—200 мВ непосредственно за выклиниванием пластово-окисленных пород, в зоне II (в связи с развитием здесь анаэробной — сульфатредуцирующей и водородобразующей — микрофлоры), и некоторым повышением Eh до близнулевых значений в зоне III. Это определяет изменчивость в пластовых водах концентраций элементов с переменной валентностью, хорошо мигрирующих в окислительной обстановке и плохо — восстановительной; к ним, прежде всего, относятся уран, селен и молибден.

Содержание урана, мигрирующего в форме уранилкарбонатных анионов $UO_2(CO_3)_2^{2-}$ и $UO_2(CO_3)_3^{4-}$, в водах тыловой части кислородной зоны обычно составляет 5—50 мкг/л, что значительно ниже ПДК, которое вблизи выклинивания зон пластового окисления возрастает (в связи с выщелачиванием U из ранее сформированных эпигенетических рудонакоплений) до 100—150 мкг/л, в других районах — до 5 мг/л). В последнем случае воды становятся токсичными по урану. В зоне II происходит осаждение урана на восстановительном геохимическом барьере со снижением его концентраций

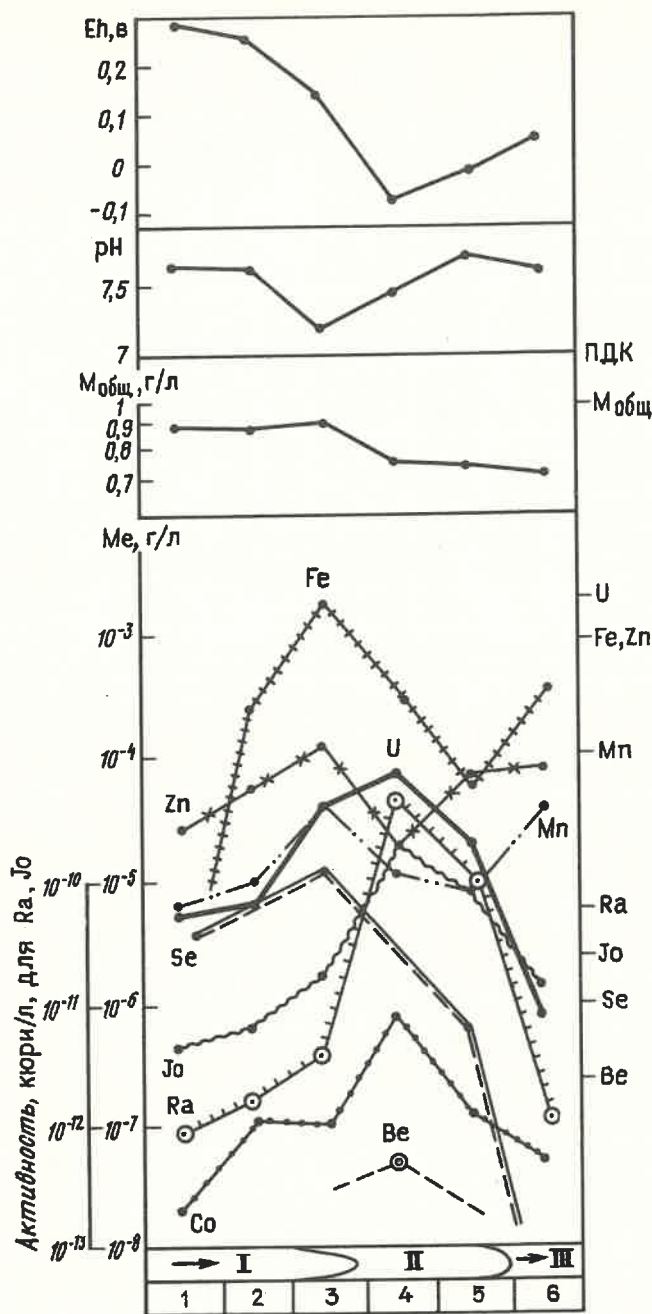


Рис. 2. Эколого-геохимическая характеристика гидрогеохимических зон по режимной сети гидрогеологических скважин I, II, III — гидрогеохимические зоны; стрелка — направление движения пластовых вод; цифры в кружках — номера гидрогеологических скважин; справа даны значения ПДК токсичных компонентов для питьевой воды

в пластовых растворах к зоне III до долей микрограмма на литр; ширина зоны осаждения U^{IV} в виде оксидов и силикатов составляет первые сотни метров.

В соответствии с местным обогащением пластовых вод и водовмещаю-

щих пород ураном в рудной части гидрогеохимического профиля фиксируется резкое возрастание в водах активности продуктов распада U: радия (до $5,5 \times 10^{-10}$ кюри/л), полония (до $3,9 \times 10^{-10}$ кюри/л) и иония (до $1,7 \times 10^{-10}$ кюри/л). Эти значения при-

Концентрации токсичных компонентов в пресных пластовых водах северо-восточной части Сырдарьинского артезианского бассейна

Газогидрогеохимические (эпигенетические) зоны	pH	Eh, В	Концентрация										мкг/л			
			мг/л													
			г/л													
M _{общ}	Cl	SO ₄	NO ₃	Fe	Al	Sr	Mn	Cu								
Кислородных вод (пластового окисления)	7,2*—8,2	+0,4÷ ÷+0,1	0,7—0,9	95—160	180—250	<0,01—15	<0,01— 1,6*	<0,05— 0,13	0,8—3,0	6—60*	2—3					
Резкого поведения вели- чины (рудосаждения)	7,2—8,0	0,1÷—0,2	0,72—0,95	110—160	170—250	0,01—0,2	0,08—4,8	<0,05— 0,35	1,1—2,9	8—70	2—6					
Бескислородных вод (не- окисленных безрудных пород)	7,5—8,2	0,1÷—0,05	0,7—0,95	100—155	160—260	<0,01— 0,2	<0,01— 2,0**	<0,05— 0,19	2,0—2,5	5—60	2—4					
ПДК питьевой воды	6—9	—	1,0	350	500	45	1	0,5	7	100	100					

Газогидрогеохимические (эпигенетические) зоны	мкг/л												Активность, кюри/л			
	Zn	Cd	Pb	Ni	Co	As	Be	U	Se	Mo	²²⁶ Ra	²¹⁰ Po				²³⁰ Th
•																
Кислородных вод (пластового окисления)	3—105	<0,1— 0,3	<1—4	0,7—9*	0,015— 0,2	1—6	<0,01	6—150*	0,2— 100*	1—260*	1×10 ⁻¹³ — 4,6×10 ⁻¹¹	4,6×10 ⁻¹² — 2,2×10 ⁻¹¹	4,3×10 ⁻¹² — 5,4×10 ⁻¹²			
	3—300	<0,1— 0,6	<1—6	1—3	0,1— 0,8	0,7—7	<0,01— 0,05	7—580	3—144	1—20	8,5×10 ⁻¹² — 5,5×10 ⁻¹⁰	1,4×10 ⁻¹⁰ — 3,9×10 ⁻¹⁰	2,7×10 ⁻¹¹ — 1,7×10 ⁻¹⁰			
Резкого поведения вели- чины (рудосаждения)																
Бескислородных вод (не- окисленных безрудных пород)	1—80	<0,1— 0,3	<1—6	0,03—1	0,01— 0,1	2—6	<0,01	0,6—2	—0,01— 0,05	1—20	1×10 ⁻¹³ — 1,5×10 ⁻¹¹	3×10 ⁻¹² — 2,3×10 ⁻¹¹	8,1×10 ⁻¹² — 1,3×10 ⁻¹¹			
	1000	10	30	1000	100	50	0,2	1700	1	250	5,4×10 ⁻¹¹	3,9×10 ⁻¹¹	2,2×10 ⁻¹¹			
ПДК питьевой воды																

* Фронтальная часть зоны пластового окисления

** Приразломные очаги скрытой разгрузки железистых вод

мерно на порядок превышают ПДК питьевой воды. Вместе с тем миграционные способности названных радионуклидов в конкретных условиях рассматриваемых водоносных горизонтов невелики. Для радия они ограничиваются относительно высокой сульфатностью пластовых вод (160—260 мг/л), полония — восстановительной обстановкой среды, иония (^{230}Th) — ее близонейтральной или слабощелочной реакцией, обуславливающей гидролиз находящихся в растворе катионов. Полоса аномальных концентраций в пластовых водах радия и полония в целом ограничена зоной II, для иония она, вероятно, несколько (сотни метров) выходит за внешний контур зоны ураноосаждения.

По селену область загрязнения вод существенно расширяется в сторону пластово-окисленной зоны. В тыловой части последней концентрации селена, мигрирующего в форме анионов HSeO_3^- и SeO_3^{2-} , не превышают ПДК питьевой воды (1 мкг/л). Однако они последовательно увеличиваются по мере приближения к выклиниванию зоны I, достигая 10—100 мкг/л (см. таблицу, рис. 2), затем резко снижаясь на границе с зоной осаждения урана и в этой зоне до сотых и тысячных долей микрограмма на литр; известно, что область восстановительного осаждения селена (в самородной форме) смещена относительно урановорудной в сторону усиления кислородной обстановки (Е. М. Шмаринович, Б. И. Натальченко, К. Г. Бровин, 1988). Верхняя граница распространения кислородных пластовых вод с естественным заражением селеном отстоит от зоны II в среднем на 10—15 км.

Содержания молибдена, мигрирующего в форме аниона MoO_4^{2-} , в кислородных пластовых водах составляют микрограммы и десятки микрограммов на литр, повышаясь до 260 мг/л вблизи зоны ураноосаждения лишь на тех участках, которые характеризуются высококонтрастным восстановительным геохимическим барьером и содержат, наряду с урановым и селеновым, инфильтрационное молибденовое оруденение. В последнем случае в пластовых растворах на фронте продвижения кислородной обстановки устанавливаются превышения величины ПДК и по молибдену

(0,25 мг/л). В зоне II эти концентрации в связи с выделением дисульфидов молибдена снижаются до исходных значений порядка 1—20 мкг/л.

Изменение концентраций комплекса элементов-гидролизатов в профиле рассматриваемой зональности зависит от геохимических свойств исходной литологической среды. В частности, выделяется два принципиально различных случая литолого-геохимических обстановок, когда во вмещающих сероцветах: 1) компоненты-нейтрализаторы (главным образом карбонатное вещество) превалируют над потенциальными подкислителями — дисульфидами железа, углистым органическим веществом ($S_{\text{пир}} + C_{\text{орг}} < \text{CO}_2$); 2) потенциальные подкислители (дисульфиды железа, углистые вещества) преобладают над компонентами-нейтрализаторами — кальцитом, доломитом ($S_{\text{пир}} + C_{\text{орг}} > \text{CO}_2$). В первом случае гидрогеохимическая система при окислении пород оказывается забуференной и величина рН пластовых вод сохраняется на исходном уровне (чаще всего 7,5—8,0). Соответственно микрокомпоненты-гидролизаты в миграцию не вовлекаются. Во втором случае, характерном для практически бескарбонатных аллювиальных песков маастрихта и кампана, содержащих видимый углистый детрит и выделения диагенетического пирита, в передней части зоны пластового окисления происходит снижение рН вод до величин 7,2—6,5, что обуславливает частичное выщелачивание из окисляющих пород комплекса металлов, которые более активно транспортируются в кислой среде, нежели в щелочной и нейтральной. К таковым относятся черные металлы (Fe, Mn), большинство цветных металлов (Co, Ni, Zn, Pb, Cu и др.), редкоземельные элементы (Sc, Y, лантаноиды) и некоторые другие компоненты (Be, Nb и др.). Все они переосаждаются в урановорудной зоне, где происходит подщелачивание пластовых вод (из-за взаимодействия их с породами, содержащими примесь карбонатного вещества), и биохимическое выделение сероводорода, связывающего халькофилы.

