

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ISSN 0038-5069

6/1987



Ежемесячный
научный журнал

Пролетарии всех стран, соединяйтесь!

СОВЕТСКАЯ 6/1987 ГЕОЛОГИЯ

Ежемесячный научный журнал
Орган Министерства геологии СССР
Основан в 1933 году

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор В. М. ВОЛКОВ

Т. В. Билибина, Э. К. Буренков, В. С. Быкадоров, Н. Н. Ведерников, Д. А. Венков, М. В. Голицын, И. С. Грамберг, М. Н. Денисов, А. Н. Еремеев, В. А. Ерхов, А. И. Жамойда (зам. главного редактора), А. И. Зарицкий, А. Н. Золотов, А. Б. Каждан, Е. А. Козлов, Н. Э. Краснова (отв. секретарь), Л. И. Красный, А. И. Кривцов (зам. главного редактора), А. И. Лисицын, Н. В. Межеловский, И. М. Мирчинк, Б. Н. Можаяев, Д. И. Мусатов, С. С. Мухин (зам. главного редактора), В. Д. Наливкин, В. А. Нарсеев, В. А. Низьев, Л. Н. Овчинников, В. Н. Полуэктов, Н. Н. Предтеченский, Д. А. Родионов, Е. И. Семенов, В. В. Семенович, Л. Н. Смирнов, В. С. Сурков, К. И. Сычев, М. А. Фаворская, А. С. Филько, А. З. Юлдашев, А. А. Шпак, А. Д. Щеглов, В. А. Ярмолук



МОСКВА, «НЕДРА»

© Издательство «Недра»,
«Советская геология», 1987

РЕШЕНИЯ XXVII СЪЕЗДА КПСС — В ЖИЗНЬ

Межотраслевой научно-технический комплекс «Геос»: задачи и проблемы . . . 3

МЕТОДОЛОГИЯ, ЭКОНОМИКА, ОРГАНИЗАЦИЯ

Конторович А. Э., Демин В. И., Страхов И. А.
Закон «геологоразведочного фильтра» при поисках месторождений углеводородов . . . 6

Радченко О. А., Коптенко Л. Ю., Рогозина Е. А., Каплан З. Г., Савицкая Н. А.
Новые приемы геохимической характеристики природных битумов . . . 14

ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Савинский К. А., Самсонов В. В., Вайполин Ю. В., Завадский В. А., Филиппова Г. П., Шиморина Е. Ф., Яковлев И. А.
Приенисейская моноклиналь — новый нефтегазоперспективный район Западной Сибири . . . 23

Сахибгареев Р. С., Журавлева А. В.
Литогенетические особенности коллекторов нефтяных залежей в связи с прямыми поисками . . . 31

РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

Прокопчук Б. И., Левин В. И., Метелкина М. П., Шофман И. Л., Колесникова Т. И.
Прогноз источников алмазных россыпей с использованием нетрадиционных индикаторов . . . 41

Каминский В. Г.
Медно-порфировое оруденение центральной части Баймской металлогенической зоны . . . 49

Сидоров А. А.
Базовые рудные формации и проблема промежуточных источников рудного вещества жильных месторождений . . . 54

СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Губарева В. С., Миняева Е. Г., Кленина Л. Н., Овнатанова Н. С.

Средний палеозой северной прибортовой зоны Прикаспийской впадины . . . 58

Шибко В. С.]

Принципы и методика составления структурно-формационной карты Ветреного пояса Карелии . . . 67

Тальнов Е. С., Макарова И. С., Рихтер Я. А., Кригер М. А.
Нижнесилурийские отложения аллохтонного комплекса южной части Восточно-Уральского мегантиклинория . . . 72

МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ.

Патык-Кара Н. Г.
Геохимические критерии поисков и оценки россыпей в прибрежной зоне шельфа 74

МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

Ляхович В. В.
Состав минералов — важный поисковый признак . . . 83.

Кораго Е. А., Ильин В. Ф., Ковалева Г. Н.
Особенности минерогенеза Новой Земли 90.

ГЕОХИМИЯ

Заири Н. М., Глухов А. П., Васюта Ю. В.
Изотопно-геохимические модели золоторудных месторождений . . . 101

ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Остапенко С. В., Отман Н. С., Шпак А. А., Молчанов А. А.
Термогидродинамическая модель Мутновского месторождения парогидротерм 108.

Ларичев В. В.
Генезис опресненных подземных вод триаса и палеозоя Южного Мангышлака . . . 114.

ХРОНИКА

Волков В. М., Павловский А. Б., Мигачев И. Ф.
Седьмой симпозиум Международной ассоциации по генезису рудных месторождений . . . 121.

Жданов В. В., Москалева В. Н.
Седьмое Всесоюзное петрографическое совещание: . . . 126.

Межотраслевой научно-технический комплекс „Геос“: задачи и проблемы

XXVII съезд КПСС определил двенадцатую пятилетку как переломный период, когда должно произойти коренное преобразование материально-технической базы страны, глубокая реконструкция народного хозяйства, изменение структурной и инвестиционной политики. Достижение поставленных целей в таких глобальных областях, как изучение и освоение минеральных ресурсов, рациональное народнохозяйственное освоение недр, охрана окружающей геологической среды, возможно лишь при общегосударственном подходе к этим задачам. Для их решения современная практика социалистического хозяйствования выдвинула новую прогрессивную форму интеграции предприятий — межотраслевые научно-технические комплексы (МНТК), призванные обеспечить ускоренную разработку техники и технологии на уровне мировых образцов или выше этого уровня, ускоренного их серийного выпуска и широкого внедрения в практику. Организационная структура таких комплексов, их прямая отчетность о выполнении плановых заданий перед ГКНТ в сочетании с постоянной поддержкой со стороны головного министерства, других министерств и ведомств, государственных планирующих органов должны обеспечить преодоление многих трудностей.

В развитии указанной тенденции в Министерстве геологии СССР создан МНТК «Геос», на который возложено создание единой Государственной автоматизированной системы зондирования литосферы и автоматизированного сбора, хранения и обработки геологической, геофизической и геохимической информации, получаемой на четырех уровнях исследований «космос—воздух—земля—скважина» (Геосистема).

На систему возлагается обеспечение комплексного изучения и освоения минеральных ресурсов страны и Мирового океана, оптимального ведения поисков, разведки и эксплуатации месторождений полезных ископаемых, а также информационного обеспечения таких программ как прогноз землетрясений, цунами, охрана окружающей среды и др. По существу, речь идет о создании глобальной информационно-измерительной системы, направленной на комплексное изучение Земли, включающей подсистемы первичного сбора информации и подсистемы интегрированного системного анализа и подготовки управленческих решений.

Концепция Геосистемы — это сочетание автоматизированной системы сбора и обработки данных с автоматизированной системой управления. Информационная часть Геосистемы может рассматриваться как подсистема общегосударственной информационной системы, создание которой планируется. В этом случае основная функция Геосистемы по отношению к органам управления и планирования народного хозяйства и другим отраслям состоит в оперативном и постоянном информационном обслуживании внешних пользователей необходимыми им данными (метрологически обоснованной, полной, обобщенной и систематизированной информацией о минеральных ресурсах).

Геосистема может рассматриваться как подсистема минерально-сырьевого комплекса народного хозяйства СССР. При этом она выступает как средство (инструмент), обеспечивающее производственным организациям возможность повысить уровень изученности недр за счет системного и комплексного подхода. Геосистема — это новая технология поисков и разведки месторождений полезных ископаемых, обеспечивающая повышение производительности геолого-геофизических и геохимических работ (автоматизация информационно-измерительных процессов), получение заданных геологических результатов с минимальными затратами ресурсов и средств, повышение эффективности поисково-разведочных работ и их результативности за счет повышения достоверности и комплексности используемой информации, т. е. Геосистема — это создание и внедрение автоматизированных и оптимальных информационно-измерительных технологий.

Одновременно Геосистема обеспечивает существенное повышение эффективности организации, руководства и управления геологической отраслью за счет принятия уп-

Художественный редактор Е. Л. Юрковская
Технический редактор В. Ю. Любимова
Корректор В. А. Бобринская

Сдано в набор 21.04.87. Подписано в печать 18.05.87. Т-11055. Формат 70×108¹/₁₆.
Печать высокая. Усл. печ. л. 11,2. Усл. кр.-отт. 11,73. Уч.-изд. л. 13,20.
Тираж 2970 экз. Заказ № 207

Адрес редакции: 123812, Москва, Бол. Грузинская, 4/6:
Телефон 254-29-56
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

равленческих решений на базе интегрированной информации, на основе объективных экономически и технически «взвешенных» параметров.

Таким образом, конечными результатами создания Геосистемы будут: организация разрозненных и разнопредметных исследований и наук о Земле в единый научно-технический комплекс; перевод процессов изучения геосферы и геопользования на комплексные оптимальные и автоматизированные технологии; получение интегрированной информации для принятия управленческих решений на разных иерархических уровнях. При этом будет достигнуто коренное повышение эффективности изучения и освоения минеральных ресурсов как результат комплексности поисков, разведки, эксплуатации и использования всех типов полезных ископаемых, снижения затрат на единицу продукта на межведомственном и государственном уровнях, повышение производительности и качества работ.

Рассматривая структурное строение создаваемой Геосистемы, можно выделить содержательную блок-схему и блок-схему технического обеспечения. Содержательная блок-схема включает выполнение геологическими организациями работ по формированию объектовых баз данных (геологических и геофизических карт, разрезов, колонок и т. д.) и баз знаний, т. е. операций с этими данными для выработки управленческих решений. Блок-схема технического обеспечения включает методы и средства зондирования литосферы; методы и средства сбора, передачи и обработки информации; методы и средства интегрированной обработки многоуровневой информации. Для успешной работы Геосистемы в целом необходимо высокое программное и техническое обеспечение работ на всех четырех уровнях исследований. Рассмотрим подробнее задачи, методы и технические средства на каждом уровне наблюдений.

Уровень «Скважина». Геофизические исследования скважин (ГИС) являются важнейшим инструментом изучения недр Земли, в первую очередь, при разведке и контроле за разработкой месторождений нефти и газа. По существу на основе «Керн-ГИС» реализуется подсчет запасов углеводородного сырья на всех месторождениях СССР. Обеспечение уровня «Скважина» требует комплекса глубинных приборов для геофизических и геохимических исследований скважин, компьютеризированных наземных станций и программного обеспечения автоматизированной обработки результатов ГИС на ЭВМ. Наиболее сложен вопрос обеспечения ГИС серийной аппаратурой на самой современной элементной базе, к решению которого необходимо привлечь приборостроительные организации разных министерств, входящих в МНТК «Геос». Одной из важнейших задач развития методов ГИС является разработка и серийный выпуск специального компьютеризированного комплекса, включающего датчики для измерения параметров сейсмоакустики, радиоактивного каротажа, наклонометрии, и специализированную ЭВМ для каротажа в процессе бурения. Необходимо добиваться повсеместного внедрения единого программного обеспечения автоматизированной обработки данных ГИС, прежде всего, для целей подсчета запасов нефти и газа.

Огромные резервы заключены в методах межскважинной геофизики и геохимии — индикаторном методе (использовании меченого вещества), сейсмоакустики в комплексе с методом ядерно-магнитного резонанса (ЯМР) и др. Именно на этом пути появляется реальная возможность завершения этапа разведки нефтяного месторождения составлением детальной трехмерной фильтрационно-емкостной модели месторождения. Исследования на уровне «Скважина» будут основой подсистемы «Подсчет», ввод которой предусмотрен в двенадцатой пятилетке.

Следует особо подчеркнуть роль методов скважинной и межскважинной геофизики при решении задач освоения месторождений полезных ископаемых. Например, только системное использование методов ядерной геофизики для неdestructивного многоэлементного анализа горных пород и геоакустики для изучения деформационно-упругих и прочностных свойств массивов может позволить уже на этапе оценки и разведки месторождения составить комплексный проект его освоения, обеспечить минимальные потери различных видов сырья и минимизировать отрицательные техногенные последствия от разработки месторождения.

Уровень «Земля» (акватория). Полевая геофизика — это современная информационная основа для изучения глубинного строения Земли, а также для всего поискового процесса. Среди всех методов разведочной геофизики доминирует сейсморазведка,

с помощью которой обеспечивается подготовка более чем 90 % структур под глубокое бурение. Информационные возможности полевой геофизики за счет компьютеризации обработки, применения численных методов моделирования волновых полей, существенно возросли. Для комплексной автоматизированной обработки данных созданы банки информационных массивов и система управления массивами на основе ГЕОКОМПАСа. Разработана система ГЕОПАК с включением подсистем СЕЙСПАК, ЭПАК, ГРАВИПАК, АЭРОПАК, КОМПАК для ЭВМ БЭСМ-6, ЕС. Разработана интерпретационная система ИНТЕРСЕЙС-ГЕОКОМПАС для ЭВМ типа БЭСМ, ЕС, Эльбрус, а также полевые вычислительные комплексы, предназначенные для экспресс-обработки сейсмической и другой информации. Предстоит обеспечить расширенный выпуск таких комплексов и адаптацию их к обработке информации на уровнях «Скважина», «Акватория» и т. д. Положение с техническими и программными средствами в полевой геофизике неудовлетворительно из-за слабых вычислительных мощностей региональных и экспедиционных центров. Материалы детальной сейсморазведки поступают к геологам-разведчикам уже после принятия управленческих решений по выбору точек заложения разведочных скважин.

Сложная межотраслевая проблема, без решения которой компьютеризация геофизики «повиснет в воздухе», — это выпуск в достаточных количествах магнитной ленты, дисков и других носителей информации.

Во время работы над Геосистемой необходимо заново рассмотреть роль и место отдельных геофизических и геохимических методов в геологоразведочном процессе и установить приоритеты, исходя из информационных и экономических показателей.

Несмотря на значительный прогресс в разработке методов и средств морской геофизики и геохимии, стратегия и системность в создании технических средств морской геофизики недостаточно определены, что сказывается на уровне исследований. Ведомственные барьеры тормозят целостное изучение шельфа и прибрежных регионов страны. Предстоит преодолеть в рамках МНТК эти негативные тенденции.

Уровни «Космос—Воздух». Дистанционные методы зондирования успешно развиваются на основе аэрокосмической информации о распределении магнитных, гамма-полей, а также инфракрасной съемки, с помощью которых уже открыты месторождения минерального сырья. Однако система получения аэрокосмической информации еще нуждается в совершенствовании. Специалистам в области дистанционного зондирования литосферы предстоит сформировать и развить количественные основы прикладной космической геофизики и геохимии. Система использования дистанционных методов может получить дальнейшее развитие только за счет целенаправленного формирования баз и банков данных для обеспечения высокого уровня прогнозирования.

Касаясь содержательной блок-схемы Геосистемы, направленной на создание объектовых баз данных, остановимся только на некоторых, наиболее проработанных.

Подсистема «Глубинное строение Земли» формируется в процессе реализации национальной программы сверхглубокого бурения. Только межотраслевые усилия могут обеспечить создание геофизической аппаратуры, позволяющей вести исследования сверхглубоких скважин на глубинах до 15 тыс. м. Перед МНТК «Геос» стоит проблема создания банка данных, основанного на информации, полученной из сверхглубоких скважин, геотраверсов глубинного сейсмического зондирования, материалов изучения Земли с использованием МГД-генераторов и геохимического зондирования.

Подсистема «Вода» включает информационную систему Государственного водного кадастра, постоянно действующие динамические и инженерно-геологические модели, систему оценки ресурсов и запасов подземных вод и автоматизированную систему гидрогеодеформационного поля. Подсистему отличает высокий методологический уровень проработки. Однако проблемы возникают в связи с недостаточностью технической измерительной базы для изучения подземной гидросферы.

В заключение следует сказать, что информация — это единственный вид ресурсов, который в ходе поступательного развития человечества не только не истощается, но увеличивается, качественно совершенствуется и вместе с тем содействует наиболее рациональному и эффективному использованию всех остальных ресурсов, их обеспечению, а в ряде случаев расширению и созданию новых.



Закон „геологоразведочного фильтра“ при поисках месторождений углеводородов

Процесс поисков месторождений нефти и газа можно определить, если пользоваться языком математической статистики, как выборку с пристрастием, поскольку в связи с повсеместной ориентацией на поиски крупных и гигантских скоплений углеводородов (УВ) имеет место стохастическая тенденция к открытию наиболее значительных по запасам месторождений на первых этапах изучения нефтегазовых бассейнов (НГБ) [7, 8, 10, 11]. В. И. Шпильман эту особенность процесса поисков месторождений назвал «геологоразведочным фильтром» [9, 12]. В последние годы установлено также, что распределение месторождений по запасам в крупных регионах в генеральной совокупности описывается амодальной, монотонно убывающей функцией распределения; наиболее приемлемым при этом является усеченное распределение Парето [5, 6, 12]. Учитывая эти два фундаментальных закона, для каждого НГБ на фиксированной стадии его изучения с высокой степенью вероятности можно утверждать, что все месторождения с запасами, большими некоторой определенной величины, уже выявлены. Настоящая статья посвящена проверке этого утверждения, а также попытке найти количественную зависимость между разведанностью бассейна и запасами месторождений, открытие которых на последующих этапах его изучения мало вероятно.

Сформулируем задачу более строго. Будем при этом далее пользоваться понятиями и терминологией, введен-

ными в работе [7]. Пусть мы имеем некоторый НГБ А с начальными геологическими ресурсами (НГР) УВ Q при оценке которых в качестве минимальных запасов месторождения принята величина θ_0 . Примем в качестве меры изученности НГБ показателем разведанности его НГР, численно равный отношению разведанных и предварительно оцененных (категории C_1 и C_2 по современной классификации) запасов $Q_{C_1+C_2}$ к НГР. При этом только надо иметь в виду, что учет подлежат все месторождения, открытые на некоторую дату, а запасы по ним принимаются в соответствии подсчетом по завершении разведки, т. е. максимально приближены к истинным. Обозначим этот показатель через k :

$$k = \frac{Q_{C_1+C_2}}{Q}. \quad (1)$$

При фиксированном значении показателя разведанности k^* любому наперед заданному значению запасов θ поставим в соответствие значение функции $F(\theta^*, k^*)$, равное вероятности того, что все месторождения с запасами $\theta \geq \theta^*$ открыты. Оценкой этой вероятности может быть отношение количества открытых на данной стадии изучения месторождений нефти и газа к запасам, большими либо равными θ^* , к оценке общего количества таких месторождений в НГБ, т. е. гипотетической генеральной совокупности.

Из определения функции $F(\theta, k)$ следует, что при наличии геологораз-

ведочного фильтра она должна обладать следующими свойствами. При заданном k для любых θ_1 и θ_2 , таких, что $\theta_1 < \theta_2$, справедливо $F(\theta_1, k) \leq F(\theta_2, k)$, т. е. функция F монотонно возрастает. При $\theta \rightarrow 0$, $F(\theta, k) \rightarrow 0$; при $\theta \rightarrow \theta_{\max}$, где $\theta_{\max}$ — запасы самого крупного в НГБ месторождения, $F(\theta, k) \rightarrow 1$. Свойства функции $F(\theta, k)$ позволяют отождествлять ее с вводимой в теории вероятностей функцией распределения вероятностей. Понятно, что для каждого k наряду с $F(\theta, k)$ можно ввести функцию плотности вероятностей, равную

$$P(\theta, k) = \lim_{\Delta\theta \rightarrow 0} \frac{F(\theta + \Delta\theta, k) - F(\theta, k)}{\Delta\theta}. \quad (2)$$

В общем виде задача состоит в том, чтобы найти вид функции $F(\theta, k)$ или какой-либо другой функции, с ней связанной.

В частности, далее будет сделана попытка найти такую функцию f , которая любому наперед заданному значению показателя разведанности НГР в НГБ k^* поставит в соответствие минимальное значение запасов θ^* так, что при этом будут выявлены все месторождения с запасами, большими θ^* . Иными словами, $\theta^* = f(k^*)$ в том, и только в том случае, когда θ^* есть минимальное значение из всех возможных значений θ ($F(\theta, k^*) = 1$). Задача может быть сформулирована и иначе: найти функцию φ , которая для любого наперед заданного значения запасов отдельного месторождения θ^* позволяет оценить то минимальное значение показателя разведанности ресурсов k^* , при котором все месторождения с запасами, превышающими θ^* , будут выявлены с вероятностью, близкой к единице. Значит, $k^* = \varphi(\theta^*)$ тогда, и только тогда, когда k^* равен минимальному значению из всех возможных показателей освоения k , при котором $F(\theta^*, k) = 1$. Величину k^* назовем уровнем полного выявления ресурсов месторождений с запасами $\theta^* > \theta_0$ в НГБ А, или (учитывая, что по мере увеличения $k^* \theta^*$ монотонно уменьшается) скользким уровнем полного выявления ресурсов.

Для оценки $F(\theta^*, k^*)$ по данным выборки целесообразно разбить все

множество месторождений НГБ А на n классов по величине запасов и определить количество месторождений в каждом из классов в генеральной совокупности и в выборке N_l' при различных уровнях освоения НГР k . Оценка $F(\theta^*, k)$ для $\theta^* = \theta_{l-1}$, $l = 1, \dots, n$, где θ_{l-1} — нижняя граница запасов l -го класса, будет иметь вид:

$$F(\theta_{l-1}, k) = \frac{\sum_{i=l}^n N_i'}{\sum_{i=1}^n N_i}. \quad (3)$$

В качестве объекта для эмпирического поиска такой зависимости, как и в работе [7], был выбран Волго-Уральский НГБ. В целях элиминирования индивидуальности бассейна была использована принятая в этой работе нормировка, согласно которой начальные геологические запасы $\theta_{\max}$ самого крупного в НГБ месторождения были приняты равными 1000 условных единиц. Все множество месторождений в бассейне было разделено на n классов по величине запасов с шагом:

$$\Delta\theta = \frac{\ln \theta_{\max} - \ln \theta_0}{n}. \quad (4)$$

Логарифмическая шкала значений θ при классификации месторождений по запасам была выбрана с учетом законов распределения месторождений по запасам в генеральной и выборочной совокупностях.

Было учтено также, что распределение месторождений по запасам в генеральной совокупности удовлетворительно описывается усеченным распределением Парето:

$$\varphi(\theta, \lambda, \gamma) = \frac{(1-\lambda)(\gamma Q)^\lambda}{(\gamma Q)^\lambda [(\gamma Q)^{1-\lambda} - 1] \times (\gamma Q - 1)(1-\lambda)} \times \left[\frac{1}{\theta^\lambda} - \frac{1}{(\gamma Q)^\lambda} \right], \quad \theta_0 \leq \theta \leq \gamma Q, \quad (5)$$

где λ — параметр распределения Парето; γ — некоторый множитель, ограничивающий область существования функции $\varphi(\theta, \lambda, \gamma)$ справа: $\theta_0 \leq \theta \leq \gamma Q$ [5, 6]. При анализе фактических данных для этих параметров были приняты следующие значения: $\lambda = 2,157$; $\gamma = 0,56$.

Таблица 1

Распределение месторождений по запасам в гипотетической генеральной совокупности Волго-Уральского НГБ, %

Класс	Количество месторождений	Суммарные запасы месторождений
I	75,35	22,86
II	18,60	18,91
III	4,59	15,64
IV	1,14	12,94
V	0,25	9,45
VI	0,04	4,78
VII	0,03	15,42

В работе [5] было показано, что количество месторождений в i -м классе генеральной совокупности с границами $[\theta_{i-1}, \theta_i]$ и их суммарные запасы Q_i можно определить по формулам:

$$N_i = \frac{2(2-\lambda)Q[(\gamma Q)^\lambda (\theta_i^{1-\lambda} - \theta_{i-1}^{1-\lambda}) - (1-\lambda)(\theta_i - \theta_{i-1})]}{(1-\lambda)[2(\gamma Q)^\lambda ((\gamma Q)^{2-\lambda} - 1) - (2-\lambda)(\gamma Q)^2 - 1]} \quad (6)$$

$$Q_i = \frac{Q[2(\gamma Q)^\lambda (\theta_i^{2-\lambda} - \theta_{i-1}^{2-\lambda}) - (2-\lambda)(\theta_i^2 - \theta_{i-1}^2)]}{[2(\gamma Q)^\lambda ((\gamma Q)^{2-\lambda} - 1) - (2-\lambda)((\gamma Q)^2 - 1)]} \quad (7)$$

В табл. 1 приведено распределение количества месторождений и запасов по классам в гипотетической генеральной совокупности для Волго-Уральского НГБ при $n=7$. Общее количество прогнозируемых в НГБ месторождений принято за 100 %; из них в VII класс с наиболее значительными запасами попадает примерно 0,03 %, в VI — 0,04 %, в V — 0,25 %, а в I класс с самыми малыми запасами — свыше 75 % от общего их числа.

Принципиально иначе распределены НГР углеводородов. В месторождениях VI и VII классов (0,07 % от общего их количества) сосредоточено 20,2 % ресурсов, т. е. практически столько же, сколько в 75 % месторождений, отнесенных к I классу. В 6 % месторождений III—VII классов содержится 58,2 % НГР. Неравномерность распределения ресурсов нефти

и газа в осадочной оболочке Земли, которую всегда в качестве одной из основополагающих закономерностей подчеркивал А. А. Бакиров [1], видна здесь вполне определенно.

По этим же классам была проведена группировка месторождений в выборочных совокупностях при разных показателях разведанности НГР k . С этой целью весь период геологоразвешения начала освоения НГБ до конца T этапов так, чтобы за каждый из этапов было открыто примерно ΔM месторождений. Поскольку дату открытия месторождений для подобных целей целесообразно фиксировать с точностью до года, действительное количество месторождений, открытых за этап, незначительно менялось в большую или меньшую сторону. Далее запасы месторождений, открытых с момента начала освоения НГБ до конца определенного этапа, суммировались и по ним определялся показатель освоенности НГР. Точно также последовательности классификации месторождений по запасам определялись кумулятивные значения числа открытых месторождений и их запасов в каждом из классов. В табл. 2 и 3 приведены эти данные (в процентах к числу месторождений) в генеральной совокупности НГР нефтегазоносных бассейнов.

Из табл. 2, 3 видно, что на стадии изученности Волго-Уральского НГБ рассмотренной в настоящей работе открытые месторождения составили всего 9,07 % от их числа в генеральной совокупности, при этом в V—VII классах выявлены были все месторождения генеральной совокупности (100 %): в IV—82,6, в III—44,8, во II—13,6, в I—2,2. Соответственно в V—VII классах в разведанные и предварительно выявленные запасы были переведены все НГР, в IV—74,1, в III—47,6, во II—15,6 и в I—2,8. Таким образом, действие геологоразведочного фильтра на процесс выявления месторождений нефти и газа в Волго-Уральском НГБ вполне отчетливо. Оно заметно на более ранних этапах освоения этого НГБ.

По материалам табл. 1 были выполнены оценки значений функции $F(\theta, k)$ для уровней освоенности НГР k , отвечающих моменту начала выделения этапов геологоразведочных работ

Таблица 2

Кумулятивное распределение количества открытых месторождений в Волго-Уральском НГБ по этапам поисково-разведочных работ в регионе и интервалам крупности, %

Номер этапа	Класс месторождений							всего
	I	II	III	IV	V	VI	VII	
1	0,09	0,16	0,20	0,21	0,04	0,013	0,013	0,73
2	0,13	0,26	0,44	0,38	0,09	0,013	0,026	1,36
3	0,26	0,54	0,64	0,53	0,17	0,013	0,026	2,20
4	0,36	0,72	0,81	0,60	0,22	0,026	0,026	2,77
5	0,56	0,93	0,97	0,64	0,22	0,026	0,026	3,39
6	0,72	1,18	1,22	0,68	0,24	0,026	0,026	4,11
7	0,93	1,50	1,37	0,72	0,24	0,026	0,026	4,83
8	1,05	1,76	1,57	0,78	0,25	0,040	0,026	5,50
9	1,20	1,92	1,68	0,84	0,25	0,040	0,026	5,96
10	1,42	2,16	1,89	0,88	0,25	0,040	0,026	6,68
11	1,69	2,44	2,05	0,89	0,25	0,040	0,026	7,40
12	1,93	2,64	2,14	0,92	0,25	0,040	0,026	7,97
13	2,21	2,91	2,24	0,93	0,25	0,040	0,026	8,62
14	2,40	3,13	2,25	0,96	0,25	0,040	0,026	9,07

(табл. 4). Соответствующие зависимости показаны на рис. 1. Из них видно, что эмпирически установленный вид функций $F(\theta^*, k)$ полностью соответствует предсказанному выше теоретически.

Приведенные в табл. 1, 2, 4 данные позволяют сформировать выборку значений $\{\theta^*, k^*\}$ для поиска зависимостей $k=f(\theta)$ или $\theta=f(k)$.

Эту выборку можно организовать на базе значений k_i^* , при которых

оказываются открытыми все имеющиеся в генеральной совокупности месторождения i -го класса.

В изученном выборочном распределении этому условию удовлетворяют подвыборки VII, VI и V классов. По аналогии с введенным ранее понятием будем называть k_i^* — уровень полного выявления ресурсов месторождения i -го класса. Выбранная нами процедура обработки данных позволяет определить значение k_i^* с точностью до

Таблица 3

Кумулятивное распределение суммарных запасов открытых месторождений Волго-Уральского НГБ по этапам поисково-разведочных работ в регионе и интервалам крупности, %

Номер этапа	Класс месторождений						
	I	II	III	IV	V	VI	VII
1	0,2	1,0	5,1	16,3	19,9	32,4	73,7
2	0,2	1,8	11,2	31,7	40,8	32,4	100,0
3	0,4	3,5	16,0	44,7	72,2	32,4	100,0
4	0,6	4,6	20,3	49,8	88,9	56,5	100,0
5	0,9	5,9	24,3	53,4	88,9	56,5	100,0
6	1,2	7,7	29,8	56,4	94,1	56,5	100,0
7	1,5	9,7	33,2	60,2	94,1	56,5	100,0
8	1,7	11,6	37,2	64,5	100,0	100,0	100,0
9	2,0	12,6	39,4	69,3	100,0	100,0	100,0
10	2,3	14,0	43,6	73,3	100,0	100,0	100,0
11	2,8	15,6	47,6	74,1	100,0	100,0	100,0
12	3,1	17,0	49,6	76,0	100,0	100,0	100,0
13	3,6	18,6	51,3	76,9	100,0	100,0	100,0
14	3,8	20,0	51,5	79,4	100,0	100,0	100,0

Оценки значений функции $F(\theta, k)$ для уровней разведанности НГР k , отвечающих началам этапов геологоразведочных работ

Номер этапа	Класс месторождений						
	I	II	III	IV	V	VI	VII
1	0,007	0,026	0,079	0,193	0,203	0,4	0,5
2	0,014	0,050	0,159	0,358	0,417	0,6	1,0
3	0,022	0,079	0,230	0,514	0,667	0,6	1,0
4	0,028	0,098	0,280	0,606	0,875	0,8	1,0
5	0,034	0,115	0,314	0,633	0,875	0,8	1,0
6	0,041	0,138	0,364	0,670	0,917	0,8	1,0
7	0,048	0,158	0,395	0,697	0,917	0,8	1,0
8	0,055	0,180	0,444	0,716	1,000	1,0	1,0
9	0,060	0,193	0,470	0,798	1,000	1,0	1,0
10	0,067	0,213	0,512	0,826	1,000	1,0	1,0
11	0,074	0,232	0,541	0,835	1,000	1,0	1,0
12	0,080	0,245	0,561	0,853	1,000	1,0	1,0
13	0,086	0,260	0,578	0,862	1,000	1,0	1,0
14	0,091	0,271	0,585	0,881	1,000	1,0	1,0

значений k в начале и в конце того этапа, в ходе которого происходит полное выявление ресурсов i -го класса. При этом оказалось, что уровень полного выявления ресурсов месторождений VII класса в Волго-Уральском НГБ был достигнут при $0,174 \leq k^* \leq 0,238$, VII и VI классов — при $0,410 \leq k^* \leq 0,436$, V, VI и VII классов — при $0,436 \leq k^* \leq 0,451$.

Набор эмпирически устанавливаемых точек можно дополнить еще двумя точками — предельными, для которых значение $F(\theta^*, k) = 1$ достигается при значениях k , жестко предопреде-

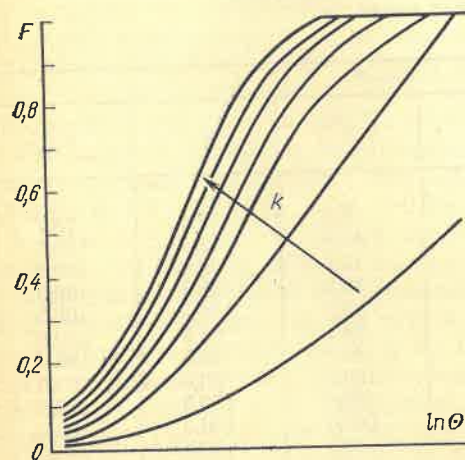


Рис. 1. Зависимость оценок вероятностей $F(\theta, k)$ выявления месторождений с запасами, большими чем θ , от степени освоения ресурсов k . Направление роста k показано стрелкой

Таблица 4

ния ресурсов месторождений, при получении зависимости $k^* = \varphi(\theta^*)$ ограничимся теоретически установленными точками и точкой исчерпаемости ресурсов VI класса. Они позволяют выписать зависимость между k^* и $\ln \theta^*$ для изученной части интервала возможных значений θ^* в виде прямой линии

$$k^* = a + b \ln \theta^*. \quad (8)$$

Записав для этого случая очевидное из рис. 2 соотношение

$$\frac{\ln Q - \ln \theta_0}{\ln Q - \ln \theta^*} = \frac{1}{k^*}, \quad (9)$$

найдем после несложных преобразований

$$k^* = \ln \left(\frac{\theta_0}{Q} \right) (\ln Q - \ln \theta^*), \quad (10)$$

$$\theta^* = Q e^{-\frac{k^* \ln Q}{\theta_0}}. \quad (11)$$

Выражение (11) получено на основе обобщения опытных данных по одному, хотя и весьма крупному, региону НГБ при наличии информации о значениях k , далеких от 1. Поэтому вопрос о том, выполняется ли условие (11) при достаточно высоком уровне разведанности НГР, скажем, при $k > 0,75$, требует специального исследования.

Из табл. 2—4 и соотношения (11) очевидно, что в течение более чем десятилетней истории ведения работ в Волго-Уральском НГБ успешно осуществлялся целенаправленный опережающий поиск наиболее значительных по запасам из имевшихся в остаточной совокупности месторождений. Естественно, что стратегия и методика такого поиска реализовывались не

детерминированно, а стохастически с учетом поисковых выводов и отклонениями как в ту, так и другую сторону. В начальный этап развития поисковых работ в Волго-Уральском НГБ в 30—40-е годы теоретические основы и методика поисков месторождений нефти и газа, включая методику геофизических работ, по уровню были значительно ниже, чем в настоящее время. Стратегия и методика поисков таких месторождений опирались лишь на самые общие и в известной мере упрощенные представления об образовании нефти и газа, о закономерностях размещения скопления углеводородов в осадочной оболочке Земли.

Учитывая данное выше определение скользящего уровня полного выявления

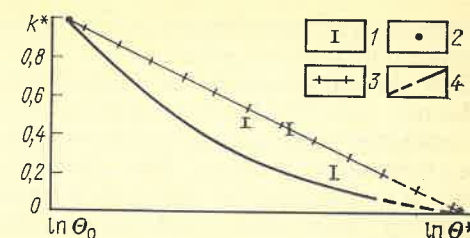


Рис. 2. Виды геологоразведочных фильтров

1 — интервальные оценки коэффициента освоения ресурсов месторождений V, VI, VII классов по запасам в Волго-Уральском нефтегазоносном бассейне; 2 — предельные точки для нахождения зависимости $k = \varphi(\theta)$; 3 — логарифмически-линейный геологоразведочный фильтр; 4 — идеальный геологоразведочный фильтр

и принцип стадийности геологоразведочных работ, названный А. А. Трофимовым «принципом от общего к частному». Учитывая все это, можно предположить, что формула (11) описывает достаточно общее правило выявления месторождений УВ. Назовем такую стратегию и методику работ логарифмически-линейным геологоразведочным фильтром.

Исследуем выражение (11). Формально при выводе этой формулы мы исходили из того, что θ может меняться в интервале (θ_0, Q) . Однако при этом была учтена идеальная ситуация, когда НГБ тождественно равен одному месторождению. В реальной ситуации, как было отмечено выше, $\theta_{\max} < \gamma Q$, где γ — некоторый множитель, причем $\gamma < 1$. Поэтому функцию $\theta = f(k)$ следует определить в интервале $(\theta_0, \gamma Q)$. Это теоретически очевидное уточнение отражает тот хорошо известный факт, что открытие месторождений в бассейне, в том числе самых крупных по запасам, происходит при $k > 0$.

Пользуясь формулами (6), (7) и (10), можно определить значение k^* , при котором вероятность того, что самое крупное в НГБ месторождение уже открыто, становится близкой к единице.

Вначале опишем методику прогноза запасов самого крупного месторождения в НГБ. Если в (6) принять в качестве $\theta_2 = \gamma Q$ и найти такое $\theta_1 < \theta_2$, чтобы $N_i = 1$, то, используя затем θ_1 и θ_2 , можно из (7) найти Q_i , равное запасам этого месторождения, т. е. $\theta_{\max}$. Далее, зная $\theta_{\max}$, из (10) определим k^* такое, что как только $k \geq k^*$, так вероятность открытия самого

крупного месторождения в бассейне становится близкой к единице.

Для Волго-Уральского НГБ было найдено, что $k^* = 0,204$. Практически это событие произошло при $k^* = 0,147$, т. е. несколько раньше, чем это должно было произойти при детерминированном механизме действия логарифмически линейного фильтра. М. Г. Лейбсон, обобщая статистические данные по ряду НГБ, также пришел к выводу, «что крупнейшие месторождения открываются на начальном этапе освоения нефтегазоносных районов, а наибольший годовой прирост запасов наступает при разведанности потенциальных ресурсов в среднем 20—30 %» [8].

Является ли стратегия и методика логарифмически-линейного геологоразведочного фильтра единственно возможной? Теоретически и, видимо, практически нет. Рассмотрим идеальную ситуацию, когда геолог вооружен такой стратегией и методикой геологоразведочных работ, что месторождения будут открываться в строгой последовательности, при которой каждое последующее из открытых месторождений имеет запасы меньше предыдущего. Назовем их стратегией и методикой идеального геологоразведочного фильтра. В соответствии с табл. 1 для точек θ_i , отвечающих границам классов, можно найти значение k_i для ситуации, когда вначале будут открыты все месторождения VII, затем VI классов и т. д. На основании полученных таким образом данных на рис. 2 показана кривая выявляемости месторождений в условиях, если бы удалось реализовать стратегию и методику идеального геологоразведочного фильтра. Из рис. 2 видно, что стратегия и методика идеального геологоразведочного фильтра должны обеспечивать значительно более низкие уровни полного выявления ресурсов месторождений во всех классах, начиная со второго.

Реальным стратегиям и методике геологоразведочных работ отвечают, видимо, семейства кривых, которые, по крайней мере при $k < 0,75—0,60$, проходят между логарифмически-линейной и идеальной кривыми. Чем ближе кривая реальной стратегии и методики геологоразведочных работ к

идеальной, тем выше качество геологоразведочного фильтра. Не исключено, в частности, что в Волго-Уральском НГБ была реализована методика с более качественным геологоразведочным фильтром, чем логарифмически-линейный. Об этом может свидетельствовать расположение точек полного выявления месторождений V и VII классов ниже прямой для логарифмически-линейного фильтра. Нельзя, конечно, абсолютно исключить ситуацию, когда реальные стратегия и методика ведения работ таковы, что наиболее крупные месторождения в НГБ будут выявлены позже, чем при логарифмически-линейном фильтре. Однако при современном состоянии теории и методики поисков нефтяных и газовых месторождений это может случиться лишь при серьезном нарушении научных принципов ведения работ, несоблюдении стадийности и неправильном выборе первоочередных направлений. Такая ситуация мало вероятна.

Проведенные авторами совместно с А. А. Вымятиным исследования показали, что описанные закономерности, установленные на примере Волго-Уральского НГБ, выполняются так же в Предкавказском НГБ и некоторых других хорошо изученных нефтегазоносных областях Западно-Сибирского НГБ.

Все изложенное позволяет сформулировать следующий основной закон геологоразведочного фильтра при поисках месторождений нефти и газа для каждого региона пропорции. Задавая любому НГБ A с начальными геологическими ресурсами нефти и газа Q , при оценке которых в качестве месторождений принимались скопления крупных месторождений, а направления с запасами $\theta > \theta_0$, можно утверждать, что при достижении некоторой разведанности k , θ и в определенных районах. Успехом в крайней мере при k , не очень близком к единице, вероятность открытия месторождения с запасами

$$\theta > \theta^* = Q e^{-k \ln \frac{Q}{\theta_0}}$$

близка к нулю.

Какая из множества возможных стратегий и методик ведения геологоразведочных работ наилучшая? Можно ли в качестве таковой признавать стратегию и методику идеального геологоразведочного фильтра? Ответим сначала на второй вопрос. Скорее всего, нет. При реализации стратегии и методики идеального геологоразведочного фильтра для полного выявления всех ресурсов и поддержания разведанных запасов на определенном уровне нужно обеспечить непрерывный и очень быстрый рост капитальных вложений, материальных и трудовых ресурсов, всей инфраструктуры геологоразведки, что будет неизбежно сопряжено с огромными затратами на подготовку единицы массы запасов, т. е. снижением производительности труда. Аналогичная ситуация будет складываться и в добывающей промышленности.

Видимо, из множества возможных стратегий и методик геологоразведочных работ оптимальна такая, которая обеспечит в течение достаточно длительного периода экономически оправданное ведение работ при достаточно высоком уровне эффективности и высокой производительности труда при ограниченном росте капиталовложений. Материальных и трудовых ресурсов. Должен учитываться, конечно, и фактор времени [4].

Предлагаемая оптимальная динамика выявления ресурсов и разведанных по запасам месторождений нефти и газа может быть достигнута при таком качестве геологоразведочного фильтра, когда разные по запасам месторождения будут открываться в определенной оптимизированной пропорции. Задача регионального и поискового геологического ресурса нефти и газа геологоразведочных работ без задержек, при оценке которых в качестве месторождений принимались скопления крупных месторождений, а направления с запасами $\theta > \theta_0$, можно утверждать, что при достижении некоторой разведанности k , θ и в определенных районах. Успехом в крайней мере при k , не очень близком к единице, вероятность открытия месторождения с запасами

делают возможной реализацию методологии направленного поиска месторождений уже в ближайшем будущем.

Проблема обоснования оптимальных стратегий и методики работ в такой постановке — проблема экономико-геологическая. Базой для ее решения должны служить законы геологоразведочного фильтра, о которых шла речь в настоящей статье.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бакиров А. А. Общие закономерности формирования концентраций нефтегазоаккумуляции и поисковые их критерии. — В кн.: Критерии поисков зон нефтегазоаккумуляции. М., 1979, с. 5—29.
2. Бакиров В. А. Статистическая модель распределения месторождений нефти и газа по величине запасов. — Геология нефти и газа, 1972, № 2, с. 63—68.
3. Буялов Н. И., Вагеров В. С., Шунгутова С. А. Опыт применения логарифмически-нормального закона распределения для оценки прогнозных запасов углеводородов. Реф. науч.-техн. сб. ВНИИОЭНГ. Сер. Нефтегазовая геология и геофизика, 1975, № 6.
4. Козловский Е. А. Минерально-сырьевая база и фактор времени. — Сов. геология, 1979, № 3, с. 9—12.
5. Конторович А. Э., Демин В. И. Метод оценки количества и распределения по запасам месторождений нефти и газа в крупных нефтегазоносных бассейнах. — Геология нефти и газа, 1977, № 12, с. 18—26.
6. Конторович А. Э., Демин В. И. Прогноз количества и распределения по запасам месторождений нефти и газа. — Геология и геофизика, 1979, № 3, с. 26—46.
7. Конторович А. Э., Демин В. И., Страхов И. А. Закономерности выявления различных по запасам месторождений нефти и газа в нефтегазоносных бассейнах. — Геология и геофизика, 1985, № 11, с. 5—8.
8. Лейбсон М. Г. К методике перспективного планирования поисково-разведочных работ на нефть и газ. — Геология нефти и газа, 1982, № 11, с. 12—17.
9. Новые характеристики потенциальных ресурсов/И. И. Нестеров, В. И. Шпильман, Г. П. Мясникова и др. — Геология нефти и газа, 1977, № 2, с. 26—37.
10. Швембергер Ю. Н. Прогнозирование размеров месторождений нефти и газа. — Геология нефти и газа, 1978, № 3, с. 58—62.
11. Шпильман В. И. Методика прогнозирования размеров месторождений. М.: Недра, 1972 (Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 53).
12. Шпильман В. И. Количественный прогноз нефтегазоносности. М.: Недра, 1982.

Новые приемы геохимической характеристики природных битумов

До недавнего времени природные битумы характеризовались с помощью ограниченного количества параметров, часть из них принималась в качестве диагностических. К указанным параметрам относили консистенцию, элементный состав, растворимость в низкипящих растворителях, используемых в битуминологической практике. При этом обычно описывались внешние признаки битума (блеск, тип излома и др.), определялись температура плавления и выход летучих веществ (или беззолного кокса).

Совокупность этих данных и геохимической обстановки позволяли опытному битуминологу с достаточной уверенностью определить классификационную принадлежность конкретных объектов и прийти к какому-то заключению относительно их генетической природы.

В настоящее время можно считать дифференциацию битумов достаточно разработанной в рамках классификаций, построенных на основе их химических и физических свойств (схемы В. А. Успенского [6, 7, 9], В. В. Иванова и Б. А. Клубова [3], Б. А. Клубова [4], И. С. Гольдберга [1] и Г. Якоба [11]). Зарубежные классификации близки к построению Г. Абрагама [10] и уступают по детальности указанным схемам.

Такие классификации не являются собственно генетическими, исключение содержит лишь схема И. С. Гольдберга. Битумы, принадлежащие по диагностическим параметрам к одному и тому же классу, фигурируют в разных линиях битумогенеза (6, 7, 9). Для установления их генезиса необходимо изучение геолого-геохимических условий залегания битума, определивших его формирование. Очевидно, разработке генетической схемы должно предшествовать исследование многообразных серий битумов, различающихся по геологическим признакам и по типу исходного звена. Так, среди нафтидов должны быть исследованы битумы, образовавшиеся из нефтей

разного химического типа под воздействием различных геологических факторов — выветривания, метаморфизма, фильтрации и т. д. Среди пиронафтидов следует изучить битумы, разные по типу исходного органического вещества и по интенсивности термической измененности. Анализ тектонафтидов, чаще всего представленных жильными телами, должен быть направлен на сопоставление соответствующих битумов с битумоидными компонентами органического вещества предполагаемых битумоматеринских пород.

Информативность характеристики битумов повышается благодаря данным, характеризующим их молекулярную структуру. Ниже рассматриваются результаты анализа битумов методами полукоксования, рентгеноструктурного и термографического анализа (табл. 1—4).

Определение химико-вещественного состава битумов потребовало разработки новых методических приемов, поскольку подобрать контрастную пару в этом случае едва ли возможно. Обычно встречающиеся в одинаковых условиях битумы близки между собой; битумы же, в различной степени измененные вторичными воздействиями, вызывают сомнение в идентичности слагающих их компонентов. Мы встали на путь создания расчетных пар из фракций каждого битума (асфальтенов и мальтенов, растворимой и нерастворимой в хлороформе фракций керитов). Полной уверенности в идентичности слагающих соответствующие фракции компоненты нет, однако существование генетических связей между фракциями позволяет с известной долей условности принять указанное положение. Особенно сильной вторичной измененности битума это допущение, очевидно, утрачивает свою правомерность.

Несколько образцов битумов было подвергнуто рентгеноструктурному сложному термическому анализу. Рентгеноструктурное исследование

Таблица 1
Общая характеристика изученных битумов, %

№ обр.	Битум	Элементный состав					Групповой состав							Выход продуктов полукоксования				
		C	H	N	S	O	Масла	Смолы бензолные	Смолы спирто-бензолные	Асфальто-геновые кислоты	Асфальтены	Карбоиды	Деготь	Полу-кокс	Вода	Газ		
1	Сарембойская нефть	85,57	11,78	0,26		2,39	69,55	20,27	9,01		1,17	0,00	75,31	14,59	2,98	7,12		
2	Сарембойский битум	81,85	8,53	0,63		8,99	30,00	11,47	9,19		49,84	0,00	48,00	37,90	3,36	10,74		
3	Сорокинский битум	85,33	10,34	0,63		3,70	63,63	11,96	16,59		8,82	0,00	78,17	14,50	4,20	3,13		
4	Тюбеджикский кир	82,56	10,97	0,48		5,99	29,09	19,18	24,37		27,36	0,00	63,82	20,34	3,30	12,54		
5	Иманкаринский кир ИК-75	82,62	10,99			6,39	33,82	18,27	9,40		38,51	0,00	65,82	21,21	5,02	7,95		
6	Карамурагский кир КМ-86	82,77	11,70			5,53	55,43	19,25	17,59		7,73	0,00	76,54	12,98	4,19	6,29		
7	Карамурагский кир КМ-80	67,94	7,64			24,42	19,29	6,71	4,79		1,86	63,01*	26,36	38,16	13,02	22,46		
8	Нутовский кир	71,40	8,55			20,05	14,9	7,2	12,6		36,2	26,7	49,00	28,14	8,04	14,82		
9	Верхнеорлянский битум	82,95	9,71			3,59	53,77	23,14			23,09	0,00	51,76	37,25	4,15	6,84		
10	Тунгусский битум	80,70	9,98	0,78		8,54	11,92	9,54	18,77		59,77	0,00	48,80	32,19	4,44	14,57		
11	Гильсонит (Юинта)	84,22	10,86	2,45		0,30	6,40	15,07	24,99		53,54	0,00	53,66	29,74	2,94	13,66		
12	Гремит (Садки)	81,21	8,97	1,57		6,56	19,65	10,37	3,70		66,28	0,00	35,80	49,64	1,21	13,35		
13	Альбертит (Юинта)	82,76	9,29	1,24		6,71	1,53	0,91	2,48		12,17	82,91	35,65	45,74	5,10	13,51		
14	Альбертит (Бентгейм)	83,13	9,15	0,50		7,22		7,25			92,75	38,24	46,67	46,67	2,12	12,97		
15	Вурцилит (Юинта)	82,18	10,89	1,81		3,24	1,12	1,42	1,62		5,41	56,93	33,11	33,11	2,27	7,69		

* Псевдокарбонд (труднорастворимая фракция, теряющая растворимость после экстракции).
** Сумма O+N.

Таблица

Характеристика асфальтеновой (карбонидной) фракции, %

№ обр.*	Битум	Элементный состав				Выход продуктов полукоксования				Содержание фракции в битуме
		C	H	N	O+S	Деготь	Полу-кок	Вода	Газ	
1	Сарембойская нефть	85,10	9,90	1,23	3,07	38,93	44,94	5,57	10,56	1,17
2	Сарембойский битум	80,24	7,85	1,05	10,86	23,94	55,48	4,83	15,75	49,34
3	Сорокинский битум	81,31	9,68	0,82	8,19	29,00	51,77	5,07	14,16	8,52
4	Тюбеджикский кир	82,68	10,06	0,84	6,42	42,68	37,15	5,14	15,03	27,36
5	Иманкаринский кир ИК-75	—	—	—	—	38,37	41,12	7,58	12,93	38,51
6	Карамуратский кир КМ-86	—	—	—	—	26,15	51,31	10,41	9,11	7,73
7	Верхнеорлянский битум	75,18	7,48	0,55	16,79	21,24	64,22	4,53	10,01	26,09
8	Тунгусский битум	79,69	8,84	1,53	—	32,98	45,48	4,44	17,10	59,77
9	Гильсонит (Юинта)	83,59	9,39	3,51	2,51	46,40	38,53	3,17	11,90	53,54
10	Грэмит (Садки)	81,98	7,58	1,81	8,63	23,78	60,86	2,61	12,75	66,28
11	Карамуратский кир	57,76	5,21	—	37,03	1,15	49,73	18,38	30,74	63,01
12	Нутковский кир	67,93	7,54	—	24,53	32,82	39,51	8,99	18,68	36,20
13	Альбертит (Юинта)	82,72	9,20	1,25	6,83	32,38	49,75	4,55	13,30	82,91
14	Альбертит (Бентгейм)	82,91	9,13	—	7,96	36,84	48,07	3,78	11,71	92,75

* 1—10 — асфальтены; 11 — псевдокарбониды; 12 — асфальтогеновые кислоты; 13, 14 — карбониды.

звояет установить общий тип молекулярного строения изучаемых объектов по угловым положениям рефлексов $2\theta^\circ$, по коэффициенту ароматичности f_a и по структурным параметрам d_{002} , d_1 , P , L_c , n , характеризующим строение и упорядоченность ориентированных областей кристаллитов. Здесь d_{002} — межплоскостное расстояние между гексагональными сетками; d_1 — расстояние между алифатическими звеньями; P — число плоских ароматических сеток в кристалле; L_c — толщина кристаллитов; n — степень упорядоченности структуры — отношение числа параллельно упакованных плоских сеток в кристаллитах к общему числу сеток.

Для ароматических конденсированных структур характерны 2θ 25—26°, d_{002} 0,34—0,36 нм. Для структур алифатического типа соответствующие рефлексы 2θ 18—19°, межплоскостные расстояния d_1 0,44—0,45 нм. Коэффициент ароматичности, введенный Д. ван Кревеленом для характеристики обогащенности средней молекулы конденсированно ароматическими структурами, З. Г. Каплан вычислял по формуле, разработанной на основе рентгено-структурной характеристики.

Сложный термический анализ проведен на дериватографе венгерской фирмы МОМ в атмосфере аргона при температуре до 1000 °С. Дериватграммы отражают: 1) кривую ДТ, характеризующую наличие, интенсивность и температурную приуроченность эндо- и экзоэффектов в ходе нагревания объектов; 2) кривую ТГ, показывающую потерю массы объектов по последовательным температурным интервалам.

Трактовка отдельных термоэффектов пока недостаточно разработана. Что касается динамики процесса разрушения органического вещества, отражаемой кривой ТГ, то получаемая информация более ясная. Установлено, что на этапах нагревания примерно до 300—370 °С происходит разрушение нерегулярной периферической части молекул, затем разрушаются кислые функциональные группы и некоторые простые циклические структуры. Позднее наблюдается дегидрирование и, наконец, распадаются конденсированно-ароматические и гетероароматические структуры. При высоких температурах протекают также вторичные реакции между продуктами первичных процессов разложения

Характеристика экстремов химико-вещественного состава изученных битумов, %

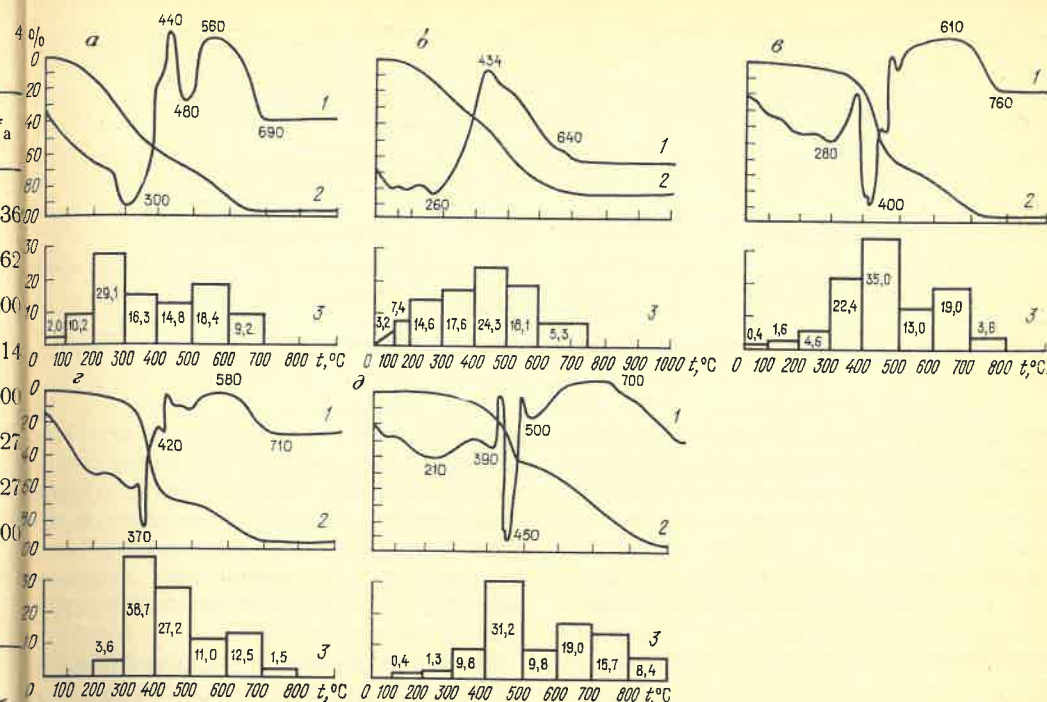
Битум	Липиды	Гумусово-гумоидная составляющая	Липидный экстрем						Гумусово-гумоидный экстрем								
			Элементный состав			Выход продуктов полукоксования			Элементный состав			Выход продуктов полукоксования					
			C	H	N	O+S	Деготь	Вода	Газ	C	H	N	O+S	Полу-кокс	Вода	Газ	
Сарембойская нефть	85,17	14,83	85,03	12,40	0,00	2,57	92,75	1,74	5,51	—	85,98	8,25	1,74	4,03	77,41	8,35	14,24
Сарембойский битум	48,06	51,94	85,33	10,00	0,00	4,67	99,87	0,13	—	—	78,64	7,17	1,22	12,97	73,05	6,21	20,74
Сорокинский битум	80,34	19,66	86,89	10,59	0,00	2,52	97,30	2,70	—	—	78,94	9,29	3,19	8,58	73,76	5,58	20,66
Тюбеджикский кир	70,47	29,53	82,41	12,14	0,00	5,45	89,41	1,07	9,52	—	82,92	8,23	1,51	7,34	71,09	8,86	20,05
Иманкаринский кир ИК-75	69,24	30,76	—	—	—	—	95,05	2,30	2,65	—	—	—	—	—	68,95	11,16	19,89
Карамуратский кир КМ-86	82,66	17,34	—	—	—	—	92,59	2,08	5,33	—	—	—	—	—	74,90	14,26	10,84
Карамуратский кир КМ-80	24,07	75,93	101,51	15,66	—	17,17	109,50	9,50	—	—	57,29	5,10	37,61	—	50,26	18,63	31,11
Нутовский битум	55,03	44,97	80,00	11,05	0,00	8,95	89,06	5,68	5,26	—	60,90	5,49	33,61	—	62,58	10,91	26,51
Верхнеорлянский битум	55,11	44,89	91,26	12,71	—	3,97	93,93	3,62	2,45	—	70,42	5,94	23,64	—	83,00	4,79	12,21
Тунгусский битум	55,39	44,61	78,99	11,84	0,00	9,17	88,06	3,59	8,25	—	82,60	7,13	10,27	—	72,72	4,87	22,41
Гильсонит (Юинта)	68,60	31,40	83,75	12,72	0,00	3,53	90,17	3,44	6,39	—	84,83	5,79	6,02	3,36	79,39	2,88	17,73
Грэзит (Садки)	40,23	59,77	—	—	—	—	88,98	11,02	—	—	83,51	4,83	2,62	9,04	83,06	5,38	11,56
Альбертит (Юинта)	39,52	60,48	83,30	10,61	0,00	6,09	91,64	0,66	7,70	—	82,39	8,44	2,04	7,13	76,89	6,71	16,40
Альбертит (Бентгейм)	45,00	55,00	—	—	—	—	85,09	0,50	14,41	—	77,23	8,61	14,16	—	84,86	3,38	11,76

Рентгеноструктурная характеристика твердых битумов

Бассейн, месторождение	Тип битума	$2\theta^0_{\gamma}$	$2\theta^0_{002}$	d_{γ} , нм	d_{002} , нм	f_a
Мангышлак, Карамурат (7)*	Поверхностная корка закиривания	20,0	—	0,44	—	0,36
То же	Труднорастворимая фракция	20,0	25,0	0,44	0,36	0,62
Сахалин, Нутово (8)	Поверхностная корка асфальтового озера	19,0	—	0,48	—	0,00
Урало-Поволжье, Верхнеорляское (9)	Битум из асфальтовой залежи	18,5	—	0,48	—	0,14
США, бассейн Юинта (11)	Жильный гильсонит	18,0	—	0,49	—	0,00
ФРГ, Бентгеймская седловина (14)	Жильный альбертит	19,5	25,0	0,45	0,36	0,27
То же	Карбонидная фракция битума	20,0	25,0	0,44	0,36	0,27
США, бассейн Юинта (15)	Жильный керит, вурцилит	19,0	—	0,47	—	0,00

* В скобках № обр. по табл. 1.