Как видно из таблицы и рис. 2, в случае изученного гидрогеохимического профиля, на участке окислитель-

ного подкисления пластовых вод последние обогащаются железом — до 1,6 мг/л (при ПДК 1 мг/л) в форме Fe^{2+} — FeOH^+ ; марганцем — до 60 мкг/л (при ПДК 100 мкг/л) в форме Mn^{2+} ; цинком — до 0,3 мг/л (при ПДК 1 мг/л) в форме Zn^{2+} — ZnSO_4^0 ; кадмием — до 0,6 мкг/л (при ПДК 10 мкг/л) в форме CdOH^+ ; свинцом — до 6 мкг/л (при ПДК 30 мкг/л) в форме PbOH^+ — PbCO_3^0 ; медью — до 6 мкг/л (при ПДК 0,1 мг/л) в форме Cu^{2+} — CuCO_3^0 ; никелем — до 9 мкг/л (при ПДК 1 мг/л); кобальтом — до 0,8 мкг/л (ПДК 0,1 мг/л); бериллием — до 0,05 мкг/л (ПДК 0,2 мкг/л).

Мышьяк, а также стронций и барий в целом ведут себя безразлично по отношению к рассматриваемой зональности; концентрация нитрат-иона, широко распространенного в кислородных пластовых водах (до 15 мг/л), значительно ниже ПДК.

Приведенные аналитические данные свидетельствуют о том, что природные воды передовых частей зон пластового окисления и урановорудных эпигенетических зон токсичны по селену, радионуклидам, а нередко — по железу, урану и молибдену. Они не могут использоваться для целей питьевого водоснабжения, а полосы развития кислородных пластовых вод, примыкающие к урановорудным зонам, совместно с последними должны оконтуриваться по площади и в разрезе и отбраковываться при геоэкологических исследованиях как области естественного загрязнения. Скважины для питьевого снабжения населения и водопоя скота целесообразно проходить — после установления в пресноводной (или солоноватоводной) части артезианского бассейна окислительно-восстановительной и щелочно-кислородной зональности — в пределах зоны сероцветных безрудных пород, характеризующейся бескислородной обстановкой и низкими концентрациями токсичных компонентов [2].

Для определения верхней границы зоны возможного заражения пласто-

вых вод селеном могут быть использованы замеры величины окислительно-восстановительного потенциала, так как этот элемент, согласно термодинамическим расчетам, не может находиться в растворе в концентрациях, превышающих 1 мкг/л при $Eh < 130$ мВ (рН=7) и $Eh < 50$ мВ (рН=8).

Следует также иметь в виду, что пресные пластовые воды зоны неокисленных безрудных пород становятся не пригодными для питья на приразломных участках скрытой разгрузки восходящих бескислородных («глеевых») вод, представляющих во вмещающие пласты в значительных количествах железо (до 2 мг/л и более); такие участки также должны отбраковываться при эколого-гидрогеологическом картировании. Они обычно фиксируются появлением в исследуемом комплексе или горизонте азональных пластовых вод повышенной солености с локально увеличенными концентрациями хлора и, возможно, других макрокомпонентов, повышенной температурой.

В рассматриваемом случае Сырдарьинского артезианского бассейна полоса пресных пластовых вод сенокского комплекса, рекомендуемая к исключению при организации питьевого водоснабжения, прослеживается в юго-восточном и далее субмеридиональном направлении от г. Чиили (замыкание Карамурунского выступа) до пос. Табакбулак (поднятие Карактау) и имеет общую протяженность порядка 300 км при ширине, варьирующей от 10 до 25 км. Гидрогеохимические области, располагающиеся к востоку и западу от этой полосы, могут расцениваться как отвечающие экологически чистым артезианским средам, за исключением относительно локальных очагов скрытой разгрузки восходящих железистых вод в пределах зоны неизмененных сероцветов к западу от г. Чиили и на восточном склоне поднятия Карактау (см. рис. 1).

Принята редколлегией 28 января 1991 г.

IV Уральское стратиграфическое совещание

Н. Я. АНЦЫГИН (ПГО «Уралгеология»), М. Л. КЛЮЖИНА, Г. Н. ПАПУЛОВ (Институт геологии и геохимии УрО АН России),
Б. А. ПОПОВ (ПГО «Уралгеология»),
Б. И. ЧУВАШОВ (Институт геологии и геохимии УрО АН России)

В апреле 1990 г. в г. Свердловске состоялось IV Уральское межведомственное стратиграфическое совещание (IV УМСС). В его работе приняли участие более 300 стратиграфов и палеонтологов из ряда институтов АН СССР и Мингео СССР, вузов и организаций геологической службы Свердловска, Челябинска, Перми, Сыктывкара, Ухты, Воркуты, Уфы, Миасса, Оренбурга, Актыбинска, Кустаная, Москвы, Ленинграда, Алма-Аты, Саратова, Новосибирска, Тюмени, Казани, Фрунзе, Киева, Днепропетровска.

III Уральское стратиграфическое совещание состоялось в 1977 г. В 1980 г. были изданы действующие в настоящее время стратиграфические схемы, на основании которых велись поисковые, разведочные и геологосъемочные работы, издана или подготовлена к печати большая серия кондиционных геологических карт масштаба 1 : 200 000. В начале 80-х годов начата подготовка к следующему стратиграфическому совещанию; сформированы рабочие комиссии по составлению стратиграфических схем отдельных систем.

Комиссии должны были прежде всего определить качество старых схем, выявить претензии к ним геологов-практиков, наметить пути совершенствования. Это делалось разными способами, в т. ч. и анкетированием. Установлено, что принципиальных претензий к качеству схем 1977 г. практически нет. Критика сводилась к указаниям на ошибки в палеонтологических характеристиках, мощностях, на неполноту или ошибочность литологической характеристики тех или иных стратон. К наиболее существенным недостаткам относилось упразднение ряда ранее выделенных свит, особенно в каменноугольной и пермской системах*, основанное составителями схем 1977 г. на реалиях геологической практики. Если стратон местной стратиграфической шкалы долгое время не находил применения в геологических документах (отчетах, новых картах разного масштаба), то название такого литостратиграфического подразделения ** считается не используемым.

Несколько в другом, но близком аспекте вернулась дискуссия по поводу возможности картирования горизонтов, а для Урала, по сути, — биостратиграфических подразделений. Эта проблема возникла при картировании За-

падно-Уральской зоны складчатости, сложной мощными однообразными карбонатными породами. Уральские съемщики накопили значительный опыт по прослеживанию биостратиграфических границ в подобных разрезах, что привело к отмиранию практики выделения литостратиграфических подразделений, как правило, очень крупных по объему и нередко вмещающих два—три горизонта. По нашему мнению, в новых схемах достигнуто разумное равновесие при использовании лито- и биостратиграфических подразделений.

В процессе подготовки IV УМСС проведены совещания и коллоквиумы, прямо или косвенно касающиеся составления новых стратиграфических схем Урала: VIII Всесоюзный семинар по радиоляриям (Свердловск, 1987), коллоквиумы по биостратиграфии пограничных отложений турнейского и визейского ярусов (Свердловск, 1989), по фузулинидам и конодонтам пограничных отложений карбона и перми Урала (Свердловск, 1989), по палинофлоре триаса (Свердловск, 1989). Проведены всесоюзные полевые семинары по границе силура и девона (р. Кожим; 1983 г.), ордовика и силура (р. Кожим; 1987 г.). Неоднократно обсуждались макеты стратиграфических схем.

По окончании III Уральского совещания стратиграфические исследования на Урале велись с различной степенью интенсивности по всему разрезу докембрия и фанерозоя. Существенные результаты получены в результате изучения опорных разрезов. Значительно пополнились сведения по опорному разрезу рифея Башкирии. Это касается его литостратиграфии, вулканизма, корреляции, датировки отдельных реперных уровней на основании изотопного анализа. Получены новые данные по стратиграфии протерозоя и нижнего палеозоя Севера Урала. По комплексам акритарх датированы верхнерифейские, вендские и кембрийские толщи.

В период с 1979 по 1987 гг. опубликовано около десяти описаний опорных стратиграфических разрезов от ордовикских до пермских.

Сотрудниками Института геологии и геохимии УрО АН СССР, ПГО «Уралгеология», ПГО «Полярноуралгеология» подготовлено описание опорного разреза ордовика (р. Кожим, Приполярный Урал), включающее характеристику важнейших групп организмов, в т. ч. и новых таксонов.

Изучение пограничных отложений силура и девона, ордовика и силура Приполярного Урала завершилось изданием двух коллективных монографий. Опорные разрезы девона и нижнего карбона восточного склона Среднего Урала изучались в последние пять лет сотрудниками литолого-палеонтологической партии ПГО «Уралгеология». Краткое описание ряда из них включено

* Молин В. А., Горский В. П., Султанов А. А. Об ошибочной практике замены местных свит региональными горизонтами // Расчленение и корреляция фанерозойских отложений европейского Севера СССР. Сыктывкар, 1985. Вып. 54. С. 90—96 (Тр. Ин-та геологии).

** Согласно Стратиграфическому кодексу СССР это местные стратиграфические подразделения.

в препринт «Проблемы стратиграфии Урала» (1990).

Исследования пограничных отложений девона и карбона Берчогура (Мугоджары), проведенные палеонтологами в лаборатории стратиграфии палеозоя Института геологии БНЦ, завершили публикацией специальной монографии (1987). В 1979—1980 гг. изданы два сборника с описаниями опорных разрезов карбона Урала, подготовленные сотрудниками Института геологии и геохимии УрО АН России, Пермского политехнического института, Пермского университета, ПГО «Уралгеология».

Группой сотрудников Института геологии Коми НЦ и ПГО «Полярноуралгеология» опубликовано описание опорного разреза нижней перми (р. Кожим), что имело большое значение для решения проблемы корреляции угленосных разрезов перми Полярного и Приполярного Урала и разрезов стратотипической местности Среднего Предуралья.