Таблица 4



Дериватографическая характеристика некоторых битумов

— кривая ДТА, изменение энтальпии образца $\pm \Delta H$, Дж/моль-1) относительно эталона; 2 — кривая ТГ; 3 — динамика потери массы; образцы битумов

мов: а — поверхностная корка асфальтового (кирового) озера, Нутовское месторождение, Сахалин; б — поверхностная корка закиривания месторождения Карамурат, Мангышлакская область; в — гильсонит, бассейн Юинта, США; г — вурцилит, бассейн Юинта, США; д — альбертит, Бентгейм, ФРГ

в связи с чем термоэффекты в этом интервале наименее информативные. Установлена пониженная термоустойчивость парафиновых, в особенности высокомолекулярных структур по сравнению с циклическими. В соответствии с приведенными общими положениями мы сочли весьма характерным показателем потери массы по температурным интервалам: до 400°, 400—500° и выше 500 °С. Именно этот параметр использован в качестве дериватографической характеристики.

Генетический подход позволяет выделить из числа изученных битумов несколько групп. Так, исследованные битумы Тимано-Печорской провинции (обр. 1, 2, 3) не подвергались воздействию гипергенных факторов. Родство их между собой, не отраженное данными табл. 1, отчетливо выступает при сравнении коррелирующихся компонентов (см. табл. 3). Очевидно, исходной является нефть типа обр. 1. Формирование обр. 2, видимо, происходило по линии асфальтениобразования, а в обр. 3 — в направлении слабого подземного анаэробного выветривания.

Следующая генетическая группа представлена гипергенно преобразованными битумами (обр. 4—9). Наиболее свежий из мангышлакских киров — битум КМ-86; киров ИК-75 и

тюбеджикский сходны и несколько более окислены. Резко выделяется образец КМ-80, асфальтовая корка на поверхности закиривания. При обработке его хлороформом в экстракторе Сокслета извлечение битума вначале протекало быстро, а затем резко замедлилось. Трудно извлекаемы фракции после отгонки растворителя практически не растворялись ни в хлороформе, ни в спиртобензоле. В битуме они, очевидно, присутствовали в виде веществ, буферно растворяемых в его мальтеново-асфальтеновой части. Фракция в целом сильно окрашивала водную щелочь. Ее можно обозначить как псевдо- или предкарбонидную.

Резкое субэкральное преобразование, обусловившее появление окислительных молекулярной основы его легко растворимой фракции.

Дериватограмма битума КМ-80 (рис. 1) резко отличается по ходу кривой перестройки его составляющих, особенно гумусово-гумоидной частью ДТА от всех остальных изученных битумов. Отсутствует эндоэффект такой же как в битуме КМ-86 при пониженных температурах. Преобладающее разрушаемое молекулярных структур над более термостойчивыми иллюстрируется соотношением потерь массы по температурным интервалам (4 : 2 : 2).

Правильность трактовки структурного разном поверхностной корки Нутовского рассматриваемого битума подтверждается кирового озера, субэкрально

сильно выветрелой. Отмечаются значительная растворимость в водной щелочи и наличие карбонидной фракции. Битумы близки по своим свойствам, но отличаются по выходу продуктов полукисления. В нутовском кире преобладают липиды (см. табл. 3), т. е. степень его гумификации понижена. Дериватограмма этого кире отражает 40 %-ную потерю массы до 300 °С и соотношение потерь массы по температурным интервалам 4 : 1 : 2, т. е. он содержит еще большее количество термолабильных структур, чем битум КМ-80. Видимо, оксигуминовые кислоты этих битумов не идентичны по молекулярной структуре, так как тип исходных нефтей разный. Известно, что для мангышлакских нефтей типично сочетание углеводородов метанового типа, в частности высокопарафинистых, с обогащенностью асфальто-смолистыми компонентами. Для сахалинских же легких нефтей, к которым относится нутовская, характерны низкая смолистость и преимущественно нефтеный тип углеводородов. Различия в ис-



ходных нефтях отражаются и на продуктах их преобразования. Основой оксигуминовых кислот битума КМ-80, видимо, были асфальто-смолистые вещества нефти, а в случае нутовского кира сначала образовались лишние конденсированно-ароматических структур асфальтогеновые кислоты, превратившиеся далее в оксигуминовые.

Мы пришли к заключению, что два рассмотренных выше битума представляют собой новый класс. Ранее окислительное субаэральное формирование гуминокеритов представлялось как изменение твердых битумов через оксикериты, плохо растворимые в хлороформе и не растворимые в водных щелочах. В данном случае мы столкнулись с преобразованием нефти, которая с самого начала в процессе закиривания оказалась в субаэральной обстановке. Продукты гумификации (оксигуминовые кислоты) возникли, когда кир еще обладал высокой растворимостью в хлороформе. В. А. Успенский в свое время высказывал предположение, что асфальтогеновые кислоты, возможно, появляются в битумах грэемитового типа как начальная форма глубокого окисления. Образующийся промежуточный продукт, хорошо растворимый и в хлороформе, и в водных щелочах, мы предлагаем называть оксигрэемитами.

Схематически две линии субаэральной резко окислительной эволюции битумов представлены выше.

Отличен от киров верхнеорлянский битум, окисленный в залежи в подземной анаэробной обстановке. Он, очевидно, мало отличается от материнской сернистой тяжелой нефти, в частности по выходу газа и пирогене-

тической воды в продуктах полукоксования. Осернение его повлекло за собой снижение содержания водорода и склонность к конденсационным изменениям, отразившимся как на соотношении выхода продуктов полукоксования, так и на рентгеноструктурной характеристике.

Верхнеорлянский и садкинский битумы претерпели анаэробное окисление и осернение в залежи, после чего садкинский битум изменялся по линейной характеристике бентгеймского битумогенеза; при этом преокерита (юнтинский не подвергался исходили обогащение асфальто-смоли дериватографическому, ни рентгелистыми компонентами и преобразованию в асфальтит.

Второй образец асфальтита представляет повышенных температур; соответствует жильным тектонафтоидом — гильсонитом. Тектонафтоидная природа его отчетливо устанавливается в результате прослеживания жилы конденсированных ароматических пласта, обогащенного органическими веществами, где корни ее затухают. В гильсоните присутствуют никелевые порфирины, причем свыше 90 % издает это положение. Оба керита сосредоточено в асфальтеновой фазе, принадлежат к жильным образованиям [8], в нафтидах никелевые порфирины встречаются лишь в маслах тектонафтоидами.

Характеристика свойств гильсонитов сильно отличается от них третий показывает, что он сформировался в битумондной части органического вещества, не претерпевшей ни аэробных, ни анаэробных окислительных воздействий. Дериватограмма гильсонита отражает пониженную роль нерегулярных и, очевидно, парциальных структур по сравнению с сильно измененными выветрелыми кирами: соотношение потерь массы выделенным температурным интервалам составляет 3 : 4 : 4.

Особняком среди битумов, нацеленных на растворимых в хлороформе, стоит тургутский битум. Принадлежность его

пиронафтоидам устанавливается по условиям залегания в богатом магматическими интрузиями Тунгусском бассейне, отличающемся также широким развитием аналогичных битумоявлений. Правильность такой трактовки не противоречит данным о свойствах этого битума. В его составе резко повышено количество асфальтенов и понижено содержание масел, что в данном случае связано с вторичным конденсационным процессом, причем ни элементный состав, ни выход продуктов полукоксования не говорят об окислительных изменениях.

Последняя группа битумов представлена тремя керитами. Два из них — альбертиты, видимо, претерпевшие некоторые поликонденсационные изменения в условиях длительного хранения, не отразившегося, однако, на типичном для альбертитов элементном составе (содержании водорода). Оба альбертита близки по свойствам, и осернение в залежи, после чего садкинский битум изменялся по линейной характеристике бентгеймского битумогенеза; при этом преокерита (юнтинский не подвергался исходили обогащение асфальто-смоли дериватографическому, ни рентгелистыми компонентами и преобразованию в асфальтит.

Сильно отличается от них третий (вурцилит) из бассейна Юнта. Вурцилит, как известно, стоит особняком в группе керитов. В его составе отмечаются высокое содержание водорода, высокий выход летучих веществ, повышенный для керитов выход дегтя при полукоксовании и особенно газа полукоксования. Данные дериватографического анализа показывают соотношение потерь массы при нагревании по указанным ранее температурным интервалам 4 : 2 : 2, резко отличное от соответствующей характеристики двух других керитов. Приведенные матери-

алы свидетельствуют о насыщенном типе молекулярного строения. Это подтверждается и данными рентгеноструктурного анализа (см. табл. 4) об отсутствии или ничтожной роли конденсированных ароматических структур, несмотря на общую поликонденсированность (плохая растворимость в хлороформе). Вурцилит относится к жильным тектонафтоидам.

Таким образом, намечен ряд параметров, представляющих интерес в генетическом аспекте, главным образом при изучении серий битумов с общим исходным звеном. Рассмотрим критерии выделения некоторых линий битумогенеза. Естественным признаком окисленных битумов служит повышение в них содержания кислорода. При аэробном режиме количество кислорода растет значительно быстрее. При этом на начальных этапах содержание водорода, масел и выход дегтя полукоксования не снижаются и в то же время влекут за собой рост отношения спиртобензольных смол к бензольным и содержания асфальтенов.

Повышение интенсивности выветривания приводит к усилению перечисленных признаков, увеличивается выход полукокса, выход газа полукоксования начинает преобладать над выходом пирогенетической воды, а на высоких стадиях происходит гумификационные изменения. Возникает частичная растворимость в щелочи, сильно возрастает суммарное количество пирогенных газа и воды, причем превалирует газ. Четко выражены рентгеноструктурные признаки образования ароматических структур.

Анаэробное подземное окисление влечет за собой гораздо более слабо выраженные изменения упомянутых признаков, явления гумификации отсутствуют. Количество асфальтенов и выход полукокса увеличиваются. Однако сопоставление верхнеорлянского битума, относящегося к классу осерненных мальт, с асфальтами и оксигрэемитами кировой линии, отличными от него по типу исходной нефти, может дать основание лишь для предварительных суждений. Объекты фильтрационного преобразования отсутствовали в нашей коллекции. Очевидно, влияние фильтрации на битумы



может быть прослежено лишь при наличии серий битумов, включающих наряду с подвергавшимися фильтрации разностями также материнские битумы того же района. Фильтрационные изменения должны выражаться в сдвиге группового состава в сторону повышения роли масел и снижения количества асфальтово-смолистых компонентов, особенно асфальтенов, а также в понижении выхода полукоксов и увеличении выхода дегтя и содержания водорода.

Линия асфальтенообразования хорошо прослеживается при наличии данных о генетически близкой нефти без легких флюидов; асфальтеновые фракции сопоставляемых разностей близки по основным параметрам.

Из битумов пиронафтоидного ряда исследовался только один образец (тунгусский асфальтит). Структура его конденсированная (очень высокое содержание асфальтенов). В то же время в продуктах полукоксования отмечается не столько повышение выхода полукоксов и снижение дегтя, сколько значительный рост выхода пирогенного газа и преобладание его над выходом воды.

Полнее в коллекции представлены тектонафтоиды (обр. 11, 13, 14). В них асфальтены преобладают над смолами и тем более маслами. Переход от гильсонита к высокообогащенным карбоидами керитам сопровождается возрастанием выхода полукоксов над дегтем и газов полукоксования над пирогенетической водой. Рентгеноструктурная характеристика позволяет судить о молекулярном строении даже на стадии керитов.

Дериватографическая характеристика на современном уровне еще не позволяет расшифровывать линии битумогенеза. С ее помощью, однако, легко прослеживаются конденсационные изменения, выражающиеся в сдвиге термоэффектов в более высокотемпературную область. В качестве критерия нами использованы соотношения потерь массы битума при нагревании

по температурным интервалам: до 400 от 400 до 500 и свыше 500 °С. В дериватограммах в какой-то мере отражается и тип молекулярной структуры. На примере вурцилита видно, как обогатенность насыщенными структурами по отношению к циклическим сдвигает кривые ДТА и ТГ в сторону более низких температурных интервалов. Это положение мы иллюстрировали только на примере тектонафтоидов, поскольку высокометаморфизованные нефтиды в коллекции отсутствовали.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гольдберг И. С. Природные битумы СССР. Л.: Недра, 1981.
2. Дифференциация ископаемого органического вещества по его химико-вещественному составу и геохимическое значение этой характеристики/В. А. Успенский, О. А. Радченко, Н. Ф. Яровая, Н. Б. Смирнова. — В кн.: Рассеянное органическое вещество пород и методы его изучения. Новосибирск, 1977, с. 24—26. (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 334).
3. Иванов В. В., Клубов Б. А. Нефтиды нефтоиды Советской Арктики. М.: Наука, 1979.
4. Клубов Б. А. Природные битумы Севера. М.: Наука, 1983.
5. Основные пути преобразования битумов природы и вопросы их классификации/В. А. Успенский, О. А. Радченко, Е. А. Глебовская и др. Л.: Гостоптехиздат, 1968 (Тр. ВНИГРИ, вып. 185).
6. Основы генетической классификации битумов/В. А. Успенский, О. А. Радченко, Е. А. Глебовская и др. Л.: Недра, 1968 (Тр. ВНИГРИ, вып. 230).
7. Радченко О. А., Успенский В. А. Генетические типы битумов и условия их образования. — В кн.: Закономерности формирования и размещения скоплений природных битумов. Л., 1979, с. 32—51.
8. Радченко О. А., Шешина Л. С. О первичном типе нефти в период формирования нефтяной залежи. — Докл. АН СССР, 1980, т. 109, № 3, с. 614—616.
9. Успенский В. А., Радченко О. А. Генетические типы битумов и условия их образования. — Geologica Balcanica. 1979, т. № 3, с. 53—70.
10. Abraham H. Asphalt and allied substances. New York, 1929.
11. Jacob H. Petrologie, Nomenklatur und Genese natürlicher, fester Erdölbitumina. — Erdöl und Kohle, 1977, N 1, s. 36—49.

УДК 553.98.041 : 551.24 (571.51)

К. А. САВИНСКИЙ (ВНИИ геофизика), В. В. САМСОНОВ, Ю. В. ВАЙПОЛИН, В. А. ЗАВАДСКИЙ (ВНИГРИ), Г. П. ФИЛИПОВА, Е. Ф. ШИМОРИНА, И. А. ЯКОВЛЕВ (ВНИИ геофизика)

Приенисейская моноклинал — новый нефтегазоперспективный район Западной Сибири

Восточная Приенисейская часть Западной Сибири является областью сопряжения двух крупных тектонических элементов — Западно-Сибирской плиты (ЗСП) и Сибирской платформы, где терригенный мезозойский чехол молодой плиты перекрывает преимущественно карбонатные субплатформенные образования западного обрамления Восточно-Сибирского крана. Эти образования слагают западную часть Сибирской платформы и имеют двухъярусное строение. В состав нижнего яруса входят древние метаморфические комплексы архея и нижнего — среднего протерозоя. Верхний структурный ярус сложен относительно слабо дислоцированными субплатформенными комплексами верхнеюрского и нижнего палеозоя.

Породы позднеюрско-раннепалеозойского возраста в пределах Приенисейской моноклинали залегают на глубинах от 0 до 4000 м, т. е. являются технически доступными для поисково-разведочных работ. Изучены они крайне слабо, и поэтому их строение и нефтегазоносность рассматриваются в основном на примере Турухан-Норильской гряды. На западном обрамлении Тунгусской синеклизы, в пределах Турухан-Норильской гряды, в многочисленных естественных обнажениях и глубоких скважинах прослеживаются породы рифейского и раннепалеозойского возраста, полный разрез которых превышает 6000 м. Преобладающая часть этого разреза представлена известняками, слабо дифференцированными по своим физическим свойствам. Видимо, в связи с этим на региональном сейсмическом профиле ОГТ (ПР 31) в комплексе отложений, подстилающих мезозойский чехол, практически отсутствуют протяженные сейсмические отражения. «Сейсмическая слоистость» фик-

сируется лишь на отдельных участках и обусловлена отражениями, полученными либо от пород безмянской свиты, представленной переслаиванием пачек песчаников, алевролитов и аргиллитов, либо от отложений монастырской свиты, где наблюдается чередование глинистых сланцев и известняков.

В пределах Турухан-Норильской гряды верхнепротерозойские и нижнепалеозойские отложения смяты в пологие складки, объединяющиеся в крупные валы (Рыбинский, Курейско-Летнинский и др.). Все структуры нарушены дизъюнктивными дислокациями, амплитуда которых варьирует в очень широких пределах, от нескольких метров до 3 км.

Осадочные породы инъецированы трапповыми интрузиями. Установлено, что интенсивность траппового магматизма существенно уменьшается с востока на запад [5]. Состав и облик пород, вскрытых глубокими скважинами, пробуренными на Приенисейской моноклинали, сходен с охарактеризованными выше отложениями Турухан-Норильской гряды.

Так, отложения, изученные по колонковым скважинам 1 и 1-К в низовьях р. Елогуй и вскрытые глубокими скважинами 1-Р, 2-Р, 3-Р и 4-Р на площадях Костровской, Щучьей и Ермаковской, представлены филлитовыми сланцами и известняками. Эти породы относятся, очевидно, к сухопитской серии среднего (верхнего?) протерозоя.

В Елогуйской опорной скважине и скв. 3-Р, пробуренной на Кыксинской площади, по данным В. И. Драгунова и др. (1967 г.), вскрыт непрерывный разрез известняков и доломитов общей мощностью 525 м. Обнаруженная здесь в основании разреза фауна брахиопод и трилобитов (интервал 1791—

смаатриваемого региона. В отличие от предшествующих, они позволили достаточно детально осветить структурный план осадочного чехла, в котором на значительное расстояние прослежено большое число отражений, в том числе и опорных. Приводимые ниже сведения о тектонике чехла рассматриваемого региона и внутренней структуре подстилающих отложений целиком базируются на этих исследованиях, а также на материалах интерпретации пока единственного здесь субширотного профиля ОГТ 31 (см. рис. 1), выполненного ПГО «Ямалгеофизика» в 1984 г.

В Большехетско-Енисейском междуречье по характеру залегания подошвы чехла с востока на запад отчетливо выделяются три участка (см. рис. 2). Первый из них — широкая (до 80 км) зона пологого погружения до 2,5—3 км (Приенисейская моноκлиналь). Наибольший объем чехла приходится здесь на меловые породы. Изученные локальные поднятия и антиκлиналильные перегибы имеют минимальную протяженность (первые километры) и амплитуду в первые десятки метров. На Приенисейской моноκлинали, как и во всей Западной Сибири, наблюдается почти непрерывная «сейсмическая» слоистость разреза чехла при высокой прослеживаемости отражений. Внутри дочехольных пород, наоборот, следятся лишь отдельные непротяженные горизонты, разбитые дизъюнктивными нарушениями и привязываемые, вероятно, к терригенным породам безымянской и монастырской свит (верхний протерозой). По этим горизонтам выделяются складки с амплитудой приблизительно 500—1000 м, их сводовая часть залегает на глубине 2500—3000 м в непосредственной близости от подошвы чехла. В чехле им соответствуют унаследованные малоамплитудные перегибы (складки). На одном из таких перегибов по профилю ОГТ 31 (см. рис. 1) рекомендуется бурение Верхнехетской параметрической скважины с целью изучения нефтегазонасности чехла и доплитного комплекса.

Вторым участком является узкая (не более 40 км) полоса крутого погружения подошвы чехла (восточный борт плиты) до глубины 7—8 км. Раз-

рез отложений нарастается с низшим образом за счет появления более древних пород — предположительно триасового и палеозойского возраста.

Третий участок представляет собой обширную зону глубокого (до 8—11 км) залегания подошвы чехла. Преподошвенные отражения в региональном плане полого погружаются на запад к осевой части плиты и осложнены высокоамплитудными структурными более низкого порядка. Здесь двух структурных террасах по среднему юрскому горизонту выявлено девять локальных поднятий размером (5—7) × (12—20) км и амплитудой до 60—70 м, в их числе Сузунское, Лодочное, Янгусское и др. Очевидно, что в пределах двух последних участков объектов нефтепоисковых работ являются лишь породы мезозойско-кайнозойского чехла.

К югу от Большехетско-Енисейского междуречья подошва чехла воздымается, и наибольшие глубины залегания ее в южной части региона не превышают 3000—3500 м (см. рис. 2). В региональных профилях ТЗ МПВ, МОВЗ ГСЗ, выполненных ПГО «Енисейгеофизика» и НПО «Нефтегеофизика», преломляющая граница П и аналоги в пределах Приенисейской моноκлинали связаны с кровлей фрей-нижнепалеозойских пород, а горизонт Ф — повсеместно в регионе с подошвой, точнее, с кровлей древнего кристаллического фундамента. По названной границе для всей рассматриваемой территории построена мелкомасштабная структурная карта, на которой выделяются Елогуй-Сымское, Усть-Озерное поднятия, в пределах которых кровля фундамента залегает на глубинах 3—4 км.

Электроразведочные работы ЗСР МТЗ по рекам Турухан, Елогуй и Сым позволили получить сведения о мощности и суммарной проводимости мезозойско-кайнозойского чехла. На некоторых участках профиля в долине р. Сым к проводящей части разреза относятся и верхи доплитного комплекса, что указывает на их терригенный состав, либо на сильную трещиноватость карбонатных отложений.

Приенисейская (Покулихинская) моноκлиналь рядом исследовате-

[2, 7] оценивается как категория земель, малоперспективных для поисков нефти и газа. Такое заключение справедливо лишь отчасти, поскольку является оценкой относительной. Она зависит от разведанности нефтегазодонной провинции и опирается на данные сравнительного анализа с центральными, наиболее богатыми по запасам районами ЗСП.

В целом для разреза осадочного чехла Приенисейского борта ЗСП характерно постепенное (по мере продвижения в восточном направлении) замещение морских и прибрежно-морских фаций континентальными, опесчанивание разреза, расслаивание и выклинивание глинистых пластов, существенное уменьшение мощности региональных толщ-покрышек позднеюрского — валанжинского и позднемелового возраста. Это позволяет предполагать, что в отмеченном направлении столь же закономерно должна возрастать проницаемость и флюидопроницаемость разреза, что существенно снижает закрытость недр и не способствует сохранности залежей нефти и газа.

Это положение является одним из главных критериев для отнесения рассматриваемого региона к категории малоперспективных. Однако верно оно только для верхней, меловой части разреза осадочного чехла.

Во многих нефтегазодонных бассейнах, в том числе и на севере ЗСП, для терригенных отложений, слагающих чехол, установлена закономерная обусловленность экранирующих свойств глинистых пород от степени их литометаморфизма, который в свою очередь зависит от глубины максимального погружения и соответственно гравитационного уплотнения отложений [1]. Имеющиеся данные о физических свойствах глинистых пород в разрезе Туруханской опорной скважины [3] позволяют утверждать, что в пределах западной, наиболее опущенной части Приенисейской моноκлинали верхнеюрские отложения не погружались на глубины, превышающие 3000 м. Это свидетельствует о том, что глинистые породы, распространенные в разрезе Приенисейской моноκлинали и залегающие на глубинах 1500—2000 м (кимеридж-титон), при прочих равных

условиях (однозначном вещественном составе и равной мощности) обладают более высокими экранирующими свойствами, чем верхнеюрско-валанжинская покрывка Уренгойского и Тазовского районов и являются надежными экранами, фильтрационно непроницаемыми для жидких и газообразных УВ.

Физические свойства песчано-алевритовых пород в интервалах 1500—2000 м характеризуются пористостью 16—32 % и проницаемостью $14 \cdot 10^{-15}$ — $1560 \cdot 10^{-15}$ м² (Туруханская опорная скважина). Они свидетельствуют о наличии здесь коллекторов I—III, редко IV класса. Очевидно, до глубин 2500 м в разрезе могут быть распространены коллекторы III—IV класса.

Итак, отложения юрского нефтегазодонного комплекса (ЮНГК), распространенные на Приенисейской моноκлинали, содержат песчаные пласты-коллекторы с достаточно высокими фильтрационными показателями, которые перекрыты кимеридж-волжской глинистой толщей, непроницаемой для нефти и газа. В этой части разреза при наличии благоприятных тектонических условий могут существовать ловушки, содержащие промышленные скопления УВ.

Небольшое количество выявленных на Приенисейской моноκлинали локальных поднятий обусловлено главным образом ее крайне низкой сейсмической изученностью. Здесь до настоящего времени (исключая региональный профиль 31) не проводились сейсморазведочные работы МОГТ. Изученность Приенисейской моноκлинали глубоким бурением составляет лишь 0,2 м/км², или одна скважина на 10 000 км².

Неоптимальность заложения поисковых скважин, по-видимому, основная причина того, что при испытании скважин практически все интервалы оказались водоносными либо «сухими», и только из среднеюрских отложений Туруханской опорной скважины и одновозрастных образований скв. I-Р Западно-Ермаковской (Налимьей) площади с глубины 2332 м был поднят керн с признаками нефти.

Открытие промышленных залежей газа и газоконденсата в нижнемеловых и юрских (?) отложениях на Сузунской площади и выброс газа на

Лодочной площади, которые расположены на восточном борту Худосейского прогиба, т. е. вблизи западной границы Приенисейской моноκлинали, свидетельствуют о значительной перспективности мезозойского нефтегазонального комплекса восточной части ЗСП.

В нижнемеловых и юрских породах Приенисейской части Енисей-Хатангского прогиба открыто 10 газоконденсатных и газовых месторождений (см. рис. 2), в том числе Пеляткинское, Мессояхское, Соленинские и др. [6].

Промышленная нефтегазональность доплитного комплекса отложений в пределах ЗСП доказана. Районы скопления УВ в древних породах сосредоточены главным образом на юго-востоке, западе и северо-западе ЗСП. В северной части плиты промышленные залежи в палеозойских отложениях известны только на Новопортовском месторождении. В большинстве других районов севера они либо технически не доступны, либо представлены в терригенных фациях, для которых на больших глубинах характерна полная потеря емкостных и фильтрационных свойств, т. е. на глубинах более 4000—4500 м в этих породах практически отсутствуют коллекторы [1].

Суждения о емкостных и фильтрационных свойствах рифейско-нижнепалеозойских пород базируются на отдельных отрывочных данных по смежным районам и результатам испытания глубоких скважин [1, 8, 9, 10]. Можно уверенно говорить лишь о том, что большая часть изученных пород характеризуется повышенной кавернозностью и практически все они сильно трещиноваты.

Открытая межзерновая пористость карбонатных пород среднего—верхнего кембрия (аналога костинской свиты) составляет 10—11 %, а проницаемость колеблется от $3,43 \cdot 10^{-15}$ до $14,84 \cdot 10^{-15}$ м² [5]. Плотность открытых трещин изменяется в этих породах от 20 до 70 на 1 м, открытость трещин достигает 40 мкм, а трещинная проницаемость достигает $137 \cdot 10^{-15}$ м². В целом эти породы могут быть отнесены к коллекторам III—V классов.

Необходимо подчеркнуть, что основная емкость карбонатных коллекторов

сосредоточена в кавернах и порах, дельных интервалах разреза, охватываемых трещиноватой широкой стратиграфической диаграммой. В верхнепротерозойских—нижнепалеозойских отложениях западного борта Сибирской платформы (Турлатоновской свите (венд) и в органических известняках венлока (силур). Антраксолитовые залежи известны в структурах Курейско-Летнинского вала, где их пластовые скопления устойчивы в верхах костинской свиты (нижний—средний кембрий), в верхнем кембрии и венлокском ярусе силура. Здесь они ассоциируют с мальтовыми скоплениями в зависимости от положения пласта по отношению к зоне гипергенеза. В западных районах Тунгусской синеклизы пластовые проявления антраксолитов известны в доломитах венлока и в известняках костинской свиты. Судя по керну, мощность антраксолитовой залежи в скв. НТ-1 (Нижнетунгусская площадь) составляет не менее 65 м (интервал 1780—845 м).

Наконец, на локальных структурах Летнинско-Курейского вала при проведении поисково-разведочных работ установлены признаки нефти и получены промышленные притоки газа. Так, на Сухо-Тунгусской (Дьявольской) площади в скв. СТ-7 при испытании интервала 704—720 м (костинская свита) был получен промышленный приток газа. На этой же площади в скв. 4-СТ из интервала 2477—541 м (платоновская свита) получен приток газа, нефти и воды. На Нижнелетнинской площади в скв. 2-НЛТ из интервала 1455—1522 м (платоновская свита) произошел прилив нефти, а в скв. 1-НЛТ из интервала 1263—1275 м (платоновская свита) получен приток газоконденсата. При рассмотрении вопроса о нефтегазональности необходимо подчеркнуть, что одним из отрицательных факторов, снижающих перспективы Турухан-Норильского района, является отсутствие здесь надежных покрышек. Очевидно, что и объясняется распространение здесь залежей антраксолитов, т. е. нефтей, подвергшихся воздействию гипергенеза. Присутствие промышленных скоплений газа может быть объяснено только относительно недавним его поступлением в ловушки

В Турухан-Норильском районе, на дневной поверхности обнажающихся верхнепротерозойские — нижнепалеозойские образования, известны многочисленные нефтепроявления, представленные скоплениями антраксолитов, асфальтов, закированных обломочных пород в трещинах (терригенных даек), мальт, насыщенных нефтью кавернозных пород. Нефтепроявления концентрируются в

и явным преобладанием подтока над рассеиванием.

Что же касается Приенисейской моноκлинали, то протерозойские и нижнепалеозойские ловушки этого региона надежно экранируются глинистыми толщами —покрышками позднеюрского возраста. В этой связи целесообразно еще раз обратить внимание на повышенную минерализацию подземных вод домезозойского комплекса, свидетельствующую о закрытости недр рассматриваемого региона.

Все приведенные сведения позволяют дать относительно высокую оценку перспектив нефтегазональности Приенисейской моноκлинали и отнести ее к категории земель, перспективных для поисков нефти и газа как в мезозойских, так и в верхнепротерозойских отложениях.

Учитывая слабую геолого-геофизическую изученность рассмотренного региона, здесь необходимо выполнить комплекс региональных исследований, направленных на получение сведений о глубинном строении, региональном и детальном структурном плане мезозойско-кайнозойского чехла и рифейско-палеозойского основания.

Региональные исследования на этой территории в 1987—1990 гг. предполагается провести в два этапа. В первые два—три года должна быть отработана большая часть рекомендуемых сейсмических профилей ОГТ и МПВ. ОГТ, пробурены Верхнехетская и Верхнетазовская параметрические скважины, закладываемые на основании уже проведенных профильных работ ОГТ и ГСЗ МОВЗ.

В начале второго этапа завершаются сейсмические исследования, которые позволяют осветить структурный план толщи палеозойских пород. Эти данные послужат основанием для заложения новых параметрических и поисковых скважин для изучения нефтегазональности палеозойского комплекса.

Как свидетельствуют проведенные работы, наибольшей структурной информативностью в отношении обоих рассматриваемых комплексов обладают исследования ОГТ, проведение которых рекомендуется вдоль всех предлагаемых маршрутов. Методика полевой обработки ОГТ и отработка данных должны обеспечивать надежное

прослеживание как субгоризонтальных отражающих границ мезозоя, так и более дислоцированных горизонтов доплитного основания. Глубина исследований при этом должна составлять не менее 10—12 км.

Особенностью намечаемых региональных геофизических работ является комплексность — исследования ОГТ выполняются совместно с другими сейсмическими методами или электроразведкой ЗСБ и МТЗ.

Вдоль северных маршрутов ОГТ III-IV (см. рис. 2), располагающихся на территории с глубоким залеганием подошвы чехла — кровли доплитного комплекса, предполагается одновременное выполнение работ по методике многократного прослеживания преломленных волн (ОГП МПВ). Ожидается, что эта модификация позволит с высокой надежностью проследить не только основные преломляющие границы в кровле и подошве рифей-нижнепалеозойского комплекса, но и горизонты внутри него. Комплексирование ОГТ и ОГП МПВ дает возможность наиболее полно изучить тектонику обоих комплексов разреза северной части региона, которая считается нами самой перспективной.

Вдоль южных профилей ОГТ (III-XII) (см. рис. 2), где кровля доплитного комплекса залегает на глубинах до 3000—3500 м, предлагается поставить электроразведочные работы и КМПВ. Комплексирование ОГТ и электроразведки ЗСБ и МТЗ позволит получить более надежную информацию о гипсометрии геоэлектрических границ раздела и надежнее определить электрические свойства и мощность предполагаемых терригенных образований — хорошо проводящих горизонтов в верхней части доплитного комплекса. Предлагаемые и ранее проведенные электроразведочные работы дадут возможность регионально оконтурить зону развития хорошо проводящих отложений в палеозое.

В соответствии с региональным погружением пород чехла подавляющая часть рекомендуемых профилей имеет субширотное направление. Некоторые профили (I, II, IV—VIII) являются восточным продолжением профилей ОГТ (34, 33, 22, 27, 19, 15, 13), отра-

ботанных ПГО «Главтюменьгеология» в разведанности в нефтегазоносном отношении районов Западной Сибири.

Профиль I трассируется по оси Мезоязской седловины (выступа) через сводовые части Южно-Соленинского, Зимнего, Малохетского, Суходудинского и других поднятий с выходом на Агапский выступ и к южному палеозойскому обрамлению Енисей-Хатангского прогиба. В пределах названного структур, не изученных ранее ОГТ профиль позволит детально осветить строение чехла и доплитного основания. Маршрут III ОГП МПВ дополняет отработанный ранее профиль ОГТ 31. Субширотные IX, X, XI, XII, XIV профили позволяют выявить перспективы размещения Ажарминскую, Мартовскую, Везиловскую, Касскую опорную, Крыжовинскую и Чачанскую скважины (рис. 2).

Наибольшую протяженность имеет субмеридиональный профиль XIV, который необходимо продолжить через Елогуйскую и Туруханскую опорные рекомендуемую к бурению Верхнезавскую, Лодочную, Соленинскую, Среднеяровскую скважины и далее север вплоть до пересечения с отраженными маршрутами ОГТ 39-41 юге п-ова Гыданского.

Оба субмеридиональных профиля совместно с субширотными и систематическими профилями ОГТ в соседней Тюменской области позволят создать замкнутые региональные полигоны, что является в частности, одним из условий успешности стратиграфических исследований. Ожидается, что Верхнехетская скважина глубиной около 3500 м вскрыла дочехольный комплекс на отметке приблизительно 2500 м и пройдет к нему 1000 м (см. рис. 1).

Бурение Верхнезавской скважины глубиной 4500 м предлагается проводить в сводовой части Елогуй-Сыктывдинского поднятия на профиле ГСЗ «Кристаллический фундамент». По данным сейсморазведки кристаллический фундамент вскрыт на глубине чуть менее 4 км, т. е. будет изучен весь разрез мезозоя доплитного основания и, вероятно, породы подстилающего фундамента.

Таким образом, достигнутая к настоящему времени сравнительно вы-

совершенная разведанность в нефтегазоносном отношении районов Западной Сибири благоприятные в целом геологические предпосылки свидетельствуют о необходимости возобновления поисков УВ в мезозойском и доплитном комплексах Приенисейской части Западной Сибири.

1. Каштанов В. А. Тектоника и нефтегазоносность Приенисейской части Западно-Сибирской плиты. — Геология и геофизика, 1984, № 5, с. 20—25.
2. Козырев В. Д. Сравнительная оценка перспектив нефтегазоносности земель Тунгусской синеклизы и ее обрамления. — Геология и геофизика, 1966, № 3, с. 15—18.
3. Кузнецов Л. Л. Типы месторождений в западной части Енисей-Хатангского прогиба. — В кн.: Енисей-Хатангская нефтегазоносная область. Л., 1974, с. 30—40.
4. Наливкин В. Д. Возможные пути повышения эффективности поисков нефти и газа в Западной Сибири. — В кн.: Основные проблемы нефтегазоносности Западной Сибири. Л., 1984, с. 52—60.
5. Оценка ресурсов нефти и газа Красноярского края/А. Э. Контарович, Н. В. Мельников, Л. М. Бурштейн. — В кн.: VII региональная научно-практическая конференция. Итоги и направления поисковых работ на нефть и газ в Красноярском крае. Тезисы докладов. Красноярск, 1985, с. 15—17.
6. Рудкевич М. Я., Чистякова Н. Ф. Перспективы нефтегазоносности западно-сибирской части Красноярского края по геохимическим критериям. — В кн.: VII региональная научно-практическая конференция. Итоги и направления поисковых работ на нефть и газ в Красноярском крае. Тезисы докладов. Красноярск, 1985, с. 25—30.
7. Состояние и главные направления развития геологоразведочных работ на нефть и газ в Красноярском крае на 1986—1990 гг. и на период до 2005 года/А. Э. Контарович, В. С. Сурков, О. С. Краснов. — В кн.: VII региональная научно-практическая конференция. Итоги и направления поисковых работ на нефть и газ в Красноярском крае. Тезисы докладов. Красноярск, 1986, с. 10—16.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Выявление закономерностей формирования зон концентраций скоплений нефти и газа и месторождений в мезозойских и палеозойских отложениях Западно-Сибирской плиты с целью уточнения направлений поисково-разведочных работ (на примере северных районов плиты)/Под ред. В. А. Завадского. Л.: Недра, 1985.

Геология нефти и газа Западной Сибири/А. Э. Контарович, И. И. Нестеров, Ф. К. Салманов и др. М.: Недра, 1975.

Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Приенисейской части Западно-Сибирской низменности/А. А. Булыникова, А. Н. Резапов, В. В. Пучкина,

ДК 552.578.2.061.4: 553.482.2

С. САХИБГАРЕЕВ, А. В. ЖУРАВЛЕВА (ВНИГРИ)

Литогенетические особенности коллекторов нефтяных залежей в связи с прямыми поисками

случаи несовпадения теоретических представлений с реальными наблюдениями. Речь идет о превышении сейсмических аномалий в области залежей над расчетными значениями волнового поля, полученными, исходя из изменения плотностных и скоростных параметров коллекторских пород за счет вытеснения поровых вод нефтями. В этой связи ставится под сомнение принципиальная возможность прогнозирования нефтяных залежей сейсмическими методами. Иначе говоря,

существующая петрофизическая основа прямых поисков оказывается не удовлетворительной.

Разработанные во ВНИГРИ модели изменения коллекторов в условиях многоэтапного формирования нефтяных залежей позволяют понять природу таких аномалий [6, 8]. Приход дискретных порций УВ в ловушки знаменуется стабилизацией соответствующих им водонефтяных контактов, что, как правило, сопровождается существенным растворением минералов цемента и скелетной части коллекторских пород под воздействием продуктов окисления УВ [7]. Растворенные в подошвенных водах компоненты в зависимости от амплитуды ловушек и степени их заполнения в период формирования залежей либо могут вытесняться за пределы ловушек, либо откладываться ниже зоны растворения в виде цементирующих коллектор минералов. Поэтому вторичные неоднородности на древних ВНК могут быть двух типов: связанные с образованием зоны растворения и с дополнительным развитием зоны цементации под ней.

Зона цементации чаще всего реализуется при частичном заполнении УВ высокоамплитудных ловушек, когда условия для движения подошвенных вод наиболее затрудненные. В нижних частях их, как и во всем объеме низкоамплитудных ловушек, имеются более благоприятные условия для выноса растворенных веществ за их пределы по направлению движения подошвенных вод.

Мощность зоны растворения в основном зависит от мощности переходной части древних ВНК. Сама переходная часть устанавливается по признаку пигментации коллекторских пород битумом окислительной природы (асфальт, асфальтит). Такой битум, как правило, занимает периферийные части крупных пустот и почти полностью выполняет мелкие. При определении мощности переходной части древних ВНК в пределах нефтенасыщенных сред следует учитывать возможность природного экстрагирования битума из высокопроницаемых участков последующими порциями УВ.

В этом случае древние ВНК макроскопически по керну проявляются

очень слабо, но достаточно легко устанавливаются при петрографических исследованиях по реликтам битумного вещества в тупиковых частях крупных пор, а подчас по признаку сплошного заполнения мелких. Из-за неравномерной природной экстракции битумного вещества коллекторские породы в переходных частях древних ВНК нередко приобретают полосчатый характер.

Как правило, зона растворения не ограничивается объемом переходной части ВНК, где в сущности и происходит или происходило окисление УВ. Она распространяется ниже переходной части в сугубо водонасыщенную среду. Мощность безбитумной части зоны растворения чаще всего составляет 2—3 м. Иногда она бывает больше, все зависит от условий нисходящего распространения агрессивных продуктов окисления нефтей и водного обмена, обеспечивающего вынос растворенных веществ [8]. Для существенно кварцевых песчаников мощность всей зоны растворения в среднем около 5 м. При этом мощность зоны цементации для высокоамплитудных структур достигает 2—3 м.

В условиях дискретно-периодического поступления УВ в ловушки в зависимости от объемных соотношений порций УВ и вмещающих возможностей зон растворения древних ВНК зоны растворения соседних ВНК либо могут сливаться, либо разделяться слоем неизмененных пород. Последний случай реализуется тогда, когда объем дискретной порции УВ превышает общую емкость зоны растворения. На измененный слой коллекторских пород предлагается называть нейтральный. В нем влияние залежи сказывается лишь на консервации нефтями процессов катагенетического уплотнения коллекторских пород путем физико-химического перераспределения вещества. Механическое же уплотнение пород в углеводородсодержащих средах продолжается по мере установления термобарических условий.

В высокочастотных низкоамплитудных ловушках за счет слияния зон древних ВНК процессами растворения минералов при многоэтапном формировании залежей может быть охвачена почти вся нефтенасыщенная среда

исключением относительно труднопроницаемых участков. В условиях медленного ухода УВ из таких ловушек, т. е. при постепенном смещении вверх ВНК, коллекторские среды разрушенных частей залежей испытывают повторное растворение с выносом растворенных веществ за пределы ловушек [6]. Такое же явление наблюдается при разрушении залежей путем расформирования относительно высокоамплитудных структурных ловушек. Повторное растворение с выносом веществ испытывают коллекторские породы нижних частей высокоамплитудных структурных ловушек при смещении вверх ВНК. Это происходит до уровня, затрудняющего движение подошвенных вод.

Примером наиболее простой модели, достаточно ярко иллюстрирующей влияние вышеизложенных особенностей вторичных изменений коллекторских пород в области залежи на их плотностные и скоростные характеристики, является углеводородсодержащая среда Калининградской зоны нефтенасыщения. Залежи здесь приурочены к среднекембрийским песчаникам, имеющим на редкость простой минеральный состав скелета и цемента. В первом резко преобладают зерна кварца (более 90 %). В цементе песчаников с более или менее удовлетворительными коллекторскими характеристиками развит преимущественно регенерационный кварц и лишь местами появляется аутигенный каолинит. По мере увеличения количества глинистого материала содержание вторичного кварца уменьшается, а в глинистых песчаниках преобладающим компонентом цемента становится иллит и его смешаннослойные производные. Практически повсеместно к кровле среднекембрийских песчаников тяготеют наиболее плотные, сильно окварцованные песчаники с содержанием регенерационного кварца до 10 %. Окварцевание их скорее всего связано с развитием латеритных кор выветривания в эпоху предордовикского регионального перерыва [6].

Выбор объектов исследования определялся, с одной стороны, типичностью анализируемой геологической ситуации, с другой — достаточной изученностью литолого-петрографических

особенностей разреза и возможностью детального исследования его упругих и плотностных свойств.

Проведен детальный анализ литолого-петрофизических свойств разреза среднекембрийских песчаников Ладужинского, Гаевского нефтяных месторождений и Багратионовской площади. По данным акустического каротажа определялись скорости в однородных пластах (минимальная мощность пластов 1,0—1,5 м). При этом привлекались материалы кавернометрии и стандартного каротажа.

Для установления связи скорости и плотности каждое значение скорости в единичном пласте было сопоставлено со значением плотности в нем по данным лабораторных определений. Было сделано 300 определений скорости и плотности. В результате регрессионного анализа имеющихся данных получено уравнение связи скорости и плотности:

$$\rho = 0,15v + 1,63,$$

где ρ — плотность, г/см³; v — скорость, км/с.

Данное уравнение использовано в дальнейшем для построения графиков изменения плотности с глубиной не только для тех интервалов разреза, где замеры плотности отсутствовали, но и для тех интервалов, где они имелись. Статистически установленная связь скорости и плотности позволила исключить влияние разброса определений, связанное с ошибками единичных замеров, а в отдельных случаях с неточностью привязки керна по глубине.

Прежде чем рассматривать проявление вторичных неоднородностей коллектора в объеме всей залежи, рассмотрим, какое воздействие на петрофизические характеристики пород оказывают процессы, происходящие на уровне стабилизации современного водонефтяного контакта на примере Гаевского нефтяного месторождения (рис. 1). По данным литолого-петрографических исследований, коллекторские породы в интервале глубин 2295—2299 м не затронуты влиянием процессов стабилизации как древних, так и современного ВНК.

Здесь песчаники нефтенасыщены, и они испытали лишь консервирующее

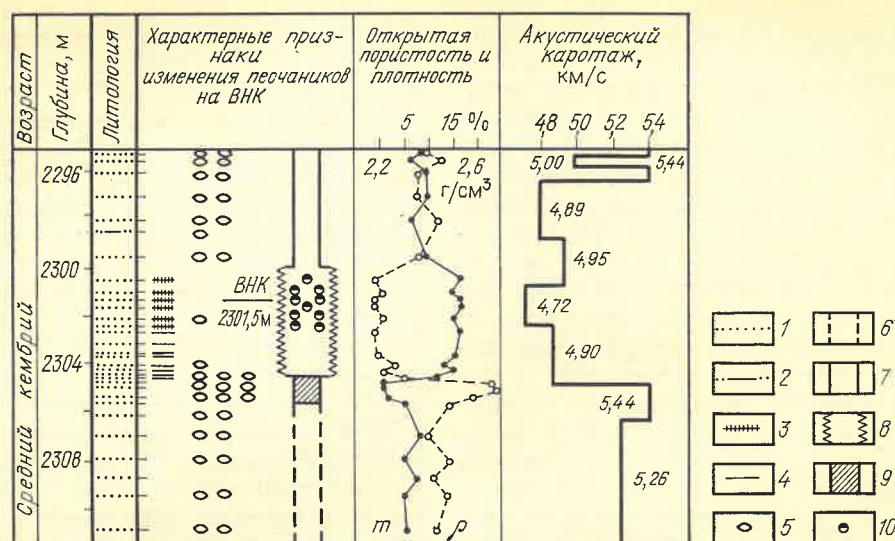


Рис. 1. Принципиальная литолого-петрофизическая модель коллекторской среды на уровне стабилизации современного ВНК, Гаевское месторождение, скв. 1

влияние нефтей на реакции катагенетического окварцевания. Содержание регенерационного кварца в них не превышает 7 %, максимальные значения тяготеют к кровельной части среднекембрийских песчаников. В среднем же содержание регенерационного кварца для хорошо отмытых нефтенасыщенных песчаников составляет около 5 %. Объемная их плотность в нефтенасыщенном интервале варьирует незначительно. Более дифференцирован этот интервал по акустическим скоростям. Самые высокие значения данного параметра (5000—5345 м/с), как и следовало ожидать, обнаруживаются в кровельной части среднекембрийских песчаников. Некоторое уменьшение скорости в середине этой высокоскоростной части разреза отражает неравномерное окварцевание.

Ниже следует слой глинизированных песчаников с интервальной скоростью 4808 м/с, которые вниз по разрезу переходят в хорошо отмытые песчанники. Для сугубо нефтенасыщенной их части интервальная скорость составляет 4950 м/с. В недрах этих более или менее однородных, практически лишенных глинистого материала, песчанников фиксируются вторич-

ные неоднородности, связанные с установлением современного ВНК. Переходная его часть за счет интенсивного растворения регенерационного кварцевого цемента и обломочных зерен проявляется минимальным значением интервальной скорости (4717 м/с). Песчанники здесь становятся почти рыхлыми и выделяются в разрезе густой пигментацией асфальта. Уменьшение их скорости по отношению к однотипным нефтенасыщенным песчанникам составляет 6—13 %. Более того, пластовая скорость разрыхленных песчанников на 2—3 % ниже таковой в глинистых разностях из интервала нефтенасыщения.

Водонасыщенная часть зоны растворения по скоростным характеристикам практически не отличается от нефтенасыщенного разреза однотипных неизмененных на ВНК пород. Для первой интервальной скорости составляет 4900 м/с, для второй — 4950 м/с.

Ниже зоны растворения петрофизическими исследованиями достаточно четко фиксируется зона цементации. Здесь содержание регенерационного кварца в песчанниках достигает 12 %. Мощность песчанников с таким

экстремально высокими количествами аутигенного кварца составляет около 1 м. Несколько ниже по разрезу степень их окварцевания затухает, и они по содержанию вторичного кварца приближаются к однотипным нефтенасыщенным песчанникам. Существенным признаком этой зоны является обилие точечных (до 0,5—1,0 мм) микроагрегатов пирита, тогда как во всех вышерассмотренных песчанниках они не были зафиксированы.

Зона цементации характеризуется резким увеличением пластовой скорости (5435 м/с). По отношению к водонасыщенной (безбитумной) части зоны растворения перепад скорости составляет 10 %, а по отношению к битумосодержащей части — 15 %. Мощность зоны цементации, по данным акустического каротажа, не превышает 1,5 м.

Под зоной цементации следуют водонасыщенные песчанники, мало чем отличающиеся от однотипных нефтенасыщенных разностей. Единственно, чем они отличаются микроскопически, — это несколько большим содержанием регенерационного кварца, что улавливается лишь при количественных петрографоминералогических исследованиях. Различие в содержании аутигенного кварца составляет около 1 %. Эти песчанники все время оставались водонасыщенными и находились вне сферы влияния растворения и перераспределения вещества на ВНК. Несколько меньшее содержание аутигенного кварца в нефтенасыщенных песчанниках по сравнению с водонасыщенными разностями можно рассматривать как проявление консервирующего влияния УВ на физико-химические процессы катагенеза. Пластовая скорость песчанников ниже зоны цементации составляет 5263 м/с.

Таким образом, аномалия скорости за счет вторичных изменений коллекторских пород на современном ВНК колеблется в пределах 3—13 %. Эти дополнительные изменения физических свойств накладываются на первичное распределение скоростных неоднородностей и усиливают скоростную дифференциацию разреза в районе стабилизации ВНК.

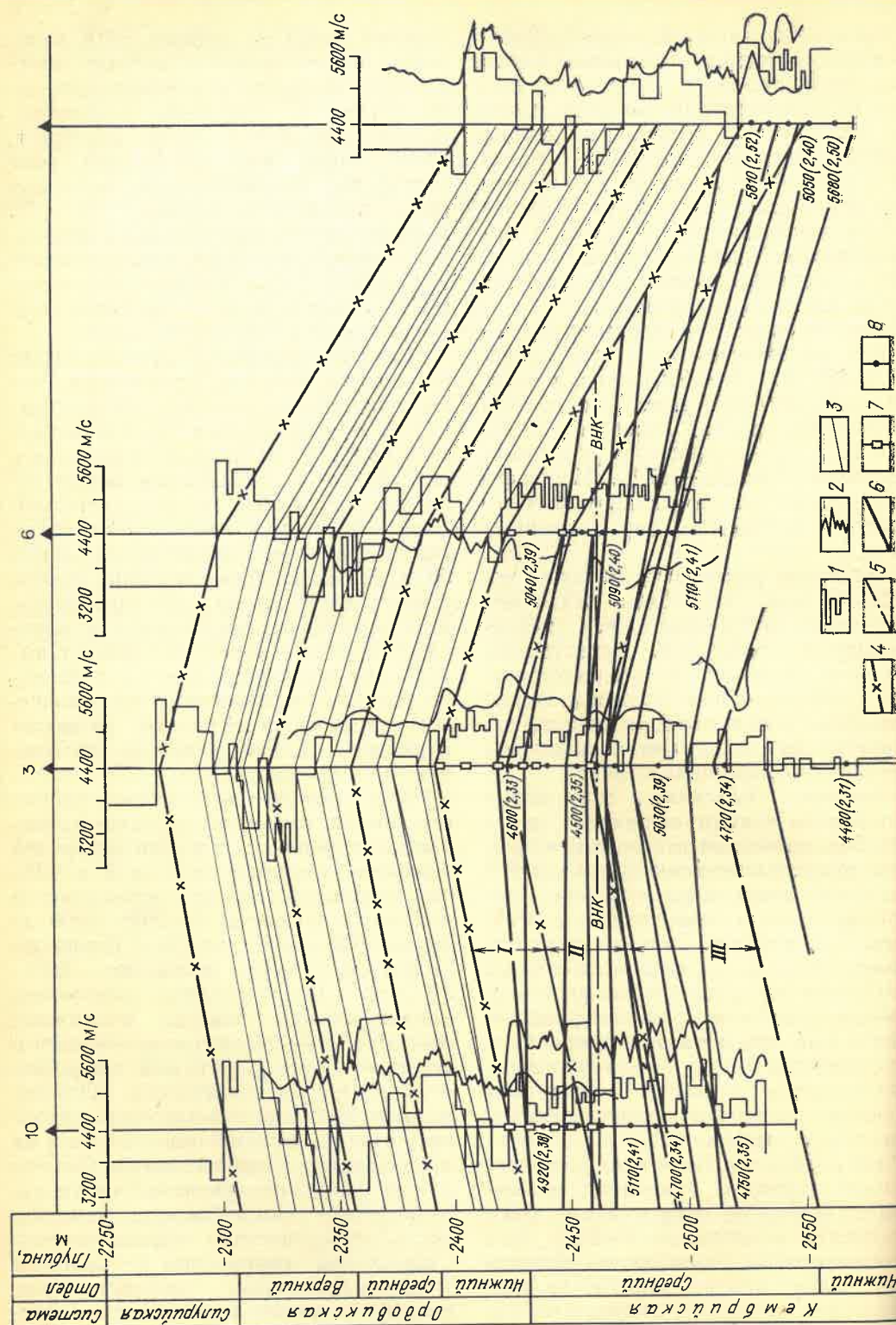
В случае многоэтапного формирования залежи преобразование коллек-

торских пород на древних ВНК в области нефтенасыщения создает наведенную горизонтально-полосчатую неоднородность, секущую первичную. Правда, она может быть изогнутой, если всякий раз поэтапный рост структуры сопровождался поступлением дискретных порций УВ [9]. В разрушенной части залежи вторичная неоднородность оказывается более усиленной за счет совокупного изменения объема пород в процессе формирования и разрушения залежи.

В качестве примера, отражающего все эти особенности, рассмотрим скоростную модель залежи Ладушкинского месторождения (Калининградская область). Нефтяная залежь здесь так же, как и на Гаевском месторождении, приурочена к среднекембрийским песчанникам, массивного типа, водоплавающая, амплитудой более 60 м. В большинстве скважин, пробуренных на площади месторождения, имеются данные акустического каротажа хорошего качества. Процент выхода керна высокий. Все это позволило оценить изменение петрофизических параметров не только по вертикали, как на Гаевском месторождении, но и по площади.

Разрез отложений среднего кембрия отмечается тонкой слоистостью, мощность отдельных пластов в каждой скважине меняется от 1 до 9 м. Их акустические скорости варьируют в широких пределах, от 3800—4200 до 5600—5800 м/с (рис. 2). Перепады скоростей часто достигают 700—800 м/с. Сопоставление скоростной характеристики разреза в каждой скважине с данными электрического и радиоактивного каротажей показывает их хорошую сходимость. Относительное изменение пластовых скоростей отражает смену типов пород и их литологических особенностей. Однако в интервалах продуктивной части залежи наблюдается большая изменчивость акустической характеристики разреза по сравнению с данными электрокаротажных диаграмм (см. рис. 2). С увеличением мощности продуктивной части разреза эта особенность становится все очевиднее (скв. 3).

Сопоставление данных петрографических исследований, фиксирующих



положение древних ВНК, со скоростной характеристикой разреза показывает, что большинство ВНК соответствует зонам относительного понижения интервальных скоростей. Отдельные уровни древних ВНК (скв. 3, 6, 10) тяготеют к границам низко- и высокоскоростных интервалов, что связано с малым выносом керна из зон растворения и неточностью его привязки по глубине. При исключении из рассмотрения глинистых низкоскоростных пластов и пропластков, количество низкоскоростных пластов в разрезе чистых песчаников превосходит количество выделенных по данным петрографических исследований древних ВНК, что объясняется фрагментарностью отбора кернового материала. Даже в этих условиях по петрографическим признакам в пределах нефтенасыщенных сред, т. е. залежи, удается выделить до 5—6 древних ВНК.

Оценку совокупного влияния вторичных изменений коллекторов, связанных с процессами формирования и разрушения нефтяной залежи, рассмотрим по трем пластам среднекембрийских песчаников, выделенных по данным стандартного каротажа (см. рис. 2). Промышленная нефтеносность установлена в двух первых гидродинамически связанных пластах. Они разделены песчано-глинистыми образованиями мощностью 0,6—2,0 м, замещающимися чистыми песчаниками в скв. 3, 6 и 12. Пласт I полностью нефтенасыщен в скв. 3, 6, 8, 10, 11, 12 и водонасыщен в скв. 2, 4, 5. Пласт II полностью нефтенасыщен только в скв. 3, а пласт III во всех скважинах водонасыщенный, но со следами стабилизации древних ВНК (см. рис. 2). Судя по следам древних ВНК, подчеркиваемых концентрацией битумного вещества окислительной природы, нижний пласт и частично средний характеризуют разрушенную часть единой залежи. На всех этапах жизни залежи среднекембрийские песчаники остава-

лись водонасыщенными в скв. 5. Поэтому скв. 5 скорее всего отражает фоновые свойства коллекторской среды. Правда, не исключено дополнительное окварцевание песчаников в районе законтурных скважин за счет выноса кремнезема из зон растворения древних ВНК.

Для характеристики каждого из пластов, по данным отдельных скважин, устанавливалось средневзвешенное значение интервальной скорости (рис. 3). Этот параметр определялся и для всего интервала среднекембрийских отложений. В значения скорости для каждого из трех пластов внесена поправка за счет разности глубин их залегания в соответствии с известной для палеозойских песчаников нормальной зависимостью скорости от глубины [1]. Эта поправка составила 30—100 м/с.