В лаборатории стратиграфии и палеонтологии Института геологии и геохимии УрО АН России изучена большая серия опорных разрезов верхнего карбона и перми, представляющих основные фацialsные зоны Урала. Опубликовано описание опорного разреза меловых отложений Курганского Зауралья. Стратиграфиями и палеонтологами Института геологии и геохимии УрО АН России, МГУ, ВИМСа, геологических учреждений Казахстана изучен ряд разрезов меловых и палеогеновых отложений Южного Зауралья.

Опорные разрезы явились ценным материалом, позволившим уточнить биостратиграфическую и литостратиграфическую шкалы, обосновать районирование Урала для отдельных геологических периодов. В результате палеонтолого-стратиграфических исследований, проведенных по различным направлениям, получен большой объем новой информации.

Большинство новых сведений получено за счет определения возраста различных терригенных, вулканогенных и кремнистых толщ. Во многих случаях появилась необходимость кардинального изменения датировки геологического возраста этих образований. Так, некоторые геологические тела должны относиться к другому ярусу или даже к другой системе. В ряде случаев значительно расширен возрастной диапазон.

В основном изменения возраста касаются палеозойских толщ и вызваны применением при датировках относительно новых на Урале групп фауны — радиолярий и конодонтов. С «конодонтовой стратиграфией» связан ряд сенсационных открытий в Магнитогорском погружении (лаборатория стратиграфии палеозоя Института геологии БНЦ), в Сакмарской и Денисовской зонах (лаборатория региональной геологии и геотектоники Института геологии и геохимии. Ильменский заповедник).

В Предуральском прогибе и зоне передовых складок Урала пересмотрен возраст конденсированных разрезов кремнисто-глинистых толщ верхнего палеозоя. На основании литолого-экологических исследований с помощью радиолярий, конодонтов, мелких фораминифер и фузулинид установлено, что маломощные толщи (20—50 м) эквивалентны двум—трем ярусам. Это было проиллюстрировано сотрудниками Института геологии и геохимии на примере разрезов западного склона Южного и Приполярного Урала, сотрудниками ВСЕГЕИ по разрезам Кортаихинской и Косью-Роговской впадин Предуральского прогиба, сотрудниками ВНИИ океангеология на примере конденсированных разрезов нижней перми Новой Земли.

Новые находки морской фауны в прибрежных осадках позднемелового бассейна в Южном Зауралье и на севере Тургайского прогиба дали возможность корректно датировать палинологические комплексы этих отложений. В ходе исследований на Урале и Северном Казахстане выявлены характерные зональные палинокомплексы, позволяющие надежно коррелировать разнофацialsные отложения верхнего мела региона. Удалось внести коррективы в стратиграфические схемы верхнего мела как Урала, так и Северного Казахстана.

К числу новых данных следует отнести и детализацию биостратиграфических шкал. Новые зоны выделены по фузулинидам и конодонтам в нижнем отделе перми, в верхнем — карбона.

В уральских стратиграфических схемах использованы новые, ранее не привлекавшиеся при стратиграфических построениях или применявшиеся ограниченно, группы организмов — акритархи, известковые водоросли (для девона, карбона, перми), динофлагеллаты (для мела), зубные аппараты селакневых рыб (для мела, палеогена), радиолярии (для нижней перми, мела, палеогена). Группы введены в качестве дополнения к палеонтологической характеристике тех или иных подразделений или в ранге биостратиграфических комплексов. Все это в значительной мере повысило информативность схем, их корреляционные возможности.

Особого внимания заслуживают разработки и использование под руководством В. Л. Яхмичевич и Н. Ф. Данукалова первой в регионе корректной палеомагнитной шкалы для палеогеновых и неогеновых отложений Северного Приуралья. Участники IV УМСС указали на необходимость расширения палеомагнитных исследований всех подразделений стратиграфической шкалы региона.

Новые данные по стратиграфии докембрия и фанерозоя Урала приведены в серии препринтов «Проблемы стратиграфии Урала».

Ниже дана краткая характеристика новых стратиграфических схем. Вместо одной схемы докембрийских отложений Урала составлены две: одна для раннего докембрия, принятая как рабочая, другая для позднего — унифицированная. Для многих стратонов докембрийских схем уточнены или получены новые радиологические данные. Основной проблемой стратиграфии верхнего докембрия остается определение нижней и верхней границы венда.

В кембрийской схеме региональная шкала представлена (снизу): терекинским (отвечает части атдабанского, ботомского и частично тононскому ярусам), хмелевским (соответствует верхней части аксайского яруса) горизонтам. Считается, что на Урале отсутствуют томмотский ярус и немакит-далдынский горизонт, т. е. пограничные слои венда и кембрия. Новым в корреляционной части кембрийской схемы является выделение Елецкой структурно-фацialsной зоны, в которой к кембрию отнесена нижняя часть мантианьдинской серии, ранее включавшейся в состав ордовика. На правах самостоятельного субрегиона в кембрийской схеме представлена Новая Земля.

По ордовикской системе представлены две самостоятельные субрегиональные схемы: собственно Уральская и Новоземельско-Вайгачская. Главными региональными подразделениями для ордовика Урала приняты фаунистически обоснованные горизонты. Индысейский и тэлашорский горизонты в пограничных отложениях нижнего и среднего ордовика выделены впервые. Существенно новые данные получены при датировке вулканитов на основании находок конодонтов и радиолярий.

Для силурийской системы составлены три самостоятельные субрегиональные схемы: восточного, западного склонов Урала и Новой Земли. Наибольшей новизной палентологического материала и значительно возросшей степенью детальности литолого-стратиграфического расчленения характеризуется схема Новой Земли. Существенно дополнена горизонтная схема западного склона Урала: по нижнему силуру горизонты предложены впервые (стратотипы — в опорном разрезе на р. Кожим), прежние горизонты верхнего силура переведены в ранг надгоризонтов, включающих каждый по два вновь выделенных горизонта (стратотипы на Полярном Урале и о-ве Вайгач). Уточнено время формирования вулканитов по находкам бенгосной фауны в карбонатных прослоях, радиолярий, конодонтов и граптолитов — в вулканогенно-кремнистых и терригенных толщах.

Девонская система также представлена тремя субрегиональными схемами: для восточного, западного склонов Урала и Новоземельского субрегиона. Каждая схема имеет общую и субрегиональную шкалы. Для Уральского региона разработана система региоярусов (надгоризонтов). Один из них достаточно точно совпадает с ярусами общей шкалы, другие расходятся в объеме на один-два горизонта.

Для каменноугольной системы составлены три унифицированные и корреляционные схемы: для нижнего карбона Западно-Уральского региона, нижнего карбона Восточно-Уральского региона, среднего—верхнего карбона всего Урала. Различные палеогеографические и палеотектонические обстановки осадконакопления в раннем карбоне, с одной стороны, среднем и верхнем — с другой, обусловили необходимость представления двух схем районирования территории: для нижнего карбона и среднего—верхнего отделов.

В нижнем карбоне Западно-Уральского региона использованы горизонты прежней схемы Урала и стратиграфической схемы Восточно-Европейской платформы. Нижний отдел карбона Восточно-Уральского региона составляют преимущественно вновь выделенные региональные горизонты. Башкирский ярус подразделен на те же уральские горизонты, что и в схеме 1980 г.; при расчленении и корреляции московского яруса и верхнего отдела карбона использованы горизонты платформы.

Единая стратиграфическая схема пермской системы распространена на всю территорию Урала. Пай-Хоя, включает Предуральский прогиб, восточную окраину Восточно-Европейской платформы, острова Вайгач и Новая Земля. За биостратиграфическую основу принимается шкала схемы 1980 г. с сохранением всего комплекса региональных горизонтов. Изменения сводятся к следующему. В унифицированной части схемы вместо колонки «лоны» вводится шкала «региональные зоны комплексного обоснования», индексированная в нижней части (до саранинского горизонта) фузулидами, а выше — остракодами. Все ярусы пермской системы подразделены на подъярусы. Для нижнего отдела перми впервые введены зональная конодонтовая шкала и биостратиграфические комплексы радиолярий. По-иному решена проблема корреляции пермских отложений Печорского бассейна и разрезов Пермского Прикамья. Все палеозойские схемы Урала приняты как унифицированные.

Для триасовой системы составлены две стратиграфические схемы: Западно-Уральского и Восточно-Уральского регионов. В Восточно-Уральском субрегионе на основании изучения комплексов флоры изменен возраст ряда стратонтов. Ниж-

няя граница челябинской серии в Богословской и Волчанской депрессиях установлена на уровне верхов карнийского яруса, в Буланаш-Елkinsкой и Челябинской депрессиях — на границе ладинского и карнийского ярусов. Уточнен возраст верхних свит в Восточно-Уральских грабенах: волчанская свита датируется верхней частью норийского яруса — ранней юрой; маловолчанская, коркинская и изгоякская свиты — ранней юрой. Нижняя граница туринской серии в Челябинском грабене определена как верхи индского яруса. Триасовая схема принята в качестве рабочей.

Схемы для юрской, меловой, палеогеновой, неогеновой и антропогеновой систем приняты как унифицированные. В схеме мезозоя и палеогена, как и на прежнем совещании, в качестве самостоятельных районов включены стратиграфические схемы севера Тургайского прогиба и северной части Mugodjar. За основу районирования для схем плитного этажа Урала принято выделение Уральского, Предуральского и Зауральского районов. Этот принцип районирования принимался и на предыдущих совещаниях.

В новых стратиграфических схемах остались нерешенными следующие проблемы.

1. Среди уральских исследователей существуют принципиальные разногласия по проведению границы между докембрием (вендом) и кембрием, а следовательно, по определению объема вендской системы на Урале. Одни проводят ее в подошве укской свиты, считая последнюю аналогом вендской системы стратотипа (Восточно-Европейская платформа) и юдомского комплекса Сибирской платформы. Другие в качестве границы докембрия и кембрия рассматривают кровлю ашинской серии, относя к венду серебрянскую и ашинскую серии, и в этом случае нижняя граница венда проводится по кровле укской свиты.

2. Объем и распространение кембрийской системы на Урале недостаточно обоснованы. Остались без изменения издавна существующие точки зрения на природу выходов рифогенных карбонатных массивов нижнего кембрия на восточном склоне Южного Урала и в Самарской зоне: блоки в породах более молодого возраста; рифовые тела в генетически связанном комплексе вулканогенно-осадочных пород. Решено организовать специальную группу из литологов, палеонтологов, вулканологов для решения указанной проблемы.

3. Особенно остро для Урала стоит проблема сопоставления схемы девона Урала и общей шкалы. Современная стратиграфическая схема девона Урала, наряду с общими закономерностями развития органического мира, отражает также местные условия седиментации, в связи с чем ярусные границы стандартного разреза нижнего и среднего девона, нижняя граница верхнего отдела не совпадают с границами «одноименных ярусов» уральской схемы. В новую схему девона Урала заложен комплексный вариант с выделением вместо ярусов стандартной шкалы местных надгоризонтов, достаточно надежно сопоставленных с общей стратиграфической шкалой девонской системы. Для решения проблем стратиграфии и корреляции девона Урала разрабатывается специальная программа, выполнение которой предполагается поручить межведомственной группе специалистов.

4. Решением IV УМСС понижена граница отложений триасовой и юрской систем разрезов угленосных депрессий Среднего и Северного Урала. Коркинскую и сугоякскую свиты Богословского района и коркинскую Челябинского бассейна, отнесенные решением III УМСС к верхам триасовой системы, предлагается включить в схему нижней юры. Это решение, так же как и решение предыдущего стратиграфического со-

вещания, не было единодушным. Ставшее традиционным для совещаний перемещение границы юрских и триасовых отложений в схемах нижне-мезозойских угленосных депрессий Урала, вызванное не появлением новых фактических данных, а различной оценкой известных сведений, требует постановки систематических целенаправленных исследований с привлечением нового материала, монографическим изучением флористических остатков, включая комплексы палинофлоры.

5. При утверждении стратиграфических схем кайнозоя отмечены необходимость проведения исследований по проблеме межрегиональной корреляции стратонов местной шкалы морского палеогена и актуальность выполнения комплекса работ по сопоставлению разрезов неогена Зауралья и западного склона Урала (в частности разрезов Башкирии).

6. Дискуссионной остается проблема нижней границы четвертичной системы.

Принята редколлегией 29 октября 1990 г.

Дискуссии, обсуждения

УДК 553.981/982

© Ю. С. Кононов, 1992

Взаимосвязи нефтегазогеологического районирования с дифференциацией других геологических объектов

Ю. С. КОНОНОВ (НВ НИИГГ)

При прогнозировании и поисках полезных ископаемых используются главным образом два вида районирования: нефтегазогеологическое и металлогеническое, а при разных подходах к геологоразведочному процессу как к виду научно-производственной системной деятельности применяются разные схемы его дифференциации.

Вместе с тем можно видеть существенную близость подходов к определению системных основ геологоразведочного процесса, сформулированных А. И. Кривцовым и В. А. Нарсеевым [7], с оценкой взаимосвязей принципиальной основы геологоразведочного процесса и прогнозирования нефтегазоносности [2, 3].

Следует отметить, что основными параметрами при прогнозировании нефтегазоносности и нефтегазогеологическом районировании являются прежде всего емкостно-фильтрационные свойства пород и термобарические условия, преимущественно определяющие возможность существования извлекаемых скоплений углеводородов (УВ) и их фазовый состав в залежах. Кроме того необходимо учитывать, что на основе высокой информативности исследований (литолого-стратиграфические, фашиально-палеогеографические, структурно-тектонические и гидрогеохимические) формируется система критериев нефтегазоносности. Эта система традиционно с начала шестидесятых годов используется при прогнозировании нефтегазоносности и нефтегазогеологическом районировании с выделяемым в последнее время наиболее высоким глобальным иерархическим уровнем в качестве уловферы [15].

Вместе с тем каждая из названных областей исследований, определяющих критериальную основу нефтегазоносности, за исключением собственно нефтегазоносного критерия, вообще выступает достаточно автономно, вне связи с нефтегазовой геологией. Это относится к литолого-стратиграфическим, фашиально-палеогеографическим, структурно-тектоническим, гидро-геохимическим исследованиям, охватывающим разные области геологии. Наиболее сильные взаимосвязи нефтегазогеологического районирования прежде всего обнаруживаются в их структуризации и иерархизации. Например, они проявляются в связи элементов тектонического и нефтегазогеологического районирования, в соответствии неф-

тегазоносных комплексов литолого-стратиграфическим и т. д., хотя на сходной критериальной основе осуществляется и металлогенический прогноз. Изучение емкостно-фильтрационных и термобарических свойств относится не только к геологии, но и к другим отраслям знаний, например, материаловедению.

Результаты многочисленных исследований свидетельствуют о том, что количественные показатели тех или иных параметров и их отношений широко представлены нормальным или логнормальным распределением. Наряду с этим в геологии и смежных областях естествознания намечены уровни дискретности в распределении и развитии природных систем, включая естественные границы в ряду распределения месторождений нефти и газа по запасам, геоблоков и т. д. [2, 3, 6, 11, 12]. В определенной мере с такими подходами сходна разбивка на семь классов интервала возможных значений запасов месторождений в нефтегазоносном бассейне (НГБ), генеральная совокупность распределения которых удовлетворительно описывается усеченным распределением Парето [4] и т. д.

На современном уровне изученности кривых распределения параметров по нормальному и логнормальному законам в различных областях геологии целесообразно выделять три их разновидности (рис. 1). Первая из них a может оцениваться как квазисимметричная, вторая b — как асимметричная неосложненная (сглаженная) и третья $в$ — асимметрично осложненная.

На рис. 1 видно, что осложненность кривой распределения даже одного и того же показателя может быть выражена более или менее четко, в т. ч. в зависимости от степени изученности генеральной совокупности. Для сочетания дискретности и непрерывности наибольший интерес представляет случай более четкой осложненности пологой ветви постепенно уменьшающимися по величине экстремумами. Наибольшее сходство в данном случае имеют кривые $a(I)$ и $в(III)$ и характеризующие такие достаточно различающиеся между собой показатели геологических объектов, как гранулометрия пород и величина удлинения локальных поднятий. Эти кривые похожи на постепенно затухающую автоколебательную систему волнового импульса,

фиксируемого, например, при возбуждении сейсмических колебаний в упругих средах. Значительный интерес они представляют также в свете разработки волновой теории формирования геологических объектов [13].

В связи с выделением разновидностей кривых распределения целесообразно внести некоторые уточнения в вывод о том, что по различным регионам величина средних ресурсов нефти (газа) подготавливаемой структуры изменяется в зависимости от разведанности ресурсов аналогично изменению удельных приростов промышленности на 1 м проходки [8]. Конечно, не исключено, что выделение второй разновидности кривой (β — асимметричной, неосложненной) обусловлено недостаточной изученностью данного типа распределения из-за действия геологоразведочного фильтра [13] и впоследствии она трансформируется в асимметрично осложненную, но ныне, судя по приводимым данным [8], два указанных вида распределения следует рассматривать и относить ко второй и третьей разновидностям.

У асимметрично осложненной кривой распределения с высокой степенью вероятности, в т. ч. с учетом сходимости кривых $\alpha(I)$, $\alpha(III)$ и $\alpha(IV)$ (см. рис. 1), за наиболее типичный случай можно принять наличие помимо основного максимума двух дополнительных, убывающих по интенсивности, когда ветвь кривой имеет псевдосинусоидальный характер. Такой вид имеет система в варианте $\alpha(IV)$, определяющем распределение по размерам гео- и мегаблоков литосферы как частное выражение дискретности твердого материала вообще и горной породы в частности с их полимодальным распределением, при котором преимущественные размеры встречаются чаще других с образованием не одного, а дополнительных максимумов [6].

Во всех вариантах подобного $\alpha(I)$, $\alpha(III)$ распределения величина каждого последующего максимума по отношению к предыдущему примерно вдвое меньше, что можно считать характерным признаком рассматриваемой зависимости.

Уровень наиболее крупного первого максимума варьирует (в рассматриваемых случаях $\alpha(I)$, $\alpha(III)$ и $\alpha(IV)$) в пределах 20—60 %. Для последующих сопоставлений наиболее удобен вариант распределения гео-мегаблоков литосферы с величиной основного максимума, близкой к 20 %. Применительно к рассматриваемым аспектам это важно потому, что весьма близкая картина установлена [5] в отношении распределения по стратиграфическим комплексом открытых месторождений нефти и газа (рис. 2, а). При сходстве кривых распределения геоблоков и залежей жидких и газообразных углеводородов (УВ) последняя оказывается как бы зеркально перевернутой по отношению к началу отсчета. Связано это с тем, что используется отсчет от современности к ранним этапам истории развития Земли, а не в соответствии с последовательностью геологической истории (обращенное время).

Хотя выборка по территории СССР не отвечает геологическому уровню, как, например, мировое распределение можно сопоставить с геосферным или глобальным уровнем, тем не менее такая выборка в значительной мере представительна для характеристики практически всего многообразия геологических условий размещения залежей нефти и газа. С геотектонических позиций здесь представлены молодые и древние платформы, передовые прогибы, складчатые области, области сочленений континентальной и океанической кор.

Высокая корреляционная взаимосвязь количест-

венного распределения залежей нефти и газа по стратиграфическим подразделениям и размерности геоблоков может свидетельствовать, во-первых, о существовании зависимости между делимостью литосферы и встречаемостью залежей нефти и газа, тем более, что качественная взаимосвязь нефтегазосности разломной тектоники обсуждалась в печати многократно с различных позиций, в т. ч. с точки зрения органического происхождения нефти и ее абиогенного синтеза в разных вариациях.

Во-вторых, на этой основе можно прийти к выводу о более или менее равномерном постепенном затухании интенсивности дислокаций и делимости литосферы на блоки в течение фанерозоя от герцинского (варисского) этапа к этапу новейших движений, хотя общее число разновозрастных геоблоков в целом возрастало. Возможно, такой подход позволит внести некоторые коррективы в развиваемые представления о влиянии седиментационно-тектонического процесса на нефтегазосность [13] посредством формирования бассейнов осадконакопления благоприятных для нефтегазообразования, зарождения и развития гидрогеологических и связанных с ними парагенетически НГБ.

Поскольку подавляющее число исследователей в стране связывает формирование и распределение залежей УВ с биогенным образованием нефти и газа в рамках осадочно-миграционной теории, в данном случае более значима связь максимумов в распределении месторождений нефти и газа не только и не столько с границами систем, на что акцентировал внимание В. И. Корчагин [5], сколько со средними частями основных этапов развития биосферы в фанерозое (палеозой, мезозой, кайнозой). В тектоническом отношении такие максимумы следуют за наиболее значимыми тектоническими перестройками, способствующими выделению структурных этажей в разрезе. При этом, например, в районах сочленения Восточно-Европейской древней и Скифско-Туранской молодой платформ фиксируется скопление границ этажей в диапазоне вплоть до отдела, т. е. границы систем выдерживаются не строго. Это, в частности, относится к юрской системе, разрез которой нередко начинается отложениями не нижней юры, а байосского яруса.

Имеющиеся сведения по распределению количества залежей нефти и газа в нефтегазосных провинциях (НГП) (см. рис. 2, б; в) позволяют считать, что установленная для более высокого уровня закономерность сохраняется и для провинций. Наиболее четко она проявляется в регионах, находящихся в поисково-разведочном бурении достаточно длительное время, где открытые запасы, в т. ч. завершённые разработкой, составляют значительную долю суммарных начальных ресурсов (НСР), в данном случае — в Волго-Уральской НГП. Здесь, несомненно, более предствительно охарактеризована генеральная совокупность распределения залежей по запасам, а не только по отложениям различного возраста. Не случайно поэтому концентрация запасов в крупных месторождениях Волго-Уральской НГП по имеющимся оценкам находится на уровне 70 %, т. е. сопоставима с концентрацией в хорошо разбуренных регионах зарубежных стран, тогда как в Западной и Восточной Сибири, в Прикаспийской НГП она превышает 90 %. Очевидно, поэтому для Западной Сибири [13], где степень освоённости ресурсов существенно ниже, картина — менее четкая. Однако, если руководствоваться принципом аналогий, можно дать несколько иной прогноз предполагаемых залежей.