Если полагать, что аномалии скорости создаются за счет разницы физических свойств нефти и воды, как это считалось раньше, то максимальным отличием скорости по отношению к ее фоновому значению должен характеризоваться пласт I. Фактически же наибольшая аномалия скорости отмечается для водонасыщенного пласта III, что находится в противоречии с общепринятыми представлениями об аномалиеобразующей роли нефтяного флюида. Однако если учесть, что коллекторские породы пласта III испытали дополнительное растворение регенерационного и обломочного кварца еще и при разрушении залежи, то эффект от их суммарного растворения оказывается наибольшим, что объясняет величину скоростной аномалии. Последняя для пласта III составляет 680 м/с, а для пласта I — 460 м/с. Аномалия скорости пласта II имеет промежуточное значение, что также согласуется с дополнительным растворением коллекторов при разрушении залежи, так как в этом пласте залежь занимает его верхнюю часть, а ниже, как и в пласте III, фиксируются до-

Рис. 2. Петрофизическая модель нефтяной залежи Ладужинского месторождения
1 — графики скорости, 2 — электрокаротажная диаграмма, 3 — границы пластов с одинаковой скоростью в ордовикских отложениях; 4 — литолого-стратиграфические границы; 5 — уровень современного ВНК; 6 — границы пластов с одинаковой скоростью в среднекембрийских отложениях; 7 — положение древних ВНК в пределах залежи по петрографическим данным; 8 — средневзвешенные значения скорости, м/с и плотности (в скобках), г/см³ в интервалах с близкими значениями петрофизических параметров пластов; I—III — пласты-коллекторы

некембрийских отложениях; 7 — положение древних ВНК в пределах залежи по петрографическим данным; 8 — средневзвешенные значения скорости, м/с и плотности (в скобках), г/см³ в интервалах с близкими значениями петрофизических параметров пластов; I—III — пласты-коллекторы

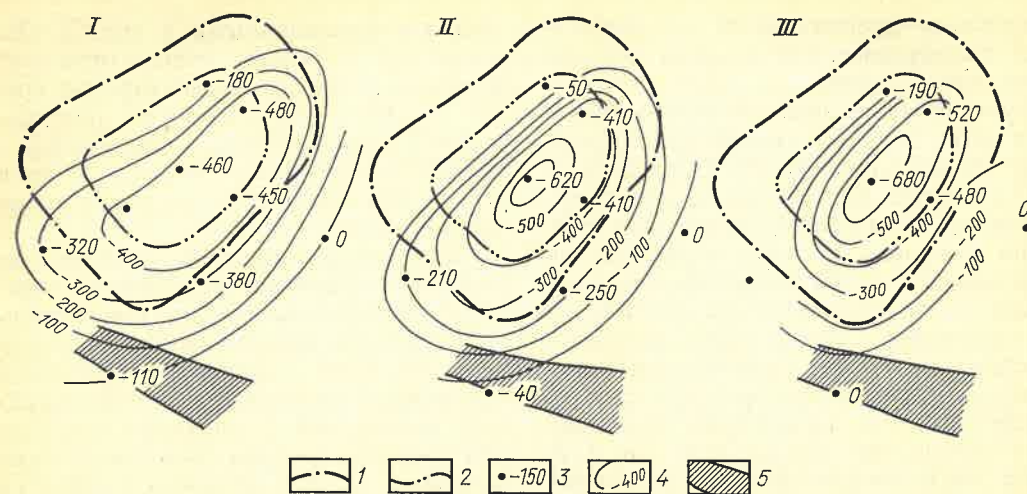


Рис. 3. Скоростные аномалии песчаных пластов-коллекторов Ладужинского нефтяного месторождения I — полностью нефтенасыщенный; II — частично нефтенасыщенный; III — водонасыщенный; 1—2 — внеш-

ний и внутренний контуры современного ВНК; 3 — скважина и разность значений пластовой скорости по отношению к фоновой; 4 — изолинии скорости, м/с; 5 — зона разрывного нарушения

статочно четкие следы древних ВНК с концентрацией битумного вещества.

Таким образом, аномалии скорости по пластам I, II, III, обусловленные растворением коллекторов в процессе формирования и разрушения залежи, составляют соответственно 8, 11 и 12 % от фоновой ее значения. Это в 4—5 раз превосходит изменение скорости в песчаниках при замене воды нефтью [3].

По нижнекембрийским отложениям, также представленным в основном песчаниками, значительного уменьшения скорости в своде структуры не наблюдается. Уменьшение скорости, по данным АК, составляет около 50 м/с, что полностью связано с различием гипсометрического положения горизонтов в скважинах. Точно также почти постоянной выдерживается скорость в перекрывающих залежь глинисто-карбонатных отложениях ордовика. Эти факты свидетельствуют в пользу сделанного выше вывода об аномалиеобразующей роли вторичных неоднородностей коллекторских сред в районе нефтяной залежи.

С целью построения геолого-петрографической модели залежи Ладужинского месторождения на основании изучения и анализа скоростной характеристики продуктивных отложений была осуществлена корреляция пластов с одинаковыми акустическими свойствами разреза с охватом от-

ложений ордовика и нижнего кембрия. График интервальных скоростей в каждой скважине был разбит на интервалы, соответствующие по мощности пластам, выделенным по результатам стандартного каротажа. Это позволило более наглядно оценить принципиальное изменение скоростной характеристики разреза и облегчило корреляцию пластов с одинаковыми акустическими свойствами по профилю (см. рис. 2).

Корреляция тел с одинаковой акустической характеристикой показала, что их границы для ордовикского комплекса совпадают со стратиграфическими. Они повторяют конфигурацию стратиграфических тел, при этом глинисто-карбонатная толща ордовика характеризуется четкими акустическими границами. Перепад скорости на них в основном составляет 500—600 м/с и достигает 1000—1300 м/с при смене глинистых пород карбонатными.

В разрезе среднекембрийских отложений акустические границы менее резкие. Перепад скорости на них в основном составляет 100—200 м/с, местами достигает 400—500 м/с. Конфигурация песчаных пластов, выделенных по электрокаротажным данным, по существу повторяет форму тел ордовика, т. е. их границы совпадают со стратиграфическими. Вместе с тем обращает на себя внимание, что

акустические границы внутри среднекембрийских песчаников располагаются несогласно по отношению к их поверхности. Более того, в районе современного ВНК достаточно четко проявляется субгоризонтальная зональность акустической характеристики песчаников. Данные АК фиксируют физическую неоднородность в виде горизонтально залегающих акустических границ. Тем самым они подтверждают принципиальное положение об изменении коллекторских пород на ВНК, сопровождающихся образованием вторичных физических неоднородностей, которые, как видно, не только влияют на величину скорости, но и изменяют конфигурацию первоначальных границ.

Ранее было показано, что для рассматриваемой залежи поверхности следов древних ВНК в нефтенасыщенных средах несколько изогнуты выпуклостью вверх [9]. Это связано с периодическим ростом структуры, сопровождавшимся синхронным поступлением дискретных порций УВ. Чрезвычайно показательно, что акустические границы в пределах залежи имеют такую же слабо выпуклую форму. Последние, как и поверхности древних ВНК, пересекают стратиграфические границы. Слабая выпуклость поверхности акустических границ обнаруживается и для некоторых тел с одинаковыми акустическими характеристиками в пределах разрушенной части залежи (см. рис. 2). Они, возможно, связаны со вторичными неоднородностями, возникшими еще при формировании залежи.

Перераспределение вещества коллекторских сред на древних ВНК усиливает пластово-слоистую неоднородность в объеме современной залежи и разрушенной ее части. Оно не только создает дополнительные физические границы, но и осложняет стратиграфические границы в местах пересечения их со вторичными неоднородностями. И, наконец, за счет образования вторичных неоднородностей в изначально однородных пластах в зоне перехода залежи (или разрушенной ее части) к законтурной области происходит выклинивание тел с разными акустическими характеристиками (см. рис. 2). Все это обеспечивает резкое

увеличение неоднородности (слоистости) разреза в объеме залежи и разрушенной части, а также в зоне перехода их к законтурной области. Увеличение же слоистости разреза для тонкослоистых сред, как показали исследования А. Г. Авербуха [5] и других авторов, создает эффект частотно-зависимого поглощения, что объясняет увеличение градиента поглощения на границе залежи месторождений нефти Калининградской области и Ладужинского месторождения.

По мнению исследователей НПО «Нефтегеофизика», увеличение градиента частотно-зависимого поглощения следует рассматривать как показатель прямого фиксирования залежей в среднекембрийских отложениях Калининградской области. Однако физической основой поглощения может быть не столько нефтенасыщение и связанные с ним диффузионно-фильтрационные процессы [4], сколько разуплотнение коллекторских сред в процессе многоэтапного формирования залежей и усложнение их разреза вторичными неоднородностями. Доказательством является сохранение, а подчас даже увеличение градиента такого поглощения для разрушенных залежей.

Ведь при их разрушении коллекторские среды испытывают еще большее изменение, чем при формировании. Так или иначе разрушенная часть залежи Ладужинского месторождения проявляется в виде кольцевой зоны относительного увеличения частотно-зависимого поглощения. Полностью разрушенная залежь на Багратионовской площади фиксируется наиболее резко выраженной площадной аномалией поглощения. На этой аномалии и задавались скважины, которые не дали притоков нефти.

Представляется интересным сравнить акустические неоднородности в области разрушенной и современной залежи. С этой целью на Багратионовской структуре так же, как и на Ладужинском месторождении, изучались физические неоднородности литологических пластов среднекембрийских отложений (рис. 4). При хорошей коррелируемости пластов по данным стандартного каротажа здесь также обнаруживается несогласие их

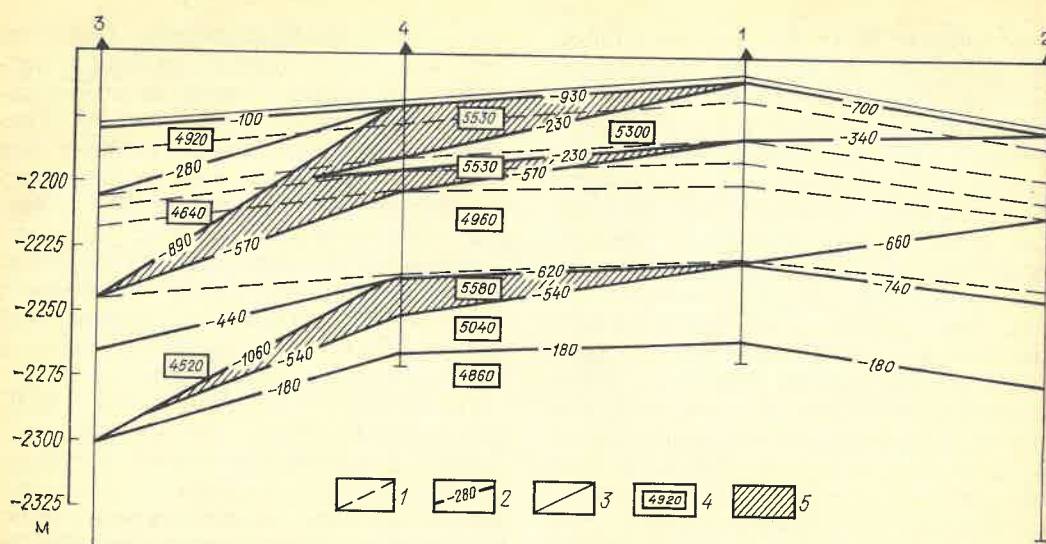


Рис. 4. Скоростная модель отложений среднего кембрия Багратионовской площади

1 — границы пластов по данным радиоактивного и электрического каротажа; 2 — границы пластов с одинаковой скоростью и значение перепадов скорости на них по отношению к вышележащему пласту, м/с; 3 — положение кровли отложений среднего кембрия; 4 — значение средневзвешенной интервальной скорости для пластов модели, м/с; 5 — пласты с слабовыпуклыми границами

границ с акустическими. На западном склоне современной структуры в области аномалии поглощения прослеживается ряд тел такой же слабо-выпуклой формы, как и на Ладушкинском месторождении. На Багратионовской площади они ориентированы наклонно. Если учитывать приуроченность выпуклости границ вторичных неоднородностей к своду Ладушкинской структуры, то наклон тел следует рассматривать как следствие переформирования структуры, повлекшего разрушение залежи. В данном случае ни в одном из интервалов разреза среднего кембрия не отмечается субгоризонтальная зональность, столь характерная для области современного ВНК залежи Ладушкинского месторождения.

Таким образом, отличительной чертой современной залежи по сравнению с разрушенной является субгоризонтальная зональность в области современного ВНК. Мощность зоны с субгоризонтальными границами не превышает 10—12 м. Фиксирование ее в виде самостоятельного отражения возможно с увеличением разрешающей способности сейсморазведки.

Исходя из вышеизложенного, можно сформулировать следующие положения.

1. Результаты проведенных исследований позволяют по-новому обосновать природу аномального уменьшения скорости и плотности нефтесодержащих пород. Такие аномалии образуются не столько за счет различия свойств флюидной системы (нефть/вод), как это считалось раньше, сколько глубоких изменений физических свойств самих коллекторов в процессе формирования и разрушения нефтяных залежей. Эффект изменения петрофизических характеристик коллекторов в объеме залежи за счет растворения минералов на древнем ВНК в условиях периодически-дискретного поступления УВ в ловушку достигает по плотности и скорости 8—13 %.

2. При разрушении залежей и особенно в случае расформирования ловушек эффект разуплотнения усиливается за счет дополнительного растворения и изменения минералов в мере подъема ВНК. Коллекторские породы частично или полностью разрушенными залежами остаются разуплотненными и дают те же аномалии, что и существующие залежи. Отсюда делается ясная причина возникновения в сейсмическом волновом поле некоторых аномалий ложного нефтенасыщения.

3. Разуплотнение (растворение) коллекторов в процессе многоэтапного формирования залежей хорошо объясняет случаи несовпадения акустических и стратиграфических границ. Наличие субгоризонтального отражения сейсмических волн в области современного ВНК является следствием резкого изменения акустической жесткости на границе зон растворения и цементации или зоны растворения и неизмененных пород.

Эти положения открывают пути к дальнейшему совершенствованию способов интерпретации геофизических материалов, разбраковке фиксируемых аномалий над залежами и пустыми ловушками, что должно способствовать повышению геологической эффективности геофизических исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авербух А. Г. Изучение состава и свойств горных пород при сейсморазведке. М.: Недра, 1982.
2. Баллах И. Я. Об отражении сейсмических волн от геологических границ нефтегазоносных пластов. — Новости нефтяной техники.

Геология, 1960, № 9, с. 28—29.

3. Вопросы применения сейсморазведки для прогноза нефтегазоносности, литологии, anomalно высоких пластовых давлений и буримости пород/А. Г. Авербух, Э. М. Буцневый, Р. А. Гельфанд и др. М.: ВНИИОЭНГ, 1976.
4. Закономерности формирования и распределения геофизических и геохимических полей/Л. М. Зорькин, Е. В. Карус, О. Л. Кузнецов и др. — Сов. геология, 1978, № 11, с. 94—104.
5. Использование затухания сейсмических волн при прогнозировании литологии и нефтегазоносности горных пород/А. Г. Авербух, Н. С. Шушакова, В. С. Мануков и др. М.: ВНИИОЭНГ, 1983.
6. Наливкин В. Д., Сахибгареев Р. С. Литологические аспекты прямых поисков залежей нефти методами полевой геофизики. — В кн.: Прогнозирование геологического разреза по геофизическим данным. Л.: ВНИГРИ, 1982, с. 26—36.
7. Сахибгареев Р. С. О коррозии минералов нефтями и битумами. — В кн.: Геология и геохимия горючих ископаемых, вып. 50. Киев: Наукова думка, 1978, с. 22—24.
8. Сахибгареев Р. С. Изменение коллекторов на водонефтяных контактах. — Докл. АН СССР, 1983, т. 271, № 6, с. 1456—1460.
9. Сахибгареев Р. С., Журавлева А. В. Определение времени формирования залежей по древним водонефтяным контактам. — Докл. АН СССР, 1983, т. 272, № 4, с. 927—931.



РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

УДК 553.81.068.5

Б. И. ПРОКОПЧУК, В. И. ЛЕВИН, М. П. МЕТЕЛКИНА, И. Л. ШОФМАН, Т. И. КОЛЕСНИКОВА (ЦНИГРИ)

Прогноз источников алмазных россыпей с использованием нетрадиционных индикаторов

Один из важных вопросов геологии россыпей алмазов, как и других полезных ископаемых, — установление путей миграции продуктивного материала и положения области питания. Для определения источника полезного компонента россыпей традиционно используют комплекс типоморфных минералов и пород, легко распознаваемых в области аккумуляции.

Однако в реальных геологических условиях россыпи часто оторваны от своих коренных источников, полезные компоненты поступают в них после неоднократного переотложения из разновозрастных промежуточных коллекто-

ров, а слагающий их обломочный материал отличается исключительным разнообразием. В одном из районов Сибирской платформы россыпи алмазов с неустановленными коренными источниками сосредоточены в карстовых воронках коррозионного и коррозионно-эрозийного морфогенетических типов, выполненных в первом случае нижнемеловыми, а во втором — неогеновыми терригенными отложениями. Район развития карста представляет собой четко локализованную область аккумуляции продуктивного материала среди широкого поля развития карбонатных пород кембрия с реликтами ка-

Таблица 1

Изотопный состав карбонатных пород
верхнего протерозоя и кембрия

Порода	Изотопный состав, ‰	
	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
Нижний рифей		
Доломитистый известняк	-0,2	+16,3
Доломит	+1,7	+21,5
»	-1,1	+19,2
»	-4,2	+19,4
Известняк	-1,7	+19,7
Средний рифей		
Известняк	-6,9	+18,5
»	-11,4	+18,5
Сидерит	-10,1	+19,1
»	-14,0	+19,1
Доломитистый известняк	+0,7	+24,0
То же	+0,5	+19,0
»	+0,3	+19,9
»	+0,8	+18,8
Верхний рифей		
Доломитистый известняк	-3,6	+20,4
Венд		
Доломит	+1,3	+21,9
Среднее для верхнего протерозоя	-3,2	+19,0
Нижний кембрий		
Доломитистый известняк	+2,9	+25,0
То же	+3,3	+26,1
»	-0,9	+24,5
Средний кембрий		
Доломит	+1,8	+32,7
»	+2,3	+32,5
»	+1,8	+33,9
»	+1,1	+33,7
»	+3,9	+34,5
Среднее для кембрия	+2,0	+30,5

менноугольных конгломератов. Расположенная к востоку область сноса, предполагаемая на основании палеогеографических реконструкций, сложена комплексами карбонатных и терригенных пород рифея, перми, юры. Среди указанных отложений нет контрастных, хорошо распознаваемых на раз-

ных стратиграфических уровнях пород и минералов, которые можно уверенно фиксировать в области аккумуляции. Поэтому возникла необходимость в разработке нетрадиционных методов выделения индикаторных разностей.

В качестве объектов исследований были выбраны доминирующие в составе выполняющих карст отложений области аккумуляции обломки карбонатных пород, разнообразных кремней, стяжений оксидов и гидроксидов железа, а также такого устойчивого продукта кор выветривания, как кварц. Сходные по внешнему виду образования распространены и среди разновозрастных отложений области сноса. Те и другие были детально изучены по единой системе с применением широкого комплекса современных аналитических методов (электронная микроскопия, изотопный, спектральный, нейтронно-радиоактивный и другие анализы). Это позволило выделить среди однообразных по внешнему облику образований породы и минералы-индикаторы области сноса, проследить их миграцию через разновозрастные промежуточные коллекторы и определить в области аккумуляции, где сосредоточены россыпи.

Карбонатные породы, составляющие основную массу обломочного материала карстовых воронок, широко распространены среди отложений верхнего протерозоя (рифей, венд) и кембрия, а также встречаются среди обломков более молодых терригенных образований. Изучение особенностей их микроструктуры, химического и микропримесного состава не выявило существенных отличий этих пород из отложений разного возраста. Единственным признаком, который позволяет «привязывать» их к определенному стратиграфическому уровню, оказался изотопный состав углерода и кислорода (табл. 1). Несмотря на некоторые колебания этих показателей, средние значения изотопного состава углерода и кислорода карбонатных отложений верхнего протерозоя и кембрия имеют достаточно контрастные отличия. Для первых характерны обогащение углерода легким изотопом ($\delta^{13}\text{C}$ в среднем $-3,2\text{‰}$) и несколько пониженные значения $\delta^{18}\text{O}$ (в среднем $+19,0\text{‰}$), а для вторых — «утяжеление» изотопно-

го состава этих элементов (в среднем $\delta^{13}\text{C} +2,0 \div +2,5\text{‰}$; $\delta^{18}\text{O} +30,5\text{‰}$). Таким образом, типоморфным признаком карбонатных пород разного возраста является изотопный состав углерода и кислорода.

Для выяснения вопроса об источниках кремнистых обломков рассмотрим особенности кремнистых образований в отложениях разного возраста. Наиболее древним источником обломочного кремня являются кремнистые обособления среди доломитистых известняков рифея, образующие тонкие прослои (1—5 см), линзы, реже отдельные желваки. Среди них выделяются темно-серые, почти черные и серые разности. Химический и микропримесный состав их близок, лишь отмечается повышенное содержание Al_2O_3 и незначительное органического вещества в черных кремнях.

Под микроскопом рифейские кремни характеризуются однородной тонкой и криптозернистой структурой с отдельными редкими фрагментами, сложными мелко мозаичным кварцем и лучистыми агрегатами халцедона. В качестве примеси присутствуют мелкие изометричные выделения карбоната. Сколы кремней, изученные под электронным микроскопом, имеют субпланарный в сочетании с мелкобугорковым тип поверхности, переходящий в субновакулитовый с двумя типами блокоподобных фрагментов: крупных 1—4 мкм и мелких 0,2—0,7 мкм. Этот тип поверхности определяет субкристалломорфную структуру, отвечающую начальным стадиям раскристаллизации кремнистого геля [4].

Кремнистые образования в кембрийских известняках встречаются в виде отдельных линзочек и желваков (1—3 см в диаметре). Цвет их серый и желтовато-серый. Микростроение характеризуется развитием оvoidных структур с фрагментами биогенных образований, напоминающих скелеты радиолярий и диатомей в виде палочковидных и линзоподобных форм. Оvoidные стяжения имеют криптозернистое, нередко пелитоморфное строение, промежутки между ними заполнены кварц-халцедоновым агрегатом различной степени кристалличности. В породе тонко рассеяны мелкие зерна доломита, иногда присутствуют удлиненные

чешуйчатые кристаллы скаполита (?), в сростаниях образующие звездчатые формы. Электронномикроскопическое изучение сколов кремней показало, что для них характерна бугорковая поверхность, подчеркивающая гранулярную структуру кремнистого, тонко раскристаллизованного матрикса породы. На фоне бугоркового рисунка выделяются серповидные участки субновакулитового строения, представляющие раскристаллизованные фрагменты овоида.

В кембрийских кремнях отмечается несколько повышенное содержание закисного железа по сравнению с рифейскими. Поскольку кремни рифея больше насыщены карбонатным веществом, в них фиксируются более высокие содержания MgO (4,9 % против 0,52 % в кремнях кембрия) и CaO (5,76—9,01 % против 4,48 %).

Обломки кремней из нижнекаменноугольных конгломератов имеют овоидную микроструктуру. На субмикроскопической поверхности их сколов наблюдаются группы плотно сближенных (как бы уплотненных) угловатых, несколько вытянутых блоков, фиксирующих субновакулитовую структуру, соответствующую тонкораскристаллизованному кремнистому матриксу. Характерной (типоморфной) особенностью этих кремней является желтая и светло-коричневая окраска, которая интерпретируется как результат их гипергенных преобразований в процессе выветривания и пребывания в условиях аридного климата («пустынный загар»).

К кремнистым образованиям относится также маршаллит, впервые встреченный в корах выветривания кремнисто-карбонатных пород нижнего рифея. Он представляет собой плотное известковоподобное образование светло-серого до белого цвета. Под микроскопом наблюдается однородная мелкозернистая масса мозаичного кварца с «лоскутными» фрагментами тонкозернистого кварцево-кремнистого агрегата. Он имеет тот же микропримесный состав, что и материнские кремнисто-карбонатные породы рифея, и является продуктом их интенсивного химического выветривания. Отнесение к маршаллиту подтверждено рентгеноструктурным и термическим анализами.

Сравнительный анализ особенностей состава и строения кремнистых образований показал, что наиболее информативным типоморфным признаком является их микроструктура в сочетании с особенностями строения поверхностей тонких сколов, выявленными электронной микроскопией. По этим признакам кремни различных стратиграфических уровней можно выделить в галечном материале отложений, выполняющих карст.

Оксиды и гидроксиды железа широко распространены в обломочном материале. Особенно много (иногда до 80%) их в неогеновых осадках карстово-эрозионных долин, которыми они придают характерную ржавобурю окраску. Для определения источников их поступления были изучены гидроксиды железа из реликтов кор выветривания на карбонатных породах кембрия и железистых образований разновозрастных терригенных толщ рифея. В результате выявлены микроструктурные, химические и геохимические особенности гипергенных образований железа.

Гидроксиды железа из кор выветривания карбонатных пород кембрия под микроскопом представлены двумя разновидностями (кристаллографическими модификациями) гётита. Округло-бугорчатые агрегаты слагают кристаллы гётита в виде стебельчатых кристаллических волокон (типичная структура раскристаллизованных гелей), которые располагаются перпендикулярно обособлениям со скрытокристаллической однородной массой гётита, «загрязненного» примесью карбонатного материала, охристых железистых выделений, кварца. Микроструктура радиально-лучистая с элементами коллоидной и структуры замещения гётитом ромбоидальных зерен доломита и раздробленных зерен кварца. Отмечаются микроскопические реликтовые зерна пирита, пространственно связанные с карбонатным материалом. На общем фоне выделяются небольшие пятна «чистого» тонкодисперсного гётита без примеси карбоната и бурых охристых налетов (пятнистая, сгустковая микроструктура). Наблюдается также колломорфное концентрически-зональное строение тонкодисперсного гётита, свидетельствующее о прерывистом харак-

тере его отложения. В массе тонкодисперсного гётита встречаются «лапчатые» прорастания лепидокрокита, образующие микротекстуру «узора морозного стекла».

На термограммах, полученных по результатам дифференцированного термического анализа, также выделяются два типа гётита. Гётит I типа характеризуется температурой эндотермического эффекта, связанного с дегидратацией и разрушением структуры минерала при 310—350°, у гётита II типа эндотермический эффект отмечается при более высокой температуре 360—380°. Большинство исследованных образцов представляют собой тонкую смесь гётитов обоих типов. Можно предположить, что I тип связан с более высокой степенью кристалличности гётита, а II тип представляет собой скрытокристаллическую тонкодисперсную его разновидность. Более высокотемпературный эндотермический эффект гётита II типа связан с тесным взаимопрорастанием его с лепидокрокитом. На дифрактограммах гётит хорошо идентифицируется рефлексами 0,4; 0,27; 0,24; 0,17 нм.

По результатам полуколичественного спектрального анализа в гидроксидах железа из кор выветривания карбонатных пород кембрия отмечаются примеси обычных для этих образований элементов — Mn, Ca, Al, Mg, и только в отдельных образцах содержание Ti достигает 0,04% (по сравнению с обычным 0,0004—0,0001%). По данным инструментального нейтронно-активационного анализа в гидроксидах железа наблюдается повышенное содержание золота (0,018—0,024 г/т).

В терригенных красноцветных отложениях рифея (гематитовые конгломераты, песчаники, алевролиты) основным гипергенным продуктом железистых образований является гематит с подчиненным количеством гётита. Он слагает отдельные окатыши (40—60%) и содержится в песчаном цементе конгломератов в виде обломков гематитсодержащих пород (25—30%) и оолитов мономинерального гематита (15—25%) с примесью тонкодисперсного гётита.

По данным полуколичественного спектрального анализа для гётит-гематитовых образований в отложениях рифея

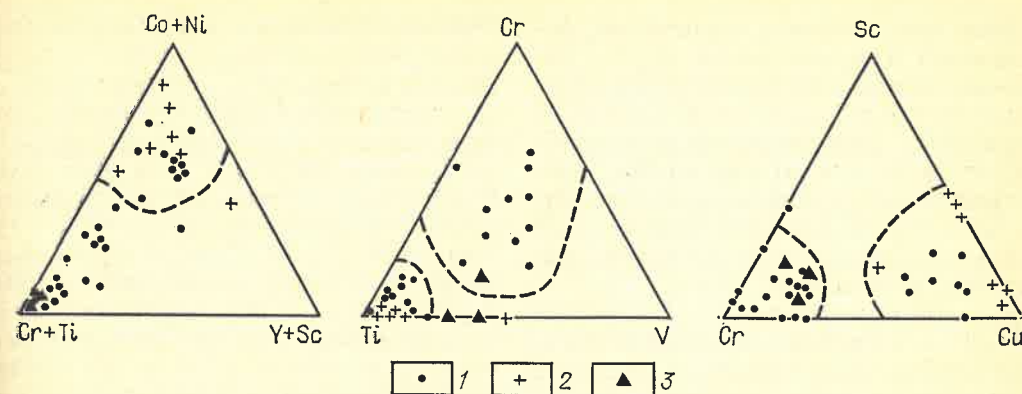


Рис. 1. Диаграммы геохимических составов гидроксидов и оксидов железа из разновозрастных образований

1 — из галек неогеновых отложений; 2 — из кор выветривания карбонатных пород кембрия; 3 — из рифейских терригенных отложений

фея информативными микроэлементами-примесями являются Ti, V, Cr.

В целом по микроструктурным особенностям все рассмотренные гидроксиды и оксиды железа представляют собой продукты выпадения из коллоидных растворов, для них характерны скрытокристаллическая и колломорфная структуры. Отмечаются также оолитовая и радиально-лучистая (раскристаллизованных гелей) структуры.

Термический и рентгеноструктурный анализы, подтверждая оптические наблюдения, позволяют дифференцировать не только отдельные минеральные индивиды оксидов и гидроксидов железа, но и структурные разновидности одного минерала (гётит двух типов по данным термического анализа). Во всех типах гипергенных железистых образований в различных количественных соотношениях присутствуют гётит I, гётит II, гематит, лепидокрокит (лишь в корах выветривания кембрийских карбонатных пород гематит не отмечается).

Оксиды и гидроксиды железа в галечном материале карстывыполняющих отложений неогена представлены теми же минералогическими разновидностями и имеют те же текстурно-структурные особенности, что и гидроокисные и окисные соединения железа из кор выветривания карбонатных пород кембрия и терригенных толщ рифея. Кроме того в неогеновых осадках присутствуют оолитоподобные лепидокрокит-гётитовые стяжения с тончайшей примесью глинистого и бокситового (?) материала, не имеющие аналогов в рассмотренных отложениях.

Геохимическая микроэлементная специализация гидроксидов железа из неогеновых отложений позволяет выделить среди них две группы. Одна по геохимическим характеристикам совпадает с таковыми из кор выветривания кембрийских карбонатных пород. Другая резко обогащена комплексом сидерофильных элементов (Ti, Cr, V, Ni, Co), группой халькофильных элементов (Cu, Pb, особенно Zn) и имеет повышенные содержания Sc, Y и Be. По результатам инструментального нейтронно-активационного анализа в этой группе установлены также высокие содержания легких лантаноидов (La и особенно Ce), повышенные содержания Ni и Th.

Более четкие различия наблюдаются при сопоставлении геохимических характеристик всех рассмотренных гипергенных железистых образований на трехкомпонентных диаграммах. Так, на диаграмме Cr+Ti — Sc+Y — Co+Ni (рис. 1) выделяются два поля фигуративных точек распределения микроэлементного состава: приближенное к вершине сидерофильных элементов (Cr, Ti) и приближенное к вершине Co+Ni. В первое поле попадают составы гематит-лепидокрокит-гётитовых галек неогеновых карстывыполняющих отложений и гётит-гематитовых образований из рифейских терригенных пород. Во втором поле сосредоточены составы гематит-лепидокрокит-гётитовой гальки неогеновых отложений совместно с гётитовыми образованиями кор выветривания кембрийских пород. На трехкомпонентной диаграмме Cr — Sc — Cu также выделяются два анало-

гичных поля составов железистых образований. Следовательно, гётит-гематитовые образования рифейских красцветных отложений и части галек из неогеновых карствыполняющих отложений относительно обогащены комплексом сидерофильных элементов (Сг, Тi, V), унаследованных, вероятно, в процессе выветривания продуктов базитового вулканизма.

На трехкомпонентной диаграмме Сг — Тi — V часть фигуративных точек, отвечающих содержаниям гидроксидов в неогеновых гальках, приближена к вершине Сг, обособляясь от гидроксидов железа из кор выветривания кембрийских карбонатов и из рифейских терригенных образований. Это дает основание предположить связь данной «высокохромистой» группы гидроксидов железа с гематитом и гиббситом (бемитом) с корами выветривания кимберлитовых вулканитов или щелочных метапикритов, обнаруженных в дайковом комплексе щелочно-ультраосновных пород на востоке района, для которых Сг является типоморфным элементом. В пользу такого предположения свидетельствуют и данные нейтронно-активационного анализа. Отмечается обогащение (примерно в 25 раз) редкоземельной группой элементов (легкими и средними лантаноидами), торием и гафнием отдельных гематит-лепидокрокит-гётитовых галек неогеновых отложений по сравнению с гидроокислами и окислами двух рассмотренных групп. Причем для гидроокислов железа из кор выветривания карбонатных пород кембрия эти различия более существенны и резче проявлены, чем для рифейских гётит-гематитовых образований, прорванных указанными выше магматическими породами.

Таким образом, геохимическая специализация является основным типоморфным признаком окисных и гидроокисных соединений железа, который можно использовать для определения их материнских пород.

На основании изложенного можно сделать вывод о существовании по крайней мере трех источников гидроксидов и оксидов железа в галечном материале неогеновых карствыполняющих отложений. Они могли поступать из кор выветривания карбонатных пород среднего кембрия лепидокрокит-

гётитового состава с реликтами пирита и относительным обогащением золотом (до 0,02 г/т); из рифейских красцветных терригенных пород гётит-гематитового состава с обогащением группой сидерофильных (Ti, V, Cr) элементов и относительно высоким содержанием редкоземельной группы (до 200 г/т), а также Sc, Y, Be. Третьим источником могут быть коры выветривания кимберлитовых вулканитов или щелочных метапикритов гематит-лепидокрокит-гётитового состава с гиббситом (бемитом), в которых на общем фоне обогащения сидерофильной группой элементов (Ti, V, Cr, Co, Ni) отмечаются повышенное содержание Сг, легких лантаноидов и относительно повышенное содержание Sc, Be, Hf и Th.

Важную информацию о составе питающих провинций и направлении сноса терригенного материала дают результаты изучения обломочного кварца псаммитовой размерности. На основе методики И. М. Симановича [3] по комплексу признаков, главным из которых является состав минералов-включений, устанавливается его принадлежность к определенной группе материнских образований: метаморфическим породам, древним гранитоидам «молодым» (интрузивным) гранитоидам, жильному кварцу. По этим признакам сопоставляется кварц из отложений областей аккумуляции и денудации.

В наиболее древних рифейских терригенных отложениях области сноса кварц псаммитовой размерности характеризуется изометричной, близкой к овальной формой. Типоморфные минералы-включения представлены цирконом, в меньшей степени рутилом (табл. 2). Циркон образует отдельные «чечевицеvidные» зерна, рутил — волосявидные, тонкопризматические кристаллы, мелкие и крупные иголки. В распределении генетических типов отмечается относительно повышенное содержание метаморфического (58—68 %) и преобладание кварца «молодых» гранитоидов над кварцем древних гранитоидов и жильным (рис. 2).

В реликтах терригенных осадков нижнего карбона зерна кварца в большинстве имеют угловатые очертания, реже сглаженные и округлые контуры. Типоморфные включения представлены

рутилом и полевыми шпатами, содержание которых заметно выше, чем в остальных возрастных группах. Рутил образует удлиненные и короткие иголки и тонкопризматические кристаллы, полевой шпат — мелкие и крупные таблички неправильной и изометричной формы. В распределении генетических типов отмечается преобладание кварца метаморфических пород (64—68 %) и снижение содержания кварца древних гранитоидов и жильного. По морфологии зерен, преобладанию во включениях рутила и распределению генетических типов этот кварц отличается от рифейского и является минералом-индикатором карбоновых осадков.

Кварц из терригенных пород перми характеризуется угловатой формой и средней степенью окатанности. Типоморфным его признаком является пестрый состав минералов-«узников» при отсутствии среди них циркона; остальные признаки не контрастны.

В отложениях раннемелового возраста, выполняющих карст, кварц представлен обломками неправильной остроугольной формы, реже зернами со сглаженными контурами. По комплексу признаков (низкая окатанность, преобладание во включениях рутила, распределение генетических типов) он сходен с кварцем из терригенных пород карбона. Кроме того присутствует кварц, аналогичный пермскому, — с пестрым составом включений при отсутствии циркона.

Обломочный кварц из неогеновых отложений карстово-эрозионной долины имеет изометричную, нередко близкую к овальной форму со сглаженными очертаниями. Его типоморфным признаком является присутствие во включениях циркона в виде единичных «чечевицеvidных» зерен размером 0,018—0,2 мм (см. табл. 2). Большинство зерен кварца насыщены мелкими газожидкими включениями, в единичных отмечаются мозаичность извилисто-лапчатого типа, неправильная и линейная блочность. Установлены следующие генетические типы кварца: метаморфических пород (68—80 %), древних гранитоидов (8—10 %), молодых гранитоидов (10—15 %), жильных образований (2—7 %). По ряду признаков (хорошая окатанность зерен, рас-

Таблица 2

Состав минеральных включений в зернах кварца из песчаных пород разного возраста, %

Возраст отложений	Полевые шпаты	Биотит	Мусковит	Апатит	Циркон	Рутил	Рудный минерал	Амфибол	Встречаемость зерен с включениями
N	2	2	2	4	4	8	—	—	22
N	4	2	—	2	4	4	—	—	16
N	2	4	2	6	4	6	—	—	28
K ₁	2	2	6	6	—	16	—	2	26
K ₁	2	4	—	2	—	14	2	—	18
K ₁	6	2	2	2	2	8	2	—	18
K ₁	8	2	4	2	—	16	—	—	28
P	2	2	4	4	—	2	—	—	12
P	6	6	2	6	—	2	—	—	12
P	4	2	2	2	—	4	2	—	12
C ₁	16	2	2	6	—	10	2	—	30
C ₁	8	2	4	2	—	16	—	—	12
R	8	2	2	4	4	12	4	—	28
R	4	4	2	6	2	8	—	—	22

пределение генетических типов, состав минералов-«узников») кварц из неогеновых отложений сходен с рифейским.

Таким образом, тонкие аналитические исследования позволили разбавить однообразные по внешнему облику породы и минералы, определить их типоморфные признаки. Для карбонатных пород таким признаком оказался изотопный состав кислорода и углерода, для кремней — микроструктура и типы микрорельефа сколов, для окислов и гидроокислов железа — их геохимическая специализация, для кварца — состав минералов-«узников» и соотношение разных генетических типов. Выявленные индикаторные различия позволяют проследить их миграцию от коренных источников через промежуточные коллекторы к конечным бассейнам седиментации — карстовым полям (табл. 3).

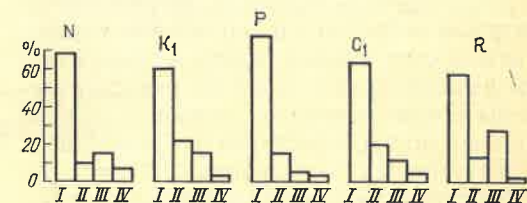


Рис. 2. Распределение генетических типов обломочного кварца в разновозрастных терригенных отложениях

I — кварц метаморфических пород; II — кварц древних гранитоидов; III — кварц молодых гранитоидов; IV — жильный кварц

Таблица 3

Трассирование пород и минералов-индикаторов от области сноса к области аккумуляции

Породы и минералы-индикаторы	Основные типоморфные признаки	Рифей	Кембрий	Карбон	Пермь	Юра	Нижний мел	Неоген
Карбонатные породы	Изотопный состав, ‰: $\delta^{13}\text{C} - 3,2$, $\delta^{18}\text{O} + 19,0$ $\delta^{13}\text{C} + 2,0$, $\delta^{18}\text{O} + 30,5$	×	—	—	?	?	?	?
Кремни черные и темно-серые	Однородная криптозернистая микроструктура	×	×	?	+	+	+++	+++
Кремни серые и светло-серые	Овоидная, биогенная микроструктура	×	×	—	++	+	++	++
Кремни желтые и желто-коричневые	Желто-коричневая окраска	×	—	×	+	+	+	++
Маршаллит	Однородная криптозернистая микроструктура	×	—	—	+	?	+	++
Оксиды и гидроксиды железа	Повышенное содержание золота в геохимическом спектре	×	×	?	?	?	?	+++
	Повышенное содержание Ti, V, Cr и PЗЭ в геохимическом спектре	×	—	?	?	?	?	+
Кварц псаммитовой размерности	Преобладание кварца молодых гранитоидов над кварцем древних гранитоидов и жильным; включения циркона	×	—	—	—	+	—	+++
	Преобладание кварца древних гранитов над кварцем молодых гранитоидов; включения рутила	×	—	×	+	+	+++	—
	То же, очень редкие включения рутила				×	?	++	—

Примечание. × индикатор встречен впервые; индикатор фиксирован в более молодых осадках; + постоянно, ++ часто, +++ очень часто, — отсутствует, ? нет информации.

В выполняющих карст отложениях мела и неогена установлены лишь карбонатные породы кембрия, что подтверждается данными изотопного состава карбонатных обломков в них [2]. Верхнепротерозойские породы, по-видимому, были разрушены при транспортировке и неоднократном переотложении. Черные и темно-серые кремни с характерной для них криптозернистой микроструктурой и маршаллиты впервые встречены в терригенно-карбонатных отложениях рифея и продуктах их выветривания, широко распространены в конгломератах перми, в гальке юрских пород, присутствуют в меловых и неогеновых отложениях. Кембрийские серые кремни с овоидной микроструктурой постоянно встречаются в обломочном материале пермских и юрских отложениях, фиксируются в карстовом заполнении мелового и неогенового

нового возраста. Желтые и коричневые кремни из каменноугольных конгломератов отмечены в грубообломочных породах юры, меловых и неогеновых осадках карстовых полостей.

Оксиды и гидроксиды железа попадали в неогеновые осадки карстово-эрозийных долин из кор выветривания карбонатных пород кембрия, ожелезненных терригенных осадков рифея и, предположительно, из кор выветривания продуктивных щелочно-ультраосновных вулканитов. Использование типоморфизма обломочного кварца псаммитовой размерности позволило установить преобладающую роль «карбонатного» и участие «пермского» кварца в питании нижнемеловых осадков, выполняющих карст, а также доминирующую роль «рифейского» кварца в формировании продуктивных отложений неогена.

Выявляются два типа трассирования обломочного материала. Первый тип имеет непрерывный характер, что свойственно, например, коричневым и желтым кремням из карбона, которые прослеживаются во всех более молодых осадках. Более распространен второй — прерывистый тип трассирования, типичный для «рифейского» кварца, не встреченного в более молодых отложениях, кроме неогеновых. Данный тип трассирования обычно фиксирует появление на определенном стратиграфическом срезе того или иного источника питания обломочного материала.

Анализ табличных данных позволяет также определить источники терригенного материала ближнего и дальнего сноса и оценить их влияние на более молодые осадки, выполняющие карст. К источникам ближнего сноса в описываемом районе относятся кембрийские и каменноугольные отложения, поставляющие в карстовые полости серые и желтые кремни, карбонатные породы, некоторые разновидности кварца, часть гидроксидов железа. К источникам дальнего сноса принадлежат рифейские породы, с разрушением которых связано появление в карстовом заполнении черных кремней, специфических оксидов и гидроксидов железа, определенных типов кварца. В результате установлено, что осадки нижнего мела формировались главным образом за счет местных пород, а при аккумуляции неогеновых галечников существенную роль играли относительно удаленные источники, расположенные на востоке района.

Палеогеографические реконструкции объясняют причины изменения питающих провинций: в неогене карстово-эрозийные долины максимально при-

близились к расположенной восточнее древней области питания. В неогеновом аллювии параллельно с увеличением доли рифейского материала появляются иные, чем в осадках нижнего мела, спутники и алмазы, отличающиеся своеобразием химического состава, физических свойств и морфологии. По-видимому, в неогеновый аллювий с востока поступал не только пустой терригенный материал, но и продуктивный. Таким образом, можно говорить о множественности источников алмазов, питающих осадки, выполняющие карст, и возможности прогнозировать их не только вблизи карстовых воронок, но и в удалении от них, в пределах расположенной к востоку питающей области.

Описанные методические приемы могут быть использованы при прогнозе источников россыпей любых ископаемых в районах, где отсутствуют резко индивидуализированные питающие комплексы, а широко развиты монотонные по внешнему облику породы, подвергшиеся на пути к россыпеподобным объектам многократному переотложению во вторичных коллекторах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Древний карст и его россыпная минерализация/Б. И. Прокопчук, В. И. Левин, М. П. Метелкина, И. Л. Шофман. М.: Наука, 1985.
2. Опыт применения изотопного анализа при определении разновозрастных карбонатных обломков в терригенных отложениях/Б. И. Прокопчук, Н. М. Заири, В. Н. Гушин и др.—Литоология и полезные ископаемые, 1984, № 3, с. 128—130.
3. Симанович И. М. Определение первичных источников сноса по обломочному кварцу.—Литоология и полезные ископаемые, 1976, № 3, с. 50—59.
4. Хворова И. В. Микроструктуры кремнистых пород. М.: Наука, 1972.

УДК 553.43(571.65)

В. Г. КАМИНСКИЙ (Северовостокзолото МЦМ СССР)

Медно-порфировое оруденение центральной части Баимской металлогенической зоны

Тектоническая позиция медно-порфировых объектов междуречья Большого Аноя и Олоя рассматривается различными исследователями с принципиально разных точек зрения.

Авторы работ [2] и [3], а также многие другие геологи ПГО «Севостгеология» относят эту территорию к краевой опущенной части Омолонского срединного массива, отделенного от

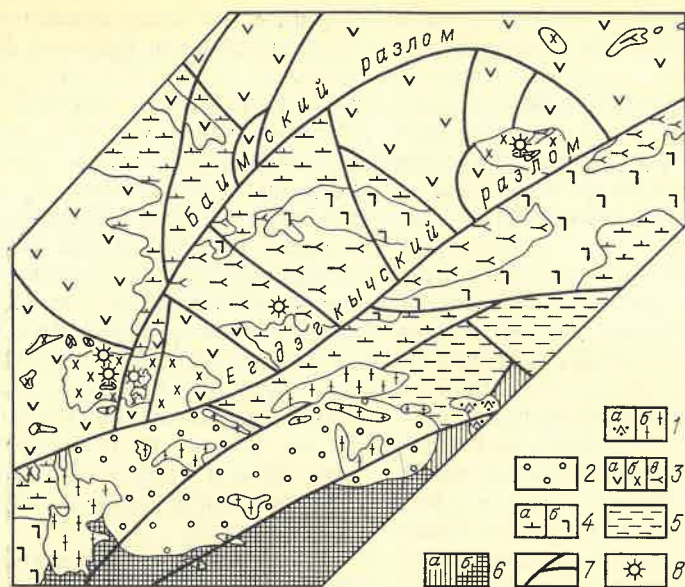


Рис. 1. Структурно-формационная схема центральной части Байской металлогенической зоны
1—6 — формации и субформации ВПА и геосинклинально-складчатой зоны: 1 — позднемеловая ВПА (а — андезитовая терригенная, б — андезит-дацитовая субформации); 2 — верхнемолассовая формация; 3 — продуктивная средневожжско-раннемеловая ВПА (а — трахибазальт-андезитовая молассовая и б — трахиандезитовая субформации, в — монзонит-сиени-

Ануйской складчатой зоны Южно-Ануйским шовным прогибом. По мнению ряда исследователей ([11] и [12]), Ануйско-Олойское междуречье входит в Алазейско-Олойскую эвгеосинклинальную систему. Ю. П. Рождественский и другие (1976 г.) рассматривают данную территорию как эвгеосинклинальную систему, объединяющую ряд тектонических блоков с различным типом развития: геосинклинальным, регенерированным геосинклинальным, миогеосинклинальным.

На основе структурно-формационного и палеотектонического анализа Р. Н. Мараева, И. Ф. Мигачев и другие относят междуречье Большого Анюя и Курьи к позднеюрскому Курьинскому вулканоплутоническому поясу (ВПП). В латеральном ряду геоструктур он располагается между позднеюрской базальтоидной вторичной эвгеосинклиналью и позднеюрско-раннемеловым вулканогенно-терригенными прогибами с дацит-риолитовым вулканизмом. ВПП разделяется на северо-западный и юго-восточный блоки, отличающиеся составом и формационной принадлежностью пород субстрата, а также химизмом и металлогенической специали-

зацией слагающих вулканогенных и плутоногенных формаций пояса. Байская металлогеническая зона (БМЗ) в центральной части которой находятся наиболее полно изученные медно-порфировые объекты, приурочена к юго-восточному блоку.

В результате структурно-формационного анализа центральной части БМЗ, позволяющего определить палеотектоническую позицию медно-порфировых месторождений [4, 5, 7, 8, 9], выделены четыре вулканоплутонических ассоциации (ВПА) различных стадий развития территории (рис. 1).

1. Позднепалеозойско-раннемезозойская ВПА сформировалась на раннегеосинклинальной стадии. Вулканогенная спилит-кератофировая кремнисто-терригенная и плутоногенная габбро-гипербазитовая формации слагают западную часть Алуинского поднятия. 2. Кимеридж-ранневожжская ВПА соответствует началу этапа заложения ВПП. Она образована базальт-андезитовой терригенной и габбро-тоналит-плагиогранитной формациями. Базальт-андезитовая терригенная формация характеризуется крайней литологической невыдержанностью с пре-

обладанием в разрезах туфов основного и среднего составов.

К плутоногенной габбро-тоналит-плагиогранитной формации отнесены габбро, габбродиориты, диориты и кварцевые диориты, слагающие краевые части Егдэгкычского массива, а также небольшие самостоятельные тела. Необходимо отметить, что перечисленные гранитоиды рассматривались ранее в составе первой фазы Егдэгкычского габбро-монзонит-сиенитового комплекса [1, 2, 3, 6]. Основанием для выделения их в самостоятельный комплекс послужило прежде всего то, что ореолы калишпатизации и биотитизации в экзоконтактах интрузивов субщелочной серии охватывают все разновидности пород нормального ряда, в том числе жильные плагиоклазиты и плагиограниты.

Кроме того в субвулканических породах более поздней трахиандезитовой субформации (средневожжско-раннемеловая ВПА), метаморфизованных монзонитами, монцодиоритами и кварцевыми монзонит-порфирами монзонит-сиенитовой формации, известны крупные ксенолиты габбро и габбродиоритов.

Возраст габбро-тоналит-плагиогранитной формации считается позднеюрским на основе контактового метаморфизма кимеридж-ранневожжских образований базальт-андезитовой терригенной формации и по наличию галек интрузивных пород в конгломератах нижней части разреза трахибазальт-андезитовой молассовой субформации вышележащей ВПА.

3. Продуктивная средневожжско-раннемеловая ВПА образована трахибазальт-андезитовой молассовой трахиандезитовой субформациями и монзонит-сиенитовой формацией.

Средне-поздневожжские образования трахибазальт-андезитовой молассовой субформации с незначительным перерывом, фиксирующимся пачкой конгломератов переменной мощности в низах большинства ее частных разрезов, перекрывают кимеридж-ранневожжскую ВПА. Соотношение входящих в нее вулканогенных и терригенных пород в различных частях территории изменяется в широких пределах, однако в целом преобладают вулканы субщелочного состава.

К трахиандезитовой субформации отнесены магматические породы жерловой и субвулканической фаций, представленные трахиандезитобазальтами, трахиандезитами, диорит-порфирами, кварцевыми диорит-порфирами, гранодиорит-порфирами, а также различными по форме и составу брекчиями. Образования этой субформации особенно широко распространены во внутренних частях Юряхской и Находкинской вулканоструктур.

Монзонит-сиенитовая формация образована субщелочными породами Егдэгкычского комплекса; выделены три фазы его формирования. Главной соответствуют монзониты, монцодиориты; во вторую фазу внедрялись кварцевые монзониты и кварцевые сиениты. Завершилось формирование комплекса внедрением малых тел монзонит-порфиров и кварцевых монзонит-порфиров, с которыми ассоциирует медно-порфировое оруденение. Это дает основание рассматривать плутоногенную монзонит-сиенитовую формацию, входящую в средневожжско-раннемеловую ВПА, в качестве продуктивной на медно-порфировое оруденение.

Верхняя возрастная граница средневожжско-раннемеловой ВПА определяется по наличию галек монзонит-порфиров, кварцевых монзонит-порфиров гидротермальноизмененных пород и кварцевых жил в конгломератах нижней части разреза верхнемолассовой формации, датируемой берриас-валанжином.

Верхняя моласса сформировалась в тектонической депрессии, в которую поступали продукты разрушения пород прилегающих поднятий. Несомненно, в нее так же поступал денудированный рудный материал медно-порфировых объектов, обнажавшихся в раннем мелу на эрозионной поверхности. Рудный материал в бассейн накопления мог поступать в виде взвесей и окатанных продуктов перемыва зон окисления, цементации, первичных руд, а также в виде комплексных соединений цветных и благородных металлов. Современные формы нахождения рудного материала и участки его концентрации среди отложений формации неизвестны. Однако общий объем денудированного рудного материала, оцениваемый по результатам реконструкций медно-пор-

Химический состав магматических пород центральной части Баимской металлогенической зоны

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.
1	52,69	0,58	15,00	2,07	5,90	0,15	8,65	6,97	2,83	2,06	0,96	0,31	3,15
2	50,58	0,28	15,43	3,65	6,88	0,18	7,64	7,98	2,72	0,87	0,96	0,75	3,60
3	48,37	0,80	16,40	5,51	4,48	0,23	6,09	10,72	2,28	0,84	0,87	0,37	2,89
4	52,01	0,52	16,98	3,60	5,10	0,27	3,45	10,31	2,35	1,10	0,89	0,37	3,37
5	49,43	0,52	12,71	3,79	6,50	0,18	9,14	11,10	1,86	1,55	0,43	0,23	3,21
6	48,72	0,78	13,21	4,96	4,81	0,17	11,22	8,08	2,03	2,69	0,35	0,31	3,46
7	49,85	0,31	13,62	4,81	6,32	0,28	8,16	9,37	3,28	1,22	0,41	0,25	2,60
8	48,37	0,80	16,40	5,51	4,48	0,23	6,09	10,72	2,29	2,28	0,84	0,37	2,89
9	44,11	1,49	14,26	7,17	6,18	0,38	8,74	12,32	1,75	1,21	0,45	0,46	2,14
10	43,22	0,27	16,89	6,47	7,33	0,31	7,29	14,00	2,10	0,96	н/о	0,73	0,52
11	50,15	0,86	19,62	4,51	5,70	0,17	6,02	8,45	2,94	2,36	0,29	0,24	2,20
12	49,37	0,67	12,40	5,26	6,09	0,60	8,49	10,37	2,92	1,23	1,82	0,32	Не оп.
13	47,50	0,33	18,84	6,60	4,13	0,24	6,40	8,66	3,56	1,15	1,66	0,57	"
14	53,77	0,65	15,08	1,98	5,05	0,36	8,39	7,59	3,47	0,48	1,66	0,31	"
15	56,40	0,99	18,27	1,18	2,38	0,13	4,88	7,04	4,62	1,05	0,92	0,39	"
16	60,27	0,70	17,82	2,28	3,42	0,12	3,05	4,51	3,54	2,96	0,56	0,23	"
17	58,43	0,74	18,27	3,43	3,52	0,09	2,15	4,13	5,11	1,25	0,92	0,34	"
18	59,07	0,75	18,46	3,66	2,83	0,10	1,43	4,51	1,03	1,28	0,31	0,01	"
19	59,12	0,77	18,32	3,63	3,52	0,17	3,17	2,04	2,48	1,29	2,40	0,35	"
20	53,48	0,55	18,39	4,20	3,23	0,14	1,80	6,60	5,00	2,94	0,35	0,39	"
21	55,60	0,77	18,11	4,08	3,23	0,21	2,09	5,34	4,77	3,75	0,36	0,36	1,30
22	51,85	0,47	19,11	4,16	3,19	0,26	2,68	6,86	4,63	2,17	0,79	0,37	Не оп.
23	54,46	0,57	18,33	5,60	2,05	0,16	2,21	3,59	5,60	3,50	0,87	0,40	3,73
24	50,82	0,70	16,12	4,62	2,02	0,21	4,62	5,57	4,94	1,95	0,50	0,32	Не оп.
25	52,12	0,46	16,72	3,23	1,26	0,08	7,15	10,20	4,45	1,65	0,37	0,19	"
26	63,84	0,52	12,50	3,75	1,15	0,10	0,65	0,58	3,76	5,48	0,68	0,24	"
27	54,94	0,82	16,74	3,71	3,88	0,16	5,34	4,41	6,63	2,94	0,63	0,34	"
28	55,87	0,47	17,11	3,71	1,39	0,13	1,23	5,13	6,44	1,77	1,03	0,25	6,00
29	52,80	0,78	16,88	5,01	3,30	0,16	3,67	6,96	3,74	3,54	0,67	0,58	2,54
30	53,10	0,85	17,30	4,71	3,17	0,09	3,90	6,73	3,68	3,90	1,02	0,30	1,13
31	60,89	0,30	15,49	0,96	5,89	0,14	2,48	2,62	5,08	3,27	0,43	0,32	2,88
32	61,12	0,44	16,68	2,93	2,98	0,10	1,11	3,12	4,63	5,55	0,60	0,37	0,37
33	61,03	0,40	16,18	1,80	2,48	0,10	2,61	3,92	4,65	2,28	0,45	0,82	4,48
34	61,29	0,46	18,29	1,85	2,29	9,04	2,17	3,85	5,30	2,65	0,47	0,24	2,53
35	50,96	0,40	17,74	4,24	3,80	0,18	5,40	6,91	3,26	3,23	0,72	0,29	3,79
36	68,30	0,18	16,18	1,44	1,72	0,12	0,76	0,96	5,38	2,56	0,57	0,13	Не оп.
37	64,23	0,20	16,55	0,40	2,10	0,12	1,23	2,59	4,80	2,78	0,32	0,07	4,45
38	66,00	0,24	16,77	0,57	2,22	0,09	1,30	1,49	5,80	2,49	0,27	0,08	2,44
39	61,03	0,40	16,18	1,80	2,48	1,10	2,61	3,92	4,65	2,28	0,45	0,82	0,48
40	61,00	0,36	16,68	1,17	2,61	0,14	1,79	3,04	5,25	2,68	0,29	0,14	Не оп.
41	64,67	0,28	16,19	1,62	1,78	0,13	1,61	1,16	4,99	3,08	0,38	0,11	"
42	64,03	0,25	16,47	1,61	2,34	0,26	2,25	1,78	4,84	2,83	0,51	0,14	"
43	62,95	0,38	18,25	2,52	1,69	0,17	1,17	1,37	6,68	3,13	0,51	0,70	"
44	60,11	0,38	16,85	1,83	2,31	0,10	2,99	3,18	5,13	2,18	0,42	0,12	"
45	63,50	0,36	15,99	2,29	1,55	0,10	1,29	2,87	5,66	2,35	0,56	0,12	3,76
46	59,17	0,45	18,29	3,50	1,90	0,12	3,62	2,29	6,66	1,38	0,94	1,21	2,24
47	69,61	0,18	16,01	1,08	1,58	0,07	0,89	0,80	6,05	3,48	0,55	0,13	1,01
48	63,22	0,35	16,49	3,45	1,33	0,02	1,36	0,30	4,04	6,42	0,46	0,11	2,46
49	61,08	0,46	18,52	3,40	1,57	0,08	1,74	1,58	6,38	3,14	9,32	0,31	1,50
50	61,57	0,43	19,26	3,73	1,05	0,08	1,51	1,89	5,98	2,92	0,37	0,31	1,50
51	64,04	0,36	18,31	1,85	2,10	0,15	2,11	1,68	5,02	2,42	0,45	0,24	2,32
52	59,27	0,57	17,97	3,75	2,30	0,10	2,27	2,14	5,73	3,01	0,63	0,31	2,54
53	67,63	0,26	17,31	0,80	1,87	0,07	0,96	0,84	5,91	2,61	0,34	0,12	1,47
54	65,75	0,26	16,56	0,88	1,65	0,06	1,02	1,84	5,84	2,75	0,32	0,11	2,42
55	65,77	0,30	16,33	0,88	2,08	0,11	1,56	1,67	4,77	3,69	0,37	0,12	2,62
56	67,06	0,16	16,62	0,72	2,08	0,08	0,85	3,36	5,23	2,52	0,67	0,15	0,84
57	56,85	0,73	18,71	3,00	2,72	0,11	2,61	4,92	5,12	3,07	1,60	0,28	Не оп.
58	57,15	0,69	17,14	4,02	2,81	0,12	3,21	2,74	5,40	3,94	1,50	0,34	"
59	54,45	0,81	17,52	3,45	4,28	0,13	4,22	3,37	4,40	4,22	1,62	0,24	"
60	55,95	0,71	17,05	3,39	3,71	0,12	3,92	3,30	5,11	4,29	1,30	0,32	"
61	55,55	0,92	19,44	1,32	4,90	0,10	3,10	4,95	3,54	4,16	1,28	0,37	"
62	54,35	0,71	15,61	1,78	9,94	0,14	6,13	7,09	3,67	2,78	1,88	0,39	"
63	60,06	0,68	17,38	2,32	3,24	0,15	3,19	4,37	3,90	3,41	0,66	0,24	"

Продолжение табл.