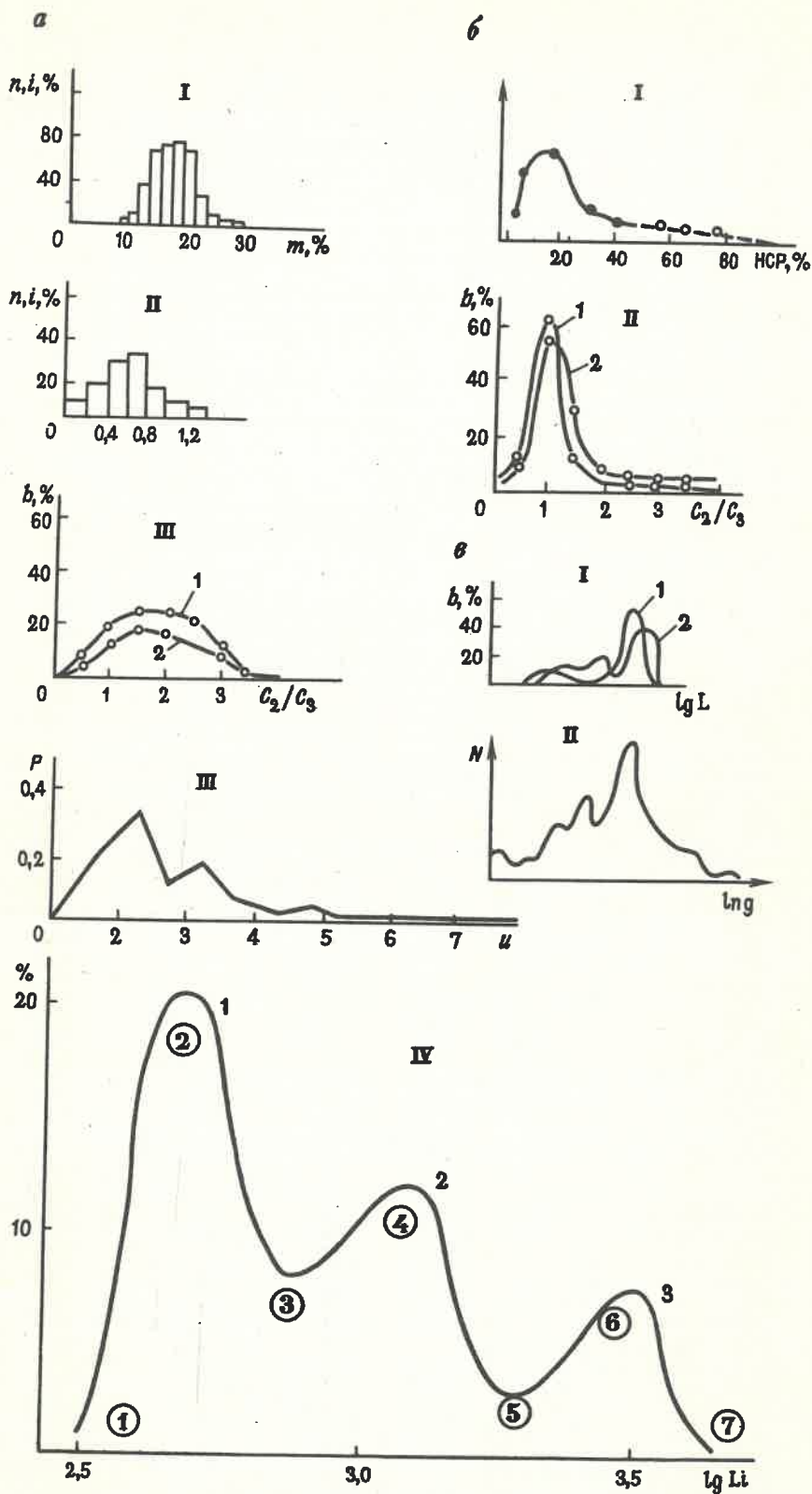


Рис. 1. Основные зависимости в распределении различных параметров геологических объектов: а — примеры квазиравномерно-нормального распределения: I — гистограмма распределения по

ристокти продуктивных горизонтов месторождения Жетыбай (С. Е. Чекабаев, Ю. С. Кононов, В. А. Иванов, 1971); II — отношение органического вещества (по объему) к глинистым мине-

чем у И. И. Нестерова и В. И. Шпильмана (см. рис. 2, в, кривая 3). В соответствии с таким прогнозом главный максимум на уровне верхне-среднеюрских отложений и наименьший максимум (сеноманский) должны быть более выразительными, чтобы отвечать общей тенденции или закономерности распределения.

По отношению к закономерности более высокого уровня региональная закономерность может проявляться со смещением стратиграфического диапазона, как например, это свойственно размещению залежей в девонско-каменноугольном разрезе Волго-Уральской НГП, в которой на этой основе прослеживаются главные продуктивные интервалы с постепенно убывающими в них числом залежей вверх по разрезу и интервалы, характеризующиеся гораздо меньшим (фоновым) числом встречаемых залежей. По существу, дифференциация разреза сохраняется и на более низких иерархических уровнях (нефтегазоносной области или района), но там уже виды кривых распределения существенно неоднозначны. Тем не менее целенаправленные их исследования могут привести к установлению более универсальных зависимостей, которые будут достаточно закономерны.

Заканчивая краткое рассмотрение видов распределения, следует отметить, что асимметрично осложненное распределение вполне возможно представить как совокупность частично перекрывающихся квазисимметричных кривых с некоторым шагом квантования, определяющим смещение каждого максимума относительно соседних, а также величины каждого максимума. С учетом данных, приведенных на рис. 1, характеризующих нефтяную и другие области геологии, вполне вероятно, что подобного рода закономерность может быть установлена для разных видов полезных ископаемых до уровня металлогенической провинции в известной мере по аналогии с НГП как однотипных объектов районирования.

В одном из первых методических руководств по прогнозированию нефтегазоносности (Н. И. Буялов и др., 1962) в качестве главного объекта прогноза и нефтегазогеологического районирования рекомендованы крупные структурные элементы с учетом общих закономерностей изменения фаций отдельных крупных литолого-стратиграфических комплексов и последующим распределением прогнозных ресурсов, тогда называвшихся запасами, по экономическим районам и административным подразделениям (областям и республикам). Такой преимущественно тектонический, подход, по существу, остается ведущим и ныне, поскольку нефтегазогеологическое районирование, как правило, соответствует тектоническому. Вместе с тем в нефтегазовой геологии существуют два основных направления в

выделении объектов прогнозирования. Одно из них в качестве главной крупной градации принимает НГП, которая подразделяется на области и районы. Другое ориентировано на выделение НГБ в качестве главного элемента нефтегазогеологического районирования. При этом в отечественной практике прогнозирования подход с выделением НГБ, хотя и встречается достаточно часто, но носит как бы неофициальный характер, в то время как среди зарубежных исследователей он занимает главенствующее место. В официальных оценках прогнозных ресурсов, выполняемых за последние десятилетия, районирование территории выполняется на провинциальной основе [1, 9].

Попытка увязки НГБ и НГП предпринималась К. Н. Кравченко (1973), предлагавшим подобно совместному использованию структурных и тектонических карт сочетать оба принципа районирования. Однако при таком сочетании набор применяемых критериев становится излишне громоздким. Скорее всего поэтому они не получили в дальнейшем практического воплощения.

Вариант соотношения НГП и НГБ, когда нефтегазоносная провинция включает смежные нефтегазоносные бассейны, сходные между собой по условиям нефтегазообразования и нефтегазо-накопления, в отдельные периоды и даже эры, тоже не может считаться достаточно удачным именно потому, что НГБ, как правило, воспринимается в виде понятия исторического и прежде всего связан с бассейном седиментации, протекавшей за определенный, достаточно продолжительный отрезок геологического времени на уровне эры.

Основные различия между НГБ и НГП исследователи [9] видели в том, что основополагающий фактор обособления НГБ заключается в условиях генерации УВ, а при выделении НГП и НГО обеспечивается единство условий нефтегазо-накопления (с учетом генетической стороны проблемы нефтегазообразования).

Некоторые особенности выделения НГБ и НГП наглядно проявляются в конкретных геологических условиях, например, в области сочленения древней Восточно-Европейской и молодой Скифско-Туранской плит. В плане НГБ разного возраста могут существенно не совпадать, что можно, в частности, видеть на примере Северного Прикаспия (рис. 3). Здесь обычно, еще со времен И. О. Брода, выделяется единый Северокаспийский мезозойско-кайнозойский (юрско-палеогеновый) бассейн, охватывающий Прикаспийскую впадину, Северный Устюрт и Бузачи, акваторию Северного Каспия и Предкавказье. На уровне палеозоя уже выделен самостоятельный бассейн, соответствующий Прикаспийской впадине, и ряд мелких суббассейнов, а на уровне рифей—венда — торговые суббассейны в основном внутри

ралам в глинисто-кремнистых доманикитах (Г. В. Лебедева, 1988); III — частота встречаемости C_2/C_3 в газонефтеносных зонах: I — Волго-Уральская провинция, 2 — Туранская плита (В. Ф. Никонов, 1984); б — примеры асимметрично-нормального неосложненного (сглаженного) распределения: I — зависимость эффективности геологоразведочных работ по степени освоения ресурсов (Н. Ф. Медведев, В. Е. Орел, В. В. Стасенков, 1986); II — частота встречаемости C_2/C_3 в чисто нефтеносных зонах: I — Среднее Приобье, 2 — Волго-Уральская провинция (В. Ф. Никонов, 1984); в — примеры нормального и легнормального асимметрично ослож-

ненного распределения: I — распределение по размерам частиц гранулометрических проб эффузивов Забайкалья: 1, 2 — пробы (Л. И. Красный, М. А. Садовский, 1986 со ссылкой на Ю. Г. Симонова), II — кривая распределения залежей по запасам (Н. И. Нестеров, В. И. Шпильман, 1987); III — распределение значений удлинений (и) локальных поднятий западной части Туранской плиты (С. Е. Чекабаев, Ю. С. Кононов и др., 1973), IV — распределение по размерам гео- и мегаблоков литосферы (Л. И. Красный, М. А. Садовский, 1986 с дополнениями Ю. С. Кононова, 1989).

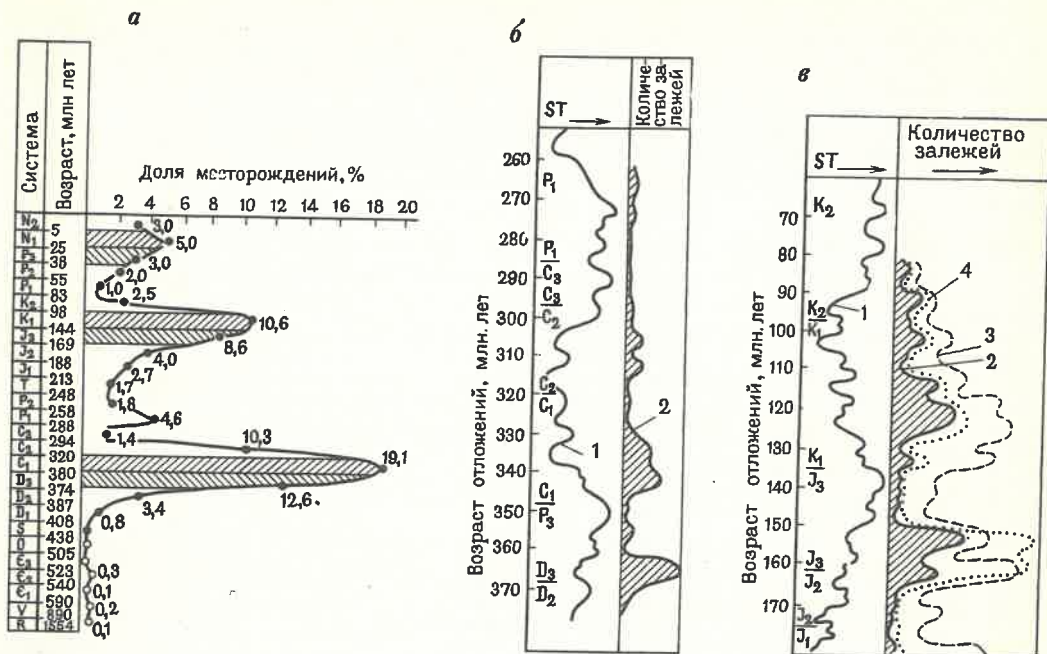


Рис. 2. Распределение месторождений (залежей) нефти и газа по стратиграфическим комплексам и отдельным нефтегазоносным провинциям и мегапровинциям:

а — процентное распределение открытых месторождений в целом по СССР (В. И. Корчагин, 1990); графики динамики седиментационно-

тектонического процесса и распределения залежей в НГП (И. И. Нестеров, В. И. Шпильман, 1987); б — Волго-Уральская, в — Западно-Сибирская; кривые: 1 — интенсивности седиментационно-тектонического процесса; 2, 3 — число залежей фактически открытых и предполагаемых; 4 — предполагаемых по установленной зависимости

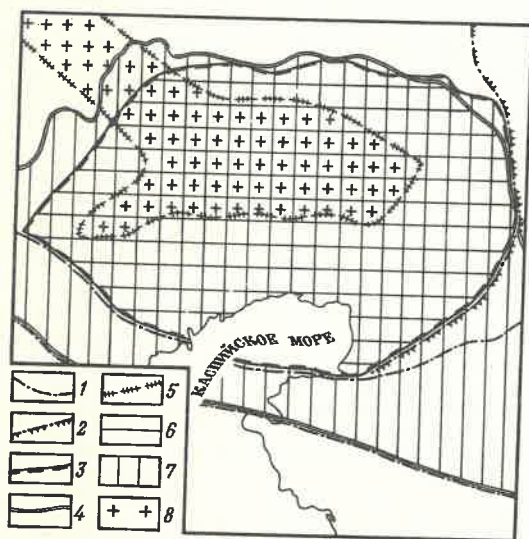


Рис. 3. Сопоставление Прикаспийской НГП, Северо-Каспийского юрско-палеогенового НГБ и возможно нефтегазоносных НГБ допалеозойских авлакогенов:

1 — основные разломы Скифско-Туранской плиты, 2 — разломы Уралид и Южно-Эмбинского поднятия, 3 — границы Прикаспийской НГП, 4 — границы Северо-Каспийского НГБ, 5 — границы допалеозойский НГБ, 6 — Прикаспийская НГП, 7 — Северо-Каспийский НГБ, 8 — допалеозойские авлакогены

Прикаспийской впадины с частичным выходом за ее пределы (Рязано-Саратовский авлакоген). На остальной территории могут быть намечены лишь проблематические суббассейны. Таким образом, границы Прикаспийской НГП в ее обычном, используемом при прогнозировании [1, 9] понимании наиболее близки к контурам палеозойского НГБ.

Изменения границ разновозрастных седиментационных бассейнов и связанных с ними НГБ, особенно в областях сочленения древних и молодых платформ, вносит дополнительные сложности в районирование земель. Это способствует преобладанию провинциального подхода при официальных оценках перспектив нефтегазоносности. Кроме того, такой подход позволяет сохранить единую терминологию (провинция—область—район) при нефтегазгеологическом и металлогеническом районировании.

Наконец, если бассейн — главным образом понятие генетикоисторическое, определяемое с использованием палеорекоonstrуций и близкое к подходу, например, Л. А. Назаркина (1979), то провинция — территория проведения геологоразведочных работ и для нее в значительной мере присущ геолого-экономический смысл, который в последние годы стал проявляться все более ярко [10]. Иначе говоря, получающее в последние годы все более широкое развитие системный подход в геологии НГБ больше отвечает естественно-исторической природной системе и системе ее исследования главным образом в познавательном, теоретическом ракурсе, в т. ч. для разработки парадигмы. Понятие же НГП преимущественно соответствует прагматической составляющей геологоразведочного процесса и прогнозирования нефтегазоносности как одного

из уровней его организации. Это понятие связано прежде всего с системой организации и проведения геологоразведочных работ на нефть и газ, обеспечения прироста запасов, развития ресурсной базы нефтегазодобывающей промышленности конкретных территориальных комплексов и народного хозяйства страны в целом. Правда, например, в угольной промышленности для характеристики территориально-промышленных комплексов используется термин «бассейн» (Донбасс, Кузбасс) а не «провинция». Однако применительно к большинству видов хозяйственной деятельности понятие провинции значительно ближе.

Поскольку системы НГБ и НГП весьма близки между собой и могут рассматриваться во взаимодействии, целесообразно оценить эмерджентную связь между ними. Она проявляется через прогноз нефтегазосности. Такая оценка представляется наиболее правомерной.

Районирование территории СССР на основе выделения НГП не всегда осуществлялось с соблюдением соизмеримости геоблоков или территорий, сопоставляемых с провинциями. Например, на карте нефтегазосности СССР масштаба 1 : 2 500 000, изданной в 1976 г. [1] уровень Западно-Сибирской или Лено-Тунгусской НГП не соответствовал остальным провинциям. Так, если Прикаспийская или Волго-Уральская провинции отвечают надпорядковым структурам, в данном случае в составе Восточно-Европейской платформы, то Западно-Сибирская провинция охватывает подавляющую часть одноименной плиты. В последние годы для нее предлагалось название суперпровинции [14] или мегапровинции для всех элементов нефтегазогеологического районирования подобного рода [9]. При таком подходе уже упоминавшиеся Прикаспийская и Волго-Уральская или Волго-Камская НГП представляют собой составную часть Восточно-Европейской мегапровинции, но, поскольку Восточно-Европейская и другие плиты Евразийского континентального геоблока являются его составными частями, то этот геоблок (мегагеоблок) целесообразно было бы обосновать в качестве тектонического элемента, вмещающего нефтегазосную мегапровинцию. Это относится и к мегагеоблокам других континентов или океанов. Тогда, с учетом выделения увосферы [15] мегагеопровинция будет представлять первый, наиболее крупный уровень ее делимости.

Таким образом, в рамках нефтегазогеологического районирования на основе выделения НГП с учетом существующей иерархии, дополненной мегагеопровинцией и увосферой, общий восходящий иерархический ряд будет иметь следующий вид: залежь УВ — район (НГР) — область (НГО) — провинция (НГП) — мегапровинция (НГМП) — мегагеопровинция (НГМГП) — увосфера (УВС). Аналогичный подход вполне правомерен и при металлогеническом районировании. Глобальный уровень в таком случае может быть назван рудосферой.

Рассмотрение в основном двух видов взаимосвязей нефтегазогеологического районирования и распределения залежей нефти и газа с другими областями геологии, включая металлогеническое районирование, позволяет прежде всего говорить как о наличии качественных связей, так и о намечающихся количественных зависимостях. Это дает основание для развития дальнейших исследований с освещением рассматриваемых аспектов прежде всего по системам критериев

нефтегазосности и рудоносности значительно шире и глубже, что в итоге должно способствовать повышению эффективности геологоразведочных работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Карта нефтегазосности СССР под ред. В. В. Семеновича (М-Б 1 : 2 500 000). — М.: Недра, 1976.
2. Кононов Ю. С. Семиуровневые системы в геологии и смежных областях. — Саратов: Саратовский ин-т, 1989.
3. Кононов Ю. С. Соотношение основных принципов прогнозирования нефтегазосности и геологоразведочного процесса // Геология нефти и газа. 1990. № 1. С. 22—24.
4. Конторович А. Э., Демин В. И., Страхов И. А. Закономерности выявления различных по запасам месторождений нефти и газа в нефтегазосных бассейнах // Геология и геофизика. Наука. 1985. № 11. С. 3—15.
5. Корчагин В. И. Основные этапы накопления нефти и газа в фанерозе и глобальные пояса распределения нефтегазосных бассейнов. Булл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65, Вып. 2. С. 70—77.
6. Красный Л. И., Садовский М. А. Блоковая тектоника литосферы // Докл. АН СССР. 1986. Т. 287. № 6. С. 1451—1454.
7. Кривцов А. И., Нарсеев В. А. Системные основы геологоразведочного процесса // Системный подход в геологии. Тез. докл. Всесоюз. конф. М., 1983.
8. Медведев Н. Ф., Орел В. Е., Стасенков В. В. Рациональный комплекс геологопоисковых работ на нефть и газ // Обзорная информация, сер. нефтегазовая геология и геофизика. — М.: ВНИИОЭНГ, 1986.
9. Методика и основные принципы составления карт нефтегазогеологического районирования и нефтегазосности СССР / С. П. Максимов, Г. Х. Дикенштейн, М. П. Аванесян, Г. А. Аржевский // Геология нефти и газа. 1986. № 1. С. 1—6.
10. Методические рекомендации по применению временной методики экономической оценки прогнозных и перспективных ресурсов нефти. — Л.: ВНИГРИ, 1988.
11. Наливкин В. Д., Кузьмин В. И., Лукьянова В. Т. Естественные границы в ряду распределения месторождений нефти и газа по запасам // Докл. АН СССР, 1982. Т. 266. № 14. С. 947—951.
12. Наливкин В. Д., Кузьмин В. И., Лукьянова В. Г. Дискретность в распределении и развитии природных систем // Тектоника и нефтегазосность складчатых поясов. 1984. № 5. С. 27—35.
13. Нестеров И. И., Шпильман В. И. Теория нефтегазонакопления. — М.: Недра, 1987.
14. Нефтегазосность Западно-Сибирской суперпровинции / А. Э. Конторович, В. С. Сурков, И. И. Нестеров и др. // Месторождения нефти и газа: Докл. 27-го Международного Геологического конгресса. — М.: Наука, С. 33—37.
15. Соколов Б. А. Эволюционно-динамические критерии оценки нефтегазосности недр. — М.: Недра, 1985.