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.
64	61,97	0,65	18,38	1,95	2,41	0,12	1,47	2,97	5,01	3,74	0,78	0,17	"
65	63,08	0,00	18,00	1,97	2,16	0,11	1,43	1,80	4,54	4,58	0,92	0,17	"
66	64,16	0,58	18,11	1,64	1,86	0,10	0,93	2,71	5,30	3,74	0,12	0,19	"
67	65,50	0,47	18,00	0,96	1,76	0,07	0,26	1,93	4,31	6,11	0,05	0,12	"
68	67,75	0,39	16,27	1,67	0,93	0,07	0,57	1,58	4,42	5,54	0,24	0,10	"
69	69,40	0,41	15,89	0,96	1,45	0,08	0,25	1,45	4,48	4,87	0,16	0,10	"
70	62,24	0,57	17,66	1,90	2,59	0,09	2,79	1,71	6,10	2,47	1,14	0,14	"
71	56,41	0,74	17,92	2,68	3,55	0,14	3,14	5,17	4,17	3,48	Не оп.	Не оп.	"
72	60,42	0,64	17,43	2,27	2,67	0,13	2,69	4,16	4,26	3,98	—	—	"
73	63,30	0,57	17,90	1,75	2,98	0,10	1,19	2,18	4,69	4,00	—	—	"
74	64,40	0,24	17,10	1,60	4,20	0,10	1,55	2,80	4,10	2,14	0,21	0,17	1,26
75	64,40	0,24	17,12	1,58	4,10	0,20	1,55	2,80	4,10	2,14	0,21	0,70	1,26
76	70,05	0,40	13,60	3,50	1,06	0,05	1,26	2,51	4,22	1,15	—	—	"
77	66,58	0,32	16,23	1,13	3,01	0,09	1,58	2,92	3,86	2,34	0,19	0,18	1,13
78	67,32	0,36	16,63	0,24	2,73	0,07	1,18	3,08	4,09	2,35	0,17	0,18	1,67
79	66,47	0,18	18,44	0,58	1,26	0,04	1,02	2,15	5,69	2,21	0,16	0,10	1,44
80	63,20	0,33	16,91	1,86	2,23	0,08	3,06	2,75	5,02	2,45	0,23	0,19	1,93

Вулкано-плутонические ассоциации (ВПА): кимеридж-ранневожская 1—19 (эффузивы 1—8, интрузивные породы 9—19); средневожско-раннемеловая 20—73 (эффузивы 20—35, субвулканические породы 36—56, интрузивные породы 57—73); поздневожская 76—80. Использованы анализы: В. Д. Аксенова (32), В. В. Гулевича (4, 10, 31, 37, 38, 56), Ю. М. Довгала (1, 6, 11, 30, 31, 53—55, 74, 77—79), Л. В. Долинина (80), В. А. Игнатова (7), Г. А. Климова (78), А. С. Острова (34), Г. А. Поданева (5, 35), В. Я. Радзивила (2, 3, 8, 29), Г. И. Сокиркина (48—51, 76), Б. Н. Шавкунова (9, 20—28, 33, 36, 39—47, 52).

фировых систем района, весьма значителен.

5. Поздневожская ВПА по времени формирования синхронна Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу и представлена андезитовой терригенной и дацитовой субформациями. От средневожско-раннемеловой ВПА отделена верхнемелассовой формацией.

Андезитовая терригенная субформация в центральной части БМЗ распространена весьма ограниченно. В ее составе преобладают туфы, туфолавы и лавы андезитобазальтов и андезитов, переслаивающихся с туфопесчаниками и туфогравелитами.

К андезито-дацитовой субформации отнесены умеренно кислые породы жерловой и субвулканических фаций, слагающие Омчакский массив, и многочисленные мелкие тела и дайки. Они представлены дацит-порфирами, диорит-порфирами, кварцевыми диорит-порфирами и гранодиорит-порфирами.

Магматические образования центральной части БМЗ, сменявшие друг друга во времени, выделяются не только по геологическим данным, но и по химическим составам слагающих их пород (таблица). На диаграмме

Na₂O+K₂O—SiO₂ фигуративные точки, соответствующие составам пород кимеридж-ранневожской, средневожско-раннемеловой и поздневожской ассоциаций, группируются в изолированные поля (рис. 2).

Из сказанного выше можно сделать следующие выводы.

1. Продуктивная на медно-порфировое оруденение средневожско-раннемеловая ВПА обладает отчетливыми геологическими границами и специфическим петрохимическим составом.

2. По итогам структурно-формационного районирования, площади распространения продуктивной ВПА выделяются в качестве металлогенической зоны, ареалы развития плутогенной монзонит-сиенитовой формации эквивалентны металлогеническим подзонам, а малые тела монзонит-порфиров и кварцевых монзонит-порфиров выступают как основной признак потенциальных рудных полей.

3. Отложения верхнемелассовой формации потенциально перспективны в отношении нетрадиционных для Северо-Востока СССР рудно-формационных типов месторождений цветных и благородных металлов.

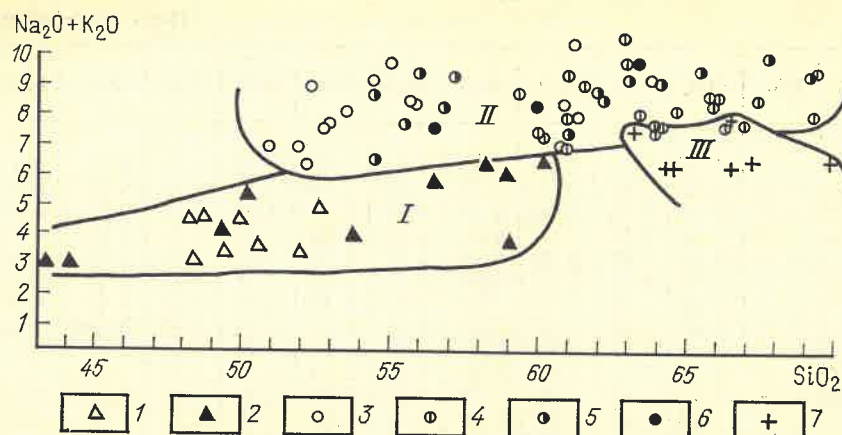


Рис. 2. Положение полей распределения химических составов позднеюрско-меловых магматических пород в координатах $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$

I, II, III — поля распределения химических составов магматических пород: 1 — эффузивных и 2 — интрузивных

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Берлембле Д. Г., Городинский М. Е., Котляр И. К. Меловой интрузивный магматизм Анюйско-Олойского блока. — В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. Магадан, 1975, с. 89—94.
- Городинский М. Е., Гулевич В. В., Титов В. А. Проявление медного оруденения на Северо-Востоке СССР. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, № 24, Магадан, 1978, с. 157—158.
- К тектонике Анюйско-Олойского междуречья Ю. М. Довгаль, А. Я. Радзивил, В. А. Титов и др. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, № 18, Магадан, 1968, с. 41—55.
- Кривцов А. И. Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. М.: Недра, 1983.
- Кривцов А. И. Принципы классификации геологических формаций по роли в рудогенезе. — Геология рудных месторождений, 1984, № 1, с. 67—71.
- О медно-порфировом оруденении Олойской
- зоны (Западная Чукотка) Ю. П. Рождественский, Ю. И. Едовин, И. И. Игошина и др. — Геология рудных месторождений, 1976, № 6, с. 83—87.
- Павлова И. Г. Медно-порфировые месторождения. Л.: Наука, 1973.
- Перваго В. А. Геология и экономика медно-порфировых месторождений. М.: Недра, 1978.
- Попов В. С. Геология и генезис медно-молибден-порфировых месторождений. М.: Наука, 1977.
- Рудно-метасоматическая зональность медно-порфирового месторождения на Северо-Востоке СССР/И. Ф. Мигачев, В. Б. Шиняков, В. Г. Сапожников и др. — Геология рудных месторождений, 1984, № 5, с. 91—94.
- Тильман С. М. Особенности орогенного развития тихоокеанских мезозойских поясов. Новые данные по геологии Северо-Востока СССР. Магадан, 1973, с. 21—33.
- Тильман С. М., Шило Н. А., Мерзляков В. Д. Мезозойские складчатые зоны СССР. — В кн.: Общие региональные проблемы тектоники Тихоокеанского пояса. Магадан, 1974, с. 61—72.

УДК 553.3/4 : 551.31

А. А. СИДОРОВ (СВКНИИ ДВНЦ АН СССР)

Базовые рудные формации и проблема промежуточных источников рудного вещества жильных месторождений

Вкрапленные (прожилково-вкрапленные) образования еще не так давно считались в некоторых районах подчиненной структурно-морфологической разновидностью жильных месторождений. Однако при тщательном рассмотрении соотношения вкрапленных руд с рудоносными жилами оказалось, что последние представляют всего лишь второстепенные элемен-

ты месторождений вкрапленных руд. Как правило, разнообразные жильные месторождения обнаруживают структурные и минералогические связи с более ранним вкрапленным оруденением. Известно, что медно-порфировые месторождения сопровождаются жильными непорфировыми жильными руд. При этом по времени формирования непорфировые

руды в большинстве своем являются более поздними, а вещественные их компоненты вполне могли быть заимствованы в процессе переотложения порфировых руд. Это видно из рис. 1, на котором показан генетически единый ряд рудных формаций вулканогенных поясов. Базовая сущность медно-молибденовой формации здесь очевидна. Подтверждением этого положения служит работа [5], где на большом фактическом материале показано базовое положение (в нашем понимании) медно-порфирового месторождения Бингем в полиметаллическом рудном районе штата Юта (США).

Нами [4, 6, 7] уже были рассмотрены важнейшие базовые формации золоторудных месторождений. Их взаимоотношения с жильными золоторудными месторождениями могут быть представлены в виде следующей схемы (рис. 2). Таким образом, формации, определяющие генетически единые или полигенные рудно-формационные ряды характеризуются месторождениями, в рудах которых наиболее полно представлены минеральные (минералогическо-геохимические) ассоциации всех месторождений данного ряда.

В различных провинциях базовыми являются следующие рудные формации: медно-порфировая, сульфидная вкрапленных руд, олово-порфировая, кварц-сульфидная прожилково-вкрапленных руд, колчеданные, скарновая, магматические сульфидные, включая платинометаллические акцессорно-вкрапленные образования в ультрабазитах. Однако если порфировые, колчеданные и медно-никелевые месторождения с начала их освоения воспринимались как объемные геологические образования, то зоны вкрапленного сульфидного оруденения нередко относились к так называемым околожилным (околорудным) ореолам, к зонам рассеянной минерализации, сопутствующим рудным телам. Долгое время они не рассматривались как образования, предшествующие жильным месторождениям и являющиеся для них источником рудного вещества. Однако и теперь этот пробел может быть восполнен лишь на примере результатов изучения сульфидизированных залежей в углеродно-терригенных и карбонатных толщах перивулканических зон тихоокеанских провинций и других областей тектоно-магматической активизации.

Золото-сульфидное вкрапленное оруденение структурно и во времени тесно связано с золото-серебряными, золото-сульфидно-кварцевыми, полиметаллическими, олово-серебряными и другими вулканогенными и вулканогенно-платоногенными месторождениями. Их минералогическо-геохимические связи показаны в таблице.

Вкрапленные руды отлагались в условиях длительно развивающихся купольных поднятий и нередко в зонах сжатия, в том числе надвигового типа [6, 7]. Эти участки интенсивного смятия (с элементами течения глинистого вещества аргиллитов и алевроитов) являлись флюидопроводниками и хорошими сорбентами металлов. Колонны углито-глинистых или карбонатно-глинистых пород, фильтрующие глубинный рудный флюид, насыщались сорбируемыми дисперсными частицами рудного вещества и становились потенциальными промежуточными источниками к моменту интенсивной гидротермальной деятельности и жиль-

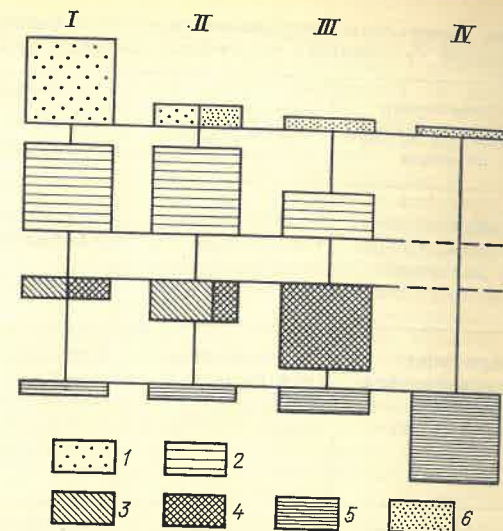


Рис. 1. Вулканогенный рудноформационный ряд I—IV — рудные формации: I — базовая медно-молибденовая (медно-порфировая); II — полиметаллическая; III — золото-серебряная; IV — сурьмяно-ртутная; минеральные ассоциации: 1 — молибденит-пирит-халькопиритовая; 2 — полиметаллическая сульфидная; 3 — золото-теллуридная; 4 — золото-серебро-сульфидно-сульфоантимонитовая; 5 — киноварь-антимонитовая; 6 — марказит-пиритовая

образования. Наиболее обогащенные части флюидопроводящих зон по концентрациям золота в породах достигают уровня промышленных рудных тел. На участках растяжения и открытой трещиноватости, сопряженных с флюидопроводящими зонами, развивались рудоносные жилы. Кратковременное заполнение трещин рудным веществом представляется небольшим поздним и послерудным эпизодом в развитии зон вкрапленных руд. Содержания золота и серебра в поздних кварцевых жилах

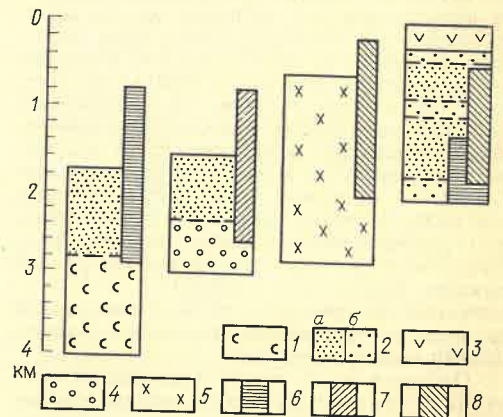


Рис. 2. Схема взаимоотношений жильных месторождений с базовыми формациями вкрапленных и массивных сульфидных руд: 1 — сульфидизированные скарны; 2 — золото-сульфидные вкрапленные (а) и колчеданные (б) руды; 3 — медно-порфировые руды; 4 — сульфидизированные метасоматиты; 5 — послеколчеданные толщи; 6—8 — жильные золоторудные месторождения: 6 — золото-сульфидно-кварцевые; 7 — золото-кварцевые; 8 — золото-серебряные

Связь минеральных ассоциаций золото-сульфидной и других формаций сульфидного рудно-формационного ряда

Минеральные ассоциации базовой золото-сульфидной формации	Минеральные ассоциации рудных формаций				
	золото-сульфидно-кварцевой	олово-серебряной	полиметаллической	золото-серебряной	сурьмяно-ртутной
Молибденит-касситерит-сульфидная, золото-висмут-теллуридная	Золото-висмут-теллуридная с молибденитом и касситеритом	Касситерит-сульфидная	—	—	—
Золото-пирит-арсенопиритовая полисульфидная (спорадическая)	Золото-арсенопиритовая , галенит-сфалерит-халькопиритовая	Арсенопирит-пиритовая, станный-галенит-сфалерит-халькопиритовая	Галенит-сфалерит-халькопиритовая	Золото-серебро-пирит-арсенопиритовая	Арсенопирит-пиритовая
Серебро-сульфосолю-сульфидная	Сульфосолю-сульфидная	Серебро-олово-сульфосолю-сульфидная	Сульфосолю-сульфидная	Золото-серебро-сульфосолю-теллуридно-сульфидная	—
Пирит-антимонитовая	Пирит-антимонитовая	Антимонит-пиритовая	—	Антимонитовая	Киноварь-антимонитовая

Примечание. Шрифтом выделены главные продуктивные минеральные ассоциации.

обычно коррелируются с содержаниями этих металлов во вмещающих рудах, хотя серебро более интенсивно накапливается в жильных минералах. Жильные минеральные ассоциации отлагались в полостях, заполненных горячими растворами при определенных физико-химических условиях. Их разнообразие определяется температурной дифференциацией рудного вещества. Главная минеральная ассоциация вкрапленных руд, напротив, проста и однообразна — это мелкие и тонкие зерна равномерно рассеянного арсенопирита и мышьяковистого пирита, содержащих субмикроскопическое золото. Вместе с тем, во вкрапленных рудах при тщательных минералогическо-геохимических исследованиях обнаруживаются «зарождения» минеральных ассоциаций всех жильных образований не только данного рудного поля, но и рудного района в целом. Иными словами, из вкрапленных руд можно получить («вывести») жильные образования каждой рудной формации района (см. таблицу).

Отметим следующие особенности вкрапленных руд, несвойственные обычным гидротермальным месторождениям.

1. Основная часть тонкорассеянных сульфидов явно предшествует образованию кварцевых жил и окварцеванию.

2. Вкрапленность арсенопирита представлена тонкими кристаллами удлиненно-призматического габитуса (иголки длиной до нескольких миллиметров), пирит с содержанием мышьяка до 5—7% наиболее распространен в виде тонких и мелких метакристаллов сложной комбинированной формы с тонкозональным внутренним строением.

3. Диспергированное рудное вещество приурочено к зонам динамометаморфизма и интенсивного смятия со следами течения глинистых пород. Оно формировалось в условиях сжатия и отсутствия открытых трещин; отмечено также повышенное содержание углерода, распространены самородные мышьяк и другие минералы, нехарактерные для гидротермальных парагенезисов.

4. На протяжении всех изученных на глубину интервалов (до 2000 м и более) не отмечено отчетливых элементов зональности рудотолжения.

Эти особенности объяснялись либо сингенетическо-эпигенетической природой руд (В. Г. Гарьковец), либо связывались с деятельностью глубинных углеродсодержащих рудонесущих флюидов [3]. В пределах оловорудных районов Приморья в терригенных толщах также были обнаружены зоны метасоматитов, содержащие рассеянные выделения углеродистого вещества, ильменита и других титановых материалов, сульфидов в парагенезисе с самородными металлами, карбидами и шпинелидами.

На основе изложенного материала нами было высказано предположение о негидротермальной природе вкрапленных руд [2]. Жильные гидротермальные образования обычно развиваются в верхних горизонтах зон вкрапленных руд — это результат поздней глубокой дифференциации рудного вещества, накопленного в процессе длительного формирования вкрапленных руд. Гидротермальный процесс приводит к образованию эволюционного температурного ряда жильных рудных ассоциаций:

кварц-полиметаллически-сульфидных, кварц-золото-аргентитовых, кварц-золото-сульфоантимонитовых, кварц-антимонитовых и кварц-киноварных. Для вкрапленных руд эта дифференциация нехарактерна.

В. А. Буряком были описаны месторождения вкрапленных руд с мелким золотом, обнаруживающие парагенетические связи с жильными рудопоявлениями золото-кварцевой формации и метаморфогенными кварцевыми жилами. При этом подчеркивалось, что вкрапленное оруденение, развитое в осадочных толщах, образовалось одновременно с золотоносными жилами, а несколько раньше их. Иными словами, месторождения вкрапленных руд здесь также представляют базовую рудную формацию, они служили, по-видимому, промежуточным источником вещества по отношению к жильному оруденению. Месторождения вкрапленных руд этого типа связаны, по мнению В. А. Буряка, с метаморфогенно-плутоногенными процессами и отнесены к золото-кварц-сульфидной рудной формации, месторождения которой характерны для древних многоэпизодных складчатых областей с зональными метаморфическими поясами и гранитизацией. Однако вкрапленное оруденение тяготеет к зонам зеленосланцевого метаморфизма. Минеральные ассоциации вкрапленных руд сходны с продуктивными ассоциациями сопутствующих жильных образований. Они представлены микрокварцевыми кварца, золота, галенита, сфалерита, пирита, блеклых руд. Микросрастания развиты в раннем крупнокристаллическом пирите и во вмещающих породах. При пересечении пиритовых метасоматических прожилков кварцевыми наблюдается отчетливое обогащение жильного материала рудным веществом.

Таким образом, в соответствии с базовыми формациями вкрапленных руд выделяются два типа промежуточных источников жильных золоторудных месторождений: вулканогенный (вулканогенно-плутоногенный) и метаморфогенно-плутоногенный. Все жильные месторождения обнаруживают отчетливые связи с этими источниками.

Жильные месторождения, связанные с промежуточным источником вулканогенного типа, представлены золото-серебряными, адуляр-кварцевыми, родонит-родохрозит-кварцевыми, теллуридно-кварцевыми, антимонит-кварцевыми и киноварно-кварцевыми жилами. По составу золото-серебряных минеральных ассоциаций и отношениям Au:Ag в рудах, характеризующие жильные месторождения нередко сходны с аналогичными минеральными ассоциациями магматических медно-никелевых месторождений с мантийным происхождением вещества [1]. Весь комплекс названных жильных месторождений совместно с промежуточными источниками, представленными углерод-сульфидными метасоматитами, также имеет косвенные связи с мантийным веществом. Это прежде всего связь перечисленных рудных образований с планетарными вулканогенными поясами и базальтоидным внутрирудным и послерудным магматизмом.

Жильные месторождения с метаморфогенно-плутоногенным промежуточным источником представлены золото-кварцевыми и полевшпат-кварцевыми жилами. С ними ассоциируют также магнетитовые, редкоземельные и редкометалльные месторождения. Все они связаны с гранитоидным магматизмом и региональным метаморфизмом геосинклинальных областей. Продуктивные минеральные ассоциации жильных месторождений и вкрапленных руд (промежуточных источников) подобны, что указывает на близкие гидротермальные условия минералообразования вкрапленных и жильных руд. Это существенным образом отличает метаморфогенно-плутоногенный промежуточный источник рудного вещества от вулканогенного.

Мы полагаем, что в каждой рудной провинции жильные месторождения могут быть увязаны в едином рудно-формационном ряду с вкрапленными сульфидными или колчеданными месторождениями, что согласуется с нашими представлениями о базовых рудных формациях и промежуточных источниках рудного вещества.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Годлевский Н. Н. О характере связи сульфидного медно-никелевого оруденения с формациями базитов и гипербазитов. — В кн.: Магматизм и полезные ископаемые. М., 1985, 43—57.
2. Графит-ильменит-сульфидная минерализация в рудных районах Востока СССР/И. Н. Томсон, А. А. Сидоров, О. П. Полякова и др. — Геология рудных месторождений, 1984, № 6, с. 19—31.
3. Иванкин П. Ф., Назарова Н. И. Геолого-геохимические закономерности формирования рудного поля золото-углеродистой формации и поисковые критерии. — В кн.: Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. Т. 5. М., 1982. (Тез. докл. III Всесоюз. совещ.).
4. Нарсеев В. А., Сидоров А. А. О связи золоторудных месторождений с формациями вкрапленных и массивных сульфидных руд. — Докл. АН СССР, 1985, т. 284, № 1, с. 189—192.
5. Рубрайт Р. Д., Харт О. Дж. Полиметаллические руды района Бингем, штат Юта. — В кн.: Рудные месторождения США. М., 1972, с. 358—385.
6. Сидоров А. А., Новожилов Ю. И. Существуют ли «корни» эпитепирмальных месторождений? — В кн.: Тез. докл. симпозиума МАГРМ. № 1, Тбилиси, 1982, с. 144—145.
7. Сидоров А. А., Новожилов Ю. И., Гаврилов А. М. О связи месторождений золотоносных вкрапленных сульфидных руд с вулканогенным золотосеребряным оруденением. — Докл. АН СССР, 1981, т. 261, № 6, с. 1398—1401.



УДК 551.734.5/735.1 : 553.98 (574.1)

В. С. ГУБАРЕВА, Е. Г. МИНЯЕВА, Л. Н. КЛЕНИНА, Н. С. ОВНАТАНОВА
(ВНИГНИ)

Средний палеозой северной прибортовой зоны Прикаспийской впадины

В центральной части северной прибортовой зоны Прикаспийской синеклизы расположено газоконденсатное месторождение Карачаганак. Подсолевой продуктивный комплекс палеозоя включает здесь карбонатные пермские (докунгурские) и среднепалеозойские (преимущественно нижнекаменноугольные и фаменские) образования.

Геологическому строению месторождения посвящен ряд работ [2, 5], в которых отражены результаты литолого-стратиграфического изучения некоторых разрезов. Предыдущими исследованиями был установлен раннепермский и раннекаменноугольный возраст продуктивных толщ и их карбонатный состав. Предлагаемая статья включает материалы по детальному биостратиграфическому расчленению и литофациальному анализу среднепалеозойских толщ 14 скважин, наиболее полно петрографически и палеонтологически документированных и характеризующих различные типы разрезов.

Стратификация разрезов проведена с использованием всех палеонтологических и петрографических материалов и методов промысловой геофизики, как это принято по методике исследований на закрытых территориях. Основу статьи составляют собственные материалы авторов, частично использованы данные Л. И. Ивановой.

Результаты исследований послужили обоснованием стратиграфического расчленения и корреляции продуктивных горизонтов месторождения. Ниже описываются разрезы от древних отложений к более молодым, а также от наиболее представительных разрезов к менее полным.

Выделенные и прослеженные стратиграфические подразделения отвечают одноименным, принятым для Восточно-Европейской платформы, что позволило уверенно сопоставить изу-

ченные разрезы с разновозрастными образованиями сопредельных районов Волго-Уральской провинции.

Самые древние палеозойские отложения на месторождении Карачаганак вскрыты скв. 21 (рис. 1). Здесь на глубинах 5302—5134 м прослежены толща известняков, светлых, органических, кальциферовых с одноклеточными фораминиферами (сферическими, узорчатыми), детритовых и темно-серых пелитоморфных. Возраст толщ определен как позднедевонский (верхнефаменский подъярус) по нахождению в шести интервалах с глубины 5298 до 5140 м комплексов сферических *Archaeosphaera minima* Sul., *Vicinesphaera angulata* Antr., *V. squalida* Antr., *Parathuramina cushmani* Sul., *P. suleimanovi* Lip., *P. ex gr. stellata* Lip., *P. ex gr. tuberculata* Lip., *Radiosphaera panderosa* Reith., *R. basilica* Reith., *Sphaerella* sp., многочисленных *Calcsphaera* и часто встречаемых водорослей *Nodosinella*, наряду с единичными фораминиферами *Septatournayella* sp. (глубина 5224—5217 м).

Вскрытая мощность фаменских отложений до 170 м. Непосредственно выше в скв. 21 развиты нижнетурнейские отложения (глубина 5140—5134 м, 5127—5134, 5103—5097 м), представленные биоморфно-детритовыми перекристаллизованными известняками с фораминиферами: *Bisphaera malevkensis* Bir., *B. irregularis* Bir., *B. aff. malevkensis* Bir., *Quasiendothyra cf. communis* Raus., *Septataglomospiranella* sp., *Endothyra* sp. и фрагментами водорослей *Nodosinella*.

В скв. 7 на забое (глубина 5208 м) встречаются органогенные, биоморфно-кальциферовые с многочисленными радио- и кальциферами известняки. Это послужило основанием для сопоставления с верхнефаменско-нижнетурнейскими образованиями скв. 21.

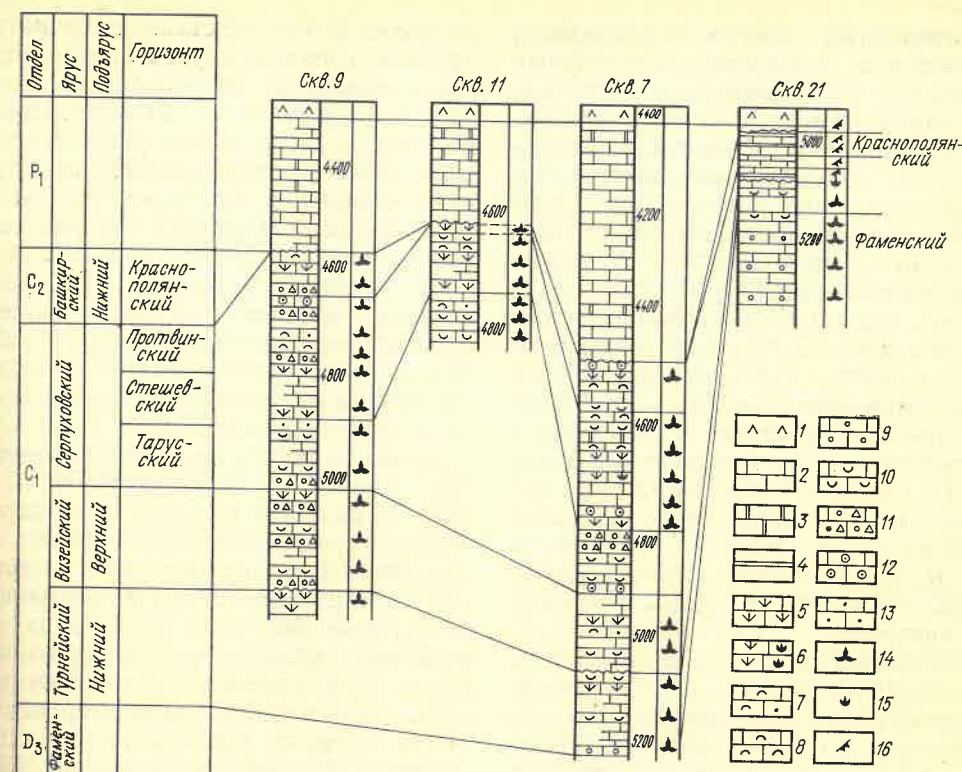


Рис. 1. Схема корреляции среднепалеозойских отложений месторождения Карачаганак
1 — ангидриты; 2 — известняки; 3 — доломиты; 4 — аргиллиты и алевролиты; 5—13 — разновидности известняков; 14 — органогенные, 15 — микрозернистые с

целыми скелетами организмов, 16 — фораминиферы, 17 — криноидные, 18 — кальциферовые, 19 — детритовые, 20 — органогенно-обломочные, 21 — оолитовые и онкоидные, 22 — ступчатые; 23 — фораминиферы, 24 — брахиоподы, 25 — конодонты

В верхней части интервала 5202—5197 м встречаются раннекаменноугольные *Quasiendothyra* sp. и *Endothyra* sp., а выше в интервале 5150—5140 м содержится комплекс, включающий массивные квазиэндоиты: *Quasiendothyra communis* Raus., *Q. cf. communis* Raus., *Q. kobeitusana* Raus., *Q. cf. konensis* Lip., *Q. aff. konensis* Lip. — формы, обычные и характерные для верхней части заволжского горизонта.

Непосредственно выше заволжского горизонта (глубина 5140—5136 м) и далее (глубина 5094—5089, 5078—5073 м) отмечаются известняки светло-серые и серые, биоморфно-детритовые: водорослево-сферовые и детритовые с прослоем сгусткового известняка, т. е. породы, аналогичные описанным в верхнедевонско-заволжском интервале разреза. Но здесь наряду с фациальным комплексом форм водорослево-сгустковых известняков встречаются редкие *Endothyra* sp., водо-

росли *Girvanella* и *Nodosinella* и конодонты *Siphonodella* ex gr. *semichatovae* Kon. et Lip. (глубина 5094—5089 м). Учитывая положение описываемой пачки в разрезе и приведенную фаунистическую характеристику, она отнесена к надзаволжской части нижнего турне и скорее всего отвечает малевскому горизонту.

В двух интервалах (5215—5205, 5205—5197 м) в призабойной части разреза скв. 9 прослежены известняки водорослевые и детритовые, перекристаллизованные, в которых совместно с комплексом сфер и водорослей *Nodosinella* развиты фораминиферы: *Bisphaera grandis* Lip., *B. malevkensis* Bir., *Vicinesphaera angulata* Antr., *V. sp.*, *Archaeosphaera minima* Sul., *Parathuramina cushmani* Sul., *P. ovalis* Brazh. et Vdov., *P. triangularis* B. et V., что свидетельствует о раннетурнейском, скорее всего малевском, возрасте вмещающих толщ.

Приведенный состав известняков, включающих массовые синезеленые водоросли *Nodosinella* и зеленые, устанавливаемые по многочисленным *Calcisphaera*, позволяет предполагать в описываемых разрезах в позднедевонско-раннетурнейское время развитие мелководных банок, давших начало специфическим биогермным образованиям [3].

В скв. 9 в верхней части интервала (глубина 5197—5190 м), содержащего фауну нижнего турне, в известняках органогенно-обломочных, частично перекристаллизованных определены фораминиферы: *Earlandia vulgaris minor* (Raus.), *Haplophragma* sp., *Endothyra* cf., *devexa* Raus., *E. similis* Raus. et Reitl., *E. prisca* R. et R., *Globoendothyra* ex gr. *globulus* (Eichw.), *G. cf. paula* (Viss.), *G. numerabilis* (Viss.), *Archaeodiscus convexus* Grozd. et Leb., *Ar. moelleri* Raus., *Ar. krestovnikovi* Raus., *Ar. pusillus* Raus., *Ar. karreri* Brady, *Mediocris breviscula* (Gan.), что позволяет возраст отложений датировать не древнее тульского горизонта окского надгоризонта визейского яруса. Аналогичные органогенно-обломочные, водорослевые и детритовые известняки прослежены еще по восьми уровням этого разреза до глубины 5027 м, где определены ассоциации видов, обычных для верхневизейских образований. На глубине 5034—5027 м встречен подвид *Eostaffella ikensis tenebrosa* Viss., не появляющийся в окских отложениях ранее веневского горизонта и характерный для него.

С глубины 4981—4974 м по керну прослеживается изменение разреза — развиты органогенно-обломочные, детритовые, но сильно перекристаллизованные и доломитизированные известняки, в которых почти не содержится фауны. На глубине 4974 м определены *Endothyra prisca* Raus. et Reitl., *Endothyranopsis* cf. *convexus regularis* (Raus.), *Horwchinia gibba* (Moell.), в четырех интервалах с глубины 4974—4885 м фауна совсем не была обнаружена. Это изменение, как и повсюду в Волго-Уральском регионе, приурочено к границе визейского и серпуховского ярусов и характерно для его нижнего, тарусского го-

ризонта. В соответствии с принятым уровнем границы ярусов 5000 м мощность визейских отложений достигает 190 м. С глубины от 4880 до 4789 м по шести интервалам наблюдаются известняки органогенные, перекристаллизованные, частично ангидритизированные, с большим количеством водорослей *Ungdarella*, *Fasciella*, *Calcifolium okense* Schw. et Bir., фрагментами мшанок, члениками криноидей с брахиоподовым детритом. Фораминиферы представлены единичными формами, обычными для окско-серпуховских отложений.

Выше характер отложений меняется: начиная с глубины 4758 и до 4674 м развиты известняки, водорослевые, органогенно-обломочные, детритовые, фораминиферовые, онкоидные и оолитовые. Фауна фораминифер становится богаче и разнообразнее, включая ассоциацию мелководных форм, приуроченных к отложениям окско-серпуховского возраста, накопление которых происходило в оптимальных биотических условиях. Вместе с тем обнаружение в комплексе таких форм, как *Endothyranopsis sphaericus* (Raus. et Reitl.), *Bradyina rotula* Eichw., *Janischewskina operculata* Raus. et Reitl., *Eostaffella ikensis* Viss., *E. parastruvei* Raus. и частых эндотир, позволяет в этой части разреза (глубина 4878—4648 м) определить возраст вмещающих отложений как стешевский горизонт серпуховского яруса. Самая верхняя часть разреза каменноугольных отложений скв. 9 (глубина 4648—4552 м) сложена известняками оолитовыми, органогенно-обломочными, детритовыми, криноидными и ракушняковыми. Встречены многочисленные водоросли *Ungdarella*, *Calcifolium okense* Schw. et Bir. Фораминифер много, преобладают формы крупных размеров, ассоциация богата по таксономическому составу: включает основную фон форм, известных из окских отложений, дополнена видами, характерными для стешевского горизонта, и, кроме того, содержит: *Bradyina* cf. *cribrostomata* Raus. et Reitl., *Endothyranopsis sphaericus* (Raus. et Reitl.), *Eostaffellina paraproto-* (Raus.), *E. cf. schartimiensis* (Mal.), *Pseudoendothyra parasphaerica* Reitl.

Ps. propinqua (Viss.) (глубина 4657—4650 и 4567—4560 м). В интервале 4574—4567 м, представленном ракушняковым известняком, состоящим из обломков брахиопод рода *Gigantoproductus*, определена форма *G. aff. protvensis* Sag. Совокупное нахождение всех форм позволило выделить здесь протвинский горизонт (4648—4552 м).

В скв. 7 на 50 м выше интервала, содержащего фауну нижнего турне, с глубины 5023—5018 м, где развиты детритовые, водорослевые и фораминиферовые разновидности известняков, определены: *Earlandia vulgaris* (Raus. et Reitl.), *E. elegans* (R. et R.), *Ammodiscus priscus* Raus., *Brunsia pulchra* Mikh., *Lituotubella glomospiroides* Raus., *Cornuspira* cf. *volgensis* (Raus.), *Tetrataxis eominima* Raus., *Criborespira* cf. *panderi* Moell., *Globivalvulina parva* Tchern., *Endothyra prisca* Raus. et Reitl., *E. similis* Raus. et Reitl., *E. ex gr. omphalota* Raus. et Reitl., *E. ex gr. bradyi* Mikh., *Globoendothyra numerabilis* (Viss.), *Permodiscus rotundus* N. Tchern., *Eostaffella parastruvei* Raus., *Pseudoendothyra* sp.

Приведенный комплекс фораминифер позволяет сделать заключение о раннеокском, скорее всего алексинском возрасте вмещающих толщ.

В скв. 7, таким образом, фаунистически охарактеризованы алексинский горизонт и вышележащая часть окских отложений с четырех уровней (5018—5011, 4989—4982, 4982—4975 и 4975—4968 м). Здесь развиты детритовые, водорослевые известняки, содержащие: *Earlandia vulgaris minor* (Raus.), *E. elegans* (Raus. et Reitl.), *Brunsia pulchra* Mikh., *Endothyra prisca* Raus. et Reitl., *E. similis* Raus. et Reitl., *E. omphalota* Raus. et Reitl., *Permodiscus rotundus* N. Tchern., *Pseudoendothyra struvei* (Moell.), *Globoendothyra globulus* (Eichw.), *G. paula* (Viss.), *Endothyranopsis compressus* (Raus. et Reitl.), *Michailovella gracilis* (Raus.). Возраст отложений не моложе михайловского горизонта окского надгоризонта визе. С учетом этого, а также в связи с тем что с глубины 4903 м разрез меняется (на-

блюдаются сгустковые, детритовые, органогенно-обломочные перекристаллизованные известняки, характеризующиеся обеднением фауны), на уровне 4903 м принята граница визейского и серпуховского ярусов. Мощность визейских отложений 163 м.

В известняках серпуховского яруса в скв. 7 в пяти интервалах фауны не встречено. На глубине 4896—4889 м развиты известняки биоморфно-детритовые, перекристаллизованные, с большим количеством водорослей *Nodosinella* sp., *Fasciella kisilica* Ivan. и комплексом окско-серпуховских фораминифер: *Propermodiscus krestovnikovi* (Raus.), *Archaeodiscus karreri* Brady, *A. moelleri* Raus., *Endothyra similis* (Raus. et Reitl.), *E. omphalota* (Raus. et Reitl.), *Mediocris mediocris* Viss., *Pseudoendothyra* sp.

Обедненный комплекс визейско-серпуховских прикрепленных форм мелководья встречен среди фораминифер на глубине 4805—4792 м. Сразу же над ним (глубина 4791—4783 м), где начинается толща известняков детритовых, водорослевых, оолитовых, органогенных, комплекс фораминифер включает богатую ассоциацию окских форм, а кроме того, *Endothyranopsis crassa sphaericus* (Raus. et Reitl.) — крупные характерные формы; *Janischewskina operculata* (Raus. et Reitl.), *Bradyina rotula* (Eichw.), что позволило считать отложения стешевскими, а границу тарусского и стешевского горизонтов принять на глубине 4792 м. Мощность тарусского горизонта 101 м. В целом стешевскому горизонту, фаунистически охарактеризованному с 22 уровней в интервале глубин 4792—4576 м, присущее обилие водорослей *Ungdarella* sp., *Fasciella* sp., *Calcifolium okense* Schw. et Bir., *Koninkopora*, широкое развитие и преобладание во всех ассоциациях фораминифер окских форм и присутствие характерных видов *Endothyranopsis sphaericus* (Raus. et Reitl.), *Janischewskina operculata* (Raus. et Reitl.), *Eostaffellina parva* (Moell.), *E. parva decurta* (Raus.), *Pseudoendothyra concinna* (Schlyk.), *Bradyina rotula* Eichw. Выше по разрезу (глубина 4576—4472 м) развиты также детритовые,

водорослевые, криноидные и онкоидные известняки, в которых наряду с комплексом форм, известных начиная с окского времени, встречаются многочисленные: *Endothyranopsis sphaericus* (Raus. et Reith.), *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Theod.), *Pseudoendothyra illustrata* Raus., *Ps. parasphaerica* Reith., *Ps. propinqua* (Viss.), *Eostaffellina* ex gr. *paraprotvae* Raus., *Eostaffella ikensis* Viss., *Bradyina cribrostomata* (Raus.), характерные для протвинского времени, что явилось основанием для выделения протвинского горизонта серпуховского яруса. Следовательно, на контакте с нижнепермскими толщами в скв. 7 и 9 развиты отложения протвинского горизонта. Весь разрез от среднего визе и до кровли серпуховского яруса представлен в основном биоморфными разностями, в той или иной степени перекристаллизованными на отдельных уровнях. Мощность окско-серпуховских отложений 645 м в скв. 9 и 624 м — в скв. 7.

В биоморфных известняках серпуховского возраста рассмотренных разрезов фораминиферы обладают рядом местных особенностей. Среди них наблюдается увеличение размеров экземпляров видов *Endothyranopsis sphaericus* (диаметр до 1,6 мм), эоштафелл группы *Eostaffella ikensis* эндотир группы *Endothyra omphalota*, архедисцид *Archaediscus operosus*. Характерно для серпуховского времени исчезновение лучистого слоя в раковинках представителей рода *Endothyranopsis*. Особенности комплексов фораминифер протвинского горизонта исследованного района являются отсутствие *Eostaffellina protvae*, малочисленность типичных *Bradyina cribrostomata*. Все это свидетельствует об оптимальных условиях развития биоты, когда происходит как бы возвращение наиболее богатого сообщества (в данном случае — окского), в котором отдельные виды реагируют на благоприятные условия увеличением размеров особей и их числа. Именно эти факторы затрудняют распознавание обновления комплекса, особенно при исследовании единичного кернового материала.

На 25 м выше интервала с фауной

нижнего турне в скв. 21 (глубина 5078—5072 м) в темноцветных глинисто-битуминозных доломитизированных известняках фораминифер не встречено. С этого уровня определены конодонты, встречающиеся в визейско-серпуховских отложениях: *Gnathodus girtyi girtyi* Hass., *Gn. symmutatus* Rh., Aust. et Dr., *Ligonodina roundy* Hass., *Hindeodella* sp. В одном образце был также выделен бедный смешанный комплекс спор, в котором Т. В. Бывшева определила формы: *Geminospira parvibasilaris* (N.) Byvsch., *Vallatisporites genuinus* (Jusch.) Byvsch., *Cyclograndisporites exiguus* (N.) Pash., *Densosporites variabilis* (W.) Byvsch., характерные для верхнего турне, нижнего и среднего визе. Скорее всего, возраст вмещающих их отложений средневизейский (не древнее яснополянского надгоризонта), а споры более древние, по-видимому, переотложенные.

В пелитоморфных известняках выше по разрезу скв. 21 (глубина 5048—5047 м) встречаются фораминиферы, обычные в окско-серпуховских толщах: *Mediocris minima* (Dürk.), *Eostaffella* sp. Наконец, в таких же пелитоморфных доломитизированных известняках с прослоями аргиллитов на глубине 5035—5031 м обнаружены конодонты протвинского горизонта: *Gnathodus bilineatus bollandensis* Hig. et Bouck. В следующем интервале (глубина 5031—5028 м) и до глубины 4999 м в десяти образцах содержатся конодонты *Declinognathodus noduliferous* (Ell. et Gr.), *Idiognathoides sinuatus* Harr. et Holl., что позволяет датировать возраст отложений как раннебашкирский. Фораминиферы с глубины 5004—4999 м представлены: *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Theod.), *A. rugosus* (Raus.), *A. cf. ovoides* (Raus.), *Neoarchaediscus* ex gr. *postrugosus* (Reith.), *Archaediscus pseudomoelleri* Reith., *Millerella* sp. (среднекаменноугольного облика), *Endothyra bowmani* Phillips, водоросли *Beresella* sp., свидетельствующие также о раннебашкирском возрасте этого интервала разреза. Таким образом, в скв. 21 устанавливается контакт нижнепермских и нижнебаш-

кирских (на глубине 4990 м) толщ, мощность последних 41 м (до глубины 5031 м). Стратиграфически ниже развиты пелитоморфные известняки, в которых с разных уровней определен возраст: протвинский горизонт серпуховского яруса, окско-серпуховский и, наконец, средневизейский (на 25 м выше толщи раннего турне). Следовательно, над отложениями нижнего турне здесь развиты (глубина 5076—5031 м) отложения от среднего визе до верхов серпуховского яруса. Мощность их составляет 45 м.

Таким образом, в описанных разрезах вскрыты и стратифицированы верхнедевонские — фаменские; нижнетурнейские — заволжские и малевские; визейские — тульские (?) и окские; серпуховские — тарусско-стешевские и протвинские; нижнебашкирские — краснополянские отложения. Среднепалеозойские образования, имеющие близ кровли серпуховский или башкирский возраст, со стратиграфическим перерывом перекрываются отложениями нижней перми.

В скв. 1 (глубина 4584 м), скв. 5 (глубина 5038 м) и скв. 13 (глубина 5039 м) прослеживается контакт аселевских и краснополянских отложений. Последние представлены известняками органогенно-детритовыми, криноидно-брахиоподово-водорослевыми, псевдо-оолитовыми. В целом фауна фораминифер краснополянских отложений месторождения Карачаганак характеризуется развитием мелководных бентосных форм. Наиболее представительный комплекс встречен в скв. 13 на глубине 5051—5037 м, откуда определены: *Glomospira* sp., *Parastaffella* sp., *Ammovertella* sp., *Palaenubecularia* sp., *Tetrataxis* ex gr. *conica* Ehrenb., *Eostaffella prisca* Raus., *E. pseudostruvei* var. *angusta* Kir., *E. ex gr. prisca* Raus., *E. pseudostruvei* vality Kir., *E. varvariensis* Kir., *E. postmosquensis* Kir., *Asteroarchaediscus* ex gr. *baschkiricus* Krest. et Theod., *Endothyra bradyi* Mikh., End. sp. В этом же разрезе ниже на двух уровнях (5072—5067 и 5118—5111 м) обнаружены конодонты *Idiognathoides sinuatus* Harr. et Holl., что позволяет возраст отложений считать также башкирским. Подстилающие отложения пройдены бу-

рением до глубины 5362 м, т. е. на 300 м, при этом по пятнадцати интервалам прослежены доломитизированные известняки и вторичные доломиты, в разной степени перекристаллизованные, с редкими сферами, обрывками органической ткани — стенки неопределимых фораминифер и одиночных кораллов. Фауна плохой сохранности, но на всех уровнях удалось установить присутствие родов: *Eostaffella*, *Tetrataxis*, *Neotuberitina*, *Endothyra*, *Pseudoendothyra*, *Eolasiodiscus*, *Archaediscus*, *Asteroarchaediscus*. Кроме того, на глубине 5137—5144 м встречаются конодонты *Gnathodus bilineatus bilineatus* (Roundy), что позволяет совокупно установить нормальную стратиграфическую последовательность среднепалеозойских толщ и считать, что скважина не вышла за пределы серпуховско-окских отложений. В других скважинах вскрыт разрез на меньшую глубину (на 100—200 м ниже краснополянского горизонта), и в них прослежены аналогичные доломитизированные известняки и доломиты, содержащие также фораминиферы визе-серпуховского возраста.

В скв. 4, 11, 16, 19, 20, 22 на контакте с нижнепермскими развиты серпуховские отложения. При этом в разрезе скв. 22 с глубины 4670 м определены каменноугольные *Asteroarchaediscus* sp., что позволяет условно принять границу нижнепермских и среднепалеозойских отложений на уровне 4668 м. Глубже (4670—4688 м) прослежены неравномерно доломитизированные известняки, сохраняющие реликтивно-водорослевый и фораминиферовый характер, и мелкозернистые доломиты. Часто встречаются мелководная бентосная фауна фораминифер, водоросли и сферы. Далее до забоя (4834 м) развиты известняки фораминиферо-водорослевые, сгустково-органогенные, в отдельных прослоях перекристаллизованные, доломитизированные, пористо-каверзные, битуминозные.

В кровле описываемой карбоновой толщи совместно с массовыми водорослями *Girvanella*, *Donezella* в комплексе фораминифер мелководного бентоса найдены *Asteroarchaediscus* ex gr. *baschkiricus* (Krest. et

Карп.), *Eostaffellina* cf. *acutosa* Reith. (определения М. Н. Соловьевой), позволяющие принять возраст отложений не моложе серпуховского яруса; в двух интервалах глубин (4707—4714 и 4714—4717 м) совместно с массовыми эндотирами и зоштаффеллами встречена *Bradyina cribratomata* Raus. et Reith., что дает основания определить возраст как протвинский горизонт серпуховского яруса. По резкому обеднению фауны можно предполагать, что в призабойной части скважина вскрывает уже тарусский горизонт.

В скв. 4 ниже принятого уровня границы пермских и каменноугольных отложений (глубина 4620 м) в известняках криноидно-водорослевых, участками перекристаллизованных, в интервале 4627—4632 м определены водоросли: *Calcifolium okense* Schw. et Bir., *Fasciella*, *Ungdarella* и фораминиферы: *Eostaffella ikensis* Viss., *E. parastruvei* Raus., *E. mosquensis* Viss., *Pseudoendothyra* sp., *Endothyra omphalota* Raus. et Reith., *Endothyranopsis sphaericus* (Raus. et Reith.), *Bradyina* cf. *rotula* Eichw., что позволяет возраст отложений считать не древнее стешевского горизонта серпуховского яруса.

Разрез каменноугольных отложений в скв. 11 вскрыт в интервале глубин 4596—4801 м, где по 14 уровням с керном прослежены известняки водорослевые, детритусово-водорослевые, водорослево-криноидные, участками псевдо-оолитовые с многочисленными водорослями *Ungdarella*, *Fasciella*, *Calcifolium okense* Schw. et Bir. Весь разрез охарактеризован богатой бентосной фауной фораминифер, обычной для отложений начиная с окского времени. Вместе с тем в комплексе на глубине 4758—4751 м встречены: *Bradyina rotula* Eichw., массовые *Eostaffella ikensis* Viss., на глубине 4712—4706 м комплекс включает многочисленные крупные *Endothyra omphalota* Raus., *Janischewskina operculata* (Raus. et Reith.), *Endothyranopsis* sp., массовые зоштаффеллы, *Pseudoendothyra concinna* Selys. Учитывая особенности развития фаунистических сообществ в водорослевых известняках месторождения Карачаганак, это позволяет определить

возраст отложений, как серпуховский, не древнее стешевского горизонта. Самые верхние интервалы разреза, возможно, отвечают протвинскому горизонту, поскольку здесь (глубина 4614—4605 м) отмечено развитие своеобразных (без лучистого слоя) *Endothyranopsis* sp., крупных *Endothyra omphalota* (Raus. et Reith.), *Pseudoendothyra* sp., массовых крупных архедисцид (*Archaediscus operosus* Raus., *Arch. convexus* Grozd. et Leb.) и зоштаффелл, хотя характерные протвинские виды не встречены.

Начиная с кровли каменноугольных отложений (4653 м) в скв. 20 по одиннадцати интервалам до глубины 4742 м описываются известняки водорослевые и детритово-водорослевые с многочисленными водорослями *Ungdarella*, *Girvanella*, *Fasciella*, *Berezella*, *Calcifolium okense* Schw. et Bir. Ассоциация фораминифер (глубина 4653—4702 м) включает характерные для мелководья формы родов: *Tolypammina*, *Glomospira*, *Globivalvulina*, *Tuberitina*, а также многочисленные виды из окско-серпуховских отложений и виды: *Bradyina cribratomata* Raus. et Reith., *Endothyranopsis sphaericus* (Raus. et Reith.), *Eostaffella ikensis* Viss., *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Theod.), *Ast. postrugosus* (Reith.), *Eolasioidiscus transitorius* Brashn., позволяющие возраст отложений определить как протвинский горизонт серпуховского яруса. Учитывая данные промысловой геофизики, горизонт может быть прослежен до глубины 4740 м. Ниже по разрезу известняки переходят в неравномерно перекристаллизованные, пелитоморфные, глинистые разности. С двух уровней в верхней части (4758—4753 и 4758—4763 м) определены серпуховские фораминиферы, а в целом до глубины 5062 м с десяти уровней прослежены те же известняки с редкими водорослями *Fasciella*, *Calcifolium* и мелководно-бентосными фораминиферами. Состав встреченных родовых сообществ последних свидетельствует о том, что скважины не вышли из окских отложений.

В скв. 19 граница с перекрывающими пермскими отложениями литологически отчетливая и проводится в

основании пермских темно-серых и бурых известковистых алевролитов и алевропелитов (глубина 4553 м).

Ниже лежащие каменноугольные отложения (интервал 4553—4580 м) представлены водорослевыми и детритовыми известняками, в которых по нахождению таких форм фораминифер, как *Janischewskina operculata* Raus. et Reith., крупных *Eostaffella parastruvei* Raus., *Eostaffella* cf. *paraprotvae* (Raus.), гладких архедискусов группы *Archaediscus moelleri* — *Arch. convexus* устанавливается протвинский горизонт серпуховского яруса. Непосредственно стратиграфически ниже с постепенным переходом залегают крупно- и мелкодетритовые (с водорослевым детритом) известняки, в которых на шести уровнях (4738—4730, 4687—4677, 4663—4656, 4634—4624, 4634—4614, 4714—4605 м) встречаются комплексы фораминифер тарусско-сташевских образований, включающие: *Eostaffella minutissima* Raus., *Eost. proikenis* Raus., *E. pseudostruvei* Raus., *Janischewskina operculata* Raus. et Reith., *Endothyra bradyi* Mikh., *Bradyina* ex gr. *cribratomata* Raus. et Bel. и многочисленные водоросли типа *Calcifolium*, *Fasciella*, *Berezella*, *Ungdarella*. Контакт серпуховских отложений с подстилающими прослеживается в основании известняковой конгломерато-брекчии с обломками тонкозернистых известняков (4870—4869 м). Глубже выделяются верхневизейские образования (глубина 5015—4870 м), сложенные серыми водорослевыми и мелкодетритовыми известняками с *Fasciella*, *Berezella*, *Ungdarella*, реже микро- и тонкозернистыми известняками и перекристаллизованными пятнистыми разнотекстурными известняками с отдельными органогенными остатками. В интервале 4910—4902 м содержатся фораминиферы *Eostaffella* ex gr. *ikensis* Viss., *Archaediscus convexus* Grozd. et Leb.

Анализ приведенных выше материалов позволяет проследить закономерности литофациальных изменений, выделить этапы осадконакопления и расшифровать особенности седиментации продуктивных среднепалеозойских образований месторождения Ка-

рачаганак.

В позднедевонско-каменноугольное время устанавливаются два этапа осадконакопления: 1) фамен-турнейский; 2) визейско-раннебашкирский. Граница между ними фиксируется палеонтологически документированным перерывом в осадконакоплении и разрывом подстилающих отложений. В описанных разрезах прослеживается контакт толщ нижнего турне и среднего (?) и верхнего визе (рис. 2).

Первый этап седиментации начинается образованием фаменских отложений, представленных сферовыми, сферово-узорчатыми известняками, фациально выдержанными по латерали и образующими мелководную карбонатную банку. Близкое сходство их с хорошо изученными разновозрастными сферовыми известняками Волго-Урала и Кузбасса [4] позволяет предположить, что карачаганакские фаменские осадки сформированы на положительной палеоструктуре. Режим осадконакопления фаменского века сохранился в раннетурнейское время, что привело к формированию органогенных построек как в центральной части (скв. 7 и 9), так и на востоке (скв. 21).

Второй этап осадконакопления начинается седиментацией средне- и верхневизейских отложений, залегающих на размывной поверхности турнейских образований. В основании наблюдается горизонт органогенно-обломочных известняков. Латеральный ряд фациальных изменений визейских осадков и уменьшение их мощности прослеживаются с запада на восток. Шельфовые фации с биогермами и биостромами развиты в скв. 20, 19, 9, но органогенные постройки на участках скв. 20, 19 формировались в конце позднего визе, а на участке скв. 9 — на двух уровнях: в начале и конце позднего визе. Несколько восточнее (скв. 7) они замещаются фациями подводного склона и мощность их сокращается. Далее на восток (скв. 21) их сменяют маломощные глубоководные осадки.

На рубеже позднего визе и серпуховского века не происходит резких изменений режима осадконакопления. В тарусско-стешевское время на большей части рассматриваемой террито-

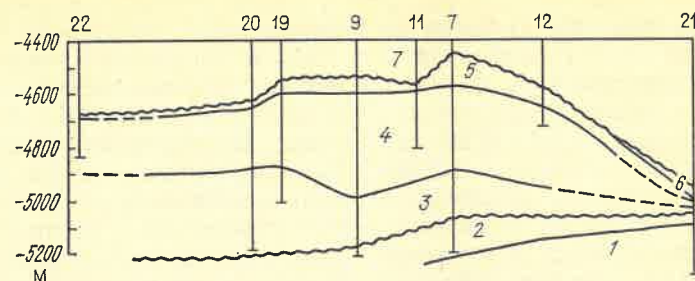


Рис. 2. Схематический геологический разрез средне-палеозойских отложений месторождения Карачаганак 1 — верхний девон, фаменский ярус; 2—5 — нижний карбон: 2 — нижнетурнейский подъярус (заволжский и малевский горизонты), 3 — верхневизейский под-

ярус, 4—5 — серпуховский ярус: 4 — тарусский и стешевский горизонты, 5 — протвинский горизонт; 6 — средний карбон, башкирский ярус, краснополянский горизонт; 7 — нижняя пермь

рии в условиях мелководного шельфа (скв. 22, 20, 19, 9, 11, 7, 12) развивались биогермы и биостромы (скв. 20, 19, 9, 7, 12) и происходило интенсивное карбонатообразование. Восточнее (скв. 21) аккумуляровались подводно-склоновые и бассейновые осадки незначительной мощности. В протвинское время условия для биогермообразования были менее благоприятными. Маломощные органогенные постройки локализовались в районе скв. 20, 19, 7, 12. На востоке (скв. 21) сохранялся более глубоководный режим.

Восстановление условий седиментации в башкирский век осложнено перерывом в осадконакоплении, который предшествовал раннепермской трансгрессии. Шельфовые осадки аккумуляровались в районе скв. 12, 13, а восточнее (скв. 21) замещались бассейновыми фациями.

Детально стратифицированные разрезы внутреннего борта Прикаспийской впадины позволяют провести их сравнение со смежными разрезами Бузулукской впадины [1]. В обоих случаях применима схема стратиграфии каменноугольных отложений Восточно-Европейской платформы, прослеживается близость литофациального состава толщ, в основном выдержанный порядок мощностей (800—600 м) интервала разреза от подошвы турне до кровли краснополянского горизонта, однозначный по стратиграфической амплитуде перерыв на границе карбона — перми. Однако в описанных выше разрезах месторождения Карачаганак установлен перерыв на границе турнейского визейского веков

со стратиграфической амплитудой ниже — среднее визе, в то время как в сопредельных разрезах Бузулукской впадины этот перерыв отсутствует.

Резюмируя вышеизложенные факты по месторождению Карачаганак, можно сделать следующие выводы. В позднефаменское время здесь, как и в прилегающих районах Бузулукской впадины, происходило накопление сферовых биогермных известняков, давших начало банкам. В раннетурнейское время на части территории процесс биогермообразования продолжался. Перерыв на границе турнейского и визейского веков явился основным фактором, сформировавшим наблюдаемые теперь высокие коллекторские качества фамен-раннетурнейских толщ [4]. Вслед за перерывом, сопровождавшимся частичным размытием подстилающих толщ, произошла дальнейшая дифференциация территории на участки различные по характеру осадконакопления. На некоторых из них образовались биогермные постройки визе-серпуховского возраста повышенной мощности с высокими коллекторскими свойствами. Приведенные исследования позволяют достаточно полно воссоздать геологическую модель месторождения Карачаганак в позднефаменско-раннебашкирское время.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зоны выклинивания, срезания и фациального замещения — объекты поисков залежей нефти в каменноугольных отложениях Оренбургской области/ В. С. Губарев

- Л. И. Кононова, И. П. Далматская и др. — В кн.: Поиски и разведка новых месторождений нефти и газа в малоизученных районах Урало-Поволжья. М., 1981, с. 109—122. (Тр. ВНИГНИ, вып. 234).
2. Камалов С. М., Бахтияров Р. Б., Матлашинский Н. Г. Новые данные о нефтегазоносности подсолевого палеозоя северной бортовой зоны Прикаспийской впадины. — Геология нефти и газа, 1981, № 1, с. 7—10.
3. Максимова С. В. Водоросли-породообразователи и водорослевые фации. — В кн.: Па-

- леобиоценозы и условия осадконакопления. Новосибирск, 1977, с. 70—79.
4. Максимова С. В. Условия образования палеозойских сферо-узурчатых и сферовых известняков. — В кн.: Палеоландшафты и биофации. Новосибирск, 1982, с. 104—115.
5. Шпильман И. А., Шпильман С. И., Ярошенко В. А. Соотношение структуры фундамента и осадочного чехла в зоне сочленения Прикаспийской синеклизы и Волго-Уральской антеклизы. — Сов. геология, 1984, № 12, с. 5—15.

УДК 551.263(470.22)

В. С. ШИБКО (ПГО «Севзапгеология»)

Принципы и методика составления структурно-формационной карты Ветреного пояса Карелии

Основными задачами формационных исследований являются выделение в пространстве и времени и изучение геологических объектов надпородного уровня, а также выяснение их связи с тектоническими структурами и процессом рудообразования. Метод предусматривает выделение геологических формаций или, точнее, формационных тел, слагающих характерные структуры или структурные элементы земной коры различных этапов ее развития. Исходные данные формационного анализа — это результаты изучения структурных взаимоотношений, стратиграфии, петрографии, петрологии, минералогии, петрохимии, геохимии и металлогении. Понятие о формации появилось в 1939 г. в работах Н. С. Шатского. Дальнейшая разработка теоретических основ методики формационного анализа осуществлялась Н. П. Херасковым, Ю. А. Билибиным, Ю. А. Косыгиным, Ю. А. Кузнецовым и др. Впервые Н. С. Шатский и Н. П. Херасков в определение «формация» ввели термин «парагенезис», чем было положено начало наиболее перспективному из направлений формационного анализа — парагенетическому. В основу его положено представление о парагенезисе горных пород как об их сонахождении.

Формации, в понимании Н. С. Шатского, — это «естественные комплексы, сообщества или ассоциации горных пород, отдельные части которых тесно парагенетически связаны друг с другом

как в возрастном (переслаивание, последовательность), так и в пространственном отношении (фациальные смены и др.). ... Если минералы — парагенезисы элементов, горные породы — парагенезисы минералов, то геологические формации — парагенезисы горных пород» [11, с. 21]. Формации — это естественно-исторические тела, такие же, как горные породы, минералы, которые можно научно описать и изучить геологическими методами, прежде всего способами картирования.

Различаются абстрактные и конкретные формации, отвечающие соответственно понятиям о минеральном, палеонтологическом и других видах и о минеральных, палеонтологических и других индивидах. Виды (абстрактные формации) устанавливаются на основе конкретных формаций, а последние выделяются как определенные сообщества пород по постоянной повторяемости одних и тех же или близких их ассоциаций в различных геологических системах, но всегда в однообразных тектонических условиях. Разработке теории формационного анализа конкретных формаций (на базе учения о парагенезисе и об уровнях организации вещества) посвящен ряд работ [1, 4 и др.]. Однако одной из наиболее важных проблем является разработка единой системы критериев формационной принадлежности.

Основная объективная трудность формационного анализа (имеются ввиду конкретные формации) — стохастич-

ческий характер связи между признаками ассоциаций горных пород. Поэтому исследуемые в геологии объекты, как правило, — случайные величины. Другая сложность анализа конкретных формаций и определения их видовой принадлежности связана с выяснением характера и предела изменчивости признаков. Поэтому границы между близкими видами формаций одного формационного ряда часто условны, что приводит к противоречиям при региональных формационных исследованиях.

В связи со сказанным для Ветреного пояса Карелии предлагается выделять абстрактные (по Н. П. Хераскову, 1952 г.) формации (формационные тела), т. е. совокупности формаций конкретных, объединенных по их систематическим признакам — составу и строению. Другие признаки конкретных формаций не учитываются при их группировке в абстрактные. Серьезные затруднения возникали, когда ведущее значение при выделении формаций отводилось признакам генетического аспекта — тектоническим, палеогеографическим, климатическим и др. Сейчас большинство исследователей придерживается единого мнения о существовании парагенетического и генетического этапов. Одновременное выделение формаций на основе структурно-вещественных признаков и их генезиса согласно принципу дополнительности, введенному Н. Бором, невозможно. Указанные операции должны выполняться последовательно. Поэтому в настоящей работе тектонические, палеогеографические и другие признаки рассматриваются как условия происхождения формации и не учитываются в числе критериев ее выделения.

Первичные геологические формации включают стратифицированные (осадочные, осадочно-вулканогенные, вулканогенные) и нестратифицированные — дискретные (интрузивные и вулканогенно-интрузивные).

Границы формационных тел определяются по изменению набора образующих формации видов горных пород и по объединяющей их структуре. Они могут соответствовать поверхностям несогласий, контактам имеющих различное строение подразделений, а в непрерывных толщах эта граница в значительной мере проводится услов-

но. Название формации дается по преобладающей породе (или двум ведущим).

В стратифицированных формациях под структурой понимаются характер и порядок напластования, ритмичность строения формационного тела. Для большинства интрузивных, а также гидротермально-метасоматических и метаморфических формаций главной структурной особенностью является зональность.

Тектонические основы формационного анализа применительно к условиям Карелии разрабатывались рядом исследователей [4, 6, 8 и др.]. При этом предусматривается выделять геологические формации, связанные со структурными этапами земной коры различных этапов ее развития и, в частности, саамского, лопийского и карельского, отделенных от вышележащих (а для карельского этажа — нижележащих) образований поверхностями региональных несогласий. Каждый этаж характеризуется определенным типом складчатых структур и уровнем метаморфических преобразований. В соответствии с этим под структурно-вещественным (структурно-формационным) комплексом понимается совокупность осадочных, магматических, метаморфических формаций и вмещающих их тектонических структур, образовавшихся на определенном этапе развития территории в конкретной тектонической обстановке, и связанных тем самым единством структурного плана и едиными условиями формирования.

Карельский структурный этаж подразделяется на структурные ярусы, отвечающие единному ряду геологических формаций, сформировавшихся в более узкий промежуток времени — течение одной стадии тектоно-магматического цикла (этапа). Структурно-вещественным подразделениям такого ранга дается наименование структурно-формационных зон.

Наименее изучены тектонические основы формационного анализа докарельских (архейских) образований. Это обусловлено возрастающей с каждым годом степенью дискуссионности проблемы истории формирования и тектонического развития докембрийских щитов и наиболее характерных из

структур — зеленокаменных прогибов (поясов).

До появления концепции тектоники плит зеленокаменные пояса рассматривались либо как аналоги альпийских складчатых областей, либо как особый тип геосинклиналей, свойственный только раннему докембрию и в фанерозое неизвестный. С позиции указанной концепции зеленокаменные пояса сопоставляются с островными дугами, рифтовыми структурами, зонами вторичного растяжения в краевых морях. Каждая такая модель принимается авторами достаточно условно, так как многие специфические черты строения зеленокаменных поясов не всегда соответствуют тектонотипам тех или иных современных геодинамических режимов [2, 3, 5, 7 и др.]. Структурно-формационный анализ архейских (лопийских) образований карельской части Ветреного пояса выполнен по объективным данным, без учета какой-либо геотектонической модели. Использовались лишь эмпирически установленные в докембрийских щитах мира устойчивые особенности их геологического строения, в первую очередь особенности строения зеленокаменных прогибов. В числе таковых по литературным источникам и фоновым материалам автором выделены следующие.

1. Выдержанное двухчленное строение всех щитов, наличие в их пределах изометричных, либо линейно вытянутых (часто килевидных, или причудливо изогнутых в плане) положительных структур, сложенных гранито-гнейсами, и разделяющих их весьма разнообразных по конфигурации и размерам синформ, выполненных вулканитами, либо вулканогенными образованиями.

2. Наличие среди синформ как прогибов с двумя крыльями, так и поясов (блоков), имеющих моноклинальное падение и осложненных в одном борту разломами. Для большинства прогибов весьма характерна структурная асимметрия с развитием в противоположных бортах фаций вулканогенных пород, различающихся составом, строением и мощностью суммарного разреза. Залегание пород в противоположных бортах имеет обычно различную степень крутизны. Максимальные мощности свойственны относительно более пологим бортам синформ.

3. «Сложноскладчатое», чешуйчатое внутреннее строение многих синформ, что и определяет причудливую (ветвящуюся и вновь сочленяющуюся) форму прогибов в плане.

4. Стандартность разреза слагающих прогибы вулканогенных образований выражается в приуроченности, как правило, вулканитов наиболее основного состава к его основанию, а относительно более кислых разностей — к верхам его. В нижней части разреза чаще развиты вулканиты ультраосновного состава.

5. Обычная (исключая отдельные крупные синформы, где вулканиты имеют большую мощность) резкая фациальная невыдержанность по латерали разреза вулканогенных образований. Наиболее она свойственна вулканогенно-осадочным (туфогенным) разновидностям пород.

6. Отсутствие в большинстве зеленокаменных прогибов (как в их основании, так и по разрезу) образований, достаточно однозначно относимых к терригенным. Последние обычно появляются лишь в верхней части разрезов.

Для рассматриваемой территории были проанализированы результаты детального дешифрирования космических снимков и аэрофотоматериалов, произведена с использованием материалов наземных и аэрогеофизических исследований предварительная корректировка наиболее четко фиксирующих геофизическими методами границ гранито-гнейсового комплекса и зеленокаменных синформ и намечены участки, требующие уточнения особенностей их строения с использованием данных бурения и детальной геофизики. Кроме того, была просмотрена документация керн скважин, имеющих принципиальное значение, отстроены с тщательным анализом элементов залегания разрезы различных сечений Каменноозерской структуры и увязаны все собранные данные, в процессе чего использовался апробированный в хорошо обнаженных районах Казахстана (Кокчетавская глыба) принцип морфологической и генетической взаимосвязанности складчатых и разрывных нарушений [10].

Результаты выполненных работ подтверждают большую часть указанных характерных особенностей докембрий-

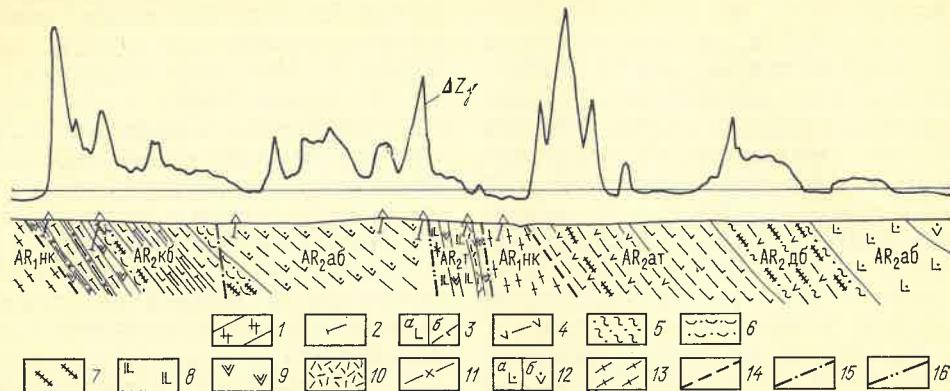


Рис. 1. Геологический разрез через Каменноозерскую структуру по профилю руч. Саввинский—Лумбасручей

1 — серпентиниты; 2 — тальковые сланцы; 3 — базальты и метабазы (а — массивные, б — сланцы по основным вулканитам); 4 — сланцы по метаандезитобазальтам; 5 — туфы, туффиты андезит-дацитового состава; 6 — метавулканиты кислого состава; 7 — углеродистые сланцы; 8 — базальты амфиболитизированные; 9 — габброиды; 10 — кварцевые порфиры; 11 — альбитофиры; 12 — андезиты (а — андезитобазальты, б — миндалекаменные); 13 — нерасчлененный комплекс гранитоидов и осадочно-вулканогенных

пород; 14 — разломы, осложняющие контакты нерасчлененного комплекса гранитоидов и осадочно-вулканогенных пород; 15 — разломы с небольшой амплитудой; 16 — крупные разломы. Формации и подформации лопийского структурно-формационного комплекса (СФК): AR2ab — андезитобазальтовая; AR2db — дацит-андезитобазальтовая углеродсодержащая; AR2da — дацит-андезитовая; AR2aT — толентовая; AR2at — андезит-базальт-толентовая; AR2kb — коматит-базальтовая кварцитсодержащая; AR1HK — нерасчлененный комплекс гранитоидов и осадочно-вулканогенных образований

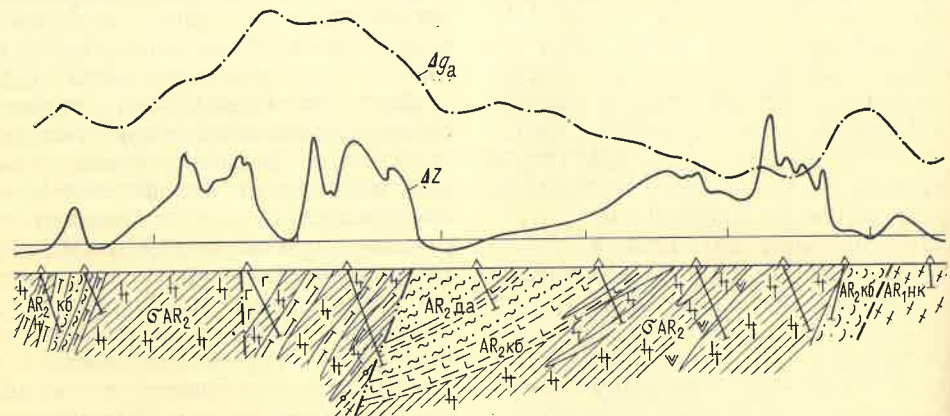


Рис. 2. Геологический разрез через Каменноозерскую структуру, участок Светлозерский
Усл. обозн. см. рис. 1

ских щитов. В частности, установлено асимметричное строение Каменноозерской и других структур (рис. 1, 2). В поперечных сечениях через Кумбуксинскую и Каменноозерскую ветви Каменноозерской структуры (участки Вожминский, Савинский, Лещевский, Светлозерский) отмечаются узкие линейные зоны, по обе стороны которых вскрываются скважинами разрезы, резко различающиеся не только составом и характером строения, но и условиями залегания (степенью крутизны, а иногда и направлением падения). Такие зоны обычно фиксируются резким из-

менением расчетных значений геофизических полей (А. Фишгайт, 1977 г.), либо высокоградиентными зонами гравиметрического поля, сочетающимися с линиями раздела разнонаправленных осей магнитных аномалий. На местности зоны, разграничивающие отдельные блоки, трассируются протяженными, линейно вытянутыми телами и дайками габброидов (в том числе брекчированных), либо тектонически обновленными достаточно мощными (до 15 м) зонами милонитизации. Такие разломы сочетаются по простиранию с узкими килевидными выступами

нерасчлененного комплекса гранитоидов и осадочно-вулканогенных пород в поле развития вулканогенных образований лопия. После оконтуривания зеленокаменных поясов и выяснения внутренней структуры (складчато-блоковой) сопоставлялись и увязывались стратиграфические подразделения, выделенные по объекту «Кумбуксинский пояс ультрамафитов», с выявленными другими исследователями на остальной площади. Полученные результаты применимы как при собственно формационном (выделение формаций, прежде всего потенциально перспективных), так и при структурно-формационном анализе (выяснения связей геологических формаций с характерными структурными элементами площади развития лопийского структурно-формационного комплекса).

Составленная с использованием приведенной методики структурно-формационная карта карельской части Ветреного пояса и построенная на ее базе схема тектонического районирования (рис. 3) явились основой для выполнения структурно-формационного анализа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Воронин Ю. А., Еганов Э. А. Фации и формации. Парагенезис. Новосибирск: Наука, 1972.
- Горяинов П. М. Геология и генезис железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова. Л.: Наука, 1976.
- Грачев А. Ф., Федоровский В. С. Зеленокаменные пояса докембрия: рифтовые зоны или островные дуги? — Геотектоника, 1980, № 5, с. 3—24.
- Драгунов В. И. Геологические формации. Л.: Недра, 1973.
- Казанский В. И. Эволюция рудоносных структур докембрия. — В кн.: Архейские кратоны и области протоктивизации. Л., 1981, с. 28—44.
- Куликов В. С., Куликова В. В. К выделению Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса архея на восточной окраине Балтийского щита. — В кн.: Геология раннего докембрия Карелии. Петрозаводск, 1979, с. 70—76.
- Маракушев А. А. Генетические типы зеленокаменных поясов. — В кн.: Зеленокаменные пояса древних щитов. М., 1982, с. 27—42.
- Новые данные по геологии и магматизму синклинической зоны Ветреного пояса/А. И. Богачев, В. С. Куликов, А. В. Пекуров, В. Д. Слюсарев. — В кн.: Вулканоген-

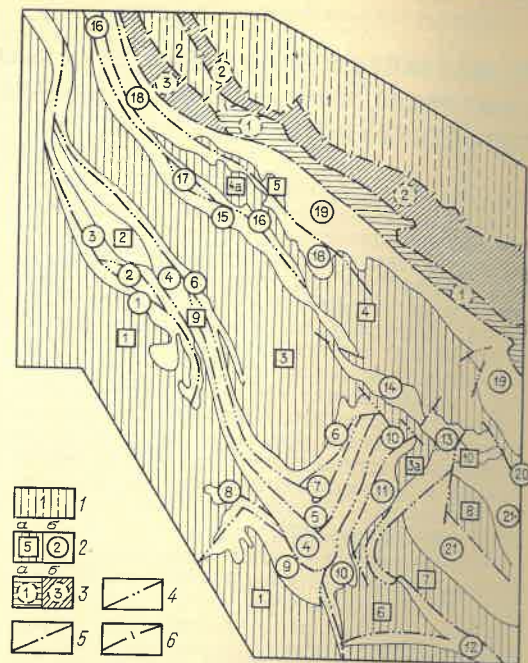


Рис. 3. Схема тектонического районирования территории карельской части Ветреного пояса

1 — структуры саамского протогейосинклинального СФК (1 — Маленьская, 2 — Колеминская); 2 — структуры лопийского протогейосинклинального СФК: а — основные тектонически обособленные структуры нерасчлененного комплекса ассоциации гранитоидов и осадочно-вулканогенных образований (1 — Воллозерско-Выгозерская, 2 — Коросозерская, 3 — Хиожерская, 3а — Рикшанская, 4 — Нюхчозерская, 4а — Ловушская, 5 — Вятинская, 6 — Лексинская, 7 — Черносельская, 8 — Илексинская, 9 — Вихтозерская, 10 — Муройгорская), б — основные тектонически обособленные структуры (блоки) в поле развития ассоциации вулканогенных и осадочно-вулканогенных образований (1 — Нелозерская, 2 — Ситозерская, 3 — Коросозерская, 4 — Рибовская, 5 — Сухозерская, 6 — Вожозерско-Шунозерская, 7 — Лумбасручейская, 8 — Шульозерская, 9 — Кумбуксинская, 10 — Лещево-Каменноозерская, 11 — Восточно-Вожминская, 12 — Сенозерская, 13 — Ужмасозерская, 14 — Половинно-Кученгорская, 15 — Хиожерская, 16 — Пулозеро-Чернореченская, 17 — Сумареченская, 18 — Зайчерецкая, 19 — Нюхчерецкая, 20 — Калганхинская, 21 — Киричская); 3 — структуры карельского СФК: а — протоплатформенные (1 — Гольцовская), б — проторифтогенные (2 — Ветреного пояса, 3 — Юркареченская); разломы: 4 — развитие в пределах лопийского протогейосинклинального СФК, 5 — в пределах карельского СФК и разграничивающие карельский и саамский СФК, 6 — разграничивающие карельский и саамский СФК

- и гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1968, с. 5—25.
- Павловский Е. В. Эволюция вулканизма и тектонического режима раннего докембрия. — В кн.: Зеленокаменные пояса древних щитов. М., 1982, с. 11—27.
- Паталаха Е. И. Генетические типы складчатости Казахстана (к методике регионального структурного анализа). — Вестн. АН КазССР, 1973, № 3, с. 18—26.
- Шатский Н. С. Парагенезис осадочных и вулканогенных пород и формаций. — Избр. труды. Т. III. М.: Наука, 1965.

Нижнесилурийские отложения аллохтонного комплекса южной части Восточно-Уральского мегантиклинория

Нижнесилурийские образования на Южном Урале в пределах Восточно-Уральского мегантиклинория достоверно известны лишь в немногих местах, где они датированы по находкам граптолитов. На севере в Сухтелинско-Кулуевской зоне (в районе дер. Булатово) эти породы выделены из объема докембрийской чулакской свиты. Однако положение углесто-кремнистой толщи, содержащей граптолиты, в разрезе между туфами пироксен-плагноклазовых базальтовых порфиров и вулканитами непрерывной формации [6], т. е. среди вулканитов островодужной стадии, не оправданное в формационном отношении, позволяет предполагать о существовании тектонических взаимоотношений.

Нижнесилурийские (ллановерийские) отложения, охарактеризованные граптолитами, описаны В. Г. Кориневским и Ж. Т. Булеевым также в Мугоджарах в районе пос. Старый Карабутак [1]. Позже установлено их аллохтонное залегание внутри Старокарабутакского грабена [2].

По литолого-формационным особенностям нижнесилурийские породы — кремнисто-глинистые сланцы, фтаниты и микрокварциты принадлежат к терригенно-кремнистым отложениям, ассоциирующим в ряде зон Магнитогорского мегасинклинория и Восточно-Уральского мегантиклинория с вулканогенными толщами однородной базальтовой формации. В различных структурах Восточно-Уральского мегантиклинория они сменяются метаморфизованными образованиями — филлитами, микрокварцитами темно-серого и черного цвета. Традиционно эти породы относились к докембрийским или докембрийско-нижнепалеозойским образованиям [3], хотя существовало мнение об их принадлежности к угленосным отложениям нижнего карбона [5]. Итак, возраст и положение в разрезе рассматриваемых образований до сих пор во многих структурах мегантиклинория остаются проблематичными.

В результате проведенных исследований в Еленовско-Кумакской грабен-синклинальной зоне, разделяющей южное окончание Адамовского антиклинория (на западе) и северные выступы Балаталдыкского и Верхнеушкотинского (Текельдытауского) антиклинориев (на востоке и юго-востоке), впервые установлены нижнесилурийские кремнистые отложения. Они представлены темно-серыми до черных массивными и тонкополосчатыми породами существенно кварцевого (первично-кремнистого) состава, содержащими примесь измененного битуминозного вещества. Нередко в них присутствуют неокатанные обломки кварца алевритовой размерности. Структура пород криптокристаллическая, в участках перекристаллизации более грубая, гранобластовая. По внешнему виду они напоминают фтаниты.

Детальное геологическое картирование позволило установить их геологическое положение среди других пород (рисунок), а выявление

органических остатков — определить их возраст. Определенные органические остатки найдены в верховьях р. Кимбай, на водораздельных высотах к северо-востоку от пос. Верхний Кимбай. Определения фаунистических остатков выполнены И. С. Макаровой.

Сложные эпигенетические изменения изучаемых пород, неоднократные тектонические деформации, процессы перекристаллизации и замещения существенно повлияли на количественное содержание и степень сохранности палеонтологического материала. Однако, используя опыт советских и зарубежных специалистов в обнаружении микрофоссилий в шлифах [4], мы получили достаточно полные и достоверные данные при анализе органических остатков в кремнистых образованиях. Шлифы изготавливались из кремнистых пород и фтанитов по возможности вдоль слоистости. Просмотр срезов пород проводился с иммерсией при увеличении от 500 до 900. В результате такого подхода к поискам и изучению палеонтологических остатков в метаморфизованных породах палеозоя установлены многочисленные акритархи, строматопороидеи, гелиолитиды и небольшие фрагменты граптолитов.

Доминантами «микробиоты» являются акритархи класса *Baltisphaeridium* — *B. piriferum* (Eisenack), *B. longispinosum* (Eisenack) var. *parvum* (Downie), *B. polygonale* (Eisenack), *B. cf. cantabricum* (Cramer), *B. cf. robustispinosum* (Downie), *B. cf. hirsutoides* (Eisenack). В меньших количествах найдены акритархи *Veryhachium* aff. *cuneidentatum* (Timofeev) comb. nov., *Multiplicisphaeridium corallinum* (Eisenack), *Lophosphaeridium alioosum* (N. Umnova), *L. lobatum* (N. Umnova), *L. sp. n.* (N. Umnova), *Peteinosphaeridium arbusculiferum* (Downie), *Deunffia constricta* (N. Umnova), *Leiosphaeridium* sp. Комплекс акритарх встречен на изучаемой территории впервые, но все определенные виды ранее описаны и имеют распространение в стратиграфическом диапазоне — средний ллановерий — ранний венлок. Подобные комплексы акритарх известны из нижнесилурийских отложений Московской синеклизы и Эстонии [7].

Кроме того в образцах определены *Tabularia septata* (A. Jvanovski), *Prototryplasma oroniana* (A. Jvanovski), *Pachystylodroma* sp., *Cyrtograptus* sp., указывающие на этот же стратиграфический уровень. Виды строматопороидей, обнаруженные в породах, описаны из райкюлаского горизонта, среднего ллановерия Эстонии и силурийских отложений Сибирской платформы, среднего ллановерия — венлока. Следует отметить, что в 1978 г. Л. Д. Чегодаевым в образцах кремнистых пород, представленных П. В. Лядским (ПГО «Оренбурггеология»), определены радиолярии *Spiromma krutoroshensis*, *S. turbanos*, *S. mindijacensis*, *Entactinia agrest*, характерные для верхней половины ллановерийского яруса силура.

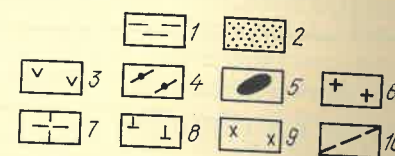
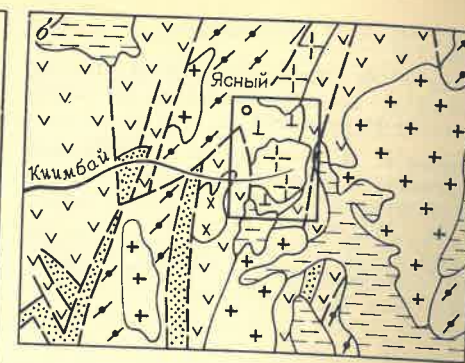
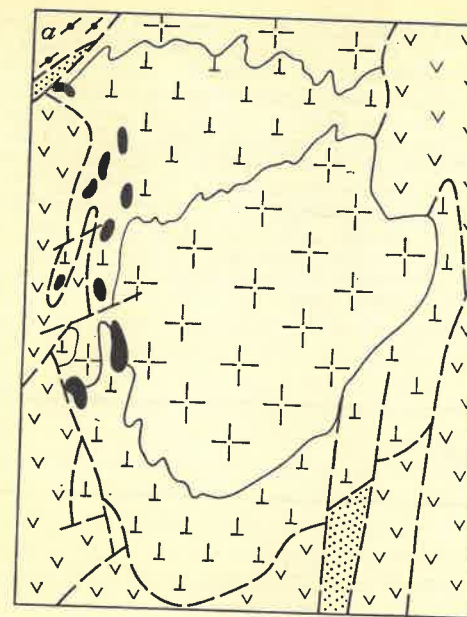


Схема Кимбаевского ультрабазитового массива (а) и его положение на геологической карте Урала (б) (составлена с учетом материалов И. А. Смирновой и В. Л. Черкасова, ПГО «Оренбурггеология»)
1 — неоген-четвертичные отложения; 2 — нижнекаменноугольные отложения; 3 — вулканогенные и осадочные отложения средне-позднедевонского возраста;

4 — метаморфизованные отложения нижнего палеозоя (?); 5 — блоки нижнесилурийских кремнистых отложений в серпентинитах; 6 — гранитоиды позднего палеозойского возраста; 7 — гранитоиды раннекаменноугольного возраста; 8 — ультрабазиты Кимбаевского массива; 9 — гранитоиды девонского возраста; 10 — дизъюнктивные нарушения

В последние годы акритархи привлекают внимание исследователей как один из показателей палеосреды. В работах [8] однозначно указывается, что обильные балтисфериды, вериахиды и микрхистриды характерны для удаленной от берега обстановки открытого моря. Это подтверждают особенности состава и обилия кремнистых пород.

Геологическая позиция нижнесилурийских образований не позволяет включать их в общий стратиграфический разрез Еленовско-Кумакской зоны. Они обнаружены в составе серпентинитового меланжа в западном эндоконтакте Кимбаевского гипербазитового массива, который представляет собой пластинообразное аллохтонное тело, полого залегающее на вулканитах среднего и терригенно-осадочных образованиях верхнего девона.

Кремнистые нижнесилурийские отложения представлены глыбами и блоками удлиненной формы размером до 1 км по длинной оси, ориентированной обычно почти параллельно контакту массива. Кроме них встречаются также единичные мелкие фрагменты вулканитов основного и среднего состава и кремнистых туфитов, аналогичных девонским образованиям, широко распространенным в обрамлении массива. Однако кремнистые (фтанитовые) породы резко преобладают в составе меланжа и за пределами массива нигде в изученном районе в виде самостоятельной толщи не встречаются.

В сходной тектонической позиции нижнесилурийские кремнистые образования этого же типа известны в 80 км южнее в пределах Старокарабутакской грабен-синклинали, где они аллохтонно залегают на терригенных породах

верхнедевонско-нижнекаменноугольной балаталдыкской свиты [4]. По литолого-формационным особенностям они полностью сопоставляются с силурийскими кремнистыми и кремнисто-глинистыми породами сакмарской свиты Присакмарско-Вознесенской зоны на западе Магнитогорского мегасинклинория, ассоциирующими с телами серпентинизированных гипербазитов и подушечными лавами базальтов. В последние годы установлено чешуеобразное строение этой зоны, обусловленное развитием многочисленных надвигов.

В заключение на основании вышеизложенного можно сделать следующий вывод. Черносланцевые кремнистые толщи нижнего силура участвуют в строении тектонических пластин, надвинутых на среднепалеозойские образования Магнитогорского мегасинклинория и отдельных грабен-синклинальных зон Восточно-Уральского поднятия. По-видимому, они оказались шарьированными при интенсивном тектоническом скупивании земной коры Южного Урала в послепозднедевонско-раннекаменноугольное время из таких шовных (сутуровых) зон, как Присакмарско-Вознесенская.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кориневский В. Г., Булеев Ж. Т. О находке силурийских отложений в Иргизском синклинории Мугоджар. — В кн.: К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня. Алма-Ата, 1969, с. 111—113.
2. Костик Г. А., Сегадин Р. А. Тектонические покровы в восточной части Мугоджар. — В кн.: Тектоника Восточно-Европейской

- платформы и ее обрамления. М., 1975, с. 185—189.
3. Мамаев Н. Ф., Черменинова И. В. Нижний палеозой и докембрий восточного склона Урала. М.: Наука, 1973.
4. Огурцова Р. Н. К методике изучения микрофоссилий в биологических препаратах и петрографических шлифах.— Палеонтол. журнал, 1980, № 3, с. 127—130.
5. Соболев И. Д. Основные черты геологического строения.— В кн.: Геология СССР. Т. XII. Урал. М.: Недра, 1969.

6. Турбанов В. Ф., Панков Ю. Д., Парашина Т. Н. Силур-девонский вулканизм Сысертско-Ильменогорского мегантиклинория и Арамилско-Сухтелинского мегасинклинория на Южном Урале.— В кн.: Силуро-девонский вулканизм. Уфа, 1975, с. 92—95.
7. Умнова Н. И. Акритархи ордовика и силура Московской синеклизы. М.: Недра, 1975.
8. Jacobson Stephen R. Acrirarchs as paleoenvironmental indicator in Middle and Upper ordovician rocks from Kentucky, Ohio and New-York.— J. Paleontol., 1979, vol. 53, N 5, p. 1197—1212.



МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 550.84 : 553.068.34 : 551.351

Н. Г. ПАТЫК-КАРА (ИМГРЭ)

Геохимические критерии поисков и оценки россыпей в прибрежной зоне шельфа

В мировой практике россыпи прибрежно-шельфовой зоны — источник ряда цветных, редких и благородных металлов [1]. Среди них известны две крупные промышленно-генетические категории месторождений, отличающиеся как по условиям формирования, так и по применяемым поисково-оценочным критериям. Это россыпи ближнего сноса, локализованные в непосредственной близости от коренного источника, и россыпи дальнего переноса, образованные за счет региональных источников питания в процессе глубокого химического выветривания пород области питания и совершенной сепарации материала в прибрежной зоне. Перспективы россыпей второй категории в пределах шельфовой зоны морей нашей страны весьма ограничены [1, 3, 4]. Зато среди россыпей ближнего сноса, поиски которых начались сравнительно недавно, выявлены объекты, условия залегания и особенности строения которых свидетельствуют о реальных перспективах россыпной металлоносности прибрежно-шельфовых зон некоторых акваторий.

Методы прогнозирования и оценки этих россыпей в значительной мере основываются на экстраполяции в

пределы шельфа данных о металлоносности прибрежной суши и использовании косвенных (геофизических, структурно-геоморфологических и литологических) критериев выделения и оконтуривания площадей, благоприятных для формирования и сохранности россыпей [3]. Изучение металлоносности осадков весьма затруднено в силу того что состав их характеризуется классами крупности частиц преимущественно менее 0,1—0,05 мм, применение шлихового метода исключается [7]. Это обстоятельство определило методику опробования шельфовых россыпей, которая все чаще строится по рудной схеме.

В такой ситуации важнейшую роль при поисках и оценке россыпей на шельфе приобретают геохимические методы. Возможности геохимического опробования были убедительно показаны в начале 70-х годов работами ВНИИМоргео на шельфе восточноарктических морей [2]. Ранее аналогичные данные получены по оловоносным осадкам залива Маунт-Бей в Корнуэлле [13]. Однако существенный недостаток этих материалов — неполнота получаемой информации (только по одному элементу), что не позволяет судить о природе выявлен-

ных аномалий, их динамическом классе и условиях локализации возможных россыпных скоплений.

С 1980 г. в ИМГРЭ осуществляются совершенствование и внедрение геохимических методов в практику геологоразведочных работ при поисках и оценке россыпей на шельфах Северо-Востока СССР. Они проводятся в комплексе со структурно-геоморфологическими, литолого-фациальными и литодинамическими исследованиями. В основу методических разработок положено представление о россыпях как разновидности механических ореолов и потоков рассеяния, состав, протяженность и устойчивость которых в равной мере определяются и характером питающих коренных источников и эволюцией осадка. Большая часть россыпей относится к крупнообломочным и шлиховым ореолам и потокам. При этом наименьшая крупность свойственна прибрежно-морским россыпям дальнего переноса, где основная доля полезного компонента сосредоточена в породах с размером частиц 0,1—0,04 мм. С ними как правило сопряжены различные по протяженности и контрастности дисперсные ореолы и потоки, связанные преимущественно с алевритовой, пелитовой и субколлоидной составляющими осадка. Фациальные, динамические и структурные обстановки, в которых концентрируются россыпеобразующие минералы, обуславливают возникновение геохимических барьеров (или барьерных зон), изменяющих условия миграции и рассеяния полезных компонентов (россыпеобразующие барьеры, по А. И. Айнемеру). В свою очередь, россыпи, как и любое рудное скопление в зоне гипергенеза, сопровождаются вторичными ореолами рассеяния, формирующимися при постседиментационном преобразовании металлоносных осадков. В зоне деструкции, где на шельфе действуют склоновые, эрозионные, абразионные или дефляционные процессы, эти ореолы имеют преимущественно механическую, реже сорбционную природу. Над погребенными и затопленными россыпями образуются ореолы боковой и вертикальной миграции преимущественно физико-химической природы, в частности солевые, а также био-

геохимические ореолы рассеяния [12].

Опытно-методические геохимические работы, проведенные в прибрежной зоне шельфа восточноарктических морей, позволили выявить пространственную неоднородность и упорядоченность распределения большинства элементов в россыпных объектах различного ранга и в сопровождающих их ореолах. Причины, обуславливающие такое распределение, могут быть разделены на две группы. Во-первых, это закономерности миграции и распределения химических элементов по профилю подводного склона и в различных типах литодинамических, фациальных и геоморфологических обстановок. При формировании россыпей ближнего сноса указанное распределение играет роль литолого-геохимического фона, на котором развивается собственно рудный (россыпной) процесс. Во-вторых, это зональность распределения элементов в самих россыпях, обусловленная минералогическими особенностями их коренных источников, литолого-фациальными особенностями вмещающих отложений и различной подвижностью рудных и сопутствующих им элементов в ходе механического и физико-химического рассеяния.

Обе тенденции кратко охарактеризованы нами ранее [6, 7, 10, 11], что сейчас позволяет остановиться на наиболее устойчивых геохимических признаках россыпных объектов прибрежно-шельфовой зоны, которые могут рассматриваться в качестве новой важной группы поисковых критериев для оценки погребенных и затопленных россыпей.

Шельфы восточноарктических морей относят к пассивному типу [9]. Особенности осадконакопления и структурно-геоморфологические условия в кайнозойе предопределили развитие двух принципиально различных типов россыпных концентраций, связанных с локальным коренным источником, имеющим промышленные перспективы: 1) россыпи зон тектонических уступов [4]; 2) погребенные и затопленные россыпи древних долин, нередко сочетающиеся со скоплениями металла в фациально замещающих или перекрывающих их прибрежно-морских осадках [3]. В размеще-

нии обоих типов россыпей отчетливо проявляется морфоструктурный контроль. Для них характерно сложное сочетание металлоносных осадков элювиального, склонового, аллювиального и прибрежно-морского происхождения; возрастной диапазон россыпей — олигоцен — плейстоцен. В зависимости от режима погружения локальных металлоносных структур эти россыпи могут сопровождаться концентриациями полезного компонента в верхних слоях осадочного чехла, т.е. они либо частично погребены, либо полностью перекрыты немаллоносными или слабомаллоносными осадками, что резко осложняет их выявление традиционными методами.

Рассмотрим возможности использования геохимических критериев при поисках и оценке на примере оловянных россыпей шельфовой зоны. Критерии основываются на анализе поведения и миграции элементов-индикаторов процесса осадочной дифференциации, являющегося фоном, на котором развиваются россыпи [11], и элементов-индикаторов, входящих в состав собственно продуктивной ассоциации, сопутствующей олову при рудообразовании. Геохимические показатели, основанные на элементах первой группы, играют роль косвенных признаков, а основанные на элементах второй — прямых. В ореоле шельфовых россыпей, образованных за счет коренных источников касситерито-силикатной формации, их распределение в процессе механического переноса в общем случае подчинено, как указывалось ранее [7], следующим закономерностям: для россыпей ближнего сноса — остаточных (перлювиальных, склоновых, бенчевых, дефлюционных) характерны ассоциации $Zn - As - Mo - Ag - Pb - Cu - Bi - W - Sn - B$, перемещенных и переотложенных, в том числе пляжевых — ассоциации $Cu - Bi - W - Sn - B$; для россыпей дальнего переноса, а также ореола россыпного узла в целом — ассоциации вида $Sn - B$.

Контрастная картина распределения геохимических параметров, отражающих металлоносность пород кайнозойского осадочного чехла, наблюдается не только в разрезе отложений в непосредственной близости от россып-

ных скоплений, но и устанавливается по донному опробованию в поверхностном горизонте осадков современного активного слоя. На нее воздействуют современные гидрологические литодинамические и седиментационные процессы, причем степень влияния их существенно зависит от типов прибрежных обстановок — наибольшее в проливах, подверженных воздействию барических циркуляционных течений, а наименьшее — в закрытых и полузакрытых заливах, в том числе и в эстуарных зонах.

Учет и при необходимости исключение влияние указанных факторов удается с использованием представлений о действующих в прибрежной зоне шельфа геохимических барьерных зон (ЛГБЗ) в понимании А. П. Лисицына, Е. М. Емельянова [5]. С этих позиций можно провести типизацию комплексных аномалий*, характерных для поверхностного слоя донных осадков, в соответствии с их природой. В пределах изученных участков прибрежных акваторий нами выделено пять классов комплексных аномалий.

I. *Гидрогенные, или фронтальные* аномалии возникают в области смешения водных масс, обладающих различными плотностью, соленостью, температурой и гидродинамическими характеристиками. По пространственному положению они в свою очередь делятся на приустьевые, протоковые и эстуарные (в горле эстуариев).

II. *Седиментогенные (или фациальные)* аномалии, обусловленные избирательной концентрацией элементов в определенных типах осадков, представляют важный индикатор при картировании различных типов литолого-фациальных и динамических обстановок прибрежного шельфа.

III. *Структурно обусловленные* аномалии фиксируются в пределах активных блокоразделяющих разломов, флексур, локальных поднятий, нару-

* Выделение и оконтуривание аномалий проводилось путем автоматизированной обработки геохимических данных с помощью комплекса программ DISTAN, разработанного в ИМГРЭ (авторы Л. Н. Гинзбург, З. Н. Позднякова). В обработке использовались материалы донного опробования, проведенного организацией ГУГКа.

шающих или осложняющих общую картину литолого-фациальной геохимической зональности. Аномалии обычно имеют механическую природу и отражают процесс сепарации кластогенных минералов осадка по гидравлической крупности. Принципиальная схема геохимической зональности, возникающей в донных осадках на таком структурно обусловленном барьере, представлена на рис. 1.

Наряду с названными могут быть выделены также два класса потенциально рудогенных геохимических аномалий, выступающих в качестве вероятных индикаторов россыпеносных и перекрытых рудоносных структур.

IV. *Шлиховые аномалии* возникают на первом механическом барьере (берег — море) и связаны с образованием концентраций элементов, носителями которых служат минералы тяжелой фракции. Они отличаются аномальными содержаниями: 1) элементов — полезных компонентов россыпей; 2) элементов-индикаторов отраженной зональности коренных источников, присутствующих в кластогенных рудных минералах; 3) элементов редкометальной группы — Zr, Y, Yb, Sc, La, Nb , отражающих относительно накопление минералов тяжелой фракции (см. рис. 1). Среди аномалий этого класса различаются остаточные и аккумулятивные. Для поисков погребенных россыпей первостепенное значение имеют остаточные аномалии.

V. *Аномалии в узлах пересечения разрывных структур складчатого основания и над погребенными рудоносными структурами* — имеют преимущественно физико-химическую природу и образованы за счет вертикальной отгонки подвижных форм элементов в зонах повышенной проницаемости, очагах разгрузки подземных вод, сквозных таликовых зонах и др.

Проанализируем возможности использования геохимических критериев поисков и оценки потенциально оловянных россыпных площадей разного иерархического уровня, основанных на данных поверхностного геохимического опробования современного активного слоя донных осадков и изучения поисковых и разведочных сква-

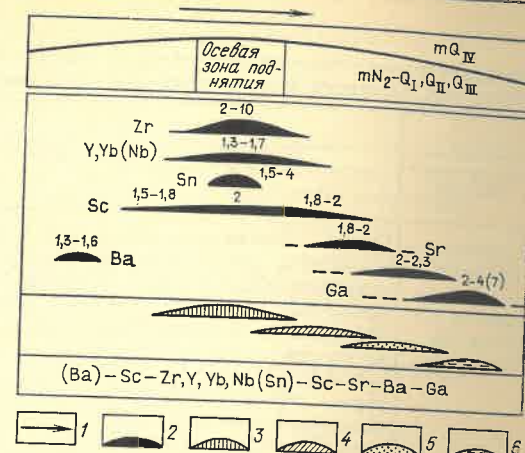


Рис. 1. Зональность механического ореола рассеяния в донных осадках шельфа на структурно обусловленном барьере

1 — преобладающее направление потока наносов; 2 — зоны доминирования элементов; 3 — 6 — зоны доминирования минералов — носителей элементов: 3 — тяжелая фракция (циркон, гранат, рутил, ильменит и др.), 4 — пироксены и амфиболы, темные слюды, 5 — полевые шпаты, 6 — светлые слюды; цифры — коэффициенты концентрации элементов относительно местного фона

Потенциально рудоконтролирующие структуры и узлы их пересечения выделяются в прибрежной зоне шельфа по комплексу геолого-геохимических признаков, важное место среди которых занимают их проявленность в рельефе и морфоструктуре и геохимические особенности донных осадков. Большинство из них выражено в рельефе в виде одиночных или сближенных линейных протяженностью в несколько десятков — до сотни километров. В узлах их пересечения часто развиты локальные купольные морфоструктуры, связанные с погребенными гранитными куполами, либо отрицательные формы рельефа, наследующие овалы оседания в своде купольных морфоструктур. В геохимическом поле эти структуры отражаются двояко: в виде достаточно выдержанных, но мало контрастных полосовых аномалий или разобщенных, но группирующихся в серии и цепочки более контрастных аномалий площадью первые сотни квадратных километров. Они характеризуются «шагом» размещения 25—40 км. Состав комплексных аномалий (см. табл. 1) определяется их двояким происхождением. В большинстве случаев они образованы легко подвижными элементами, для которых предполагается вертикальная

Таблица 1

Предварительные геолого-геохимические критерии выделения потенциально оловоносных россыпных площадей в шельфовой зоне (по данным опробования активного слоя осадков)

Ранг оцениваемого объекта	Характер выраженности в рельефе	L, B, S, N	Геолого-геохимические признаки
Рудоконтролирующие разломы и узлы их пересечения	Пучки сближенных линейных элементов, региональные тектонические уступы, флексуры, границы морфоструктур. В узлах пересечения — локальные купольные морфоструктуры; аласы, затопленные морем, овальные заливы; вогнутые участки современной и затопленных береговых линий и пр.	L n·10—100 B 10—20 S n·100 N 3 и более	Линейные и узловые, иногда концентрического строения, комплексные литохимические аномалии V, V—III, III—IV—V классов вида: [AgCuZnPbMoNi]; [ZnGeMoNi×PbAg]; [SrBa]; [ZnGeAgPbSnW]; [ZrSc]; [AgPbZn]; [ZrYbNbSn]. Шар в размещении объектов более низкого ранга, выдерживающийся в пределах данного региона, 25—40 км
Россыпные (рудно-россыпные) узлы с погребенными россыпями	Локальные сводово-купольные и купольные морфоструктуры в узлах пересечения разломов. При унаследованном воздымании — выступы береговой линии, острова, абразионные осушки, серии аккумулятивных тел (баров), отмели, радиальный рисунок затопленных подводных долин, а также овальные заливы по структурно обусловленным аласам над овалом оседания в центральной части купольной морфоструктуры. Иногда не проявлены в рельефе	S 10—100 N 1—5	Изометричные площадные или концентрические комплексные литохимические аномалии IV, IV—V либо V классов вида узлы с частично экспонированными россыпями: [SnBWCu (Bi)]; КК 1,5—3 узлы с полностью погребенными россыпями: [ZrSnYb (ScBLi×LaW)] — приподнятые блоки, [ZrSnYbLaScNbB] [AgZnMo] — переходная зона [AgMoZnCuNiSn] — опущенные блоки <i>Мультипликативные показатели</i> B×W×Cu ≥ 1·10 ⁻⁸ —3·10 ⁻⁸ Ag×Mo×Zn ≥ 1·10 ⁻¹⁰ —20·10 ⁻¹⁰ Sn×B ≥ 3·10 ⁻⁴ —7·10 ⁻⁴ Zr×Y×Yb×La×Sc ≥ n·10 ⁻¹² Ag×Mo×Zn ≥ 1·10 ⁻¹¹ —3·10 ⁻¹¹ Sn×B ≥ n·10 ⁻⁵ <i>Содержание в активном слое осадков</i> Sn n·10—n·100 г/т ≥ 10 г/т Rb n·10 ⁻³ % ≥ 2·10 ⁻³ % Локальные максимумы Bi, W, As
Россыпные поля (месторождения) погребенных россыпей	Локальные блоки, сегменты и сектора купольных морфоструктур, вмещающие погребенные коллектора россыпей — погребенные долины, береговые линии, зоны тектонических уступов. В современном рельефе — сгущения изобат, сближенные древние береговые линии, скопления аккумулятивных тел, радиальные и дугообразные затопленные долины, банки и др.	S 5—20 N 2—8	Преимущественно линейные, реже изометричные комплексные литохимические аномалии IV и V классов* вида в зонах тектонических уступов: [SnBWBiCu (AsPb)]; [AgMoZn]; [ZrYbSc] над погребенными россыпями, не выходящими на поверхность: [Sn (BLiRb)] × [AgMoZn (Cu×NiCo)]; [Sn (BLiRb)] × [ZrYbNbSc]

* Ориентировка аномалий IV и V классов в активном слое осадков может не совпадать.

Продолжение табл. 1

Ранг оцениваемого объекта	Характер выраженности в рельефе	L, B, S, N	Геолого-геохимические признаки
			<i>Мультипликативные показатели</i> Sn×B ≥ 3·10⁻⁴—7·10⁻⁴ 1·10⁻⁴—5·10⁻⁴ Ag×Mo×Zn ≥ n·10⁻⁹ n·10⁻¹⁰ <i>Содержание в активном слое осадков</i> Sn 20—50 г/т 10—20 г/т Rb 8·10⁻³—10·10⁻³ % 5·10⁻³ % Аномалии Cu, W, Bi (Pb)
Россыпные залежи (пласты)	В поверхностном рельефе прибрежного шельфа не выражены	S 1—n	В зонах тектонических уступов Комплексные литохимические аномалии вида [SnBWCuBiPbAgMoAsZn]; КК ≥ 3 — для остаточных россыпей; КК 1,5—3 — для перемещенных россыпей <i>Мультипликативные показатели</i> B×W×Cu ≥ n·10⁻⁷ — околорудный ореол; Ag×Mo×Zn 10⁻⁹—20·10⁻⁹ — надрудный ореол

Примечание. L, B — линейные размеры, км; S — площадь комплексных аномалий, км²; N — число объектов следующего ранга; КК — коэффициент концентрации относительно регионального фона.

миграция в зонах повышенной проницаемости, в частности в таликовых зонах, представляющих частный случай ЛГБЗ, возникающих в очагах разгрузки подземных вод. Присутствуют также элементы, концентрирующиеся в ходе механической сепарации на структурных барьерах с образованием зональных ореолов вида: Zr, Y, Yb (центр аномалии) — Sc, Sr, Ba, Ga (фланги аномалии, см. рис. 1).

Потенциальные россыпные (рудно-россыпные) узлы с погребенными и затопленными россыпями олова в силу их пространственно-генетической связи с массивами гранитоидов часто выражены в прибрежной зоне шельфа отчетливыми геоморфологическими аномалиями сложного эндо-экзогенного происхождения. Их характерными признаками являются выходы на поверхность блоков пород складчатого основания и нижних горизонтов осадочного кайнозойского

чехла, сводовые деформации поверхности прибрежной аккумулятивной равнины, дугообразные изгибы затопленных береговых линий, широкие абразионные осушки, комплексы аккумулятивных тел унаследованного развития, радиально-концентрический рисунок затопленных долин, овальные заливы, депрессии дна и пр.

Проявление рудно-россыпных узлов в геохимическом поле донных осадков зависит от степени погружения структуры. При частичном погружении рудоносной структуры, например, в зонах тектонических уступов, где имеются условия для поступления рудоносного материала в осадки современного активного слоя, они сопровождаются контрастными литохимическими аномалиями элементов, сопутствующих олову в рудном процессе (табл. 2). Эти аномалии в той или иной мере несут влияние отраженной зональности коренного источника и

Таблица 2

Содержание элементов-индикаторов в ореоле прибрежно-морской россыпи в зоне тектонического уступа, %

Объект исследования	Sr	Ba	Mn	Ti	Cr	V	Ni	Co	Cu	Ag	Zn	Pb	Mo	Sn	W	Zr	Nb	Y	Ga	B
	10 ⁻²			10 ⁻³				10 ⁻⁴	10 ⁻³	10 ⁻⁵	10 ⁻²	10 ⁻³	10 ⁻⁴			10 ⁻³				
Россыпь Региональ- ный фон	5,9 6,4	3,1 1	3,1 1,9	35 37	5,3 4,3	24 17,1	2,2 1,1	15 11,3	13 3,1	1,08 0,3	1,6 1,2	5,1 0,6	1,8 0,6	54 2,3	18,5 He обн.	7,6 5,7	0,8 0,3	0,95 0,56	2,4 3,8	52,9 3,7
Коэффи- циент кон- центрации	0,9	3,1	1,6	0,9	1,2	1,4	2	1,3	4,2	3,6	1,3	3,18	3	23,5		1,3	2,7	1,6	0,6	14,2

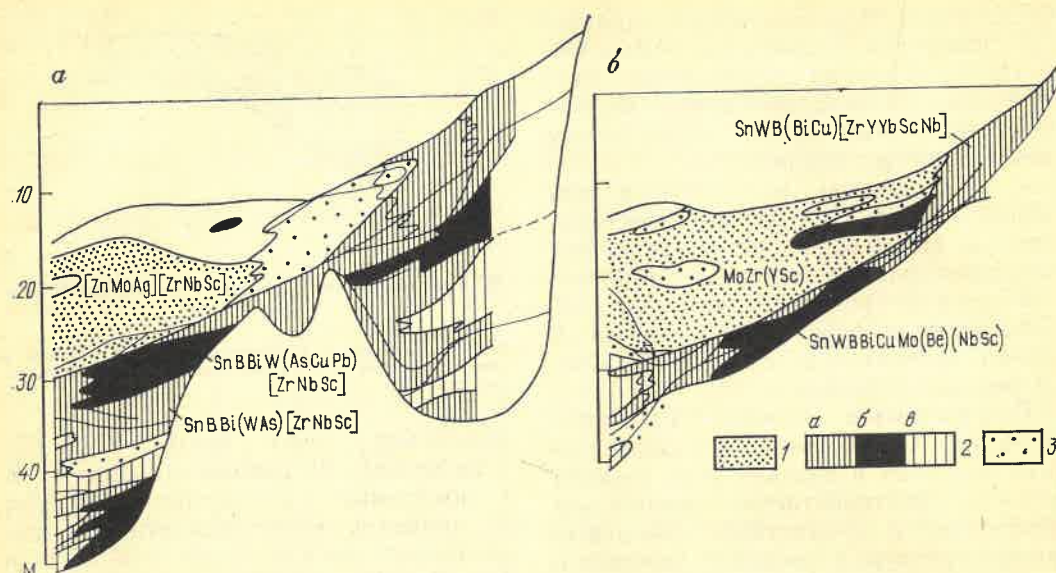


Рис. 4. Геохимические различия торфов и песков погребенной оловоносной россыпи в опущенном (а) и приподнятом (б) блоках. Ассоциации элементов: 1 — характеризующая торфа

рых россыпях, так, видимо, и в залегающих на глубине под чехлом рыхлых отложений коренных источников.

Могут быть определены также и приближенные значения комплексных геохимических показателей, характеризующих ореол отдельных залежей в составе сложных россыпей прибрежно-морского генезиса (рис. 4). Некоторые показатели для россыпей, залегающих в зоне тектонического уступа, приведены в табл. 1.

В заключение необходимо подчеркнуть, что геохимические методы становятся ведущими на всех стадиях морских геологоразведочных работ на континентальных шельфах, в том числе при поисках и оценке россыпных месторождений. Подтверждается положительный эффект их применения не только при оконтуривании потенциально металлоносных площадей, где геохимические критерии выступают в качестве достаточно надежного прямого признака повышенной металлоносности осадков, но и на стадии разведки — при планировании природоохранных мероприятий и составлении ТЭО кондиций. Для дальнейшего развития этих исследований необходимы углубление общей и частной теории формирования геохимических ореолов в шельфовой зоне, уточнение и

россыпи, 2 — характеризующая пески россыпи (а — главная ассоциация, б, в — ее вариации), 3 — смешанная

совершенствование полученных критериев с учетом возможности их распространения на более широкий круг россыпных объектов, их корректировка по результатам заверки геохимических аномалий и сделанных рекомендаций, планомерное внедрение геохимических методов в практику морских геологоразведочных работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айнемер А. И., Коншин Г. И. Россыпи шельфовых зон Мирового океана. Л.: Недра, 1982.
2. Безродных Ю. П. Ореолы олова в морских осадках и их поисковое значение. — Сов. геология, 1978, № 1, с. 129—135.
3. Валпетер А. П., Гольдфарб Ю. И., Давиденко Н. М. Основные критерии и методы прогнозной оценки россыпной металлоносности шельфа. Обзор. Морская геология и геофизика. М.: ВИЭМС, 1978.
4. Геологические критерии поисков россыпей. Л. З. Быховский, С. И. Гурвич, Н. Г. Патык-Кара, И. Б. Флеров. М.: Недра, 1981.
5. Геология океанов и морей/Под ред. А. П. Лисицына. Тез. докл. 6-й Всесоюзной школы морской геологии. Т. 1. М.: ИО АН СССР, 1984.
6. Гинзбург Л. Н., Патык-Кара Н. Г., Поздняков Э. Н. Многомерный анализ геохимических показателей россыпных месторождений. — В кн.: Концентрация и рассеяние полезных компонентов в аллювиальных россыпях. Якутск, 1985, с. 167—168.
7. Григорян С. В., Патык-Кара Н. Г. Геохимическая зональность россыпей и ее при-

чины. — Докл. АН СССР, 1984, т. 278, № 5, с. 1192—1195.

8. Гурвич С. И., Болотов А. М. Титано-циркониевые россыпи Русской платформы и вопросы поисков. М.: Недра, 1967.
9. Марков М. С., Пушаровский Ю. М., Тильман С. М. Тектоника шельфовых зон восточно-арктических и дальневосточных морей. — Сов. геология, 1978, № 1, с. 17—26.
10. Патык-Кара Н. Г., Савельева Л. Е. Использование геохимических критериев поисков и оценки россыпей прибрежных зон. — В кн.: Литохимические методы поисков

глубокозалегающих рудных месторождений. М., 1985, 202—211.

11. Патык-Кара Н. Г., Яблоков К. В. Геохимические особенности донных осадков прибрежного шельфа арктических морей как показатель обстановок осадконакопления. — Литология и полезные ископаемые, 1985, № 3, с. 53—61.
12. Питулько В. М. Вторичные ореолы рассеяния в криолитозоне. Л.: Недра, 1977.
13. Тумс Дж. С. Прикладная геохимия при морских поисках полезных ископаемых. — В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений. М., 1971, с. 210—222.



МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

УДК 549.02 : 553

В. В. ЛЯХОВИЧ (Ин-т литосферы АН СССР)

Состав минералов — важный поисковый признак

А. Е. Ферсман отмечал, что новая школа поисковых работ должна строить свои выводы исключительно на точных фактах, на основании комплекса минералов, их химического состава и типоморфных свойств. Установлен ряд признаков минералов, которые рекомендуется использовать в поисковых целях: форма минерала, его содержание в породе, характер термолюминесценции, степень упорядоченности, окраска, полиморфные модификации, значения термоЭДС и другие, в том числе и некоторые особенности состава минералов [1]. Следует, однако, отметить, что составу минералов необходимо уделять большее внимание, так как это очень важный и информативный признак.

Вычисленные средние содержания редких и рудных элементов в порообразующих и акцессорных минералах гранитоидов [4, 5] позволили установить явление наследования минералами геохимических особенностей исходных пород или магм, что в ряде случаев вносит изменения в существующие представления об источнике рудного вещества стратиформных или плутогенных месторождений и т. п. Оказалось, что характерная черта пород, осадочных или изверженных, содержащих повышенное количество какого-либо элемента, — это наличие в них

минералов, также обладающих повышенным по сравнению с вычисленным средним количеством этого элемента (например, стронция в апатите, висмута в пирите, ванадия в гранате и т. д.).

Приведем новые данные, показывающие важность и надежность использования при геологопоисковых работах особенностей содержания в минерале редких и рудных элементов, изоморфно замещающих главные элементы в решетке минерала-хозяина.