Принята редколлегией 28 января 1991 г.

Неудачное новаторство в познании глобального углеобразования*

Ю. П. ПЕНЗИН (Трест «Дальвостуглеразведка»)

Новое мобилистское понимание природы геологических процессов не могло не породить новых принципов интерпретации материалов по геологии угольных месторождений. Свидетельством тому является работа К. Л. Семенова и А. Г. Портнова. На основе представлений С. А. Ушакова и Н. А. Ясаманова о дрейфе материков и глобальной модели тектоники литосферных плит в фанерозое [9] с использованием данных А. В. Дольского о местоположении палеополуосов [1] ими рассмотрена эволюция глобального углеобразования. Авторы не могли обойти стороной общеметодологические вопросы, в частности, уже имеющийся опыт системного анализа углеобразования [6]. При этом они приходят к заключению, что наиболее полно и емко определение А. И. Егорова, согласно которому пояс углеобразования — это естественная геозона, отличающаяся от граничащих с ней геозон наиболее благоприятным сочетанием физико-географических, и прежде всего климатических (температурного режима, количества осадков, водного баланса и др.), геотектонических, геоморфологических, геохимических факторов, а также физиологических особенностей растений-торфообразователей.

Однако авторы не вышли на новый уровень познания закономерностей глобального углеобразования. Ограниченные рамки статьи не позволяют дать критический анализ всей работе. Остановимся на необоснованности выводов авторов по палеозойскому углеобразованию (на примере перми), когда положение материков относительно друг друга и земной оси сильно отличалось от современного.

Используя данные только о географическом положении материков Пангеи в пермский период, они выделяют один пояс углеобразования, вытягивающийся в меридиональном направлении (рисунок). В него вошли Печорский, Таймырский, Кузнецкий, Минусинский и Тунгусский бассейны; а также месторождения Монголии, Центральной и Восточного Китая, Восточной Индии, Австралии, Новой Зеландии, Юго-Восточной Африки, юга Южной Америки и Антарктиды. И хотя по подсчету авторов длина пояса 20 тыс. км, а ширина 7 тыс. км, поясного размещения угольных месторождений, если исключить из него морские акватории Палеотетиса, не прослеживается. На материковой части Пангеи и острове-геоблоке Китая площади распространения угленосных отложений имеют изометрическую форму. Авторы отказались от выделения пояса углеобразования в соответствии с методологическими разработками А. И. Егорова [2, 6], исходя только из

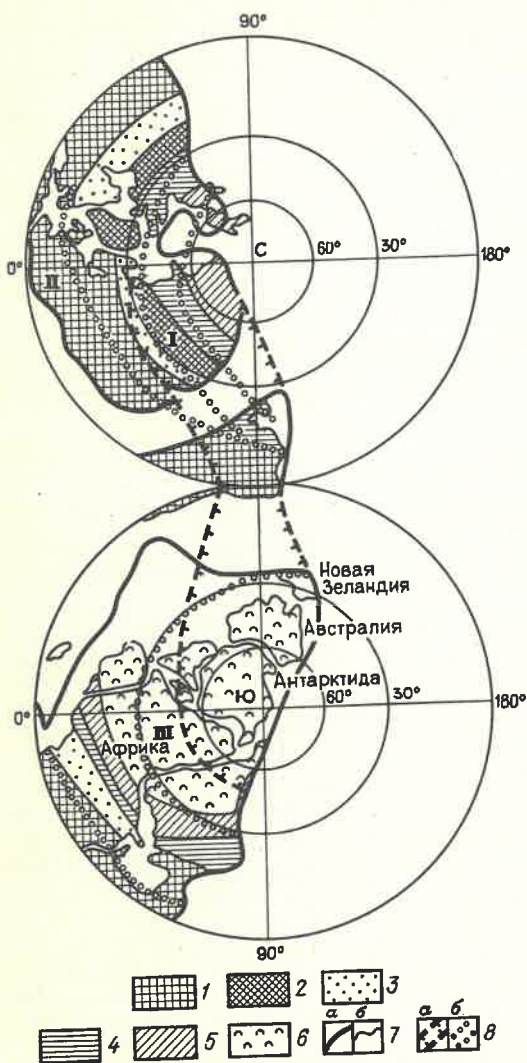
особенностей географического размещения угольных месторождений на территории Пангеи. Заявление о том, что ими использован тектонический фактор, осталось декларативным. Ведь динамические условия формирования угольных месторождений определяет не дрейф материков, а тектонический режим на конвергентных границах плит и их внутриконтинентальных районов.

Упрощенный подход к выделению пермского пояса углеобразования привел к тому, что в него вошли все существовавшие в то время климатические пояса от экваториального до холодного. Чтобы убедиться в этом, достаточно на авторскую иллюстрацию географической реконструкции материков и пояса углеобразования в перми вынести палеоклиматические пояса по С. А. Ушакову и Н. А. Ясаманову (см. рис.). Неужели на современном уровне познания генезиса угольных месторождений авторы серьезно полагают, что климат в торфонакоплении не играл большой роли?

Всего этого можно было бы избежать при беспристрастной обработке материалов по геологии угольных месторождений и внимательном изучении трудов А. И. Егорова (1955; 1956; 1960; 1973; 1974), принявшего от академика П. И. Степанова эстафету учения о поясах и узлах углеобразования и внесшего в него большой вклад [2—5]. Его работы не противоречат важнейшим положениям концепции мобилизма и в определенной мере подтверждают их. Чтобы убедиться в этом, достаточно выделенные А. И. Егоровым пояса пермского углеобразования перенести на палеогеографическую карту существовавшей в перми Пангеи, совмещенную с палеоклиматической поясностью по С. А. Ушакову и Н. Я. Ясаманову (см. рис.). Выделенный им северный пояс углеобразования по своему положению совпадает с тропическим и умеренным гумидным поясами северного полушария, экваториальный — с одноименным климатическим и южный пояс углеобразования — с холодным климатическим поясом южного полушария.

Результаты сравнительного анализа поясности пермского углеобразования по данным авторов и А. И. Егорова свидетельствуют о том, что экваториальный пояс углеобразования первыми почти целиком упущен. Для них остались не замеченными месторождения Западной и Средней Европы Штокхейм с пластами угля мощностью от 2 до 29 м, Делен, где мощность пласта угля достигает 9 м, и ряд других небольших месторождений в Германии, Чехо-Словакии, Италии и Франции. Не была отмечена и нижняя часть формации Дункард в Апалачском бассейне Северной Америки, включающая 9 пластов угля. Несмотря на то, что запасы углей этих месторождений в целом не велики, учет их необходим для познания процессов углеобразования в различных физико-географических, и прежде всего климатиче-

* Семенов К. Л., Портнов А. Г. Эволюция глобального угленакопления // Обзор. Общая и региональная геология, геология морей и океанов, геологическое картирование. — М.: ВИЭМС, 1990. Вып. 2.



Палеоклиматическая поясность позднего карбона и перми, по С. А. Ушакову и Н. А. Ясаманову [9], и положение пермских поясов углеобразования, по К. Л. Семенову и А. Г. Портнову (1990) и А. И. Егорову (1960):

климатические пояса: 1 — экваториальный, 2 — гумидный тропический, 3 — аридный тропический, 4 — субтропический, 5 — умеренный, 6 — холодный; 7 — границы континентов: а — пермских, б — современных; 8 — границы поясов углеобразования: а — по К. Л. Семенову и А. Г. Портнову, б — по А. И. Егорову (1 — северный, II — экваториальный, III — южный)

ских условиях. Не исключается, что невысокая угленосность пермских отложений в экваториальном поясе углеобразования в Европе и Северной Америке в какой-то мере связана и с большой скоростью минерализации растительного опада в древних торфяниках. Подобное в экваториальном поясе происходит и ныне в процессе торфо- и гумусонакопления [В. Р. Волбуев, 1963; 7].

Авторами необоснованно сделано объединение в один выделенный ими пермский пояс углеобразования северного и южного, а также части экваториального (на острове-геоблоке

Китая) поясов углеобразования по А. И. Егорову. Все они существенно отличаются друг от друга по условиям образования (А. И. Егоров, 1960), составу и технологическим свойствам углей (Э. Штах и др., 1978). Не менее существенны их отличия и по угленосности отложений. Так, в северном поясе углеобразования распространены преимущественно отложения с большим числом угольных пластов и незначительной их мощностью. В Печорском бассейне их насчитывается от 60 до 200, Кузнецком — 50, Минусинском — до 80, Тунгусском — более 50 и Таймырском — 26. Чаще всего это пласты мощностью до 1,5 м, реже до 5 м, и только в Тунгусском бассейне обнаружен пласт угля мощностью 30—75 м. В отличие от этого в южном поясе углеобразования, например на угольных месторождения Индии, число угольных пластов, как правило, 5—10, реже 15—25, а мощность ряда из них большая: на месторождении Корба 13—29 и 43—67 м, Каранпур — 25 м, Кампта — 39 м, Талчир — 45 м, Синграули 131—138 м. Достаточно близкая к этому картина на угольных месторождениях Австралии и Южной Африки.

Если различия состава и технологических свойств углей сравниваемых поясов углеобразования сильно связаны с неодинаковым климатом и составом растений-торфообразователей (Э. Штах и др., 1978), то различия в угленосности определяются прежде всего особенностями тектонических и геоморфологических условий торфонакопления. Чтобы разобраться в этом, авторам достаточно было внимательно изучить выделенные А. И. Егоровым (1960) пермские узлы углеобразования, в частности Тунгусский, Индийский, Австралийский и Южно-Африканский. В основу их выделения им положено своеобразие тектонического режима [6], в известной мере определяющего и геоморфологические условия торфонакопления.

Нельзя сказать, что авторы полностью отрицают влияние климата на торфонакопление. Свои взгляды на это они излагают почему-то только в разделе «Заключение». Полностью игнорируя существующие реконструкции климата перми на территории Пангеи [9, 10], они, недостаточно раскрывая механизм собственных реконструкций течений Палеотетиса, пытаются обосновать отсутствие угленосных отложений в приэкваториальной части Западного полушария тем, что минуя полюс, эти течения настолько охлаждались, что, возвращаясь к экватору, уже не способствовали возникновению благоприятных торфонакоплению палеоклиматических условий. Однако торфонакопление вблизи южного полюса в Антарктиде, Австралии, на юге Африки и Южной Америки, где климат был более холодным, чем в приэкваториальной части, они не объясняют.