Как указывалось [1], внимание к минералогическим методам поисков стало ослабевать, что в известной мере связано с неоднозначностью трактования результатов, получаемых при использовании обычных «типоморфных» признаков минералов. В то же время в составе минералов заключена ценная и достоверная информация, которую можно с успехом использовать для поисковых целей. Большую роль при этом играет геохимия минералов, а именно та особенность их состава, которая отражает наследование ими состава материнских пород (метаморфогенные минералы) или магм (магматогенные минералы).

Широко известно, например, что нефелины из щелочных пород различных формационных типов, магнетиты и ильмениты кислых и основных пород значительно отличаются по содержа-

Таблица 1

Содержание и коэффициент концентрации (K_k) редких и рудных элементов в минералах рудоносных пород

Минерал	Элемент	Содержание в минерале, г/т		K_k
		среднее	из рудоносной породы	
Гранат	Sn	18	22 386	520
	V	5	133 280	26 600
Турмалин	Sn	43	2 000	46
	V	57	265 200	4 600
Апатит	Sr	738	10 900	15
	Mn	1153	86 100	74
Ортит	Zn	10	94	9
	Zn	511	29 600	58
Ильменит	Cr	18	222 118	12 300
	Co	1114	65 600	58
Пирит	W	7	52	7
Магнетит	Zn	1	59 200	59 200
Ставролит				

нию в них редких и рудных элементов. Поэтому закономерно выделение как самостоятельной *поисковой минералогии* — науки, занимающейся «извлечением из минералов и минеральных ассоциаций информации, важной для разработки критериев для поисков и оценки месторождений полезных ископаемых и разработки минералогических методов поисков» [1, с. 106].

Используя в поисковых целях состав минералов, и в первую очередь наследование им геохимических особенностей среды минералообразования, можно более успешно решать многие вопросы:

определять пара- или ортоприроду таких конвергентных пород, как серпентиниты, амфиболиты, гнейсы и др.;

судить о наиболее вероятном источнике рудного вещества (коровом или мантийном) приразломных метасоматитов;

выделять среди изверженных пород разности, в связи с которыми наиболее вероятно обнаружение постмагматических концентраций редких и рудных элементов;

выявлять в стратиграфическом разрезе горизонты, наиболее благоприятные для образования стратиформных месторождений метаморфогенного генезиса;

устанавливать наличие слепых, не

выходящих на поверхность рудных тел.

Наследование состава. Наследование минералами геохимических особенностей материнских пород или магм имеет большое как теоретическое, так и практическое значение. Образуются в определенные стадии метаморфизма осадочных пород или кристаллизуясь из магмы определенного состава, кристаллические решетки минералов захватывают те элементы, которые формируют «геохимическую систему», присутствующую только породам данного состава, генезиса или рудоносности.

Метаморфогенные минералы осадочно-метаморфических пород содержат: ильменит — в 3 раза больше никеля, чем ильменит гранитоидов (33 и 12 г/т), ортит — в 2 раза больше стронция (96 и 45 г/т), гранат — в 2 раза больше скандия (160 и 80 г/т) и т. д., отражая более высокие содержания этих элементов в песчано-сланцевых породах по сравнению с гранитоидами.

Содержание рудного элемента в минерале-концентрате закономерно увеличивается при переходе от обычных пород к рудоносным и, наконец, к рудам (табл. 1). Например, отмечаются высокие содержания Sr, Mn, V в апатитах и гранатах, Zn, Co, Cr — в ильмените, ставролите и пирите из рудоносных пород.

Ярким свидетельством наследования является высокое содержание стронция в ракушечных известняках Кабыстана — 3,1 кг/т, что в 7 раз выше среднего содержания его в карбонатных породах. Одновременно содержание стронция и в апатите из этих пород в 15 раз превышает среднее, достигая 10,9 кг/т.

Та же закономерность устанавливается и при переходе от кислых пород к основным и ультраосновным. В соответствии с их петрохимическими и геохимическими особенностями изменяется содержание Mg, Cr, Nb в ильменитах, рутилах, сфенах, магнетитах.

Пара- и ортопороды. Конвергентность широко представлена в петрологии наличием пара- и ортопород; в минералогии — существованием одноименных минералов различного генезиса; в металлогении — формированием рудных месторождений одного формационного типа, но имеющих разный

источник рудного вещества: скарные биметасоматические и инфильтрационные, грейзены апогранитные и апокарбонатные и т. п. Различны не только генезис, но и рудоносность этих образований.

Поскольку от генезиса породы в значительной мере зависит и ее рудогенерирующая способность, то и установление первоначальной природы многих изверженных или метаморфических пород имеет непосредственное отношение к оценке рудоносности как отдельных массивов, так и целых территорий.

Наблюдающиеся закономерные отличия в минеральном составе пород сходного состава, но различного происхождения объясняются наследованием минералами геохимических особенностей исходных пород или магм.

Например, все минералы интрузивных гранитоидов содержат большее количество многих редких и рудных элементов по сравнению с одноименными минералами автохтонных гранитов. Последние, наследуя геохимические особенности песчано-сланцевых пород, отличаются более низким содержанием Be и F и более высоким Ga, Sr, Mg, Ti, чем первые.

Апатит интрузивных гранитов содержит 781 г/т стронция, а апатит автохтонных гранитов 954 г/т. Магнетит из интрузивных гранитов содержит 21 г/т галлия, а из автохтонных 54 г/т; ильменит содержит 867 и 1450 г/т цинка соответственно. Это следствие того, что среднее содержание Ga, Sr и Zn в песчано-сланцевых породах в 1,5 раза выше, чем в интрузивных гранитоидах. Наиболее низкими концентрациями редких и рудных элементов и высокими Cr, Ni, Co, V характеризуются минералы мантийных гранитоидов (гранитоиды габбровой формации, апобазитовые гранитоиды и т. п.).

Пара- и ортосерпентиниты, пара- и ортоамфиболиты магматического происхождения отличаются повышенными содержаниями не только минералов Cr, Ni, Co, но и этих элементов в породообразующих и акцессорных минералах — магнетите, сфене, ильмените, гранате. В паропородах указанные минералы содержат меньше Cr, Ni, Co, но больше Th, Nb, U. Поэтому первичная природа пара- и ортосерпентинитов может быть установлена по осо-

бенностям состава серпентина, магнетита и граната. В магнетите из ортосерпентинитов содержится до 41 кг/т хрома, высокое содержание последнего характерно и для граната вплоть до появления уваровита. В парасерпентинитах Cr, Ni, Co в магнетите и серпентине присутствуют в исчезающе малых количествах.

В соответствии с геохимической особенностью основных магм ортоамфиболиты отличаются от параамфиболитов по составу ряда минералов. Например, ильмениты и сфены ортоамфиболитов по сравнению с одноименными минералами параамфиболитов имеют более высокие содержания Cr, Ni, Co, Y, Cu (соответственно 500, 60, 100, 200, 700 и 15, 10, 45, 150, 7 г/т). Кроме того, ильменит и сфен из параамфиболитов содержат больше ниобия (5 и 40 г/т), а в этих же минералах из ортоамфиболитов ниобий не установлен.

Состав минералов метаморфических пород в значительной мере определяется химизмом исходной породы. Показательны особенности состава некоторых минералов парагранулитов и парагнейсов. По сравнению с одноименными минералами интрузивных гранитов встречающиеся в них гиперстен, биотит, гранат и магнетит содержат больше титана, а ильменит, гранат, кордиерит, оливин — магния. Одновременно отмечается меньшее содержание марганца в оливине, гранате, ильмените и магнетите. Более высокие кларки магния и титана в осадочных породах обуславливают в парагнейсах и парагранулитах более магнезиальный состав гранатов, турмалина и эпидота, чем в интрузивных гранитах. Кроме того, в них присутствуют ильменит и рутил, характеризующиеся пониженным содержанием ниобия.

Источник. Следующие примеры показывают, что явление наследования может оказать помощь при решении вопросов об источнике рудного вещества. Так, в метаморфических породах значительные концентрации сульфидов нередко приурочены к зонам тектонических нарушений. Однако возможна различная природа этих концентраций, так как сульфиды бывают и гидротермального, и метаморфогенного происхождения. Большую помощь здесь оказывает состав минералов, в част-

ности пирита. Для него весьма характерно значение отношения Co/Ni , которое для пиритов осадочного генезиса меньше единицы, а гидротермального — больше единицы. Это отражение наследования пиритом особенностей содержания кобальта и никеля в осадочных породах и в гидротермальных растворах. Высокие содержания в метаморфических породах сульфидных минералов гидротермального генезиса при отсутствии во многих случаях прямой генетической связи с конкретными интрузиями позволяют предполагать участие в формировании сульфидной минерализации глубинных, возможно, мантийных флюидов.

Наследование состава среды минералообразования помогает иногда установить в пределах одного рудного поля продукты деятельности различных рудогенерирующих очагов. Так, совмещение пиритов с различными радиохимическими характеристиками может быть связано с различием и в источниках рудного вещества. Информацию по данному вопросу дает состав не только широко распространенных, но и сравнительно редко встречающихся, акцессорных минералов. Так, типичные элементы примеси в касситерите месторождений Якутии — Ta , Nb , Zn , Mn [8], а касситериты Приморья характеризуются высоким содержанием Cr (7—480 г/т), V (60—1400 г/т) и низким — редких элементов [3]. Это может свидетельствовать о том, что в Приморье источником рудного вещества являлся, вероятно, подкоровый субстрат, от которого отделялись рудоносные флюиды.

Среди гранитоидов Певекского рудного узла встречается касситерит, который по многим признакам, в том числе и по особенностям состава, подобен гидротермальному касситериту. Следовательно, в гранитах касситерит является эпигенетическим минералом, что необходимо учитывать при анализе первичной оловоносности данных гранитоидов. В то же время касситерит из послегранитных диоритовых порфириров характеризуется высоким содержанием титана, наследуя повышенную титанистость порфировой магмы.

Поиски. Наследование минералами геохимических особенностей материнских пород или магм может быть ис-

пользовано при поисках месторождений редких элементов различных генетических типов. Это основывается на существовании тесной связи между особенностями состава минерала и повышенным содержанием рудного элемента в породе. Однако прежде чем перейти к характеристике состава минералов, необходимо отметить, что при поисково-разведочных работах особое место занимает выявление минералов-спутников, указывающих на наличие или вероятность нахождения редкометалльных месторождений или пород, с которыми эти месторождения обычно генетически связаны. К таким минералам относятся: пироп, хромдиопсид, пикроильменит — характерные для кимберлитов, нередко алмазоносных; хромовые гранаты и хлориты — для ультраосновных пород, в том числе и хромитовых; пироксенол, бадделит — для карбонатитов, нередко редкометалльных; цинковая шпинель — ганит — для осадочно-метаморфических толщ полиметаллическим оруденением; полихромные турмалины — для редкометалльных пегматитов; щелочные амфиболы, флюорит, топаз — для метасоматически измененных пород, содержащих редкометалльное оруденение.

По повышенному содержанию лития в кварце, цезия в слюдах и полевых шпатах пегматитов можно предсказывать вероятность появления в них сподумена или поллуцита, по содержанию олова в турмалинах — касситеритовое оруденение пегматитового и кварцево-жильного типов, по содержанию олова в гранатах — скарновые месторождения на олово, по содержанию германия в сульфосолях — собственно германиевые — германитовые и реньеритовые месторождения, а по количеству тантала в касситеритах пегматитов и редкометалльных гранитов оценивать их на тантал [1].

Использование минералов в поисковых целях основывается на наследовании составом минералов геохимических особенностей среды минералообразования, в первую очередь высоких содержаний в ней редких и рудных элементов. Для интрузивных пород, перспективных в отношении Cr-Ni-Co оруденения, весьма показательно наличие хромовых гранатов, дистенов, ставролитов, хлоритов. В хромитосодер-

Таблица 2
Содержание рудных и редких элементов в турмалине из различных типов пород, г/т

Порода	Ca	V	Cu	Pb	Li	Be	Sn	Ta	Источник
Гранит	59	57	12	137	125	14	42	2	[6]
Пегматит редкометалльный	—	—	—	—	—	29	78	11	[7]
Сульфидная руда	78	195	77	114	7	—	—	—	[15]

жащих кимберлитах Якутии встречается дистен с 2,6—16,8 % Cr_2O_3 [6], в метаморфизованных троктолитах Новой Зеландии — зеленый хромистый ставролит, содержащий до 2 % Cr_2O_3 [15]. В хромитовом прослое в дуните комплекса Джиджал (Пакистан) присутствует хромовый андрадит, содержащий 10, 11 % Cr_2O_3 [10]. В ультраосновных породах Средневитимской горной страны, включающих линзы хромшпинелидов, отмечаются хромовые хлориты — кочубейт и кеммерерит, содержащие до 8,2 % Cr_2O_3 . Возможно поэтому и впервые установленный в серпентинизированных ультрабазитах Султануиздага кеммерерит указывает на вероятное наличие здесь хромитовых скоплений.

Ярким примером наследования составом повышенных содержаний элементов в среде минералообразования являются минералы пегматитов. В пегматитах, включающих повышенные количества Be и Mn , встречаются бериллиевый ортит (муромонтит), содержащий 3,8—5,5 % BeO , и богатый марганцем (5,3—5,6 % MnO) манганортит. В магнезиальных, тремолитовых скарнах установлен магнезиальный ортит (магнезиортит), содержащий значительно больше MgO (14,55 %) по сравнению с ортитом гранитоидов (0,5—2 %).

В богатых глиноземом плагиоклаз-флюоритовых пегматитах найден сфен с высоким содержанием алюминия (7,8—9,3 % Al_2O_3); в оловоносных скарнах Нового Южного Уэльса (Австралия) оловосодержащий сфен — майлит; в богатых иттриевыми редкоземельными элементами пегматитах — иттриевый сфен, кейльхауит и т. д.

Вместо обычных турмалинов шерладровитового состава в редкометалльных пегматитах присутствуют рубеллиты и

индиголиты [1], т. е. турмалины, обогащенные Li , Cs , Mn . По сравнению с турмалином гранитов турмалин редкометалльных пегматитов содержит значительно больше Be и Ta (табл. 2). В районах широкого развития литиевых пегматитов встречаются кордиериты с высоким содержанием Li . В качестве другого примера можно привести такие распространенные минералы, как магнетит и пирит. Магнетит вольфрамоносных гранитов содержит вольфрама значительно больше (18—52 г/т), чем нерудоносных гранитов (7 г/т). Магнетиты гранитоидов, сопровождающихся Cu-Mo оруденением, содержат значительно больше (228 г/т) меди, чем магнетиты гранитоидов, сопровождающихся редкометалльным оруденением (43,5 г/т). Магнетиты карбонатитов содержат в среднем 1330 г/т ниобия, что почти в 10 раз выше по сравнению с магнетитом гранитоидов.

Магнетиты пород, с которыми ассоциирует цинковая минерализация, содержат 700 г/т цинка, т. е. значительно больше среднего (267 г/т). В известном полиметаллическом месторождении Брокен-Хилл (Австралия) присутствует ильменит, содержащий до 37 % ZnO [9].

Таким образом, магнетит может быть хорошим индикатором при поисках различного оруденения. В частности, по составу магматического магнетита можно судить о рудоносности изверженной породы, а по составу метаморфогенного — о геохимических особенностях исходной осадочной породы, т. е. содержании V , Mn , Mg , W , Sn , Au , Nb , Zn , Ni , Co , Cr , Cu , а следовательно, и о вероятности нахождения в ней промышленных концентраций этих элементов, таких, например, как полиметаллические и вольфрамо-

вые месторождения стратиформного типа.

Пирит гранитоидов, сопровождающихся Cu-Mo минерализацией, содержит меди значительно больше (1090 г/т) по сравнению со средней концентрацией этого минерала из нерудоносных гранитов (244 г/т).

Индикаторным признаком при поисках месторождений собственно метаморфогенного генезиса среди осадочно-метаморфических пород является повышенное содержание рудного элемента в минерале, отражающее повышенные концентрации его в исходной осадочной породе. Поэтому если стратиформное месторождение имеет собственно метаморфогенное происхождение, то состав минералов рудных тел отражает геохимические особенности вмещающих пород. Если же стратиформное месторождение образовано гидротермальными растворами, генезис которых может быть различен, то минералы наследуют геохимические особенности этих растворов и, следовательно, отличаются по составу от одноименных минералов вмещающих пород.

Многочисленны примеры наследования высоких содержаний марганца. Богатые марганцем ильменит и пиррофанит встречаются как в марганцевых месторождениях, так и в качестве акцессорных в щелочных пегматитах. В марганцевистых кремнистых и кристаллических сланцах Новой Зеландии присутствуют марганецсодержащие минералы — манганкальцит, спессартин, пьомонтит, тулит; в марганценосных отложениях Японии — щелочные амфиболы. В Никопольском районе установлен манганопатит, содержащий 13 % MnO . В богатых марганцем метасоматитах Полярного Урала в ассоциации с браунитом, алургитом, гранатом встречен богатый марганцем эпидот-пьомонтит. Предполагается наличие в регионе марганцевой рудной минерализации. В железо-марганцевом кварцевом сланце на юге Японии образуется не просто железистый гидросиликат типа палыгорскита, а хауит, содержащий 16,5 % MnO [11].

Геохимические особенности материнских пород отражают и другие минералы. Так, в Австралии в гранат-опалиновой кремнисто-флюоритовой бога-

той оловом породе встречается малайит — Sn -аналог сфена и гранат, содержащий до 2,87 % SnO_2 . В богатых ванадием сланцах встречаются ванадиевые гранаты (19,6 % V_2O_5), турмалины (39 кг/т V_2O_5) и цоизиты.

Интересные данные имеются и в отношении цинка. Ставролит — минерал, практически лишенный цинка, однако его содержание иногда значительно увеличивается. Например, в гранулитизированных лептитах Чешско-Моравской возвышенности присутствует ставролит, содержащий 3,3 % ZnO , что связано с наличием в регионе ганитовых кварцитов.

В кварцево-плагиоклазовых мусковитовых сланцах Больших Кейв (Кольский п-ов), содержащих цинковую шпинель — ганит, источником цинка при образовании последнего служил цинкосодержащий ставролит, распространенный в этих сланцах [2]. В пелитовых гнейсах Центральной Кении встречается ставролит, содержащий 6,73 % ZnO [13]. В рудовмещающей толще Холоднинского колчеданно-полиметаллического месторождения (Западное Прибайкалье) встречается ставролит с еще большим содержанием ZnO (6,9—7,4 %). Следовательно, высокое содержание цинка в ставролите может служить важным признаком при поисках метаморфизованных полиметаллических месторождений.

Глауконит, в котором количество CuO достигает 2,02 %, встречается в кровельной части песчаников цехштейновых отложений Польши, содержащих халькозиновую минерализацию. В породах вулканического комплекса Банска-Штьявница (ЧССР), вмещающих полиметаллическое месторождение, в хлоритах, клинохлоритах и рипидолитах отмечается повышенное содержание Pb , Zn , Cu .

Показательны особенности состава минералов гидротермальных месторождений. В турмалине из кварц-касситерит-турмалиновых руд содержание олова увеличивается до 1287 г/т [7] при его среднем содержании в турмалине гранитов 20 г/т. Это отражает высокую концентрацию олова в рудоносных растворах.

Турмалин — обычный жильный минерал в массивных сульфидных отложениях Аппалачского каледонского

орогена. В нем значительно повышено содержание Cr , Cu , Pb , Sr , V , а количество Li и Mn необычно низко [14]. Эти концентрации значительно выше, чем в турмалине гранитоидов (см. табл. 2), что подтверждает существование четкой зависимости между составами минерала и вмещающей его породы.

Вблизи кобальтового рудника Фунтана Раминоза (Сардиния) обнаружен пирит, содержащий 7,7 и 8,2 % кобальта при среднем содержании его в пирите гранитоидов 0,11 %, т. е. в 7—8 раз выше. Содержание золота в пирите кварц-золоторудных и золото-сульфидных месторождений также значительно (200—500 г/т) выше среднего (4,2 г/т). Цинковый гринокит встречен в стратиформном Pb-Zn-Ag месторождении Леди Лоретта (Австралия). На одном из рудопоявлений Замбии описан голубой ставролит, содержание CoO в котором достигает 2,52 %.

Количество подобных минералов и содержание в них рудных элементов иногда столь велико, что они используются как сырье. Так, в латеритах Эдеских областей (Греция) встречаются щелочные амфиболы, включающие 0,39—2,34 % NiO . Они играют важную роль при извлечении никеля [12].

Ореолы. По особенностям состава минералов, а именно повышенным (по сравнению со средним для минерала из данного типа пород) количествам в них редких и рудных элементов, можно судить о наличии слепого оруденения. Так, над многими сульфидными и золоторудными месторождениями развиты ореолы распространения пирита или кварца гидротермального генезиса. Их состав отражает геохимические особенности рудоносных растворов: повышенные концентрации Pb , Zn , Au . По этому признаку минералы пород, вмещающих слепое рудное тело, отличаются от одноименных минералов пород, которые не содержат рудных скоплений.

Итак, эффективным поисковым признаком является состав минералов. На наличие пород, в связи с которыми вероятно обнаружение месторождений, могут указывать не только такие типоморфные для этих пород минералы, как, например, пироп для кимберлитов, бадделеит для карбонатитов, топаз для трейзенов, колумбит для пегматитов

и т. п. Не менее характерно присутствие и более широко распространенных минералов, особенности состава которых указывают на их формирование в среде, обогащенной тем или иным элементом. К их числу можно отнести тулит и пьомонтит марганцевых месторождений; Zn -содержащие ставролит и магнетит полиметаллических; литиевые хлориты и кордиериты — литиевых, Sn -содержащие турмалины, сфены и гранаты — оловоносных; богатые вольфрамом кварцы и апатиты — вольфрамовых месторождений и т. п.

Таким образом, состав минерала, отражающий повышенное содержание рудных элементов в среде минералообразования, выступает как важный и надежный поисковый признак. Это явление наследования можно использовать как основу принципиально нового направления в методике поисков и разведки плутогенных и метаморфогенных месторождений. О масштабах и условиях метаморфогенного рудообразования можно судить, используя геохимические особенности состава минералов, которые наследуют геохимические особенности осадочно-метаморфических пород. Так, повышенные содержания в минералах осадочных пород Mn , Sr , U , W , V , Zn , Be указывают на то, что они образовались из осадков, количество этих элементов в которых повышено. Именно в таких породах наиболее вероятно обнаружение стратиформных месторождений метаморфогенного генезиса (см. табл. 1).

Для различных типов плутогенных месторождений наблюдается более сложная картина. Если источником рудного элемента являлась обычная «неспециализированная» кристаллизующаяся гранитная магма, то тогда кристаллохимическое рассеяние рудного элемента было крайне ограничено, а преобладали процессы остаточного концентрирования. Тогда будет отмечаться пониженное по сравнению со средним содержанием рудного элемента в породе, и соответственно в главном минерале-носителе, который наследует низкое содержание данного элемента в среде минералообразования. Это тем более вероятно, что количество рудного элемента в рудоносном граните нередко бывает ниже кларка,

что и наследуется минералами, являющимися чутким индикатором геохимических особенностей магмы.

Четкое наследование минералами осадочно-метаморфических пород их геохимических особенностей позволяет уверенно отделять минералы метаморфогенного генезиса от минералов кластогенных или минералов гидротермального генезиса. Поэтому открываются еще и возможности принципиально иного представления о масштабах и условиях метаморфогенного рудообразования, основывающиеся на сравнительном изучении состава одноименных минералов рудных тел и вмещающих пород.

На поставленный в работе [1, с. 137] вопрос, «можно ли отличить «рудную» микроклинизацию от безрудной, «рудную» альбитизацию от безрудной, а также другие рудоносные метасоматические процессы от аналогичных же процессов, с которыми не связано промышленное оруденение», основываясь на установленном наследовании минералами геохимических особенностей среды минералообразования, можно ответить утвердительно. Одноименные минералы из различных по рудоносности метасоматических пород существенно отличаются содержанием тех или иных рудных и редких элементов, присутствие которых характеризует рудоносность этих пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гинзбург А. И., Кузьмин В. И., Сидоренко Г. А. Минералогические исследования в практике геологоразведочных работ. М.: Недра, 1981.
2. Жданов В. В., Матвейчик Б. С., Куранова В. Н. Ганит из сланцев Больших Кейв.— Зап. Всесоюз. минералог. о-ва, 1983, № 5, с. 611—614.
3. Игнатова В. Ф., Осипова Г. А. Об особенностях накопления рудного вещества в

различных палеотектонических условиях (на примере Кавалеровского рудного района Сихотэ-Алиня).— В кн.: Геология вулканоплутонических ассоциаций и эндогенных месторождений Дальнего Востока. Владивосток, 1977, с. 8—10.

4. Ляхович В. В. Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов. М.: Недра, 1972.
5. Ляхович В. В. Редкие элементы в акцессорных минералах. М.: Недра, 1973.
6. Состав и свойства цинксодежащего ставролита из Холоднинского месторождения (Западное Прибайкалье)/К. В. Кочеткова, К. Р. Ковалев, А. С. Борисенко, А. С. Павлюченко.— Зап. Всесоюз. минералог. о-ва, 1981, т. 110, № 3, с. 310—318.
7. Руб А. К. Типоморфные особенности минералов-спутников танталового и оловянного оруденения. М.: Недра, 1980.
8. Филипповская Т. Б., Шевнин А. Н., Дубакина Л. С. Ванадиевые гранаты и гидрогранаты из нижнепалеозойских углито-кремнистых сланцев Ишимской Луны (Северный Казахстан).— Докл. АН СССР, 1972, т. 203, № 5, с. 1173—1176.
9. Brown K., Rikey I., Schultz P. Contributions to Australian mineralogy. A new zinc-bearing ilmenite from Brocken Hill.— AMGEL Bull., 1970, № 10, p. 48—50.
10. Jan M., Windley B., Wilson R. Chromian andradite and olivine-chromite relations in a chromitite layer from the Jijal complex, northwestern Pakistan.— Can. Miner., 1984, 22, № 2, 341—345.
11. Kato A., Matsubara S., Saito Y. Howiete in the Kurosagawa tectonic zone in Shikoku, Southwestern Japan.— Proc. Jap. Acad., 1984, B 60, № 4, 65—68.
12. Michailiolis K., Skavonnos S., Kassoli-Fournarakis A. Nibearing alkali amphiboles from chromiferous laterite ores of Edessa regions, Northern Greece.— Geol. Balcan, 1985, 15, A 2, 63—74.
13. Miyane A. Zn-rich staurolite from the Uvete area, central Kenya.— Min. Mag., 1985, 49, № 4, p. 573—578.
14. Taylor B., Slack J. Tourmalines from Appalachian—Caledonian massive sulfide deposits: textural, chemical and isotopic relationships.— Econ. Geol., 1984, 79, № 7, 1703—1726.
15. Ward C. Magnesic staurolite and green chromian staurolite from Fiordland, New Zealand.— Am. Miner., 1984, 69, № 5—6, 531—540.

УДК 553.078(470.117)

Е. А. КОРАГО, В. Ф. ИЛЬИН, Г. Н. КОВАЛЕВА (ПГО «Севморгеология»)

Особенности минерагении Новой Земли

По результатам проведенных в последние годы среднемасштабных геологосъемочных, поисковых и тематических работ получены многочислен-

ные новые данные по геологическому строению и полезным ископаемым Новой Земли. Однако минерагения региона слабо освещена в литературе.

имеются лишь работы по отдельным полезным ископаемым [13, 15 и др.], а в единичных обобщающих работах [7, 16] проанализированы только материалы по Южному острову. Минерагения всего региона была охарактеризована в статье Н. Н. Мутафи в 1937 г. и в работе [4]. Предлагаемая публикация является первым опытом комплексного минерагенического анализа территории Новой Земли на основе обобщения и систематизации всего накопленного материала.

Регион представляет собой сложно-построенное складчатое сооружение, входящее в Пайхойско-Новоземельскую складчатую систему [2], сформировавшуюся раннекеммерийским тектогенезом. На юге она сочленяется с герцинидами Урала, тогда как ее северное продолжение остается не вполне ясным. Широко распространенные ранее взгляды об одновозрастности и непосредственной структурной связи Пайхойско-Новоземельской и Уральской складчатых систем под влиянием обширных фактических данных требуют пересмотра. Альтернативными являются представления о разновозрастности формирования и разных тектонических режимах развития этих крупных структур в палеозое—раннем мезозое [4].

На основе материалов региональных геофизических исследований модель земной коры Новой Земли и граничащих с ней акваторий в целом отвечает строению коры континентов [14]. Граница Мохоровичича прослеживается здесь на глубине 28—34 км, Конрада—на 20—22 км, а кровля «гранитного» слоя в 8—12 км от поверхности.

В пределах региона развиты осадочные и резко подчиненные им магматические и метаморфические образования широкого возрастного диапазона—от рифея до раннего триаса включительно. Допермские толщислагают Пайхойско-Новоземельский мегаантиклинорий, состоящий из двух, разделенных седловидным перегибом Южно-Новоземельского и Северо-Новоземельского антиклинориев. Для первого характерны довольно простая внутренняя структура и симметричный профиль, тогда как второму свойственна общая асимметрия и сложно-

блоковое строение—сочетаются зоны интенсивного смятия пород и образования надвиговых чешуй и зоны брахиоморфных складок со спокойным залеганием пластов. Смежные с антиклинориями отрицательные структуры—Баренцевский и Карский синклинории—сложены преимущественно верхнепалеозойскими и нижнетриасовыми отложениями и в целом построены просто.

На основе структурно-формационного анализа выявлены комплексы и мегакомплексы, разделенные поверхностями несогласия (пенеплена) и характеризующиеся резкой сменой состава слагающих их толщ и степени магматизма. Выделены мегакомплексы основания и верхнего структурного этажа, возрастной диапазон и формационное выполнение которых вследствие различного геологического строения не совпадают в разных частях региона.

Среди мегакомплексов основания обособляются раннерифейский, распространенный на севере, и позднебайкальский, развитый на юге Новой Земли. Раннерифейский мегакомплекс, установленный сравнительно недавно на ограниченной площади в губе Северной Сульменовой (запад Северного острова), представлен метаморфическими образованиями эпидот-амфиболитовой и верхов амфиболитовой фаций, пронизанными многочисленными инъекциями пегматоидных гранитов. Изотопный возраст циркона (определения А. П. Чухонина, ВСЕ-ГЕИ) из амфиболовых сланцев 1550 ± 80 и 1490 ± 100 млн. лет, а из гранитов, их инъецирующих, 1300 ± 90 млн. лет [5]. Взаимоотношения образований мегакомплекса с перекрывающими толщами не ясны. Для южных районов Новой Земли наиболее древним является позднебайкальский мегакомплекс, сложенный аспидными и флишными формациями верхнего рифея и венда, возраст которых устанавливается на основании определения акритарх и микрофоссилий. Кембрийские отложения здесь отсутствуют и на позднебайкальском складчатом основании с угловым и азимутальным несогласием залегают породы каледонско-раннекеммерийского мегакомплекса (ордовик—нижний триас). На

Северном острове ему соответствует единый *позднебайкальско-раннекиммерийский мегакомплекс*, включающий отложения венда, согласно залегающего на нем палеозоя (в том числе и кембрия) и нижнего триаса. По различиям в возрасте и составе мегакомплексов основания (ранних рифеид на севере и поздних байкалит на юге) выделены два блока фундамента — северный и южный, граница между которыми условно проведена по продолжению зоны Байдарацкого глубинного разлома [4]. По геофизическим данным [3], она выражена широкой полосой, проходящей в районе пролива Маточкин Шар.

Мегакомплексы верхнего структурного этажа (позднебайкальско-раннекиммерийский и каледонско-раннекиммерийский) по составу слагающих их формаций и возрасту делятся на следующие комплексы.

Позднебайкальско-каледонский (север Новой Земли) — объединяет ассоциацию граптолитсодержащих аспидных и флишопидных, реже молассоидных формаций геосинклинального типа с венда по силур.

Каледонский (центральные районы региона) — сложен дейтероорогенными преимущественно молассоидными и молассовыми формациями среднего кембрия — силура.

Каледонско-герцинский (юг Новой Земли) — представлен ассоциацией карбонатных, терригенно-карбонатных и иногда вулканогенно-терригенных формаций ордовика — среднего карбона.

Герцинский (центральные, западные и восточные районы) и герцинско-раннекиммерийский (север Новой Земли) — представлены ассоциацией карбонатных формаций плитного типа. Их возраст на западе региона — ранний девон — средний карбон, на востоке Северного острова — поздний силур — ранний девон, а на крайнем севере — ранний девон — пермь.

Позднегерцинско-раннекиммерийский (юго-восток и восток Новой Земли) и раннекиммерийский (юго-запад и запад) — распространены на всей территории кроме северных районов и включают ассоциацию кремнисто-карбонатно-терригенных (средний девон — карбон), аспидных, флишопидных

(пермь), в меньшей степени молассоидных формаций миогеосинклинального типа. Они характеризуют режим тектонической активизации региона; их возраст соответственно средний девон — ранний триас и поздний карбон — ранний триас.

Особенности перечисленных комплексов определяются наличием меняющихся во времени структурно-формационных зон. Для додевонского времени выделяются три зоны, различающиеся геотектоническими условиями формирования осадков: южная, центральная и северная. Для части среднего, всего позднего палеозоя и раннего триаса границы структурно-формационных зон были иными: западная (Баренцевская), восточная (Карская) и северная зоны. При этом последняя территориально отвечает одноименной додевонской, а две первых имеют ранг подзон в перми и раннем триасе. Соотношения выделенных мегакомплексов и комплексов, их формационный состав, возраст и тектоническая принадлежность приведены в табл. 1.

Магматические формации, распространенные незначительно, представляют ранне-среднерифейской мигматит-плагиогранитовой, позднебайкальскими габбро-диабазовой и гранит-аляскитовой (изотопный возраст циркона из гранитов равен 680 ± 50 и 735 ± 50 млн. лет [8]), позднегерцинскими (средне-позднедевонскими) базальт-долеритовой и трахибазальтовой, киммерийскими (позднетриасово-раннеюрскими) гранитовой, диорит-гранодиоритовой и лампрофировой, а также кайнозойской шошонитовой формациями.

Анализ соотношений мегакомплексов и комплексов, а также характеризующих их геологических формаций, позволил проследить основные черты истории геологического развития региона. Континентальная (гранитная) кора сформировалась на севере к началу среднего рифея. Развитие южных районов в это время остается неясным. В позднем рифее — венде здесь существовал прогиб миогеосинклинального типа, на месте которого в конце венда — в кембрии возникло складчатое сооружение, подвергшееся последующему размыву. На остальной территории региона позднебайкаль-

Принципиальная схема геологического развития Новоземельского региона в PR_2 — MZ

Таблица 1

Возраст	Структурно-формационные мегакомплексы и комплексы				Ассоциации осадочных формаций	
	Южный блок		Северный блок		Южный блок	Северный блок
MZ ₁	Каледонско-раннекиммерийский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
PZ ₃	Каледонско-герцинский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
PZ ₂	Каледонско-герцинский		Позднегерцинско-раннекиммерийский		Аспидная и флишевая	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
PZ ₁	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
PR ₂	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флишопидная, молассоидная	Карбонатная, терригенно-карбонатная
	Раннекиммерийский		Раннекиммерийский			
	Позднегерцинско-раннекиммерийский		Позднегерцинско-раннекиммерийский			
	Каледонско-герцинский		Позднебайкальско-раннекиммерийский		Аспидная, флиш	

Возраст	Магматические формации		Тектонические комплексы (режим развития)		Главные рудные формации и их положение в разрезе
	Южный блок	Северный блок	Южный блок	Северный блок	
T MZ ₁	Лампрофировая	Гранитовая	Диорит-грано-диоритовая	Орогенный	Антимонит-арсенопиритовая
P PZ ₃	Базальт-долеритовая и трахибазальтовая			Повторно-геосинклинальный (активизация)	Псиломелан-пиролозитовая Кремнисто-родохрозитовая
C					
D PZ ₂				Повторно-геосинклинальный (активизация)	Гипс-ангидритовая, флюоритовая, теннантит-тетраэдритовая Самородной меди, кварц-халькопиритовая, агатовая Антимонит-арсенопиритовая, кальцит-флюоритовая, галенит-сфалеритовая Полиметаллическая
S					
O	Габбро-диабазовая	Лампрофировая	Гранит-аляскитовая	Протоорогенный	Повторно-геосинклинальный (активизация)
Є PZ ₁					
V				Геосинклинальный	Геосинклинальный (активизация)
R PR ₂					
				Протоплатформенный	

ские орогенические движения носили лишь отраженный характер и проявились внедрением вендских гранитов [7], а также возникновением и ростом к западу от него глыбового поднятия фундамента, поставившего обломочный материал в центральную структурно-формационную зону на протяжении второй половины среднего кембрия—силура и, возможно, начала девона. Граница слабо прогибавшейся области аккумуляции и зоны поднятий проходила по глубинному разлому, известному в литературе как Главный Новоземельский. По О. А. Мазаровичу [8], эти толщи относятся к эпиплатформенным молассам, а режим развития отвечает дейтероорогенному, по К. В. Боголепову [1]. На севере Новой Земли с конца протерозоя по силур включительно существовал узкий прогиб авлакогенного типа, вероятно, выклинивающийся к югу.

Южная зона после орогенеза в кембрии на протяжении ордовика — большей части карбона развивалась в режиме, близком платформенному, отличаясь значительной мощностью сформировавшихся карбонатных толщ. В конце силура—раннем девоне подобный режим установился на всей территории Новой Земли, т. е. в это время происходило общее выравнивание условий седиментации — повсюду накапливались преимущественно карбонатные осадки. Средний—поздний девон характеризуется активизацией тектонических движений переменного знака: сначала отрицательных, затем (на большей части территории) положительных, сопровождавшихся базитовым магматизмом. Происходила новая дифференциация палеобассейнов, которая усилилась в раннем карбоне, когда заложившийся в центральных и восточных районах прогиб превратился в некомпенсированный глубоководный. Обособились две структурно-формационные зоны: юго-западная—западная с плитным и восточная с миогеосинклинальным (повторно-геосинклинальным, «регмагненным») режимами. В конце карбона юго-западные—западные районы также вовлекаются в этот режим, существовавший вплоть до конца перми. На севере архипелага платформенное развитие, начавшееся в раннем девоне, сохранилось на про-

тяжении всего среднего и позднего палеозоя. Характерна частая смена поднятий и опусканий при преобладании последних. В самом конце перми—начале триаса на территории Новой Земли накапливались молассоидные формации, свидетельствовавшие о начале инверсии, закончившейся складчатыми движениями на границе триаса и юры, что фиксировалось внедрением гранитоидов, изотопный (K-Ar) возраст которых 180—210 млн. лет.

Новейшие движения, связанные с формированием современных структур Карского моря, на востоке региона обусловили взрывные базит-ультрабазитовые проявления.

Для целей минерагенического анализа в составе описанных структурно-формационных комплексов, отражающих основные этапы развития региона, помимо ассоциаций формаций выделены также реперные формации. Они имеют специфический состав, обычно фиксируют переломные рубежи в истории Новой Земли, являясь кроме того рудоносными, либо рудовмещающими. Это — верхнедевонские терригенно-вулканогенная и вулканогенно-терригенная, нижнекаменноугольная карбонатно-кремнистая, а также нижнепермские кремнисто-карбонатно-терригенная и аспидная формации. Две первые, включающие вулканиты базитового состава, несут медную, агатовую и асбестовую минерализацию; третья характеризуется литологическим составом, благоприятным для рудоотложения полиметаллов; нижнепермские формации содержат марганец.

Закономерности распределения известных на Новой Земле полезных ископаемых во времени показаны на рис. 1. Рудообразование происходило на протяжении всей геологической истории региона — с докембрия по кайнозой включительно. Отчетливо выделяются главные эпохи рудообразования: прежде всего раннепермская и раннемезозойская, а также позднедевонская, раннекаменноугольная и раннекайнозойская. Максимум эндогенного рудообразования приходится на ранний мезозой и поздний девон, а экзогенного — на раннюю пермь, частично ранний карбон и начало кайнозоя. Железо, медь и частично мар-

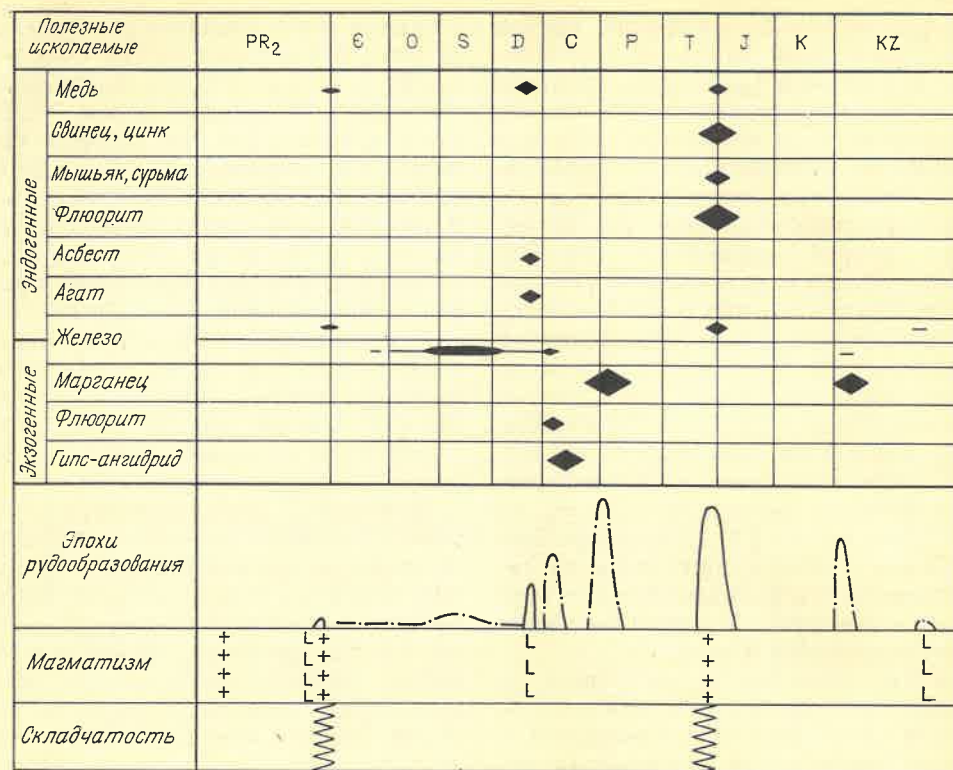


Рис. 1. Общие закономерности распределения полезных ископаемых Новой Земли во времени

Эпохи рудообразования полезных ископаемых: 1 —

эндогенных, 2 — экзогенных; 3 — магматизм: а — кислый, б — основной

ганец образовывали концентрации на протяжении нескольких периодов, что объясняется в первую очередь их высокой геохимической подвижностью.

Возраст оруденения устанавливается следующим образом. Для стратиформных проявлений марганца, гипса-ангидрита, железа и сингенетичного флюорита он соответствует времени накопления вмещающих их нижнепермских и нижнекаменноугольных толщ. Проявления самородной меди, агатов и асбеста генетически и парагенетически связаны со средне-позднедевонским магматизмом и постмагматическими преобразованиями. Пирротин-халькопиритовая минерализация образовалась в результате процессов ликвации в габброидах позднего протерозоя. Гидротермальные проявления региона (полиметаллических руд, флюорита и т. д.), локализуемые в складчатых и постскладчатых разрывах, а иногда также четко связанные с гранитоидным посторогенным

магматизмом, имеют раннемезозойский возраст. Часть экзогенного оруденения (окисленные марганцевые руды) обязана процессам выветривания мезозойско-кайнозойского времени. Из изложенного следует, что особенности допозднедевонского (в значительной мере и допермского) развития Новой Земли имеют второстепенное значение для минерализации. Они важны при выяснении влияния более древних комплексов на размещение оруденения, т. е. как возможные коллекторы, а также источники рудных компонентов для последующей мобилизации их в раннем мезозое.

Схема рудных формаций Новой Земли (табл. 2) основывается на сводной генетической классификации месторождений (рудных проявлений), предложенной В. И. Смирновым [9]. Формации названы по ведущим рудным минералам. Кроме того, в табл. 2 отражены связи рудных формаций с магматическими (обычно парагенети-

Таблица 2

Рудные формации Новой Земли

Таблица 2

Серия	Группа	Класс	Рудная формация	Магматическая формация	Ассоциация осадочных формаций	Перспективность	
Эндогенная	Магматическая	Ликвационный	Пирротин-халькопиритовая	Габбро-диабазовая		Не перспективна	
	Скарновая	Известковых скарнов	Халькопирит-магнетитовая галенит-сфалеритовая	Диорит-гранодиоритовая MZ ₁	Карбонатная D ₁	Перспективы не ясны	
			Плутоногенный	Антимонит-арсенопиритовая	Кремнисто-карбонатно-терригенная D ₂	То же	
	Гидротермальная	Вулканогенно-плутоногенный	Хризотил-асбестовая	Трахитовая и базальт-долеритовая D ₂₋₃	Терригенно-вулканогенная, вулканогенно-терригенная D ₃	Не перспективна	
			Кварц-халькопиритовая			То же	
		Вулканогенный	Самородной меди			Перспективна	
			Агатовая			Перспективна	
	Осадочная	Химический	Амагатогенный (телетермальный, стратиформный)	Теннантит-тетраэдритовая		Кремнисто-карбонатно-терригенная C ₁	Перспективы не ясны
				Галенит-сфалеритовая		Карбонатная C ₁	Перспективна
				Полиметаллическая	То же		Перспективы не ясны
				Кальцит-флюоритовая	Карбонатная D ₁	Перспективна	
Кремнисто-родохрозитовая				Карбонатно-кремнисто-глинистая P ₁₋₂	То же		
Экзогенная	Химический	Химический	Гематитовая	Терригенная S-D	Не перспективна		
			Железородная оолитовая	Карбонатная C ₁	То же		
			Флюоритовая	То же	—»—		
			Гипс-ангидритовая	—»—	Перспективна		
Выветривания	Остаточный	Псыломелан-пирролитовая	Линейной коры выветривания KZ	То же			

Восточная геология № 6 — 1987 г.

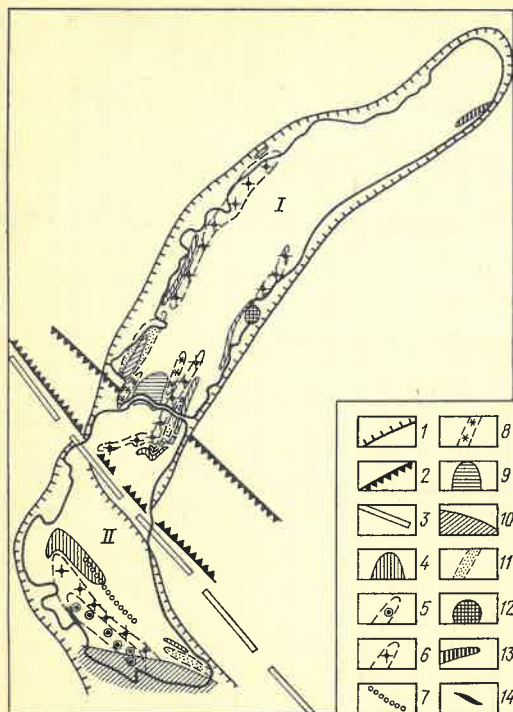


Рис. 2. Схема структурно-минералогической зональности Новой Земли

1 — структурно-минералогические подзоны (I — Северная, II — Южная); 2 — предполагаемая граница подзон по геофизическим данным; 3 — условное продолжение Байдарской зоны разломов; 4 — ареалы распространения рудных формаций; 5 — марганцевосных (кремнисто-родохрозитовой и псиломелан-пирролюзитовой); 6 — кварц-халькопиритовой; 7 — самородной меди; 8 — полиметаллической; 9 — галенит-сфалеритовой; 10 — кальцит-флюоритовой; 11 — флюоритовой; 12 — антимонит-арсенопиритовой; 13 — железорудной оолитовой; 14 — гипс-ангидритовой

ческие и генетические) и осадочными (чаще только пространственные, реже генетические) формациями, а также в первом приближении определена их относительная перспективность. К перспективным относятся прежде всего кремнисто-родохрозитовая и псиломелан-пирролюзитовая (марганцевосные), кальцит-флюоритовая, гипс-ангидритовая, галенит-сфалеритовая карбонатная и, возможно, агатовая формации.

Анализ пространственного размещения оруденения (рис. 2) и его соотношения с геологическими формациями, а также структурно-формационными комплексами показал, что Новоземельский регион относится к единой структурно-минералогической зоне (Ю. А. Билибин, В. А. Кузнецов, А. Д. Щеглов, В. И. Смирнов и др.) и ха-

рактеризуется близким набором рудных формаций по всей территории; рудообразование здесь связано в основном с развитием позднепалеозойского терригенного прогиба и его последующим замыканием в результате раннемезозойских складчатых процессов. Некоторые различия в распределении полезных ископаемых позволяют выделить две подзоны: Южную — с позднебайкальским складчатым основанием и Северную — с раннерифейским кристаллическим фундаментом. Южная структурно-минералогическая подзона включает Южно-Новоземельский антиклинорий. Ее северная граница проводится по условному продолжению зоны Байдарского глубинного разлома, т. е. отвечает контуру Южного тектонического блока фундамента. Здесь широко развиты марганцевое, флюоритовое, медное, в меньшей степени цинковое, агатовое и гипс-ангидритовое оруденение. Северная подзона включает Северо-Новоземельский антиклинорий со смежными синклиниями. В отличие от Южной подзоны в ней широко распространены полиметаллическое оруденение, проявление железа, а также обнаруженное недавно антимонит-арсенопиритовое оруденение, роль проявлений марганца и флюорита резко подчиненная, залежи гипс-ангидрита отсутствуют.

В Южной подзоне ареалы распространения рудных формаций ориентированы в северо-западном — субширотном направлении. На северо-востоке ее отмечаются марганцевое и сульфидное медное оруденение, юго-западнее — проявления самородной меди и кварц-халькопиритовой формации, которые пересекают ареалы кальцит-флюоритовой формации, иногда ассоциирующие с цинковой минерализацией (см. рис. 2). В центре Северной подзоны развиты полиметаллические проявления, к западу и востоку — ареалы меди, флюорита и марганца. Ориентированы они преимущественно субмеридионально.

На распределение оруденения влияют как региональные, так и локальные факторы. Региональные включают две группы: 1) тектонические, определяемые глубинным строением региона; 2) влияние глубины современного

эрозионного среза складчатой структуры архипелага. Значительная часть эндогенного оруденения приурочена к зоне сочленения блоков разновозрастного фундамента в районе пролива Маточкин Шар. Наряду с этим древним глубинным швом рудоконтролирующими являются и крупные субмеридиональные складчатые нарушения, возникшие в результате раннемезозойского тектогенеза, такие, как Главный Новоземельский, Восточно-Новоземельский, и в меньшей степени разломы центральной зоны Северо-Новоземельского антиклинория. Роль рудовмещающих играют как правило нарушения субширотного простирания, представляющие собой трещины отрыва, которые закладывались по направлениям более ранних расколов.

Современный эрозионный срез складчатого сооружения Новой Земли определяет, например, размещение проявлений полиметаллических руд в центральных частях Северного острова, где широко распространены нижнедевонские карбонатные и силурийские, а также среднедевонские терригенные толщ. К западу и востоку от них располагаются ареалы кварц-халькопиритовой рудной формации, тяготеющие к отложениям среднего и верхнего девона; их обрамляют проявления син- и эпигенетического флюорита, локализующиеся в нижнекаменноугольных породах, и марганца, вмещающего карбонатно-кремнисто-глинистыми отложениями перми. Из сказанного следует, что влияние данного регионального фактора тесно переплетается с локальными факторами контроля оруденения, в частности, с составом субстрата.

Локальные рудоконтролирующие факторы включают структурные, магматические и литологические. Структурные выражены связью оруденения либо с мелкими дизъюнктивными нарушениями, параллельными основным рудоконтролирующим и рудовмещающим разрывам, либо с пликтивными дислокациями. Так, проявления эпигенетического флюорита приурочены к замкам антиклинальных складок, разбитых кроме того субширотными расколами.

Магматические факторы — это генетическая, парагенетическая либо толь-

ко пространственная связь магматических образований и оруденения. В рассматриваемом регионе отмечается четкая вертикальная зональность в размещении рудных формаций, ассоциирующих со средне-позднедевонскими магматитами основного состава различного уровня глубинности (сверху вниз): агатовая — самородной меди — кварц-халькопиритовая. С постмагматическими преобразованиями диабазов этого возраста связана асбестовая минерализация.

Отчетливо устанавливается пространственная и парагенетическая связь антимонит-арсенопиритового гидротермального, слабо проявленного (молибденитового, грейзенового, а также генетическая связь магнетит-халькопиритового и галенит-сфалеритового скарного оруденения с гранитоидами раннего мезозоя (восток Новой Земли). Несомненна и генетическая связь пирротин-халькопиритовой минерализации с позднепротерозойской габбро-диабазовой формацией на юге Новой Земли.

Литологические рудоконтролирующие факторы в свою очередь разделяются на собственно литологические, литолого-стратиграфические и структурно-литологические. К первым относится прежде всего состав рудовмещающих толщ. Так, многие полиметаллические рудопроявления залегают в известняках разного возраста, блеклые руды (теннантит-тетраэдритовая рудная формация) — в кремнистых известняках милинской свиты нижнего карбона, на их контакте с фтанитами подстилающей рогачевской свиты. Отложения последней включают, по данным спектрального анализа, повышенные концентрации ряда рудных элементов, осаждению которых, вероятно, способствовало высокое содержание в их составе рассеянного органического вещества. В дальнейшем с помощью гидротермальных растворов переносились и переотлагались рудные компоненты в вышележащих кремнистых известняках. В совокупности со структурными литологическими факторами могли обуславливать пути миграции рудных растворов, локализацию оруденения и форму рудных тел. В разрезе осадочных толщ значительна роль пород, содержащих

в обломках и цементе кварц, который мобилизовался и переоткладывался гидротермами в разрывах, обычно тяготеющих к контакту с интрузиями диабазов. Вполне вероятно мобилизация из вмещающих пород свинца и цинка (галенит-сфалеритовая карбонатная формация), что подтверждают данные геохимической обработки спектральных анализов, а также железа, марганца, меди [4] и флюорита [12], поскольку рудообразование их происходило в различные минерогенетические эпохи.

Литолого-стратиграфические рудо-контролирующие факторы — это генетическая слабо парагенетическая связь стратиформного оруденения с конкретной осадочной толщей (формацией). Так, проявления марганца (кремнисто-родохрозитовая формация) локализованы в породах карбонатно-кремнисто-глинистой и аспидной формаций нижней перми, а залежи гипса-ангидрита — эвапоритовой формации нижнего карбона; проявления флюоритовой формации сингенетичны накоплению рифогенных нижнекаменноугольных известняков.

Структурно-литологические факторы контроля оруденения — приуроченность полезного ископаемого к определенной среде, благоприятной для рудоотложения. Например, проявления кальцит-флюоритовой формации развиты на контакте известняков нижнего девона (благоприятный субстрат для рудоотложения) и экранирующих их глинистых сланцев среднего девона. Марганцевое (псиломелан-пиrolюзитовая формация) оруденение линейной коры выветривания приурочено к зонам разрывов на контакте карбона и перми.

Таким образом, оруденение контролируется, как правило, не одним, а рядом факторов, которые нередко настолько тесно переплетаются, что выделить главные из них весьма трудно. Выводы по изложенному материалу сводятся к следующему.

1. Выделение структурно-формационных мегакомплексов и комплексов со свойственными им ассоциациями формаций позволило представить историю геологического развития региона применительно к целям минерогенетического анализа.

2. Современный структурный план региона создан поздне триасово-раннеюрским тектогенезом. На юге Новой Земли, кроме того, проявилась позднебайкальская складчатость. Граница этого блока и более северного, имеющего раннерифейское кристаллическое основание, проводится по условному продолжению зоны Байдарцацкого разлома. Основными системами разрывов являются субмеридиональная складчатая и поперечная к ней субширотная (до северо-западной).

3. Регион относится к единой структурно-минерогенетической зоне с распространением в ее пределах преимущественно одних и тех же полезных ископаемых, главными из которых являются марганец и флюорит; в меньшей степени — полиметаллические руды, медь и гипс. В то же время выделяются две подзоны (Южная и Северная), несколько различающиеся набором рудных формаций и особенностями локализации оруденения.

4. Поскольку главными эпохами рудообразования являются раннепермская (марганец) и раннемезозойская (большая часть эндогенного оруденения и эпигенетический флюорит), а также (в меньшей степени) позднедевонская (медь, агаты), раннекаменноугольная (сингенетичный флюорит и гипс-ангидрит) и кайнозойская (окисленный марганец), то особенности протерозойско-среднепалеозойского развития имели для размещения и формирования оруденения второстепенное значение.

5. Выделяются региональные и локальные факторы, определяющие закономерности распределения полезных ископаемых. Локальные, в свою очередь, включают структурные, магматические и литологические.

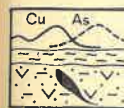
6. Мобилизация полезных компонентов из вмещающих пород с их последующим переотложением вероятно для полиметаллических руд, а также марганца, железа, флюорита и меди.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Боголепов К. В. О некоторых проблемах орогенеза. — В кн.: Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии. Новосибирск: Наука, 1973, с. 8—17.
2. Бондарев В. И. Пайхойско-Новоземельская

- складчатая система. — Тр. НИИГА, 1963, т. 136, с. 21—43.
3. Верба М. Л. Структура верхней части земной коры Баренцевского шельфа. — В кн.: Структура земной коры Мирового океана. Л.: Севморгеология, 1984, с. 46—58.
4. Геологическое строение и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. Моря Советской Арктики/Под ред. И. С. Грамберга и Ю. Е. Погребницкого. Л.: Недра, 1984.
5. Докембрийские образования Северного острова Новой Земли/Е. А. Кораго, И. А. Андреева, Ю. П. Ершов и др. — В кн.: Новая Земля на ранних этапах геологического развития. Л., 1984, с. 5—19.
6. Ильин В. Ф. Рудные формации южной части архипелага Новая Земля. — В кн.: Геология Южного острова Новой Земли. Л., 1982, с. 109—120.
7. Кораго Е. А., Чухонин А. П. Новые данные о геологическом строении и возрасте гранитоидов массива Митюшев Камень (Новая Земля). — Докл. АН СССР, 1984, т. 277, № 2, с. 445—448.

8. Мазарович О. А. Геология девонских моласс каледонид Центрального Казахстана и общие вопросы образования молассовых формаций. — Автореф. дис. ... доктора геол.-минер. наук. М., МГУ, 1973.
9. Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1982.
10. Стратиформные рудопроявления марганца на Новой Земле/С. К. Вояковский, В. Ф. Ильин, Л. Г. Павлов и др. — В кн.: Геология Южного острова Новой Земли. Л., 1982, с. 121—124.
11. Строение земной коры Арктики по геофизическим данным/В. Э. Волк, Г. И. Гапоненко, Ю. Г. Киселев и др. — В кн.: XXVII МГК. Тектоника. Секция С.07. Докл. Т. 7, М., 1984, с. 26—36.
12. Юшкин Н. П., Ромашкин Ю. М., Маркова Г. А. Уральско-Новоземельская флюоритовая провинция. Л.: Наука, 1982.
13. Юшкин Н. П., Тимонин Н. И., Фишман М. В. Рудные формации и проблемы металлогении Вайгач-Южноземельского антиклинария. — Тр. Геол. ин-та Коми фил. АН СССР, 1975, вып. 6.



ГЕОХИМИЯ

УДК 550.8.072 : 553.411

Н. М. ЗАИРИ, А. П. ГЛУХОВ, Ю. В. ВАСЮТА (ЦНИГРИ)

Изотопно-геохимические модели золоторудных месторождений

В практику геологоразведочных работ стали широко внедряться нетрадиционные геохимические методы поисков, разведки и оценки золоторудных месторождений. К таковым относится метод, использующий данные изотопного состава серы сульфидов золоторудных месторождений, локализованных в терригенно-осадочных породах с повышенными содержаниями органического вещества. Способ разведки прожилково-вкрапленных кварц-сульфидных месторождений золота разработан в ЦНИГРИ и защищен авторским свидетельством [1].

Многолетние работы по внедрению данного способа включали оценку перспектив на золотое оруденение как глубоких горизонтов эталонных месторождений, так и отдельных аномальных участков рудных полей. В основу метода положено создание генетиче-

ской изотопно-геохимической модели эталонного для конкретного рудного поля месторождения. Опыт работ показал универсальность способа применительно к данному промышленно-генетическому типу золоторудных месторождений. Проанализируем результаты использования его в практике геологоразведочных работ на месторождениях, относимых к золото-сульфидной и кварц-золото-сульфидной формациям.

Зоны прожилково-вкрапленной золото-сульфидной минерализации (формация I) развиты в пределах северного крыла антиклинорной структуры. Вмещающие породы представлены нижнесилурийскими осадками, претерпевшими изменения в условиях начальных стадий зеленосланцевой фации регионального метаморфизма, которые с угловым несогласием перекры-

ты девон-каменноугольными и мезозойско-кайнозойскими отложениями [3].

Наиболее крупное разрывное нарушение в пределах рудного поля — Южное, с которым сочленена серия более мелких нарушений субширотного простирания. Последние совместно с серией даек среднего состава контролируют размещение зон золото-сульфидной минерализации, сложенных в основном пиритом и арсенопиритом (минералом — концентратором золота); пирротин, халькопирит, галенит и сфалерит редки. Жильная минерализация представлена маломощными кварцевыми образованиями и выделениями кальцита. Содержание $C_{орг}$ не превышает 0,5 %.

Месторождение кварц-золото-сульфидной формации (II) также приурочено к антиклинорной структуре, ее северо-восточному крылу. Его составляет комплекс интенсивно дислоцированных позднепротерозойских терригенно-осадочных пород, измененный в условиях среднетемпературной фации зеленосланцевого метаморфизма. Контактный метаморфизм проявлен на участках пород, прорванных позднепротерозойскими габбродиабазами и гранитами. По литолого-фациальным, текстурно-структурным особенностям и содержанию $C_{орг}$ выделяются две контрастные свиты; рудовмещающая, в свою очередь, разделена на ряд пачек.

Тектонические нарушения широко развиты в пределах месторождения и определяют его блоковое строение. Согласно данным В. А. Богдановича, выделяются две основные группы нарушений: различные по масштабам проявленности, северо-западные и секущие их близширотные, значительно менее проявленные.

Зоны минерализации, по данным П. С. Бернштейна и И. В. Петровской, представлены сериями сближенных кварцевых образований, на которые по системам разноориентированных трещин наложена золото-сульфидная минерализация. Контурные золотоносности не совпадают с участками повышенной кварценоности, а приурочены к выделениям сульфидных минеральных комплексов [6]. Последние, как правило, приурочены к приконтактовым

частям кварцевых жил или к останцам вмещающих пород в массе жильного кварца. Характерной чертой участков развития золото-сульфидной минерализации является локальное повышение содержания $C_{орг}$ ($\geq 3\%$).

Вмещающие породы обоих месторождений включают диагенетические пириты, сера которых по вариациям $\delta^{34}S$ (от +25 до -36‰) отнесена к осадочно-биогенным образованиям. Породы в различной степени карбонизированы ($\delta^{13}C$ от +4,5 до -4‰), а органическое вещество, ассоциированное с рассеянным в матрице породы кальцитом, варьирует в интервале $\delta^{13}C$ от -21 до -28‰.

Модели построены на типовых для месторождений разрезах, отображающих различные обстановки локализации золотого оруденения. На основании выявленных характеристик строились схемы размещения изотопно-геохимических ассоциаций (ИГА) в пределах опорных разрезов. Под ИГА понимается [5] совокупность последовательно формирующихся сообществ сульфидных минералов, отображающих определенные уровни физико-химического равновесия в эволюционно развивающейся гидротермальной рудной системе (ГРС).

Изотопно-геохимическая модель месторождения формации I основана на выявленной вертикальной зональности в пределах элементарных рудных зон с вектором $\delta^{34}S$ (в ‰) $+6 \pm 0,5 \rightarrow +4 \pm 1 \rightarrow +1,5 \pm 1,5 \rightarrow -2 \pm 1$. Каждый из выделенных изотопных уровней отвечает определенной ИГА, характеризующейся степенью золотоносности и геохимической специализацией (табл. 1). В целом элементарная рудная зона состоит из четырех ИГА, различающихся помимо физико-химических условий отложения и составом минеральных (сульфидных) комплексов.

Направленность изотопно-геохимической зональности устанавливается по изменениям температурного режима развития ГРС, выявляемого методом серноизотопной геотермометрии.

Типовая модель формации I, построенная на основе статистического анализа пространственного распределения ИГА, представлена на рис. 1. Сложность строения зон минерализа-

ции обусловлена проявленностью в плоскости разреза ряда кулисообразно расположенных элементарных рудных зон.

Изотопно-геохимическая модель месторождения формации II повторяет основные черты вертикальной зональности, установленной для формации I, но имеет и отличия. В частности, изотопная зональность в данном случае обусловлена нарастанием изотопа ^{34}S от прикорневых частей элементарных зон (ИГА 2a₁) к прифронтальным (ИГА 2a₄) с вектором $\delta^{34}S$ (в ‰) $+10,5 \pm 0,5 \rightarrow +12,5 \pm 1 \rightarrow +15 \pm 1 \rightarrow +18 \pm 1,5$ (см. табл. 1). Каждой ИГА отвечают определенные минеральные и геохимические комплексы сульфидов, формирующиеся в меняющемся физико-химическом режиме.

На рис. 2, а приведена модель рудного тела, построенная в продольном разрезе. Подобный подход целесообразен при изучении месторождений с густой сетью разведочных выработок, т. е. на стадиях детальной или эксплуатационной разведки. В модели отмечается кулисообразное строение рудного тела, обусловленное совмещением в плоскости разреза ряда протяженных элементарных зон.

Особенности строения зон минерализации, обусловленные наличием вертикальной изотопной зональности и кулисообразным расположением в их пределах элементарных зон, объясняют своеобразие проявленности латеральной зональности. Для составления модели месторождения в целом необходимо построение ряда разрезов, характеризующих ситуации рудоотложения в его центральных и фланговых участках.

Остановимся на вопросах теоретического обоснования изотопно-геохимической зональности. Известно, что вариации изотопного состава серы отображают изменения физико-химических условий рудообразования [4, 9, 10]. Расчеты физико-химического режима развития ГРС основываются на установленных связях между вариациями значений $\delta^{34}S$ сульфидов (и $\delta^{13}C$ углеродсодержащих минералов) и отношениями SO_4/H_2S (и CO_2/CH_4), определяемых расчетным путем или аналитически в газовой-жидких вклю-

Таблица 1

Физико-химические и изотопно-геохимические параметры ГРС изученных месторождений

Минеральный комплекс	Геохимическая ассоциация	$\delta^{34}S$, ‰	T, °C	Нейтральная точка pH_2O при $P \leq 100$ Па	lg iO_2	pH	Содержание Au, усл. ед.	ИГА
Формация I								
Пиритовый с пирротинном	Сурьмяно-мышьяковистая с Co	+6,5 ÷ +5	350	5,2	-30,64 ÷ -31,14	6—6,5	0,1n	2a ₁
Арсенопирит-пиритовый	Сурьмяно-кобальтовая с Au и U	+5 ÷ +3	300	5,2	-33,87 ÷ -34,37	6,5—7,3	n	2a ₂
Пирит-арсенопиритовый	Золото-сурьмяно-мышьяковистая с U и Se	+3 ÷ 0	250—220	5,3—5,4	-37,37 ÷ -42,43	7,4—8,3	10n	2a ₃
Пирит-карбонатный	Селен-кобальтовая со Sb	0 ÷ -4	150	5,7	-48,17 ÷ -48,67	8,3—9,2	0,1n	2a ₄
Формация II								
Пирит-пирротинный	Сурьмяная	+10 ÷ +11,5	350	5,2	-31,14 ÷ -31,64	6,9—7,5	0,1n	2a ₁
Арсенопирит-пиритовый	Кобальт-мышьяковистая с Au	+11,5 ÷ +13,5	250	5,2	-38,26 ÷ -38,76	7,9—8,5	n	2a ₂
Пирит-арсенопиритовый	Золото-мышьяковистая с Ag	+14 ÷ +16	210	5,3—5,4	-42,93 ÷ -43,43	8,0—8,3	10n	2a ₃
Пиритовый	Кобальт-мышьяковистая	+16,5 ÷ +19	150	5,7	-48,67 ÷ -49,17	7,9—8,3	0,1n	2a ₄

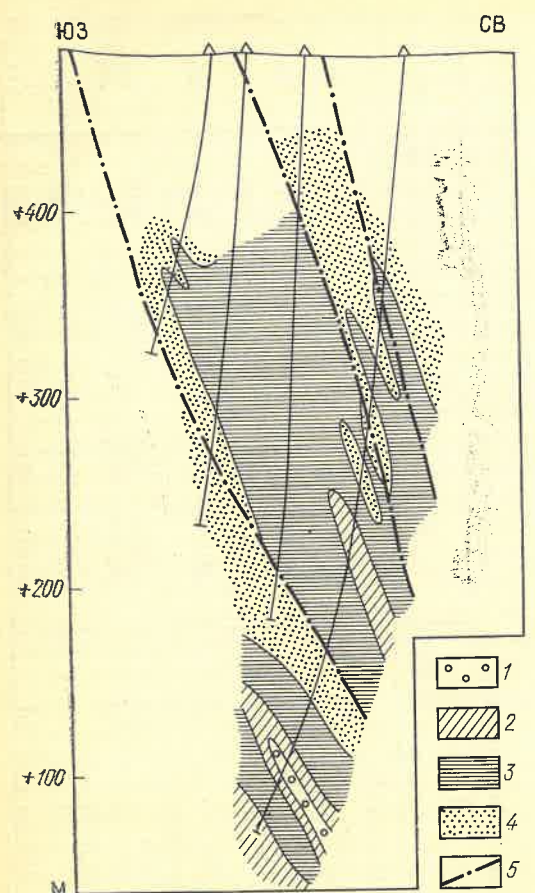


Рис. 1. Изотопно-геохимическая модель месторождения формации I
Изотопно-геохимические ассоциации: 1 — 2a₁, 2 — 2a₂, 3 — 2a₃, 4 — 2a₄; 5 — тектонические нарушения

чениях (ГЖВ) исследуемых минералов.

Важным физико-химическим параметром ГРС является температура отложения сульфидных комплексов, определяемая методом серноизотопной геотермометрии. Каждая выделенная ИГА независимо от типа месторождения отлагалась при определенных температурах с вектором (в °C) 350 (2a₁) → 250—220 (2a₂+2a₃) → 150 (2a₄).

В заданном температурном режиме параметры ГРС pH и fO₂ определялись на основе диаграмм полей устойчивости в системе Fe—S—O, построенных в координатах fO₂—pH [9]. Изменение основных физико-химических параметров ГРС (pH, fO₂, T и др.) приводит к отложению сульфидных комплексов. В частности, определяющим изотопное разделение

в гидротермальных условиях является изменение fO₂ [9, 10].

При взаимодействии ГРС с рудовещающим субстратом изменяются физико-химические параметры процесса [5], в частности fO₂, что фиксируется данными изотопного состава сульфидной серы. Последнее отображается в изменении отношений SO₄/H₂S и CO₂/CH₄.

На диаграммах, построенных для замеренных температур рудоотложения (рис. 3), вынесены поля устойчивости сульфидных комплексов, закономерно меняющихся в ходе развития ГРС. Составы минеральных комплексов отображают [9] изменение концентрации ΣS_{p-r} при эволюционном развитии ГРС.

Аналитически определяемые вариации δ³⁴S и δ¹³C отвечают отношениям SO₄/H₂S и CO₂/CH₄, изменяющимся в интервале 10²—10⁻² [2]. Согласно данным газовой хроматографии, в составе ГЖВ отношения CO₂/CH₄ изменяются от 10¹ до 10² для формации I и от 10⁰ до 10¹ — в формации II. Расчет отношений SO₄/H₂S в эволюционно развивающейся ГРС показал: 1) на месторождении формации I ИГА 2a₁ формировалась при SO₄/H₂S 10⁻², 2a₂+2a₃ 5·10⁻², 2a₄ 10⁻¹; аналитически замеренное отношение SO₄/H₂S при отложении ИГА 2a₄ хорошо согласуется с расчетным; 2) на месторождении формации II ИГА 2a₁ отлагалась при SO₄/H₂S 5·10⁻², 2a₂+2a₃ 10⁻², 2a₄ 5·10⁻³, что также подтверждается аналитически.

В целом приведенные данные указывают на общую высокую восстановленность ГРС на месторождениях обеих формаций. Однако характер изменения fO₂ свидетельствует о повышении окислительных свойств растворов к конечным фазам рудоотложения на месторождении формации I и соответственно о понижении этого параметра в образованиях формации II (см. рис. 3). Выявленное закономерное изменение fO₂ выражается в изменении направленности изотопно-геохимической зональности.

С учетом вышеизложенного рассмотрим изменение fO₂—pH в градиентном температурном поле ГРС, согласно экспериментальным данным О. А. Осетрова [7], независимо от ис-

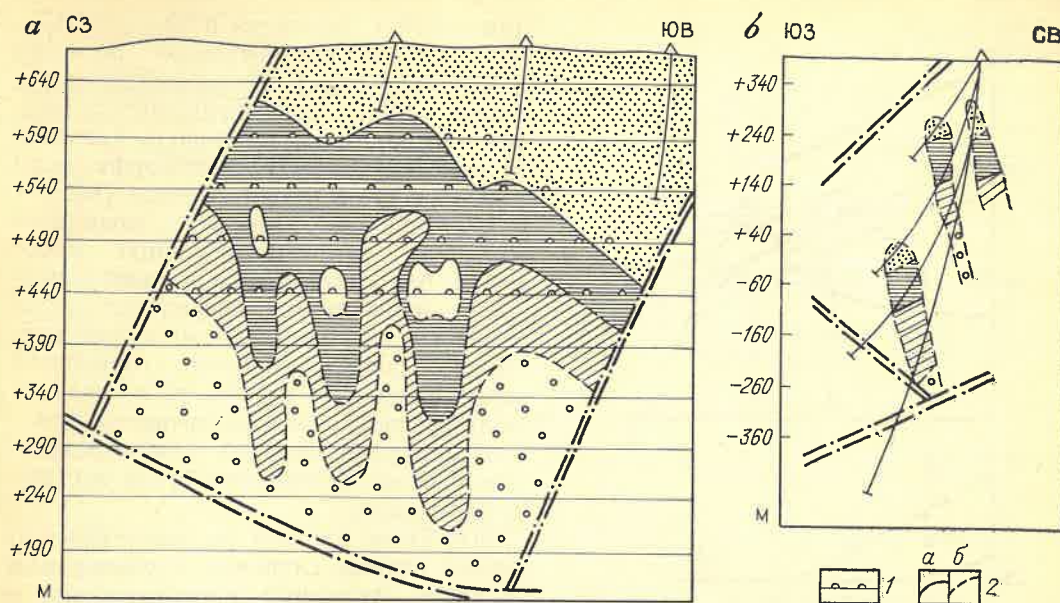


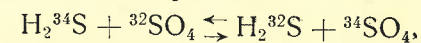
Рис. 2. Изотопно-геохимические модели месторождения формации II
а — глубокие горизонты месторождения; б — участок рудного поля; 1 — горные выработки; 2 — контуры

распространения изотопно-геохимических ассоциаций (а — установленные; б — прогнозируемые). Остальные усл. обозн. см. рис. 1

ходного pH раствора приобретает определенные значения pH при буферирующем воздействии терригенно-осадочных пород, содержащих S_{орг}. Как показывает анализ диаграммы, построенной для T=350 °C (ИГА 2a₁), в данном режиме ГРС характеризуется нейтрально-слабощелочной реакцией. По мере эволюции устойчиво растет щелочность системы от ИГА 2a₁ до 2a₄ (см. рис. 3). Интересно отметить, что изменение pH ГРС в обоих случаях близко. Продуктивные ИГА отлагались в достаточно узком диапазоне pH (см. табл. 1).

Окислительно-восстановительные потенциалы ГРС имеют разнонаправленный характер, что и обуславливает изменение вектора изотопной геохимической зональности на исследованных месторождениях. В то же время аналитически замеренная дисперсия δ³⁴S в каждой ИГА (см. табл. 1) отображается в теоретически рассчитанной (см. рис. 3); изолинии построены с учетом δ³⁴S₂₅ и δ³⁴S сульфидов. Установленная сходимость достигается ограничением области изменения физико-химических параметров развития ГРС аналитически замеренными в ГЖВ отношениями CO₂/CH₄ (см. рис. 3).

При повышении fO₂ реализуется правая часть реакции



что приводит к прогрессивному увеличению содержания изотопа ³²S от ассоциации 2a₁ к 2a₄ (модель формации I), и наоборот (модель формации II).

Изменение окислительно-восстановительных свойств ГРС, развивающихся в резко восстановительных условиях (углеродсодержащие породы), зависит от типа геохимических барьеров в зонах их разгрузки [5].

Проведенный анализ вариаций δ¹⁸O и δ¹³C в ассоциированных с сульфидами кварце и кальците показал следующее.

1. Рудоотложение на месторождении формации I протекало на геохимическом барьере, представленном метеорными водами, что фиксируется изменением δ¹⁸O_{но} (‰) в последовательно формирующихся ИГА:

$$2a_1 - \delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = +2,2 (\delta^{18}\text{O}_{\text{SiO}_2} = +8,2);$$

$$2a_2 + 2a_3 - \delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = -6,5 \times (\delta^{18}\text{O}_{\text{SiO}_2} = 4,5);$$

$$2a_4 - \delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = -7,4 (\delta^{18}\text{O}_{\text{SiO}_2} = 6,6).$$

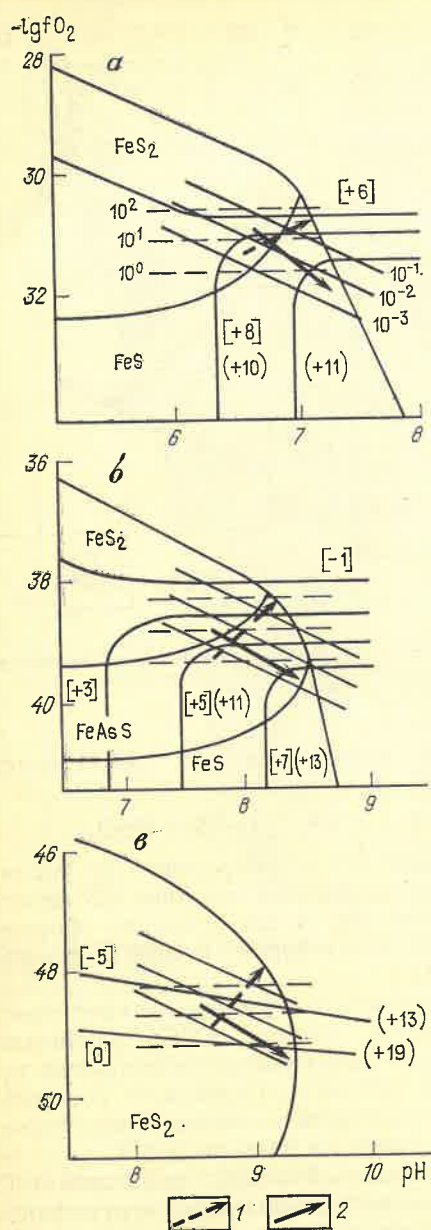


Рис. 3. Диаграммы полей устойчивости в системе Fe-S-O в координатах $\lg fO_2$ -pH. 1 — $T=350^\circ\text{C}$, $\Sigma S=10^{-1,5}$; 2 — $T=250^\circ\text{C}$, $\Sigma S=10^{-2}$; 3 — $T=150^\circ\text{C}$, $\Sigma S=10^{-2,5}$; 1 — вектор изменения на месторождении формации I; 2 — то же, формации II

2. ИГА $2a_3+2a_4$ на месторождении формации II формировались на геохимическом барьере, представленном участками зоны, локально обогащенными органическим веществом, в результате окисления которого образовались кальциты с аномально низкими (в сравнении с ИГА $2a_1$) $\delta^{13}\text{C}$

(до -18‰). Значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{SiO}_2}$ ($+17$ — $+19\text{‰}$) и рассчитанные по ним $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ ($+12\text{‰}$) также различались, однако общая их обогащенность «тяжелым» изотопом кислорода указывает на участие в ГРС метаморфизованных вод формационного типа [8].

Изотопно-геохимические модели в практике геологоразведочных работ могут быть применены в трех основных направлениях: выявление типовых изотопно-геохимических критериев, оценки глубоких горизонтов месторождений и участков рудного поля; расшифровка внутреннего строения минерализованных зон; определение уровня эрозионного среза зон минерализации.

Наиболее сложна в методическом плане оценка глубоких горизонтов и флангов эталонных месторождений и участков рудных полей. Внедрение рассматриваемого способа показало, что для повышения степени надежности прогноза и оценки с последующим выбором рациональных направлений ГРП необходимо построение изотопно-геохимической модели на кондиционной геолого-структурной основе.

Различные по степени продуктивности ИГА распределены в плоскости разреза неравнозначно (см. рис. 1). Анализ уровней проявленности ИГА в отдельных частях разреза представлен в табл. 2. На месторождении формации I ИГА $2a$ отмечены на горизонте выше 100—200, а ассоциация $2a_4$ максимально развита выше 300 м. Ассоциация $2a_2$ сконцентрирована в средней части разреза, а $2a_3$ фрагментарно проявлена в интервалах 200—300 и ниже 100 (см. рис. 1, табл. 2). В целом рудная зона имеет двухъярусное строение, что и определяет ее перспективы на глубину.

Аналогичные принципы использовались при оценке перспектив на золотое оруденение глубоких горизонтов и флангов месторождения формации II. Изотопно-геохимическая модель построена на основании изучения зон прожилково-вкрапленной минерализации с поверхности до 440 м. Анализ уровней развития ИГА различных продуктивностей (см. табл. 1) позволил выявить их распределение в плоскости разреза (см. табл. 2): ассоциация $2a_1$ вскрывается только на северо-

Таблица 2

Распределение изотопно-геохимических ассоциаций по горизонтам разреза месторождений I и II формации, %

Горизонты, м	$2a_1$	$2a_2$	$2a_3$	$2a_4$
Формация I				
Выше 300	—	—	24	44
200—300	—	37	26	25
100—200	100	63	11	21
Ниже 100	—	—	41	10
Формация II				
Установленные				
Выше 640	—	—	—	42
590—640	—	—	17	25
540—590	—	—	30	13
490—540	—	15	23	10
440—490	2	26	10	10
Прогнозируемые				
390—440	11	21	13	—
340—390	20	11	7	—
290—340	20	15	—	—
240—290	20	8	—	—
190—240	15	4	—	—
Ниже 190	12	—	—	—

западном фланге разреза; $2a_2$ максимально развита на горизонте 440—540 м, $2a_3$ слагает зону минерализации в интервале глубин 490—640. Ассоциация $2a_4$ повсеместно отмечена в интервале выше 590 м и прослежена до дневной поверхности (см. рис. 2, а).

Оценка оруденения ниже горизонта 440 м, проведенная методом экстраполяции на основе данной модели, показала, что наиболее перспективными являются центральные части разреза в интервале глубин 310—370 м с общим склонением оруденения к юго-восточному флангу (см. рис. 2, а). Горизонты ниже 310 м, сложенные ассоциациями $2a_2$ и $2a_1$, не перспективны.

Типовая модель эталонного месторождения позволяет оценить методом аналогового сравнения перспективы отдельных участков рудного поля. Так, в пределах рудного поля месторождения формации II с использованием единичного подсека скважиной зоны минерализации оценена ее потенциальная золотоносность.

На основании изучения вариаций $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов и с учетом склонения оруденения были реконструированы

отдельные рудные тела, показаны участки вероятной проявленности продуктивных ИГА и рекомендован пакет скважин для проверки прогноза (см. рис. 2, б). В результате были вскрыты прогнозируемые рудные тела, а анализ изотопного состава сульфидной серы в целом подтвердил правильность предложенной модели. Аналогичные работы были проведены и на ряде участков рудного поля месторождения формации I.

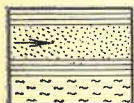
Параллельно с прогнозно-оценочными работами изотопно-геохимические модели целесообразно использовать и при расшифровке внутреннего строения минерализованных зон, а также при оценке уровней их эрозионного среза. Важность подобных работ в условиях крайне неравномерного распределения золотого оруденения на рассматриваемом промышленно-генетическом типе месторождений очевидна.

Таким образом, разработанный способ применим на различных стадиях геологоразведочных работ — от поисков до эксплуатационной разведки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. А. С. 879535 (СССР). Способ разведки прожилково-вкрапленных кварц-сульфидных месторождений золота/Заири Н. М., Гриненко В. А., Стрежнев В. П., Гребенчиков А. М., Иванов В. Н., Гуреев В. Ф. Заявл. 18.02.80 № 2884060; Оpubл. в Б. И., 1981, № 41.
2. Банникова Л. А., Рыженко Б. И. Изотопные отношения углерода и серы в продуктах окислительно-восстановительных реакций в гидротермальных условиях (Система $\text{CH}_4\text{—NaSO}_4\text{—NaCl—H}_2\text{O}$).— Геохимия, 1984, № 9, с. 1268—1274.
3. Геолого-минералогические особенности золоторудного месторождения сульфидно-вкрапленных руд/Н. Я. Гурейкин, Ч. Х. Ариффулов, В. Г. Дзялошинский и др.— Сов. геология, 1982, № 5, с. 86—96.
4. Гриненко В. А., Гриненко Л. Н. Геохимия изотопов серы. М.: Наука, 1974.
5. Заири Н. М. Изотопно-геохимические модели месторождений золота в осадочно-терригенных породах.— В кн.: Генетические

- модели эндогенных рудных формаций. Т. II, Новосибирск, 1985, с. 56—57.
6. О связи изотопного состава серы пирита с его золотоносностью/Н. М. Заири, А. М. Гребенчиков, В. А. Гриненко и др.— В кн.: Использование минералогических методов исследования при прогнозе, поисках и оценке месторождений полезных ископаемых. Т. I, Алма-Ата, с. 26—27.
7. Осетров О. А. О роли глинистых сланцев и рассеянного в них органического вещества в формировании гидротермального полиметалльно-пирротинового оруденения.— Геология рудных месторождений. 1977, № 6, с. 68—79.
8. Тейлор Х. П. Изотопы кислорода и водорода в месторождениях.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., 1982, с. 195—233.
9. Ohmoto H. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits.— Econ. Geol., 1972, vol. 67, N 5, p. 551—578.
10. Sakai H. Isotopic properties of sulfur compounds in hydrothermal processes.— Geochim. J., 1968, vol. 2, N 1, p. 29—49.



ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.234 : 556.34

С. В. ОСТАПЕНКО, Н. С. ОТМАН, А. А. ШПАК, А. А. МОЛЧАНОВ (ВСЕГИНГЕО)

Термогидродинамическая модель Мутновского месторождения парогидротерм

Мутновское месторождение парогидротерм расположено в 70 км южнее г. Петропавловска-Камчатского в Мутновском геотермальном районе, выделенном В. В. Аверьевым по материалам Е. А. Вакина, Б. Г. Поляка, И. Т. Кирсанова и др. [1, 2]. В геоморфологическом отношении Мутновский геотермальный район представляет собой наклоненное на восток высокогорное плато с отметками 600—900 м, прорезанное каньонами рек Жировой, Мутновской, Фальшивой. На плато возвышаются постройки действующих вулканов Мутновского и Горелого, древнего вулкана Жировского и ряд субвулканических интрузий кислого состава. В геологическом строении района участвуют вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения от олигоценового до современного возраста.

Границы Мутновского месторождения парогидротерм, ввиду его слабой изученности, довольно условны. В контур месторождения входят Верхне-Жировские термальные поля на севере, Нижне-Жировские и Воиновские источники на северо-востоке и востоке. На юге и западе граница условно проводится по вулканам Мутновский и Горелый. Все многообразные термопроявления, сосредоточенные в пределах указанной территории на площади около 100 км², генетически связаны, по-видимому, между собой и образуют единую сложную гидротермальную систему [2].

Предлагаемая термогидродинамическая модель месторождения основывается главным образом на результатах испытания скважин, выполненных сотрудниками Камчатского и Сахалинского ПГО при поисково-разведоч-

ных работах на Мутновском месторождении. В основу модели положено выделение гидрогеологических комплексов с различным фазовым состоянием подземного флюида, определение их границ и взаимосвязи на базе анализа изменения давления, температуры и энтальпии подземных вод в плане и разрезе месторождения. Исходя из имеющегося, пока весьма ограниченного материала, приведена принципиальная схема динамики подземных вод основных комплексов и сведения о фильтрационных параметрах.

Степень изученности Мутновского месторождения по площади крайне неравномерна. Наиболее детально разведан Дачный участок площадью около 16 км², расположенный в центре месторождения на водоразделе рек Жировой и Фальшивой. Здесь сосредоточено большинство скважин, разрез вскрыт на максимальную глубину.

Основой гидродинамических построений послужили замеры статических уровней в скважинах в процессе бурения, которые пересчитывались на пластовые давления ($P_{пл}$) по формуле

$$P_{пл} = \frac{H \rho_{ср}^в}{10^5},$$

где H — высота столба воды в скважине, м; $\rho_{ср}^в$ — среднее значение плотности столба воды, кг/м³ (определяемое по таблицам [6] для средней температуры столба воды $t_{ср}$). Использовались также отдельные, наиболее представительные замеры устьевых давлений (P_y) в «паровых» скважинах (скв. В-1 и 26). Пластовые давления в них рассчитывались по формуле

$$P_{пл} = P_y + \frac{H \rho^п}{10^5},$$

где H — высота столба пара в скважине, м. Плотность влажного пара ($\rho^п$) приближенно определялась по диаграмме фазового состояния (рис. 1) для соответствующих температур и давлений в скважинах.

При составлении гидродинамических схем (рис. 2, 3) пластовые давления приводились к единой плоскости сравнения, расположенной на уровне океана. Конкретные значения приведенных давлений по скважинам даны в табл. 1 и 2.

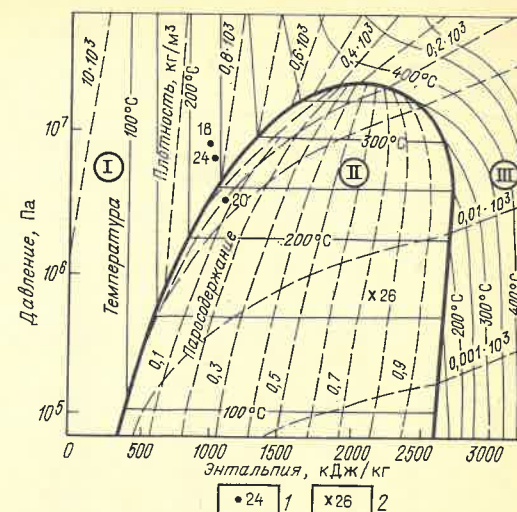


Рис. 1. Диаграмма фазового состояния воды. Состояния: I — жидкое, II — двухфазное, III — газообразное; 1, 2 — точки, где установлены соответственно нарушенные и ненарушенные выпуском условия

Для построения обобщенной термограммы центральной части месторождения (рис. 4) и схемы распределения изотерм на срезе с абсолютной отметкой уровня океана (см. рис. 2) использовались как непосредственные измерения температур в скважинах, так и расчетные значения температур, определяемые по таблицам теплофизических свойств воды [6] для конкретных значений энтальпии и давления подземного флюида, соответствующих интервалу водопритока. Заметим, что температурные замеры выполнялись, как правило, в процессе бурения, в охлажденных скважинах, и их следу-

Таблица 1

Гидродинамические параметры нижнего комплекса

Номер скважины	Приведенное давление, МПа	Проводимость, 10 ⁻¹² м ³	Проницаемость, 10 ⁻¹² м ²
4	2,33	—	—
7	2,59	—	—
12	2,24	0,36	0,0012
18	2,42	—	—
24	2,14	—	—
33	2,53	—	—
01	2,55	1,25	0,0025
03	2,29	—	—
07	2,00	4,28	0,01
010	2,42	—	—
013	2,28	1,65	0,025

Таблица 2

Гидродинамические параметры
верхнего комплекса

Номер скважины	Приведенное давление, МПа	Проницаемость, 10^{-12} м ²	Проницаемость, 10^{-12} м ²
B-2	7,76	—	—
B-4	7,91	31	2,4
B-5	7,66	10,9	0,06
B-7	8,23	1	0,05
B-8	8,90	1220	4,7
B-9	7,79	183	3,1
B-11	7,73	5	0,03
B-12	7,81	73	0,73
B-13	7,75	127	4,2
B-15	8,15	28	0,93
1	7,74	45	0,05
2	7,93	373	1,3
5	8,38	—	—
7	8,61	—	—
10	7,74	—	—
11	7,91	—	—
32	6,20	—	—
33	8,23	—	—
02	7,81	—	—
013	7,76	—	—

ет рассматривать как минимально возможные. Поэтому обобщенная температурная кривая проведена по максимальным значениям, зафиксированным на данных глубинах.

Подземные воды водоносных комплексов Мутновского месторождения отличаются невысокой минерализацией (до 1,5 г/л), поэтому для определения их фазового состояния использовалась диаграмма фазового состояния чистой воды [6]. Эта диаграмма отражает термодинамические свойства воды и насыщенного водяного пара и связывает между собой следующие взаимозависимые параметры: пластовое давление, температуру, энтальпию, паро- или водонасыщенность и плотность воды. На диаграмме выделяются три области: I — существования сжатой жидкости в однофазном состоянии, II — двухфазного состояния, где жидкость находится в равновесии с насыщенным водяным паром и III — область перегретого пара. Параметры, необходимые для определения фазового состояния теплоносителя в конкретных условиях Мутновского месторождения — температура и энтальпия, — оценивались по результатам испытания скважин.

Анализ изменения температуры и давления с глубиной в скважинах Дачного участка (см. рис. 4) и термодинамических параметров подземного флюида в пластовых условиях (см. рис. 1) с учетом общих представлений о геолого-структурных условиях месторождения позволил выделить в его разрезе три водоносных комплекса, отличающихся фазовым состоянием, гидродинамикой и режимом подземных вод. Наиболее показательным в этом отношении является график изменения пластового давления с глубиной, имеющий два четких перегиба на абсолютных отметках +500 и 0 м. Как видно из графика (см. рис. 4), в верхней части разреза, до абсолютных отметок +500 м пластовое давление увеличивается строго гидростатически (градиент давления 1,0 МПа на 100 м), распределение температур указывает на преимущественно кондуктивный характер передачи тепла. Здесь развиты в основном низкотемпературные воды в однофазном жидком состоянии. Встреченные здесь редкие паропрооявления (скв. B-1, 29) приурочены к локальным трещинам и не определяют теплогидродинамического режима зоны в целом.

Вниз по разрезу термодинамическая обстановка резко меняется. В интервале глубин +500—0 м изменение давления невелико и интенсивность его роста близка к таковой для массы статического столба пара. Как показано в работе [8], такое распределение давления в разрезе имеет место, когда в коллекторе содержание пара (по объему) существенно преобладает над жидкой фазой. Температура мало меняется с глубиной и хорошо согласуется с температурой насыщения водяного пара, соответствующей измеренным давлениям [6]. Действительно, при среднем пластовом давлении в этом интервале 3,5 МПа, температура составляет 245 °С.

На диаграмму фазового состояния воды (см. рис. 1) вынесены данные по скв. 26, где проведен наиболее полный и качественный комплекс испытаний характеризующего интервала. Крестиком показаны термодинамические параметры подземных вод при пробном выпуске из скв. 26. Замеренное значение энтальпии — 2180 кДж/кг. Давле-

ние на забое рассчитывалось как сумма давления на устье, веса столба пара в стволе скважины и потерь на трение.

Оценка термодинамических условий подземных вод рассматриваемой зоны в ненарушенных выпуском пластовых условиях выполнена с использованием данных гидрохимического опробования Ю. П. Тарана и В. П. Пилипенко [4]. По их расчетам массовая доля глубинного пара подземных вод в зоне составляет 5—8 %, а объемная 72—85 %. Статическое давление в скв. 26 достигает 3,45 МПа. Значения термодинамических параметров по скв. 26 показаны на диаграмме (см. рис. 1) кружком. Видно, что подземный флюид в скв. 26 четко попадает в двухфазную область как в естественных, так и в нарушенных выпуском условиях. Таким образом, характер изменения давления, температур, значений энтальпий теплоносителя, а также гидрохимические расчеты [4] показывают, что в центральной части месторождения в интервале глубин 0—+500 м развита двухфазная парожидкостная зона подземных вод с высоким паросодержанием. В литературе такие коллектора получили название паропреобладающих [8].

Ниже нулевых отметок график давления (см. рис. 4) фиксирует новое изменение термодинамических условий. Наблюдается резкое увеличение градиента пластового давления. Он становится близким к гидростатическому для соответствующих температур воды в жидком состоянии (0,8 МПа на 100 м). Температура возрастает с глубиной и достигает 260—280 °С. На диаграмме (см. рис. 1) нанесены термодинамические параметры подземных вод, вскрытых скв. 18 и скв. 24. Можно видеть, что в пластовых условиях на данных глубинах флюид находится в однофазном состоянии и представлен высокотемпературной жидкостью.

Таким образом, принципиальная схема строения Мутновского месторождения парогидротерм представляется в следующем виде. К части разреза до абсолютных отметок +500 м, приурочен верхний водоносный комплекс, имеющий региональное распространение и содержащий низкотемпе-

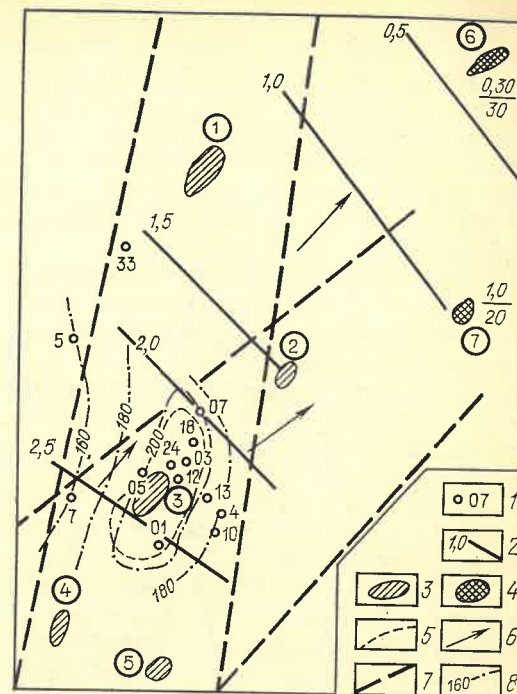


Рис. 2. Гидродинамическая схема нижнего водоносного комплекса

1 — скважина и ее номер; 2 — линии равных приведенных давлений, МПа; 3 — зоны разгрузки подземных вод в виде паровых струй; 4 — зоны разгрузки подземных вод в виде термальных источников (в числителе — приведенное давление на уровне истока, МПа, в знаменателе — дебит, кг/с); 5 — граница пароконденсатной зоны на Дачном участке; 6 — направление регионального потока подземных вод; 7 — зоны глубинных разломов; 8 — изотермы на уровне нулевых абсолютных отметок, °С; источники (цифры в кружках): 1 — Верхнежировские, 2 — Верхнемутновские, 3 — Дачные, 4—5 — Северо-Мутновские (4 — западные, 5 — восточные), 6 — Нижнежировские, 7 — Войновские

ратурные воды в жидком состоянии. В интервале 0—+500 м развита двухфазная парожидкостная зона подземных вод, окруженная по периферии и подстилаемая снизу однофазной областью, высокотемпературных вод нижнего комплекса. Двухфазная зона характеризуется высоким паросодержанием и соответственно высокой энтальпией теплоносителя при выпуске из скважин (2100—2700 кДж/кг). Формирование двухфазного водоносного комплекса обусловлено вскипанием высокотемпературных вод в верхней части нижнего комплекса в районах наиболее мощного теплового потока. Поступление тепла предполагается от магматического очага, кровля которого расположена на глубине 5—6 км [5]. Расположение изотерм (см. рис. 2) указывает на неравномерность распределения теплового потока по

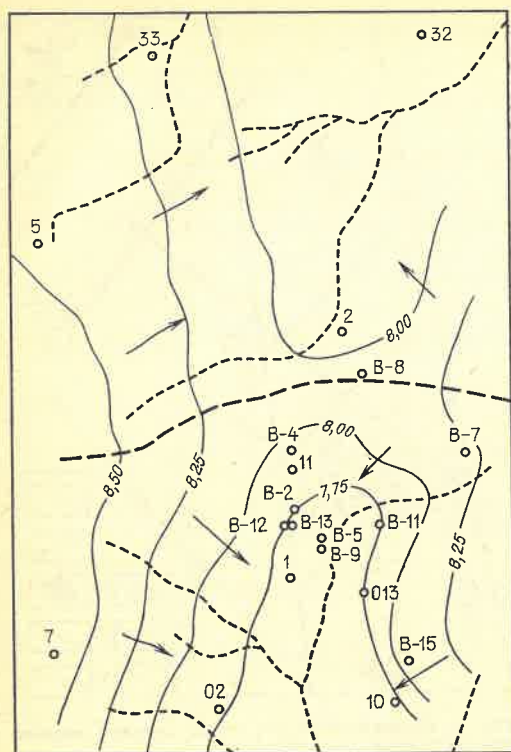


Рис. 3. Гидродинамическая схема верхнего водоносного комплекса
Усл. обозн. см. рис. 2

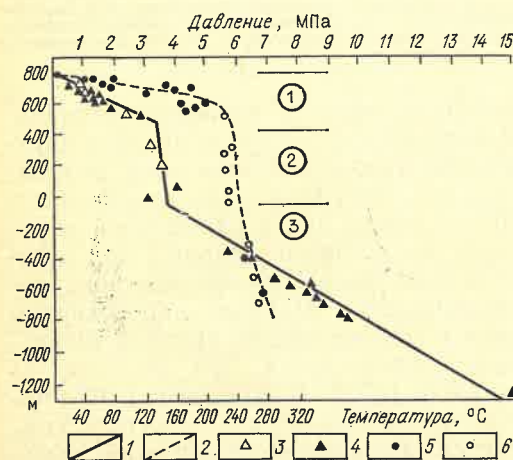


Рис. 4. Обобщенный график изменения давления и температуры в скважинах Дачного участка
1 — график изменения температуры; 2 — график изменения температуры; 3 — значения пластовых давлений, рассчитанные по устьевым давлениям; 4 — значения пластовых температур, рассчитанные по энтальпии и давлению флюида; 5 — значения пластовых температур, измеренные в скважинах; 6 — значения пластовых температур, рассчитанные по энтальпии и давлению флюида; цифры в кружках — термогидродинамические комплексы: 1 — верхний однофазный низкотемпературный жидкостный, 2 — средний двухфазный парожидкостный, 3 — нижний однофазный высокотемпературный жидкостный

площади месторождений; изотермы оконтуривают наиболее высокотемпературную зону в центральной части Дачного участка. К последней приурочена область развития двухфазных подземных вод, предполагаемые контуры распространения которой (по данным бурения) показаны на рис. 2. Гидродинамические схемы верхнего и нижнего водоносных комплексов (см. рис. 2, 3) указывают на существенно различные условия движения в них подземных вод. Линии равных давлений верхнего водоносного комплекса повторяют в сглаженной форме характер рельефа. Питание подземных вод происходит по всей площади распространения комплекса за счет инфильтрации и инфилюации атмосферных и поверхностных вод [5]; разгрузка осуществляется в местную гидросеть рек Фальшивая, Жировая и их притоки (см. рис. 3). Градиенты напора весьма значительны (0,3—0,7 МПа на 1 км). Фильтрационные свойства пород (проводимость и проницаемость) рассчитаны по данным откачек и выпусков — по кривым снижения — восстановления давления или по удельному дебиту скважин (см. табл. 2).

Видно, что верхний водоносный комплекс отличается резкой неоднородностью фильтрационных свойств, коэффициент проводимости меняется в пределах $5 \cdot 10^{-12}$ — $1220 \cdot 10^{-12}$ м³, коэффициент проницаемости $0,03 \times 10^{-12}$ — $4,7 \cdot 10^{-12}$ м². Средняя величина проницаемости комплекса (по 11 замерам) достаточно высока и составляет $1,46 \cdot 10^{-12}$ м².

Характер распределения изолиний давления в нижнем водоносном комплексе (см. рис. 2) указывает на наличие здесь регионального потока высокотемпературных подземных вод, движущихся с юго-запада на северо-восток. Области питания комплекса в основном служат северо-восточные склоны Мутновского вулкана, о чем свидетельствует сравнение данных изотопного состава метеорных вод района и подземных вод нижнего комплекса [4], а также кальдера вулкана Горелого. Весьма вероятно подпитывание нижнего водоносного комплекса водами верхнего комплекса по всей площади месторождения. Выдержанных по площади водоупоров не от-

мечается, а приведенные пластовые давления в верхнем комплексе значительно превышают таковые в нижнем. В пределах Дачного участка эта разница составляет 5,5 МПа (см. рис. 2 и 3).

Частичная разгрузка подземных вод нижнего комплекса наблюдается в виде Нижне-Жировских и Воиновских источников и составляет около 50 кг/с [1]. Предполагается, что основная область разгрузки — это океан, куда, судя по линиям равного давления (см. рис. 2), направлен поток подземных вод комплекса. Градиенты напора достаточно велики, среднее значение по месторождению составляет 0,2 МПа на 1 км.

Фильтрационные свойства нижнего комплекса изучались по результатам прослеживания уровня и удельной приемистости при наливах в отдельные скважины Дачного участка (см. табл. 1). На максимальную мощность (1028—1968 м) комплекс опробован в скв. 013. Значение коэффициента проводимости составляет $0,36 \cdot 10^{-12}$ — $4,28 \cdot 10^{-12}$ м³, коэффициента проницаемости $0,12 \cdot 10^{-14}$ — $10 \cdot 10^{-14}$ м².

Исходя из полученных значений уклона потока подземных вод, проницаемости пород нижнего комплекса и принимая среднюю величину эффективной пористости равной 0,1, легко рассчитать значение истинной скорости фильтрации, которое составит ≈ 1 м/год. Это значение, полученное из гидродинамических соображений, ниже скорости фильтрации (5—50 м/год), определенной по данным изотопных анализов скв. 1, вскрывшей воды нижнего комплекса [4]. Это расхождение вероятно, объясняется тем, что среднее по площади месторождения значение проницаемости нижнего комплекса существенно выше рассчитанной нами по данным одиночных наливов на Дачном участке. Наливы проводились в процессе бурения в частично зашламованных скважинах и значения проницаемости, определенные по ним, несколько занижены.

Специфическая термогидродинамическая обстановка наблюдается в среднем комплексе. Двухфазное состояние подземных вод в коллекторах подразумевает, что давление зависит

от температуры и связано с ней уравнением Клапейрона. Средняя пластовая температура в зоне составляет 245 °C, давление 3,5 МПа. Такой режим фильтрации назван нами фильтрационным режимом парообразования, так как он сопровождается переходом части флюида из жидкого в парообразное состояние [3]. Динамика подземных вод среднего комплекса обусловлена восходящим потоком пара и нисходящим потоком конденсата. Часть пара по разломам проходит через верхнюю зону и разгружается в виде паровых струй (Дачных терм). Мощность разгрузки составляет 27 кг/с пара [1]. Методика определения фильтрационных свойств коллекторов, содержащих подземные воды в двухфазном парожидкостном состоянии, подробно дана в работе [3]. С ее помощью были обработаны результаты опытных и опытно-эксплуатационных выпусков из скважин, вскрывших среднюю парожидкостную зону в пределах Дачного участка. Проницаемость комплекса по данным испытания семи скважин составила $2 \cdot 10^{-12}$ — $31 \cdot 10^{-12}$ м³, коэффициент проницаемости $7 \cdot 10^{-12}$ — $520 \cdot 10^{-12}$ м².

Модельные исследования Ж. М. Штрауса и Ж. Шуберта [7] показали, что устойчивое существование двухфазной парожидкостной зоны с высоким паросодержанием, характерным и для Мутновского месторождения, возможно лишь при определенных достаточно высоких значениях проницаемости коллектора (не менее $11 \cdot 10^{-12}$ — $40 \cdot 10^{-12}$ м²) и при наличии слабопроницаемой перекрывающей его толщи. Заметим, что эти значения проницаемости хорошо согласуются с полученной нами по данным выпусков проницаемостью среднего комплекса в пределах Дачного участка. Изолирующей слабопроницаемой толщей служит нижняя часть верхнего комплекса. Действительно, обобщение материала по 36 поисково-разведочным скважинам показало, что в интервале 500—700 м отношение зон поглощения к общей мощности составляет 9—19 %, тогда как по другим интервалам оно изменяется от 21 до 65 %.

Как было указано выше, бурением вскрыта и изучена парожидкостная зона в районе Дачного участка. По

характеру поверхностных термопроявлений предполагается наличие таких же двухфазных зон в районе выходов Северо-Мутновских, Верхнемутновских и Верхнежировских парогазовых струй.

В заключение несколько слов о положении Мутновского месторождения среди других высокотемпературных гидротермальных систем. По характеру распределения давления с глубиной в среднем комплексе и энтальпии теплоносителя оно может быть отнесено к разряду пародоминирующих [8]. Типичными представителями этой группы являются месторождения Гейзеры (США) и Лардарелло (Италия), где был вскрыт только парожидкостный коллектор большой мощности и на обширной территории. В отличие от них, на Мутновском месторождении, так же как и на аналогичных ему месторождениях переходного типа Олкария (Кения) и Лассен (США), парожидкостный резервуар ограничен в разрезе и по площади и подстилается горячими подземными водами в жидком состоянии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вакин Е. А., Кирсанов И. Т., Кирсанова Т. П. Термальные поля и горячие источ-

ники Мутновского вулканического массива. — В кн.: Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток, 1976, с. 85—114.

2. Вакин Е. А., Пилипенко Г. Ф. Мутновский геотермальный район на Камчатке. — В кн.: Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М., 1979, с. 36—45.
3. Вопросы изучения и оценки ресурсов высокотемпературных гидротермальных систем/ С. В. Остапенко, Н. С. Отман, А. А. Самохин и др. Обзор. Гидрогеология и инженерная геология. М., ВИЭМС, 1986.
4. Геотермические и геохимические исследования высокотемпературных гидротерм/ Под ред. В. М. Сугробова. М.: Наука, 1986.
5. Оханкин В. Г., Чумак Б. П. Гидрогеологические и гидрогеотермические условия Мутновского месторождения парогидротерм на Камчатке. — В кн.: Вулканизм и связанные с ним процессы. Вып. 3. Петропавловск-Камчатский, 1985, с. 75—77.
6. Ривкин С. Л., Александров А. А. Теплофизические свойства воды и водяного пара. — М.: Энергия, 1980.
7. Straus J. M., Shubert G. One dimensional Model of Vapor — Dominated geothermal Systems. J. Geoph. Res., 1981, v. 86, NB10, p. 9433—9438.
8. White D. E., Muffer L. J. P., Truesdell A. H. Vapor — dominated hydrothermal systems compared with hot-water systems. Econ. Geol., 1971, v. 66, N 1, p. 75—97.

УДК 556.314(574.1)

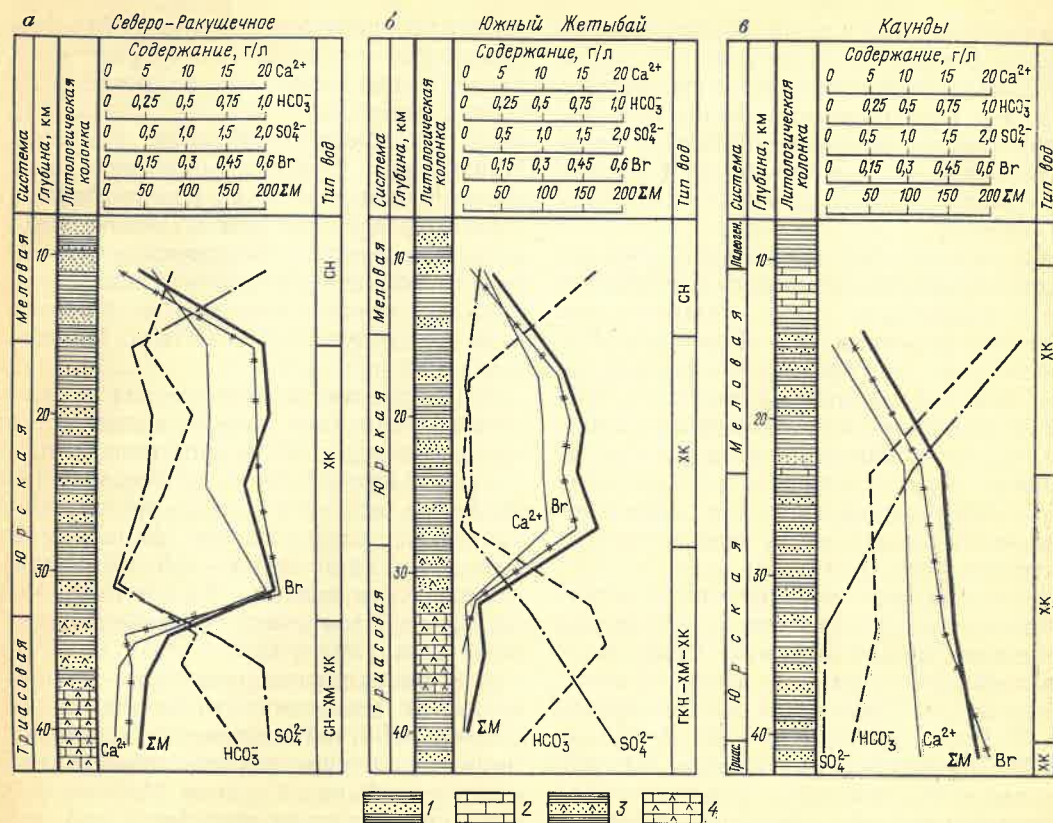
В. В. ЛАРИЧЕВ (ПО «Мангышлакнефть», Миннефтепром)

Генезис опресненных подземных вод триаса и палеозоя Южного Мангышлака

Возросший объем поисково-разведочного бурения на нефть и газ позволил получить в последние годы принципиально новые гидрогеологические данные, существенно расширяющие и во многом меняющие наши традиционные представления о флюидах глубинных частей разреза Южно-Мангышлакского прогиба. Ранее считалось, что в пределах рассматриваемого бассейна характерно увеличение с глубиной минерализации подземных вод, сопровождающееся изменением их состава (повышение концентраций хлора, кальция, брома и т. д.). Однако, как показывает анализ имеющихся гидрогеологических материалов, такая

закономерность отмечается лишь в юрско-миоценовом гидрогеологическом этаже [6, 9], когда минерализация вод с глубиной изменяется от 11,8—53,7 г/л (в отложениях среднего и верхнего миоцена) до 111—178 г/л (в юрских продуктивных горизонтах).

В настоящее время на ряде площадей, ниже зоны развития хлоркальциевых юрских рассолов, в образованиях триаса (Южный Жетыбай, Пионерская, Северо-Ракушечное и др.) и палеозоя (Северное Карагие, Оймаша, Жиланды) вскрыты маломинерализованные глубинные опресненные воды (ГОВ) различных гидрохимических типов с существенно иными особенно-



Инверсионные (а, б) и нормальный (в) гидрохимические вертикальные разрезы

Комплексы пород: 1 — терригенный, 2 — карбонатный, 3 — вулканогенно-терригенный, 4 — вулканогенно-карбонатный

стями состава, по сравнению с водами верхних стратиграфических горизонтов.

Минерализация ГОВ колеблется в очень широких пределах, от 1,1 (Южный Жетыбай) до 72 г/л (Адыр). Воды характеризуются пониженными концентрациями кальция, брома и повышенными содержаниями сульфатов и карбонатов. Такие воды встречаются на площадях Жетыбай-Узеньской тектонической ступени (Южный Жетыбай, Пионерская и др.), Песчаномыского блока (Оймаша, Жиланды, Северо-Ракушечное) и Карагинской седловины (Северное Карагие). На структурах Карабогазского свода (Кудук, Джанаорпа, Южный Аламурын), Аксу-Кедырлинской ступени (Темирбаба, Караудан) Жазгурлинской депрессии (Каунды) и Восточно-Мангышлакских дислокаций (Акпан, Шолакам) в отложениях триаса и палеозоя вскрыты высокоминерализованные хлоркальциевые рассолы,

близкие по своему гидрохимическому облику к водам юрских продуктивных горизонтов, с минерализацией до 191,3 г/л (рисунок).

Таким образом, опресненные глубинные воды (а следовательно, и гидрохимическая инверсия) в пределах Южного Мангышлака имеют локальный характер распространения. Глубина залегания ГОВ изменяется в довольно широких пределах — от 2800 м (Южный Жетыбай) до 4500 м (Пионерская). По мнению Л. М. Зорькина [4], глубина проявления глубинных щелочных вод изменяется от 200 до 4000—5000 м и не зависит от стратиграфической приуроченности. Однако по результатам опробования опресненные воды на Южном Мангышлаке установлены лишь в доюрских образованиях.

Итак, классической схеме гидрохимической зональности с типичными для инфильтрационных водонапорных систем закономерностями противопо-

ставляется иная схема, характеризующаяся распространением на больших глубинах значительно опресненных вод. Их взаимодействие с водами регионального гидрохимического фона обуславливает формирование в разрезе инверсионной гидрохимической зональности.

Различные исследователи генезис опресненных глубинных вод объясняют неодинаково, но в большинстве случаев механизм их формирования связывают с процессами опреснения концентрированных рассолов, инфильтрационными, конденсационными, «возрожденными» водами и т. д. С химической точки зрения этот процесс интерпретируется как смешение жестких соленых вод с пресными щелочными [1].

Возможность участия инфильтрационных вод в опреснении глубокозалегающих подземных вод (ГПВ) рассматривалась в работах Н. К. Игнатовича, Ш. А. Панахи, А. Г. Аскерова, Г. А. Борщевского, Ю. В. Доброва, Н. И. Ростовцева на примере Южно-Каспийской впадины, Керченско-Таманского прогиба, Западной Сибири, а по Южному Мангышлаку такие исследования выполнены Р. Г. Семашевым в 1978 г. Согласно его данным, подземные воды триаса Жетыбай-Узеньской ступени являются древними инфильтрационными, что он обосновывает высоким содержанием в водах хлоридов щелочей, триасовым, по определению Ц. М. Гольдиной (1978 г.), возрастом вод и повышенным отношением Cl/Vg . Однако трудно предположить, что до настоящего времени эти воды не претерпели значительной метаморфизации в условиях высокой закрытости недр и что коллекторы доюрского комплекса по условиям образования являются вторичными [12]. Также не ясна причина резкого контраста минерализации (и химического типа) вод даже в пределах одной структуры. Так, минерализация вод доюрского комплекса на площади Северо-Западный Жетыбай изменяется от 14,3 до 133 г/л, на Южном Жетыбае от 1,7 до 157 г/л, на Оймаше от 10 до 122 г/л и т. д.

Гипотеза о влиянии современной инфильтрации на формирование опресненных вод в глубоких горизонтах

триаса и палеозоя Южного Мангышлака противоречит целому ряду следующих геологических и гидрогеологических факторов.

1. От областей питания (Горный Мангышлак, Туаркыр) на пути инфильтрующих вод в Южно-Мангышлакском прогибе встречаются тектонические экраны, изолирующие внутренние области бассейна. Такими экранами служат Северный и Южный Беке-Башкудукские и Южно-Мангышлакский разломы.

2. Подземные воды пермских и триасовых отложений уже в районах раскрытого залегания распространены локально и при удалении от Каратау не образуют мощного инфильтрационного потока; латеральная фильтрация возможна лишь вдоль зон разломов (Южно-Каратауский, Тумгачинский), где отмечаются очаги разгрузки (родники Жанаулие и др.).

3. В направлении регионального погружения доюрских отложений недалеко от областей современной инфильтрации (а в ряде случаев непосредственно в районах Горного Мангышлака) минерализация подземных вод повышается до 40 г/л и более, воды становятся хлоркальциевыми [9].

4. Для объяснения сверхгидростатических пластовых давлений (СГПД), характерных для триасовых и палеозойских отложений, следует предполагать наличие более высоко расположенных областей создания напоров, чем сейчас имеются.

Гипотезы гидрослюдизации монтмориллонитов и отжатия поровых вод здесь не рассматриваются в связи с отсутствием в разрезе доюрского комплекса мощных глинистых толщ. К тому же влияние этих процессов привело бы к региональному снижению минерализации вод доюрского комплекса, что в действительности не наблюдается даже в пределах отдельных структур, не говоря уже о прогибе в целом.