Нет смысла останавливаться подробно на представлениях авторов об углеобразовании, когда положение материков было близким современному. Объединив все кайнозойское углеобразование в один временной интервал, они заявляют: «Более дробные построения в настоящее время невозможны либо из-за отсутствия соответствующих палеотектонических реконструкций, либо из-за недостаточной обоснованности возраста угленосных отложений». И то и другое не отвечает действительности. Взгляды сторонников концепции мобилизма свидетельствуют о том, что уже к началу миоцена конфигурация и положение границ плит были такими же, как и в настоящее время, а в

палеогене перестройка границ плит коснулась Гренландии, Австралии и Индии. Если авторы, несмотря на это, придают большое значение движению плит в рассматриваемое время, то непонятно, почему пояса кайнозойского углеобразования они все же выделяют на современной географической карте? И уж совершенно неприемлема ссылка на «необоснованность» возраста угленосных отложений кайнозоя. Выделенные авторами так называемые Тихоокеанский, Евразийский и Евразийский пояса кайнозойского углеобразования являются результатом простого геометрического оконтуривания огромного числа угольных месторождений, образовавшихся в течение последних 66 млн лет в различных природных условиях, к сожалению, так и не раскрытых авторами. Установленные же до них различия в угленосности отложений, составе и технологических свойствах углей отдельно по эпохам кайнозоя ими не рассмотрены [А. И. Егоров, 1960; А. К. Матвеев и др., 1978; 3]. Попытка увязать Евразийский пояс углеобразования не с климатической зональностью [3, 8, 10], а с выделенной ими по изгибам современной гидросети так называемой трансконтинентальной морфоструктурой, якобы отвечающей критической параллели Земли, из-за полной необоснованности и декларативности не выдерживает элементарной критики. И совершенно не понятно, что побудило авторов выделять меридионального направления Евразийский пояс углеобразования, в который вошли сформировавшиеся в гумидном поясе богатейшие месторождения Европы и тонкие пласты угля линзовидного строения на востоке Африки, а также небольшой мощности пласты зольных бурых углей и лигнитов на Мадагаскаре экваториального и субэкваториального поясов.

Поражает легкость, с которой авторы увязывают этот пояс с выделенной в 1938 г. Р. А. Сондером Красноморско-Исландской тектонической зоной в Европе и Аравийско-Африканским рифтовым поясом в Африке. Ведь это две различные по времени и условиям образования тектонические системы. Первая, названная В. Е. Хаиним Западно-Европейской рифтовой системой, на юге не переходит в Аравийско-Африканский рифт, как это подразумевают авторы, а через территорию Туниса и Ливии на юге Средиземноморья уходит к вершине Гвинейского залива (В. Е. Хаин, 1977). Вторая рифтовая система состоит из двух — Восточно- и Западно-Африканской. Время их образования миоцен и плиоцен. И ни одна из них не переходит на территорию Мадагаскара, как это представляют авторы (Б. Х. Бейкер, 1973).

Авторы не упоминают работы А. И. Егорова относительно существенной роли рифтогенного режима в углеобразовании на примере рифтогенных структур Северо-Востока Азии [4]. Упрекая А. И. Егорова в недооценке роли орогенного и рифтогенного тектонических режимов в углеобразовании, они упускают из виду терминологические разночтения разных лет. Ведь около 20 лет назад этот ученый, говоря о значительной роли в углеобразовании субгеосинклинального режима, по устоявшейся тогда терминологии вкладывал в него смысл, который сегодня мы вкладываем в термин «орогенный режим».

Никак не обосновано заявление авторов о том, что А. К. Матвеев не учитывал геологические и тектонические факторы при изучении стра-

тиграфического омоложения угленосных отложений на территории Евразии в восточном и юго-восточном направлениях. Заметим, что указанное явление этот ученый объяснял последовательным разрастанием платформ за счет геосинклиналей (А. К. Матвеев, 1973). Да и можно ли упрекать как его, так и других ученых за то, что они 20—30 лет назад не анализировали геологические материалы по угольным месторождениям через призму нового мобилистского понимания природы геологических процессов? «Учение о геоэональности угленакопления, основы которого были заложены 50 лет тому назад П. И. Степановым, — пишут авторы, касаясь того, что было сделано до них, — пока еще не смогло дать серьезное научное обоснование особенностей пространственного и временного размещения угленосности в осадочной оболочке Земли».

В заключение необходимо отметить, что попытки авторов выйти за пределы ранее известного заслуживали бы особого внимания, если бы выдвинутые при этом положения были достаточно полно раскрыты. К ним относятся формирование климата древнего торфонакопления под влиянием океанических палеотечений и все еще не до конца изученные особенности углеобразования во внутриконтинентальных рифтогенных структурах. Особо важное значение имеет познание специфики углеобразования на конвергентных границах установленных трех типов [9]. Каждая из этих проблем заслуживает отдельных и глубоких разработок. Результаты их в комплексе с уже достигнутым в области угольной геологии могут быть положены в основу познания влияния глобальных изменений местоположения материков и океанов в геологическом прошлом Земли на эволюцию углеобразования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

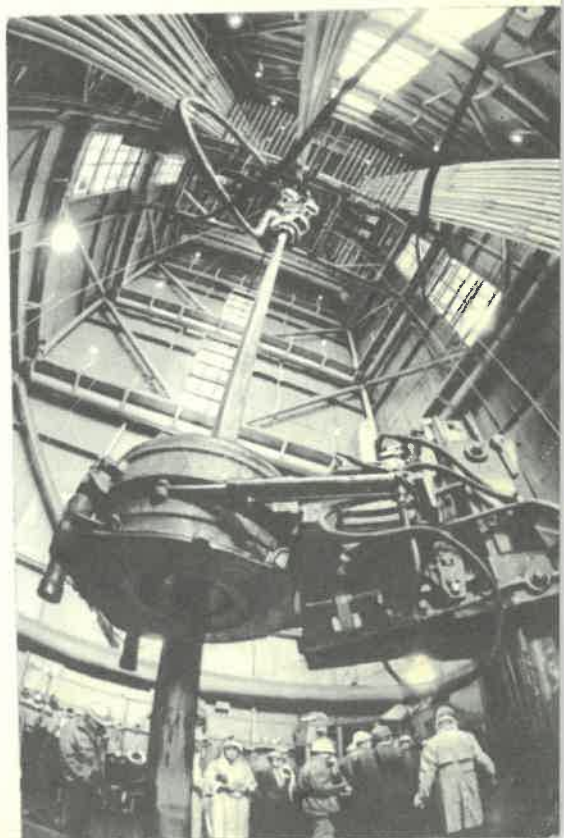
1. Долицкий А. В. Образование и перестройка тектонических структур. — М.: Недра, 1985.
2. Егоров А. И. Угленосные и горючесланцевые формации европейской части СССР. — Ростов-на-Дону: изд-во РГУ, 1985.
3. Егоров А. И. Условия формирования углей в различных поясах углеобразования // Сов. геология. 1985. № 5. С. 45—54.
4. Егоров А. И., Пензин Ю. П. Прогнозная оценка угленосности меловых отложений Южно-Ануйского рифта // Разведка и охрана недр. 1986. № 10. С. 23—26.
5. Егоров А. И., Пензин Ю. П. Угленакопление в кайнофите на Северо-Востоке СССР. — Ростов-на-Дону: изд-во РГУ, 1987.
6. Егоров А. И. Опыт системного анализа углеобразования // Сов. геология. 1989. № 10. С. 3—10.
7. Закономерности образования торфов, углей и горючих сланцев / А. К. Матвеев, Ю. Р. Мазор, М. И. Нейштадт и др. // Докл. XXVII МГК. Месторождения твердых горючих ископаемых. М., 1984. С. 38—55.
8. Ронов А. В., Балуховский А. Н. Климатическая зональность материков и общие тенденции изменений климата в позднем мезозое и кайнозое // Литология и полезные ископаемые. 1981. № 5. С. 118—136.
9. Ушаков С. А., Ясаманов Н. А. Дрейф материков и климаты Земли. — М.: Мысль, 1984.
10. Ясаманов Н. А. Древние климаты Земли. — Л.: Гидрометеоздат, 1985.

Принята редколлегией 26 августа 1991 г.

**МЕЖДУНАРОДНЫЙ
СЕМИНАР
«СВЕРХГЛУБОКОЕ
БУРЕНИЕ»
И ПРЕЗЕНТАЦИЯ
КОЛЬСКОЙ
СВЕРХГЛУБОКОЙ
СКВАЖИНЫ**



Зарубежные участники
семинара



Contents

Zaichenko V. Yu.

Scientific and technological substantiation for establishment of laboratories at super-deep boreholes

ENERGY RESOURCES

Istratov I. V.

Multifactor geometrization of geological and indication space of oil and gasbearing strata

METALS AND NON-METALS

Rosenblyum I. S., Kallnin A. I., Makurin V. N., Yarantseva L. M., Boldyrev M. V.
A new type of gold-silver deposits in the Northeast of Russia*Solovov S. G., Kudrin V. S., Stavinskiy V. A.*
Meliksu deposit in Central Asia*Radionova T. V.*

Lithological-and-facies analysis being a basis for predicting high-grade secondary kaolins

STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY

Sharpenok L. N., Dobrentsov G. L., Kagarmanov A. Kh., Nenashev Yu. P.
On possible principles of the division and correlation of continental volcanic formations*Grigyalis A. A., Kharin G. S., Kanev S. V., Vail V., Khagenfeldt S.*

Cambrian deposits of the Baltic Sea

MINERALOGY, PETROGRAPHY, LITHOLOGY

Klubov B. A., Bezrukov V. M.
Anthraxolites of Novaya Zemlya 553 *Grechukhin V. V., Voevoda B. I., Daragan V. N., Savchenko A. V., Ivanov L. A., Lishin V. P., Pashkov A. E., Pashkova Z. G.*
Lithological and petrographical studies of coal-bearing sediments in the West Donbas 65

GEOECOLOGY

11 *Smyslov A. A., Kharlamov M. G.*
Natural radionuclides in the earth's crust and problems of radioecology 72

HYDROGEOLOGY AND ENGINEERING GEOLOGY

17 *Goldstein R. I., Shmariovich E. M., Naitalchenko B. I., Brovin K. G.*
Geochemical zonation of the Syp-Daria artesian basin 79

NEWS IN BRIEF INFORMATION

33 *Antsygin I. Ya., Klyuzhina M. L., Papunov G. N., Popov B. A., Chubashov B. I.*
The IV-th Ural Stratigraphic Conference 85

DISCUSSIONS

Kononov Yu. S.
Interrelations of oil-and-gas-geological division into areas with differentiation of other geological units 88

BOOK REVIEWS

39 *Penzin Yu. P.*
Lame innovation in cognition of the global coal formation 94