Многие исследователи (В. В. Колодий, Б. И. Султанов, А. М. Никаноров, П. Я. Ляхович, А. Ф. Романюк) на примере Южно-Каспийской впадины, Предкавказья и Прикарпатья объясняют снижение минерализации вод в продуктивных горизонтах действием процессов конденсации (конденсацион-

ные и солюционные воды). Аналогичный вывод (но не подтвержденный расчетами) на примере Южно-Мангышлакского прогиба сделан Н. И. Михайленко [8]. Возможность участия конденсационных вод в опреснении первичных хлоркальциевых рассолов рассмотрим на примере Северо-Ракушечного газоконденсатного месторождения для пачки «А» среднего триаса, с использованием методики, предложенной В. В. Колодием [5]. Первичная пористость пачки редко превышает 0,03 [12], следовательно, при мощности пачки 20 м на площади, ограниченной изоминерой 40 г/л, объем первичных рассолов с минерализацией порядка 160 г/л (что близко к значению для вод юрских горизонтов) составит 3×10^7 м³. Для опреснения таких рассолов до средней минерализации 30—40 г/л потребуется $1,2 \times 10^8$ м³ пресных (конденсационных) вод. При условии миграции углеводородной смеси с глубины порядка 8 км на 3 км, исходя из общих запасов УВ Северо-Ракушечного месторождения, в свободную фазу может выделиться не более 4×10^4 м³ конденсационных вод, что явно недостаточно. К тому же нельзя объяснить наличие опресненных вод в скв. № 229 (15,1 г/л), в которой не отмечены нефтегазопоявления. Аналогичные результаты получены автором для месторождений Южный Жетыбай и Тасбулат.

В этих условиях единственным источником опреснения и изменения химического состава рассолов, вероятнее всего, являются внедряющиеся с больших глубин по зонам новейших разломов флюиды (по П. Н. Кропоткину — водо-газо-нефтяные), состоящие, по-видимому, из углеводородов, водорода, газообразной и жидкой воды [2]. Данная гипотеза имеет целый ряд доказательств.

1. Рост минерализации и смена гидрохимического типа вод снизу вверх. Об этом свидетельствуют результаты опробования, выполненного на площадях Пионерская (скв. № 1), Западный Тасбулат (скв. № 3), Оймаша (скв. № 18) и др. Так, в скв. Пионерская 1 было опробовано 6 объектов (по 2 объекта в каждом отделе триаса). Из интервалов 4640—4612 м и 4540—4569 м нижнетриасовых отло-

жений получены притоки слабоминерализованных вод гидрокарбонатно-натриевого типа с минерализацией 5,9 и 6,6 г/л соответственно.

При опробовании среднетриасовой толщи в интервалах 4352—4397 м и 4280—4330 м были установлены воды большей минерализации, 15,4 г/л — в первом интервале и 27,0 г/л — во втором. В обоих случаях воды были хлоркальциевыми.

В отложениях верхнего триаса из интервалов 3554—3581 м и 3454—3486 м получены хлоркальциевые рассолы примерно равной минерализации 53,2 и 54,1 г/л.

Вниз по разрезу заметно растет концентрация иона HSO_3 с 97,6 мг/л в верхнетриасовых отложениях до 2928 мг/л в нижнетриасовых, увеличивается коэффициент сульфатности с 2,1 до 28, растет отношение rNa/rCl (в нижнем триасе 1,99—2,3).

В скв. № 3 (Западный Тасбулат) минерализация вод с глубиной уменьшилась с 36,5 г/л (интервал 3767—3825 м) до 25,4 г/л (интервал 4100—4150), а тип вод изменился с хлоркальциевого на хлормagneвий. В скв. № 18 (Оймаша) при постоянном (сульфатно-натриевом) типе вод минерализация уменьшилась с глубиной с 25,9 до 10,4 г/л (интервалы 3613—3665 и 3805—3830 м).

2. Установленная в пределах структур плановая гидрохимическая зональность. Основные каналы внедрения восходящего потока флюидов приурочены к сводовым участкам структур, которые наиболее подвержены растяжению. Именно с этой зоной деформаций совпадает контур распространения наиболее опресненных вод. По мере удаления от свода к крыльям и периклиналям влияние разломов уменьшается, в водах увеличивается доля хлоридов щелочноземельных металлов и уменьшается содержание гидрокарбонатов и сульфатов, а тип вод изменяется по ряду гидрокарбонатно-натриевый — сульфатно-натриевый — хлормagneвий — хлоркальциевый (ГКН-СН-ХМ-ХК), в зависимости от того, какой тип (ГКН или СН) вод развит в своде структуры. При этом отмечается следующая закономерность. Воды ГКН типа вскрыты в сводах структур, градиент амплитуд

новейших движений которых превышает 10 м/км [12] (Оймаша-12; Пионерская-14; Южный Жетыбай-11). В сводах структур, активность которых составляет 8—10 м/км, воды ГКН типа не встречаются и конечным типом «рассоления» являются воды СН типа (Северо-Ракушечное-10; Жиланды-8; Тасбулат-9; Сарсенбай-8). Воды ХМ и ХК типов характерны для площадей, активность которых 4—6 м/км и менее (Адыр, Ракушечно-мысское и др.). Воды ГКН и СН типов здесь не отмечаются.

В целом для Южно-Мангышлакского нефтегазоносного бассейна в зависимости от неотектонической активности локальных структур можно условно различать полную и частичную инверсии, которые очевидно, являются фрагментом первой. На структурах с частичной инверсией при достаточной глубине можно ожидать появления в разрезе вод меньшей метаморфизации (СН или ГКН типа).

3. Приуроченность гидрохимических аномалий к зонам развития сверхгидростатических пластовых давлений (СГПД), формирующих в пределах структур гидродинамические аномалии. Гидродинамическая зональность характеризуется значениями коэффициентов негидростатичности ($K_{нг}$), представляющих отношение пластового давления (P) к нормальному гидростатическому ($P_{нг}$), определяемому по зависимости $\gamma = f(H)$, где γ — плотность подземных вод, г/см³; H — глубина опробования, м. В присводовых участках структур $K_{нг}$ имеет максимальные значения, постепенно уменьшаясь к их крыльям и периклиналям. При этом максимальные значения $K_{нг}$ имеют довольно четкую связь с активностью структур, которая отвечает уравнению регрессии

$$K_{нг} = 0,792 + 0,045A,$$

где A — градиент амплитуд новейших движений, м/км.

Другими словами, относительно детально изученным глубоким бурением структурам доюрского комплекса Южного Мангышлака свойственны гидродинамические и гидрохимические аномалии, механизм формирования которых, очевидно, является единым в си-

лу пространственного совпадения этих аномалий. На наш взгляд, в результате новейшей современной активизации региона в силу дифференцированных блоковых подвижек фундамента происходит ослабление зон разломов и осуществляется их связь с глубинными очагами земной коры [12]. Под большим давлением в проницаемую зону разломов внедряются флюиды. Значительное давление внедрения, высокое газосодержание, большая температура и малая вязкость, придают флюидальной системе исключительную подвижность. Поднимаясь на более высокие гипсометрические отметки в иные термобарические условия, восходящая миграция флюидов приводит к адиабатическому расширению газа. Последнее влечет за собой рост пластового давления в условиях ограниченности пространства и латеральной проницаемости. Одновременно протекают процессы «рассоления» сингенетических триас-палеозойским образованиям подземных вод. В этих условиях формируется плановая зональность как в распределении типов вод, так и $K_{нг}$, которая не увязывается с теориями инфильтрации, дегидратации, конденсации и т. п.

4. Связь отмеченных выше аномалий с залежами углеводородов. В пределах всех названных площадей, характеризующихся развитием гидрохимических аномалий, были получены промышленные притоки нефти (Карагие, Тасбулат и др.), газоконденсата (Северо-Ракушечное, Южный Жетыбай, Оймаша), а на ряде структур (Уйлюк, Сарсенбай) — газа. В то же время пустые структуры, не содержащие признаков нефти и газа, характеризуются развитием в доюрском комплексе крепких рассолов с минерализацией 146—182 г/л (Акпан, Южный Аламурын, Кудук, Темирбаба и др.). Эти воды, в отличие от вод продуктивных структур, содержат высокие концентрации брома (до 200 г/л и более), кальция, практически бессульфатные и с низким содержанием гидрокарбонатов. Коэффициент метаморфизации их 0,81—0,73. Все это позволяет с определенной степенью уверенности предполагать единый механизм формирования не только гидрогеологических аномалий, но и залежей УВ.

Характер связи ГОВ с нефтегазоносностью доюрских структур Южного Мангышлака

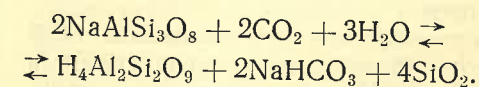
Структура	Минерализация, г/л	Тип вод по В. А. Сулину	Нефтегазоносность
Южный Жетыбай	1,1—48,5*	ГКН, ХМ, ХК	Месторождение
Северо-Ракушечное	15,6—70*	СН, ХМ, ХК	То же
Оймаша	10,1—83,4*	ГКН, СН, ХМ, ХК	—»—
Тасбулат	17—82,1*	ГКН, СН, ХМ, ХК	—»—
Северное Карагие	10,2—60,1*	ГКН, СН, ХК	—»—
Северо-Западный Жетыбай	14,4—52,4*	ХМ, ХК	—»—
Жиланды	13,4—81,6*	СН, ХМ, ХК	Промышленные притоки
Западный Тасбулат	14,2—49,7*	ХМ, ХК	То же
Сарсенбай	1,1—19*	СН, ХК	—»—
Пионерская	5,9—81*	ГКН, ХК	—»—
Баканды	18,6*	ХК	—»—
Западный Тенге	13,6—19,9*	ГКН, СН	Непромышленные притоки
Ташкум	12,4—61*	ХК	То же
Мыс Песчаный	9,2—22,2*	ХК	—»—
Адыр	72*	ХК	—»—
Ракушечно-мысская	34*—68*		—»—
Бектурлы	15,6—76*	ХК	Признаки нефтегазоносности
Темирбаба	108,2—168,7	ХК	—»—
Акпан	167,7—181,6	ХК	Без признаков НГ
Караудан	160,9—192,6	ХК	То же
Каунды	191,3	ХК	—»—
Жетыбай	146	ХК	—»—
Кудук	$\gamma = 1,1$	ХК (?)	—»—
Джанаорпа	$\gamma = 1,1$	ХК (?)	—»—

* Глубинные опресненные воды.

В таблице приводятся результаты исследований практически всех доюрских объектов, по которым имеются гидрогеологические материалы.

Приведенные выше факты наглядно подтверждают возможность участия глубоких восходящих потоков флюидов в опреснении вод доюрского комплекса. Таким образом, очевидно, сформировались маломинерализованные (до 2,4 г/л) хлоркальциевые воды, т. е. простое смешивание (разбавление) хлоркальциевых рассолов приводит лишь к уменьшению величины общей минерализации, а гидрохимический тип при этом остается неизменным. Однако, как уже отмечалось, подземные воды доюрского комплекса характеризуются различными генетическими типами, включая и такой крайний тип, как гидрокарбонатный, солевой состав которого преимущественно содовый. Одним из важных процессов содообразования, ведущего к возникновению вод гидрокарбонатно-натриевого типа, по мнению Е. В. Посохова, является химическое вывет-

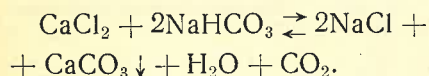
ривание полевых шпатов, в частности плагиоклазов [10]. Гидролиз последних протекает под воздействием воды и углекислоты по схеме



Непрерывное поступление из недр опресненных термальных флюидов, содержащих углекислоту, стимулирует накопление бикарбонатов щелочей. Расчеты в работе [4] показывают, что при содержании в породе плотностью 2,02 г/см³ всего 1 % альбита, в составе которого на долю натрия приходится 8,8 %, при пористости 20 %, 1 л воды потенциально может получить 8 г натрия, необходимого, как и углекислота, для перевода хлоркальциевого раствора с минерализацией 140 г/л в гидрокарбонатнонатриевый тип. «Сырьевая база» для продуцирования натрия, как известно, практически неограничена, а углекислота с метаном, водородом и водяным паром являются наиболее широко распрост-

раненными компонентами подземной гидросферы [2].

Таким образом, инверсионная гидрохимическая зональность вод доюрского комплекса Южного Мангышлака интерпретируется как результат взаимодействия внедряющихся снизу маломинерализованных вод с хлор-кальциевыми рассолами. Смещение таких вод, содержащих соли-антагонисты непременно приведет к реакции



Следовательно, чем ближе к каналам внедрения (свод структуры), тем интенсивнее идут процессы рассоления и вывода кальция из раствора в виде труднорастворимых соединений (CaCO_3), что приводит к сдвигу карбонатного равновесия, перераспределению ионных пар и формированию вод иного состава. При удалении к крыльям и периклиналям структуры активность этих процессов затухает и отмечается заметный рост содержания кальция. Так, по данным 46 анализов проб, для ряда ГКН—СН—ХМ—ХК типов вод рост содержания кальция описывается уравнением прогрессии

$$a_n = a_0 \cdot 2^{n-1},$$

где a_n — численный коэффициент содержания кальция в одном из последующих типов вод; a_0 — то же, в предыдущем.

Таким образом, формирование ГОВ Южного Мангышлака представляется в следующем виде: внедрение в хлор-кальциевые рассолы глубинных маломинерализованных флюидов, в результате чего происходит опреснение первых, а течение физико-химических реакций, связанных с удалением из раствора трудно растворимых солей кальция, приводит к формированию их химического типа. Течение этих реакций подтверждается результатами макроскопического и петрографического анализов кернового материала, где

отличаются новообразования кальцита и других эпигенетических минералов [12], а возможность внедрения значительных по объему масс глубинных флюидов отмечалась в работах М. З. Рачинского, А. В. Щербакова, Е. Ф. Шнюкова, П. И. Науменко, И. А. Лагуновой и др.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ахундов А. Р., Мехтиев У. Ш. Результаты экспериментального изучения смешивания вод различных по минерализации и составу. — Тр. АЗНИИ водных проблем, 1974, вып. 4, с. 95—101.
2. Ежов Ю. А. Закономерности распространения химической инверсии в подземной гидросфере. — Сов. геология, 1981, № 1, с. 108—112.
3. Зингер А. С., Долгова Г. С., Федоров Д. Л. Генезис опресненных глубинных вод и кислых компонентов газов юго-востока Русской платформы. Обзор. Геология, методы поисков и разведки месторождений нефти и газа. М., ВИЭМС, 1980.
4. Зорькин Л. М., Суббота М. И., Стадник Е. В. Нефтегазопроисхождение гидрогеология. М.: Недра, 1982.
5. Колодий В. В. Подземные конденсационные и солюционные воды нефтяных, газоконденсатных и газовых месторождений. Киев: Наук. думка, 1975.
6. Корценштейн В. Н. Об основных гидрогеологических параметрах водонапорной системы нефтегазовых месторождений Южного Мангышлака. — В кн.: Нефтегазоносность Южного Мангышлака. М., 1966.
7. Лагунова И. А. Условия проявления и особенности формирования вод пониженной минерализации в глубоких зонах осадочных бассейнов. — Сов. геология, 1979, № 2, с. 48—62.
8. Михайленко Н. И. О причинах опреснения подземных вод доюрского комплекса осадочного чехла Южного Мангышлака. — В кн.: Тез. докл. молодых ученых МНП. Шевченко, 1983, с. 24—26.
9. Подземные воды Мангышлак-Устьюртской нефтегазоносной провинции/Ж. С. Садыков, Б. Кукабаев, А. К. Кугешев и др. Алма-Ата: Наука, 1970.
10. Посохов Е. В. Гидрохимия. Ростов н/Д: Ростовск. ун-т, 1965.
11. Самарина В. С. Гидрогеохимия. Л.: ЛГУ, 1977.
12. Тимурзиев А. И. Новейшая тектоника Песчаномысско-Ракушечной зоны. — Сов. геология, 1984, № 6, с. 64—71.



ХРОНИКА

УДК 553 : 061.3 (047.6)

В. М. ВОЛКОВ (Мингео СССР), А. Б. ПАВЛОВСКИЙ (ВИМС),
И. Ф. МИГАЧЕВ (ЦИНГРИ)

Седьмой симпозиум Международной ассоциации по генезису рудных месторождений

Седьмой симпозиум Международной ассоциации по генезису рудных месторождений (МАГРМ — IAGOD) проходил 18—22 августа 1986 г. в г. Лулео (Швеция). В его работе участвовало около 420 человек из 43 стран. Наиболее представительными были делегации Швеции (110), США (52), Финляндии (42), Норвегии (38), СССР (16), КНР (15), Канады (14). Симпозиум сопровождался экскурсиями по месторождениям Швеции, Финляндии и Норвегии.

На пленарных заседаниях доклады Р. Фрича (Швеция), Д. Рикарда (Великобритания) и Ф. Вокса (Норвегия) были посвящены докембрийской и фанерозойской металлогении Фенноскандинавского щита. В основу доклада Р. Силлитоу (Великобритания) положено давно разрабатываемое им представление о крупных вулканогенно-интрузивных системах, вмещающих разнотипное оруденение различных глубинных уровней, показана корреляция между составом магматических пород и руд, приведены изотопные данные, свидетельствующие о магматической природе серы и сульфидов медно-порфировых и вулканогенных месторождений, рассмотрены основные рудоокалывающие элементы систем (кальдеры, радиальные и кольцевые разломы, диатремы, кратеры, грабенообразные провалы и др.).

В заключительном докладе М. Рассела (Великобритания) обсуждалась генетическая модель месторождений Брокен-Хилл, Маунт-Айза, Салливан, Нэвин, Мегген. Предполагается, что они формируются из длительно существовавших гидротерм, связанных во времени и пространстве с накоплением мощных толщ осадков. Гидротермы образуются из соленых морских вод, проникающих сквозь осадки по системам трещин и разломов в верхние части земной коры на глубины 6—8 км, где температура этих вод достигает 250 °С. Они вновь поступают на морское дно благодаря конвективным потокам в проницаемых зонах и трещинных структурах и растворяют рудные компоненты. На дне моря гидротермы вступают в реакцию со слабо щелочными рассолами, содержащими сульфаты и бактериальную серу. В целом система морские воды—гидротермы функционирует в пределах хрупкопластичных зон конвекционных ячеек диаметром до 40 км и глубиной до 15 км. При этом гидростатическое давление способствует проникновению морских вод вниз, а горизонтальное сжатие на глубине «выжимает» горячие гидротермы вверх.

На секционных заседаниях заслушано и обсуждено более 140 докладов, а также представлен 21 стендовый доклад по темам семи комиссий и рабочих групп МАГРМ и по четы-

рем дополнительным темам*. Геологами США сделано 37 докладов, Швеции — 27, Норвегии — 26, СССР — 12, КНР — 11, Канады, Франции и Индии — по 10 и т. д.

По теме «Тектоника рудных месторождений» большинство докладов было посвящено рассмотрению отдельных регионов и территорий с выделением тектоно-магматических этапов их развития и характеристикой особенностей металлогении. Доклады были сделаны О. Элмом с соавторами (Швеция) по району месторождения Кируна, Ф. Бохэри и Х. Форстером (ФРГ) по Арабскому щиту, А. Хейлом с соавторами (США) по региону Блу-Ридж (штаты Виргиния и Теннесси), М. Ниека (ПНР) по юго-восточному Алжиру, Ж. Пуи (Франция) по Кипру и Красноморскому рифту, С. Саркара (Индия) по подвижному поясу Сингхбхум, С. Райтом и П. Хадлестеном (США) по району месторождения Кируна, Ву Лянгиши и Пей Ронгфу (КНР) по мезозойским вулканическим поясам Южного Китая, А. Кларком с соавторами по Западной Кордильере юга Перу.

В докладах Ф. Фишера и Т. Килсгаарда (США), Б. Манева и А. Тоухами (НРБ), Я. Кутина (США) рассматривалась связь оруденения с линейными структурами. При этом Я. Кутина, развивая идеи советских геологов о блоковом строении верхней мантии и глубинных рудоносных структурах, подчеркнул роль краевых и угловых участков таких блоков как зон, благоприятных для рудообразования. Ф. Витсхард (Швеция) предложил модель формирования кольцевых структур Балтийского щита как благоприятных для рудообразования ослабленных колонн земной коры, вмещающих мантийные диапиры.

Оригинальную концепцию генезиса совмещенных в пространстве стратиформного (сингенетического) и прожилково-жильного (эпигенетического) полиметалльного оруденения (Au, Pb, Mo, Ag, Sn, W, V, Zn) черносланцевого пояса Айдахо выдвинул В. Халл (США). Предполагается конвекция гидротермальных растворов метеорного происхождения, растворяющих и переносящих сингенетические металлы и серу из фанерозойских толщ и отлагающих их вблизи плутонов батолита Айдахо, расположенного у западной границы пояса.

Вызвал интерес доклад Г. Гаала (Финляндия) и В. Казанского (СССР), в котором да-

* Тезисы докладов опубликованы в журнале Европейского союза наук о Земле (Terra Cognita, 1986, т. 6, № 3, с. 485—573) и в дополнительном томе симпозиума (Abstracts Posters, Лулео, Швеция, 1986, 25 с.).

на типизация обстановок формирования рудных месторождений докембрия в зависимости от стадий эволюции коры. В первую стадию (2,5—2,0 млрд. лет) месторождения Fe, U, Cu, Au и магнетита формируются на шельфе архейских кратонов; во вторую (2,0—1,8 млрд. лет) колчеданные, медно-порфировые и медно-никелевые руды образуются в островных дугах, краевых бассейнах, зонах субдукции и активизации континентов; третья стадия характеризуется блоковыми движениями коры и ассоциацией гранитов с месторождениями Sn и W.

А. Алевизос и К. Склэр (США) показали возможность использования химического состава хромитов для установления формационных типов пород, корреляции разобренных фрагментов интрузивов и оценки их рудоносности.

По теме «Парагенезисы» Т. Накамура (Япония) в обобщающем докладе дал обзор представлений о парагенезисах и подчеркнул необходимость различия понятий «минеральный парагенезис» и «минеральная ассоциация». Приведенные определения этих понятий весьма близки к сделанным А. Г. Бетехтиным в начале 50-х годов.

В большинстве докладов рассматривались парагенезисы сульфидных, главным образом медных месторождений. Доклады были сделаны Р. Хагни (США) — по медистым сланцам района Крета (штат Оклахома) и борнитовым рудам штата Миссури; А. Ле Хьюреем (США) по проявлениям самородной меди в толентовых базальтах дна Норвежского моря; К. Раи и В. Жаин (Индия) — по медным рудам месторождения Маланихенд в штате Мадхья-Прадеш; Т. Гренне и Ф. Воксом (Норвегия) — по стратифицированному сульфидно-полиметаллическому месторождению Хейдал, с учетом явлений вторичного распределения цинка внутри рудных залежей; М. Муно с соавторами (Франция) — по Ag-Zn-Ge-содержащим рудам месторождения Нойлак-Сант-Сэви; А. Итамара (Израиль) — по полиметаллическим сульфидно-арсенидным рудам на площади Рамон, образовавшимся при взаимодействии гидротерм и поровых вод в осадках.

М. Рассел (Великобритания) показал, что рудные столбы и полевошпат-пирротитовые руды образуются при взаимодействии кислых металлоносных гидротермальных растворов с щелочными рассолами, накапливающимися в приразломных депрессиях морского дна.

Информация об особенностях турмалинов и их взаимоотношениях с сульфидами в метаморфизованных массивных сульфидных рудах содержалась в докладах Дж. Слака (США) и Б. Тейлора (Канада), а о влиянии полевых шпатов в песчаниках Лейсвалля на осаждение галенита — в сообщениях Х. Бурдера и И. Воллерса (Швеция). В докладе Л. Кабри (Канада) приведена характеристика новых современных методов анализа распределения и количественного определения благородных металлов-примесей в минералах рудных месторождений (модификация электронного и протонного микроанализа, синхронной рентгеновской флуоресценции, вторичной ионной масс-спектрометрии и др.).

По теме «Рудообразующие флюиды во включениях» материалы в основном касались температуры рудообразования и состава минера-

лизующих растворов. Этим вопросам были посвящены доклады Г. Джадхава с соавторами (Индия) по пегматитам района Дхаб (штат Бихар); А. Козловского (ПНР) и П. Метца (ФРГ) по оливинам из лимбургитов вулканического комплекса Фогельсберг; К. Бромана (Швеция) по железо-цинково-медным рудам сульфидного месторождения района Шелефте; Т. Сегалстада с соавторами (Норвегия, США) по серебряному месторождению Кёнсберг в южной Норвегии. Сходного типа сообщения с данными о температуре и составе рудообразующих флюидов сделали: Я. Гратц и К. Мисра (США) — о природе рудообразующих флюидов цинковых месторождений штата Теннесси; А. Аль-Забайди и О. Эль-Махди (Саудовская Аравия) — по изучению жидких включений флюоритового месторождения Аблах; Е. Роддер и К. Говард (США) — по жидким включениям цинк-свинца-флюоритового месторождения Таолин в КНР. С. Такеноучи (Япония) на основе полученных данных сделал вывод о температурной близости условий формирования эпitherмальных золотых месторождений и безрудных геотермальных полей Японии при существенном различии химизма минерализующих растворов. Следует отметить, что практически во всех докладах отсутствовали данные по изотопии и давлению рудообразующих флюидов.

По теме «Флюоритовые и баритовые месторождения» в большинстве докладов обсуждались различные аспекты генезиса месторождений, а также возможности их типизации на генетической основе. М. Жебрак с соавторами (Франция) предложил классификацию флюоритовых и баритовых месторождений страны на основе эволюции минералообразования — от субмаринных экскаляций в палеозое, гидротерм в герцинскую эпоху и переотложения вещества в мелководных условиях в мезозое.

Наиболее современной выглядела типизация флюоритовых месторождений А. Ивановой (СССР), построенная на формационно-тектонической основе, где также нашли отражение три модели флюоритообразования, отвечающие главным структурно-морфологическим типам месторождений.

Во втором докладе М. Жебрак с коллегами (Франция) охарактеризовал генетические группы месторождений и рудопоявлений флюорита Марокко, обосновав их построением соответствующих моделей минералообразования. М. Дарденн (Бразилия) высказал точку зрения о формировании жильных флюоритовых месторождений района Сан-Катарина за счет выщелачивания фтора из подстилающих пород в момент рифтообразования. М. Чадек и М. Малковский (ЧССР) показали, что флюоритовая минерализация курорта Теплице образовалась при температуре 70 °C в течение последних 500 тыс. лет.

Диagenетическую гипотезу баритообразования развивали в своих докладах М. Бродткорб с соавторами (Аргентина, Италия, ФРГ) применительно к месторождениям района Каноба в Аргентине; С. Кларк (США) — для проявлений барита в миогеосинклинали Аппалачей. В докладе Ф. Пула (США) доказывалось, что осаждение барита в баритовых месторождениях эвгеосинклинали Кордильер происходило при смешении восходящих хлоридных барий-

содержащих вод с сульфат-ионами морской воды.

По теме «Скарновые месторождения» были сделаны доклады как описательного плана с характеристикой геологии и минералогии скарнов и руд отдельных месторождений, так и генетического, а также обобщающие доклады.

Среди докладов первого направления следует упомянуть: сообщение М. Адусумилли с соавторами (Бразилия) о шеелитовых скарновых месторождениях северо-восточной Бразилии; Я. Бейкера и Р. Хеллингверфа (Нидерланды) о геохимии вольфрама- и молибденоносных гранитов и скарнов Западного Бергслана в центральной Швеции и использовании геохимических ореолов при поисках руд; М. Банаса и К. Мошняка (ПНР) о трех типах рудосносных скарнов в Судетских горах; К. Харанчика (ПНР) об особенностях рудообразования в связи с андрадитовыми скарнами Заверши.

Интерес вызвал обобщающий доклад А. Щеглова (СССР), в котором предложена типизация скарновых месторождений Тихоокеанского рудного пояса, основанная на различии минерального состава руд и скарнов, их структурной позиции, связи с магматизмом, а также учитывающая тип (коровый или мантийный) источника рудного материала. В докладе В. Жарикова (СССР) рассмотрены типы скарнов, условия их формирования и связи с рудной минерализацией. Показаны геологические обстановки нахождения скарнов, их связь с магматизмом, генетические условия скарнообразования. Внимание привлечено доклад А. Павловского с соавторами (СССР), в котором было выдвинуто и доказано оригинальное положение о новых нетрадиционных типах оловянных руд на месторождениях, формировавшихся в специфических условиях широкого развития карбонатных пород и скарнов.

М. Валлстром и К. Сандбладом (Швеция) выделен «кордильерский» тип скарновой минерализации, в который включены Cu(W-Mo) месторождения юго-восточной Швеции, США и Мексики.

В докладе А. Аксюка и В. Жарикова (СССР) о физико-химических условиях образования флогопитовых скарновых месторождений подчеркивалось, что промышленный флогопит развивается позже флогопита скарнов в результате низкотемпературной флогопитизации.

А. Шейет (Франция) объясняет формирование недавно открытой стратиформной W-Pb-Zn-Ag-минерализации района Джебел Ауам в Центральном Марокко метасоматическим замещением безрудных известково-силикатных слоев под воздействием гранитных штоков.

Два доклада было посвящено изотопии в скарновых месторождениях. Г. фон Марке де Лумме (Бельгия) на основе изучения изотопов кислорода молибденоносных скарнов Костабонна (Восточные Пиренеи, Франция) и оловянных скарнов Лэндс-Энд (Корнуолл, Англия) выявил двустадийный характер формирования собственно скарновой и жильно-рудной минерализации с учетом участия метеорной воды, роль которой возрастает с уменьшением температуры. Х. Шимазаки (Япония), изучив изотопию кислорода, углерода и серы

на многих скарновых месторождениях, установил близкие условия их образования при участии метеорных вод для месторождений, ассоциирующихся с гранитными плутонами.

О существенных количествах золота и серебра в меденосных скарнах говорилось в докладе Л. Д. Мейнерта (США), который на примере скарнов района Уайт-Хорс (Юкон, Канада) сообщил, что из этих месторождений к концу их эксплуатации (1982 г.) было получено 134 тыс. т меди, 97 т серебра и 7,7 т золота. Cu-Ag- и Au-минерализация образуется преимущественно во вторую из двух выделенных стадий формирования месторождения.

По теме «Марганцевые месторождения», занимавшей сравнительно небольшое время в заседаниях симпозиума, рассмотрены особенности генезиса месторождений Бразилии, Греции, Венгрии и Индии. Дж. Бхадре Чаудхури (ФРГ) представил генетическую модель месторождения Урукум (Бразилия), подтверждающую его морской генезис, аналогичный условиям накопления современных марганцесодержащих отложений вдоль Арктического шельфа. В докладе Д. Гронана (Великобритания) с соавторами из Венгрии доказывалась близость геохимического облика месторождения Fe-Mn-руд Венгрии и современных океанических отложений.

В. Галанопулос с соавторами (Греция) выделил два главных типа марганцевых руд Македонии: полосчатый карбонатно-силикатный комплекс в мраморах и карстовые марганцево-окисные отложения в мраморах. В докладе В. Найяка (Индия) обсуждались источник, физико-химические условия отложения и генетическая роль строматолитов с марганцем и фосфором в районе Ихабуа, штат Мадхья-Прадеш.

По теме «Оловянные и вольфрамовые месторождения» обсуждались различные вопросы геологии и минералогии месторождений, закономерностей их размещения и форм связи магматизма и оруденения. В обобщающем докладе В. Баскиной (СССР) выдвинута идея о том, что промышленные концентрации Sn и W, Pb и Zn, В и другие типы руд вместе с ассоциирующими с ними гранитоидами локализуются в пределах линейментов, где происходит гранитообразование, а также периодически повторяющиеся проявления мантийных магм и ювенильных флюидов. Доклад, переключившийся с идеями некоторых советских геологов, сделал П. Рутье (Франция), который пришел к выводу о независимости расположения олово- и вольфрамоносных районов Европы, Африки, Америки относительно структурно-формационных зон и об их приуроченности к трансформным меридиональным рудосносным линейментам.

В ряде докладов обсуждались геология и генезис конкретных месторождений и рудных районов. Олово- и вольфрамоносные пегматиты и их материнские граниты докембрийского возраста на Центрально-Индийском щите были охарактеризованы Т. Бабу и его соавторами (Индия). Недавно открытому небольшому аплит-пегматитовому месторождению Мак-Алистер (штат Алабама, США) с рассеянной танталовой и оловянной минерализацией в альбитизированной части и с более богатыми рудами в грейзенизированных трубкоподобных те-

лах был посвящен доклад Р. Кука и Е. Фурда (США).

В докладе Д. Гровса с соавторами (Австралия) приводилась характеристика гигантского Гринбушского пегматита, который по набору признаков сопоставляется с архейскими гидротермальными системами, такими, как, например, метаморфогенная золотая минерализация. Е. Фурдом с соавторами (США) были приведены данные по оловорудному району Блэк-Рейндж в штате Нью-Мексико, где широко развиты прожилково-жильные проявления касситерита и деревянистого олова, образованные из высокофтористых магматических растворов при участии метеорной воды. В. Роу и В. Мур (США) рассмотрели возможный генезис оловосодержащих и литиеносных лентовидных лейкосом, согласно залегающих среди гнейсов пояса Иннер-Пьемонт (юго-восток США). Авторы считают их анатектическими выплавками, сопровождающимися ремобилизацией рассеянного обломочного касситерита из осадочной протопоры. О локализации в трещинах отрыва, температуре и давлении при формировании касситерит-вольфрамитовых жил Аберфойла и Лутвиша на северо-востоке Тасмании говорилось в докладе М. Соломона с соавторами (Австралия).

В докладе К. Мура (США) рассмотрена трехзонная генетическая модель грейзеновых месторождений п-ова Сьюард (Аляска). Зоны фторовая, боровая и хлоридная) отличаются физико-химическими условиями отложения касситерита. Проведена проверка гипотезы компьютерными средствами. Экспериментальные данные по воздействию рудоносных гидротерм на граниты Циновица при температурах 300 и 400 °C и давлении 50 МПа были доложены Д. Риклом и М. Штемпроком (ЧССР), которые показали, что и щелочная обстановка вызывает образование Sn- и W-руд, сопровождаемых грейзенизацией, альбитизацией, калишпатизацией и синенитизацией. Характеристике двух типов штокового вольфрам-молибденового оруденения в Восточной Монголии был посвящен доклад И. Ксонеради (Венгрия).

Оригинальную гипотезу природы и происхождения вольфрамового месторождения Фельбертал в Австрии изложил Р. Хель (ФРГ), который считает, что формирование шеелитосодержащих руд протекало в начальную стадию эволюции островной дуги при гидротермально-экспляционных процессах, сопровождавших извержения ультрамафических и мафических расплавы. Предполагается, что коровый вольфрам был захвачен метасоматизирующими расплавами и затем переотлагался рудообразующими флюидами.

О результатах исследований сопутствующего стратиформного шеелита на золотых рудниках Хатти в штате Карнатака сообщили А. Патхан и др. (Индия). Они предполагают трансформацию, ремобилизацию и концентрация рассеянного в вулканических породах шеелита в форме жил и линз поздними магматическими и метаморфическими процессами.

По теме «Золоторудные месторождения докембрийских провинций» сделано максимальное количество докладов — 20. В докладе о металлогении докембрийских золотых месторождений Р. Хатчинсон (США) подчеркнул тесную пространственную ассоциацию золото-

рудных месторождений в зеленокаменных поясах с вулканогенной железисто-кварцевой формацией, с никелевыми месторождениями в ультрабазитах и массивными медно-цинковыми рудами. Автор предложил осадочно-метаморфогенную модель формирования руд с учетом возможности появления промышленных сингенетических концентраций металла в эффузивно-осадочных толщах. Ф. Коттард с соавторами (Судан) охарактеризовал новый тип промышленных концентраций, связанных с кремнисто-баритовыми залежами, ассоциирующими с массивными колчеданными рудами и вулканитами кислого состава. М. Гуатье (Канада) установил, что стратиформные месторождения провинции Гренвилл Канадского щита локализованы в горизонтах вулканитов, обогащенных Al, Mg и кремнеземом. На повышенную золотоносность некоторых урановых стратиформных месторождений Австралии и Канады, связанных с протерозойским сланцевым комплексом, указал в своем докладе Р. Граух (США). В докладе К. Ходсона с соавторами (Канада) на базе статистического анализа геологических факторов сделана попытка разбраковки промышленных месторождений и рудопроявлений области Тимминс-Кирклэнд в Онтарио.

По теме «Месторождения массивных сульфидных колчеданных руд в вулканитах» большой интерес вызвал прекрасно иллюстрированный доклад С. Скотта (Канада) о полиметаллических сульфидных месторождениях на дне Тихого океана как современных моделях древних месторождений массивных сульфидных руд.

Можно упомянуть также сообщение Д. Джанецкого (США) о минералоотложении при образовании сульфидных месторождений в условиях взаимодействия гидротермальных сульфидоносных растворов с морскими водами; Чжан Киушэна с соавторами (КНР) о формировании и преобразовании сульфидных медно-цинковых месторождений в архейском зеленокаменном поясе на севере Ляодунского полуострова; Т. Бундтзена и Т. Смита (США) о трех главных типах позднекембрийского оруденения в поясе Кантишна-Фейрбэнкс в Центральной Аляске, имеющих различный генезис; Ж. Лескье с соавторами (Франция), в котором предложена классификация различных типов Cu-Au-Mn-минерализации, локализованной в верхних частях офиолитовой серии Оман и связанной с верхнемеловым вулканизмом; Л. Классона (Швеция), М. Стефенса (Швеция) и К. Лешера (США) об основных и ультраосновных породах в рифтовых дугах шведских каледонид и их соотношении с сульфидными месторождениями; М. Закрежского (Нидерланды) о региональной и локальной зональности вулканогенно-осадочного оруденения металлогенической провинции Бергслеген в Швеции.

Геологическая позиция и генезис ряда конкретных сульфидных месторождений освещались в докладе И. Троттвера с соавторами (Канада) — о месторождении Хантингдон как представителя оруденения «кипрского типа» в офиолитовом поясе Аппалачей; Т. Марико (Япония) — о сложном генезисе вулканогенного сульфидного месторождения Шимокава на о. Хоккайдо; О. Нильсена (Норвегия) — о

стратифицированных сульфидных месторождений района Южный Грондхейм.

По теме «Минерализации, ассоциирующие с гранитоидами», Дж. Гилберт (США) во вступительном докладе на основе сопоставления каледонских и герцинских гранитов из Аппалачей и Европы с применением факторного, регрессивного и кластерного анализов обосновал закономерное накопление в поздних дифференциатах Sn, W, Mo, U, Be, Li. С. Ишихара с соавторами (Япония) показали, что магнетитовые серии гранитоидов более благоприятны чем ильменитовые, для образования сульфидных месторождений.

Многие доклады касались генезиса месторождений, включая источники рудного вещества, пути его переноса и условия рудоотложения. При этом широко использовались изотопные данные. Так, в докладе Е. Антони и С. Титли (США) даны геохимические критерии оценки количества ассимилируемого магмой материала и соотношения мантийных, смешанных и коровых магм в составе рудоносных магматических масс. Е. Курти (Швейцария) на основе изотопных анализов показал, что источником металла для жильных золоторудных месторождений района Монте-Роза (Западные Альпы) служат пелитовые составляющие (сланцевые сланцы) осадочных серий. Т. Сегелштад и Х. Омото (Норвегия и США) считают, что медно-молибденовые месторождения грабена Осло образуются из магматических источников, а полиметаллические жильные месторождения — путем извлечения металлов из вмещающих пород коры. Дж. Валдер и Т. Сегелштад (Норвегия) объясняют происхождение жильных молибденовых месторождений, ассоциирующих с биотитовыми гранитами Драммен в грабене Осло, поступлением рудоносных флюидов после вторичного вскипания магмы через трещины в ранее закристаллизовавшиеся породы. Б. Оландер (Швеция) показал в докладе, что протерозойские молибденовые проявления северной Швеции локализованы в аплитах и пегматитах апикальных частей гранитных куполов и содержат остаточную флюидную фазу.

Определенный резонанс вызвал доклад И. Мигачева и В. Звездова (СССР), в котором была приведена морфогенетическая типизация рудных зон медно-порфировых месторождений и ее генетическая интерпретация с позиций контракционной гипотезы и существования ювенильных и вадозных рудообразующих флюидов в конвективных системах, охватывающих медно-порфировые рудно-магматические системы.

В ряде докладов по отдельным месторождениям излагались представления о их возможном генезисе. Геологическое строение, масштабы и генезис протерозойского золото-медно-порфирового месторождения Талльберг были рассмотрены П. Вейхедом (Швеция). Данные о приуроченном к вулканоструктуре новому медно-порфировому проявлении Явори в Среднесловацком неовулканическом регионе привели Я. Штох и Ю. Тозер (ЧССР).

По «Общей тематике» обсуждались вопросы генезиса рудных месторождений. Предварял рассмотрение вызвавший значительный интерес доклад В. Казанского (СССР) о глубинном строении континентальной коры и ру-

доброобразующих процессах, основанный, главным образом, на данных по Кольской сверхглубокой скважине. По черным металлам необходимо отметить доклады Цу Минг Хана (США) о происхождении магнетита в докембрийской железорудной формации; Ф. Роса с соавторами (Швеция) об обогащенных ванадием титаномagnetитовых месторождениях в норитовых габбро.

Р. Бойд с соавторами (США) охарактеризовали строение, содержания и запасы руд медно-никелевого месторождения Брювен-Рэна в северной Норвегии. Г. фон Грюневэлдт с соавторами (ЮАР и Канада) доказали, что элементы платиновой группы (ПГ) не связаны с сульфидами, а концентрируются в виде первичного лаурифта в хромите и в минералах ПГ. А. Грёнли (Норвегия) рассмотрел распределение металлов ПГ в медно-никелевом месторождении Лиллифельд-Клампен.

Доклады по стратиформным месторождениям начались сообщением Я. Эйслера с соавторами (ЧССР), которые охарактеризовали открытые на северо-востоке Богемского массива в районе Суха-Рудна глубокозалегающие проявления золота в слое черных карбонатсодержащих притизированных метapelитов и основных туфов девона. Большое значение в образовании рудных тел придается региональному и дислокационному метаморфизму, способствовавшему перераспределению сингенетического оруденения в виде прожилков и обогащению отдельных интервалов пород. Дж. Каил и Г. Гутиеррес (США) рассмотрели геологическую позицию и строение кембрийских стратиформных месторождений свинца в карбонатных породах и песчанниках района Индиан-Крик. Предполагается, что линза рудоносных песчанников среди рудоносных карбонатных толщ представляла песчаную банку на поднятии древнего рельефа. Высокая пористость песчанников позволила металлосодержащим расплавам мигрировать из карбонатных образований в песчанники и осаждают здесь металл при температурах не выше 120 °C. Во втором докладе Дж. Каил совместно с Х. Посей и П. Прайсом (США) показали, что свинцово-цинково-серебряная минерализация в породах покрышки соляных куполов диапира Хьюстон (Западное побережье США) тесно связана с формированием стратиформных свинцово-цинковых месторождений долины Миссисипи. Генетическую модель образования рассеянных сульфидных руд и магнетита в зонах низкого метаморфизма и массивных руд за счет метаморфизма и дислокаций в ставролит-кианитовой зоне рассмотрели К. Мисра и Дж. Лаусон (США). М. Ниггли (Швейцария) на основе изучения геохимии и изотопии руд и пород свинцово-цинкового месторождения Шнееберг (Южный Тироль, Австрия) сделал вывод о более молодом возрасте стратиформного оруденения (400 млн. лет) по сравнению с вмещающими породами (480 млн. лет). Сингенетическую экспляционную природу сульфидной минерализации, перераспределение рудного вещества и его дополнительный принос в процессе становления интрузий андезитовых порфиров продемонстрировали Н. Арванитидис с соавторами (Греция) на примере Pb-Zn-Cu-Ag-минерализации района Эзими в Северной Греции.

В рамках симпозиума проведено заседание по картографическим материалам, отражающим степень изученности геологии и месторождений Скандинавии. На заседании рабочей группы глобальной тектоники и металлогении, входящей в комиссию по тектонике рудных месторождений (СТОД), обсуждались различные аспекты тематики СТОД: две модели глубинного строения полихронных оловоносных районов в Приморском регионе (И. Томсон, СССР); металлогения Бразильской Амазонии (А. Баскара Рао, Бразилия); характеристика меридиональных и широтных тектонических систем КНР, контролирующих размещение минерализации (Чен Го Да с соавторами, КНР); критерии контроля полигенных комплексных золоторудных месторождений (Чжан Сянбинь, КНР); тектоническая позиция сульфидных никелевых месторождений Западной Австралии относительно основных гравитационных линейментов (О. Дрискол, Австралия); коровые структуры Бразилии и ассоциирующие рудные месторождения (Н. Хэрэли и И. Хэсуи, Бразилия); примеры построения карт остаточной гравитации с целью установления глубинного контроля минерализации запада США (Дж. Кутина, США).

В сообщении М. Фаворской и В. Баскиной (СССР) была предложена и раскрыта, а затем и одобрена новая тема для включения в программу СТОД — «Геологическая эволюция

рудоконцентрирующих линейментов».

На Генеральной ассамблее членов МАГРМ было принято, оглашенное Р. Бойлом, приглашение Канадской геологической службы провести 9-й симпозиум в Канаде в 1990 г. Он будет посвящен генезису месторождений, связанных с базитами и ультрабазитами.

В заключение следует отметить, что на прошедшем симпозиуме обсуждался широкий круг вопросов — от пространственно-временных и генетических связей месторождений различных формационных типов с определенными геотектоническими элементами земной коры и геологическими формациями, источников рудного вещества, областей его генерации, путей транспортировки и способов отложения до углубленных минералогических и изотопических исследований. Участники симпозиума познакомились с общим состоянием разработки вопросов генезиса рудных месторождений, имеющих важное значение для поисковых работ, а также с большим фактическим материалом по вещественному составу и геологической позиции многих рудных и нерудных, в том числе весьма крупных месторождений. Полученная информация позволяет уточнить модели промышленного рудообразования и закономерности размещения месторождений и может быть использована при научно-исследовательских и геологоразведочных работах в нашей стране.

УДК 552 : 061.3(047.6)

В. В. ЖДАНОВ, В. Н. МОСКАЛЕВА (ВСЕГЕИ)

Седьмое Всесоюзное петрографическое совещание

Межведомственный петрографический комитет (МПК) проводит всесоюзные петрографические совещания каждые пять лет: очередное — седьмое совещание состоялось 8—12 сентября 1986 г. в Новосибирске на базе Института геологии и геофизики СО АН СССР. Оно было посвящено памяти выдающихся советских петрографов — академиков В. С. Соболева и Ю. А. Кузнецова, внесших большой вклад как в теоретическую петрологию, так и в исследование магматических и метаморфических комплексов различных регионов Советского Союза.

В совещании приняло участие более 500 петрографов из научно-исследовательских и производственных организаций Мингео СССР, АН СССР и высших учебных заведений страны.

Главной задачей совещания было обсуждение современного состояния петрологических исследований и проблем, стоящих перед геологической наукой на ближайшие годы в свете решений XXVII съезда КПСС. Тема совещания «Происхождение и эволюция магматических и метаморфических формаций в истории Земли» была рассмотрена в 88 докладах и в творческой дискуссии по ним.

К началу совещания были опубликованы полные тексты проблемных докладов и тезисы остальных докладов, представленных Оргкомитету, что значительно облегчило работу и создало условия для плодотворной дискуссии.

Для участников совещания были организованы четыре геологические экскурсии с целью ознакомления: 1) с кембрийскими и девонскими эффузивно-осадочными формациями и гранитоидными комплексами Горного Алтая (руководитель А. А. Оболенский); 2) с трапповым магматизмом северо-западной части Сибирской платформы и с рудоносными мафитовыми интрузиями (руководитель В. В. Золотухин); 3) с архейскими глубоко метаморфизованными комплексами Прибайкалья (руководитель Ф. А. Летников); 4) с нижнепротерозойским кристаллическим комплексом южной части Енисейского кряжа (руководитель В. В. Ревдатов). Все экскурсии прошли на высоком научном и организационном уровне.

Совещание открыл председатель МПК О. А. Богатиков, с приветствием к участникам совещания обратился один из старейших геологов Сибири, председатель президиума СО АН СССР акад. А. А. Трофимук, подчеркнувший необходимость четко ориентировать петрологические исследования в интересах расширения сырьевой базы нашей страны.

На пленарных заседаниях были представлены доклады многих известных научных коллективов Москвы, Ленинграда, Новосибирска, Свердловска, Владивостока и других городов. В большинстве из них рассматривались общие проблемы петрологии и формационного анализа магматических образований. Отдельные доклады были посвящены вопросам методологии

формационных исследований и детального расчленения магматических образований в целях крупномасштабного геологического картирования (Г. В. Поляков и др.), проблеме эволюции магматизма океанов и континентов (О. А. Богатиков), петрогенезу магматических формаций и выделению их совокупностей более высокого ранга — парагенезису формаций (В. Н. Москалева и др.), характеристике эпиорогенных формаций и условиям их образования (Н. П. Михайлов, Л. Н. Шарпенко), типизации вулканогенных поясов и их металлогении (С. А. Шека и др.). Привлекли внимание сообщения о происхождении базитовых расплавов с учетом новых экспериментальных данных (Н. С. Горбачев и др.), о коровом магматическом источнике рудного вещества при его гидротермальной мобилизации (И. Д. Рябчиков). Новые данные о минералогии и петрохимии кимберлитов и лампроитов Западной Австралии изложил Н. В. Соболев.

В ряде докладов освещались проблемы петрологии метаморфизма, прежде всего динамики этого процесса (В. В. Хлестов и др.) и эволюции РТ-параметров регионального метаморфизма (Л. А. Перчук и др.), а также систематики метаморфических формаций и метаморфогенному рудообразованию (Н. Л. Добрецов, К. Б. Кеппинский). Общую систематику минеральных фаций метаморфических и магматических пород рассмотрел А. А. Маракушев.

Большая часть докладов была сделана на заседаниях трех секций — две из них были посвящены общим и региональным проблемам магматических формаций, третья — метаморфическим формациям.

На первой секции по проблемам «Петрология и эволюция магматических формаций» были заслушаны доклады А. Ф. Белоусова, М. Л. Гельмана, Л. С. Бородин, Е. В. Шаркова и В. А. Кутолина. В докладе А. Ф. Белоусова рассматриваются вопросы состава магматических формаций с акцентом на дискретность вещественной совокупности и необходимость выявления связей в парагенезисе «квасипородных групп». Этому же вопросу, но с позиций физико-химических серийных связей было посвящено сообщение Е. В. Шаркова и А. А. Цветкова.

По проблеме «Геодинамические и физико-химические аспекты генезиса магматических формаций» сделаны доклады В. И. Коваленко и др., Р. Л. Мелконяна и др., А. А. Кадика, Е. В. Контева-Дворникова и др., В. С. Шкодинского, в которых уделялось внимание происхождению кислых магм, их выплавлению под воздействием флюидов базальтовой магмы. А. А. Кадиком обсуждался возможный состав мантийных летучих и особой роли графитовой фазы в глубинных реакциях. В. С. Шкодинский рассмотрел модель декомпрессионно-диссипативного плавления при образовании магматических формаций.

По проблеме «Магматические формации океанов и их происхождение» интерес вызвал доклад Т. И. Фроловой по сопоставлению синхронных магматических формаций океана и зоны перехода к континентам. Л. В. Дмитриев показал вероятность вертикальной геохимической зональности мантии под океанами. Л. Н. Когарко обосновала существование под

океаническими островами блоков верхней мантии, обогащенных литофильными элементами, что указывает на гетерогенность мантийного субстрата. В докладе А. М. Борсука и др. подчеркивается общезвестная направленность эволюции магматизма геосинклинально-складчатых областей от мантийного к коровому.

По проблеме «Магматические формации континентов» были заслушаны доклады, главным образом посвященные Сибирской платформе (В. В. Золотухин и др., Д. А. Додин, Г. Д. Феоктистов). В. П. Костюк и др. обосновали магматическое происхождение щелочных массивов в связи с дифференциацией базальтовой магмы. Р. М. Яшина и др. выделяют магматизм прогрессивной и регрессивной стадий орогенного режима.

На второй секции — «Региональные проблемы изучения магматических формаций» по проблеме «Магматизм и формирование континентальной земной коры» заслушаны доклады П. В. Ермолаева, А. В. Соболева, В. П. Кирилюка, Л. П. Свириденко и др., Г. Л. Добрецова. В докладе В. П. Кирилюка доказывается, что разнообразие состава гранитов щитов определяется условиями гранитообразования; Л. П. Свириденко подчеркивает влияние мантийной неоднородности на характер развития магматизма Балтийского щита.

По проблеме «Магматические формации отдельных крупных провинций и их эволюция» обстоятельные доклады сделаны Г. Б. Ферштатером, Б. К. Львовым и В. А. Коротеевым и др. — по Уралу, Р. З. Левковским и др. — по Восточно-Европейской платформе, Г. Ф. Ляпичевым и А. Н. Нурлыбаевым — по Казахстану, В. Л. Масайтисом и В. Н. Москалевой рассмотрены методологические аспекты применения формационного анализа магматических образований при крупномасштабном геологическом картировании.

По проблеме «Эволюция магматизма и металлогения» были заслушаны доклады Н. А. Шило и др. — по Тихоокеанскому подвижному поясу, А. А. Абдулина и др. — по палеозоидам Казахстана, А. А. Кустарникова и И. Х. Хамрабаева — по Средней Азии, А. Н. Абдуллаева и др. — по Азербайджану, В. И. Коваленко и др. — по Монголии. Конкретные вопросы эволюции гранитного магматизма и связанного с ним рудообразования рассмотрены в докладе Э. П. Исоха, о молибденоносных магматических формациях сообщил В. Т. Покалов, оруденению магматических формаций эвгеосинклиналей посвятила свой доклад М. Б. Бородаевская и др., областям активизации — С. С. Зимин.

На третьей секции — «Формационный анализ и петрология метаморфических образований» были рассмотрены вопросы эволюции процессов метаморфизма с позиции геодинамики и вариаций тектонического режима (С. П. Кориковский, Г. А. Кейльман, В. А. Глебовицкий) и флюидного режима земной коры (Ф. А. Летников), а также вопросы истории формирования метаморфических комплексов (формаций) отдельных регионов Балтийского щита (Э. Б. Наливкина и др., О. И. Володичев, В. П. Петров и др.), Урала (А. И. Русин, В. И. Ленных), Восточной Сибири (Г. М. Другова, А. Ф. Петров и др.). Забайкалья

(В. И. Шулдинер), Средней Азии (Э. А. Дмитриев, К. Т. Буданова).

В большинстве докладов доказывалась необходимость и правомерность формационного анализа метаморфических комплексов как в плане познания условий их формирования и истории развития, так и в плане составления крупномасштабных геологических карт, как оптимальном способе формализации. Вместе с тем в ходе дискуссии были высказаны сомнения (Л. Л. Перчук, В. А. Глебовицкий) в целесообразности применения формационного метода при исследовании метаморфических образований.

Прошедшее Всесоюзное петрографическое совещание продемонстрировало кратко характеризованные выше положительные тенденции в развитии отечественной петрологии и вместе с тем отметило некоторые негативные явления этого процесса. На совещании были представлены доклады только известных петрографов, тогда как в отношении привлечения молодых исследователей к активному участию в совещании оргкомитет проявил излишнюю осторожность. Не было уделено внимания широко распространенному петрогенетическому процессу — метасоматозу, столь важному при анализе формирования как магматических, так и метаморфических комплексов, особенно в плане их рудогенерирующих возможностей.

В текущей пятилетке перед петрографами стоят ответственные задачи дальнейшего расширения петрологических исследований особенно в связи с проведением работ по составлению «Госгеолкарты 50», совершенствованию теоретической базы учения о полезных ископаемых. В качестве приоритетных направлений развития фундаментальных исследований совещание признало: 1) изучение пространственно-временных закономерностей эволюции маг-

матических и метаморфических образований в истории Земли, 2) совершенствование принципов и методов формационного анализа магматических и метаморфических пород и связь с ними рудных формаций, 3) изучение петрогенезиса как основы металлогенического анализа и разработка петрологических критериев прогнозирования месторождений полезных ископаемых, 4) изучение вертикальной и латеральной неоднородности континентальной и океанической земной коры, 5) разработку новых методов экспериментальной и теоретической петрологии с целью моделирования глубинного петрогенеза.

В связи с выполнением программы Государственного геологического картирования в масштабе 1:50 000 совещание рекомендовало:

а) разработку по единым требованиям корреляционных схем магматических и метаморфических образований и увязку их с утвержденными МСК стратиграфическими корреляционными схемами;

б) внедрение в практику единой понятийной и терминологической базы и создание «Петрологического кодекса СССР», определяющего принципы и основы петрографической классификации и номенклатуры;

в) координацию петрографических исследований при создании опорных легенд геологических карт.

Совещание обратило внимание на необходимость скорейшего внедрения в практику петрографических исследований современных физических и химических прецизионных методов исследования и дальнейшую компьютеризацию работ.

Совещание выразило озабоченность недостаточным уровнем петрографической подготовки специалистов-геологов.

Contents

DECISIONS OF THE XXVII-TH CONGRESS OF THE CPSU SHOULD BE BROUGHT INTO LIFE

Interdepartmental Scientific and Technical Complex "Geos", its objectives and problems 3

METHODOLOGY, ECONOMICS, MANAGEMENT

Kontorovich A. E., Demin V. I., Strakhov I. A.

"Geological exploration filtration" law in prospecting hydrocarbon fields 6

Radchenko O. A., Koptenko L. Yu., Rogosina E. A., Kaplan Z. G., Savitskaya N. A.

New methods for obtaining a geochemical characteristics of natural bitumens 14

ENERGY RESOURCES

Savinskiy K. A., Samsonov V. V., Vaypolin J. V., Zavadskiy V. A., Filipova G. P., Shimorina E. F., Yakovlev I. A.

The Enisei monocline as a new region promising for oil and gas in West Siberia 23

Sakhibgareev R. S., Zhuravleva A. V.

Lithogenic features of the oil pools reservoirs and direct prospecting 31

METALS AND NON-METALS

Prokopchuk B. I., Levin V. I., Metelkina M. P., Shofman I. L., Kolesnikova T. I.

Prediction of diamond placers sources through the use of unconventional indicators 41

Kaminskiy V. G.

A copper-porphry mineralization in the central part of the Baimskaya metallogenic zone 49

Sidorov A. A.

Basic ore formations and a problem of intermediate sources of the ore stuff in lode deposits 54

STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY

Gubareva V. S., Minyaeva E. G., Klenina L. N., Ovnatanova N. S.

The Middle Paleozoic of the northern edge zone in the Caspian depression 58

[Shibko V. S.]

Principles and a technique of the compilation of the mineral-structural map of the Vetrenyy belt in Karelia 67

Talnov E. S., Makarova I. S., Rikhter Ya. A., Kriger M. A.

Lower Silurian sediments of the allochthonous complex in the southern part of the East Urals meganticlinorium 72

MARINE GEOLOGY

Patyk-Kara N. G.

Geochemical criteria for prospecting and assessment of placer deposits in the littoral zone of the shelf 74

MINERALOGY, PETROGRAPHY, LITHOLOGY

Lyakhovich V. V.

Mineral composition as an important prospecting tool 83

Korago E. A., Ilin V. F., Kovaleva G. N.

Mineragenic features of Novaya Zemlya 90

GEOCHEMISTRY

Zairi N. M., Glukhov A. P., Vasyuta Yu. V.

Isotope-geochemical models of gold deposits 101

HYDROGEOLOGY AND ENGINEERING GEOLOGY

Ostapenko S. V., Otman N. S., Shpak A. A., Molchanov A. A.

The thermal hydrodynamic model of the Mutnovskoe thermal springs 108

Larichev V. V.

The genesis of Triassic and Paleozoic fresh groundwater beneath the South Mangyshlak 114

NEWS IN BRIEF

Volkov V. M., Pavlovskiy A. B., Migachev I. F.

The Seventh Symposium of the International association in genesis of ore deposits 121

Zhdanov V. V., Moskaeva V. N.

The Seventh All-Union Petrographic Conference 126

м 23-У

1 р. 60 к.

Индекс 70824

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ, 1987, № 6, 1-128