

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ISSN 0038-5069

10/1987



Ежемесячный
научный журнал

Пролетарии всех стран, соединяйтесь!

СОВЕТСКАЯ 10/1987 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. Ярмолюк



МОСКВА, «НЕДРА»

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

МЕТОДОЛОГИЯ, ЭКОНОМИКА, ОРГАНИЗАЦИЯ	
Погребнов Н. Н., Трощенко В. В., Макеев В. Ф. Автоматизированный прогноз тектонической нарушенности угленосных толщ	3
Добрейцов Г. Л., Лесков С. А. Принципы расчленения и картирования гранитоидных интрузий	9
Слабоспицкая Е. А. Функция локального распределения со- держаний таксонов спор и пыльцы	17
ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ	
Сурков В. С., Жеро О. Г., Смирнов Л. В. Формирование юрских отложений и на- правление нефтегазопроисхождения в Западной Сибири	21
Гавриш В. К. Прогнозирование нефтегазоносных ло- вушек Днепровско-Донецкой впадины	26
Неручев С. Г., Мухин В. В., Рогози- на Е. А., Червяков И. Б. Аномально высокие давления — следст- вие генерации углеводородов и причи- на взрывного характера их эмиграции	33
Лукин А. Е., Кривошеев В. Т., Ларчен- ков А. Я. Нефтегазоносные структуры, связанные с узловыми песчаными телами	39
РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ	
Озол А. А. Проблемы прогноза месторождений не- металлов	45
Лаштабег В. И., Лугов С. Ф., Позде- ев А. И. Корякская оловоносная провинция	54
Саксин Б. Г. Геолого-геофизическая модель и оцен- ка перспектив Хинганско-Олонойского оловорудного района	60
Нагорский М. П., Горюхин Е. Я., Кри- венцов А. В. Марганцевосность морского палеогена Томской области	66
РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА	
Иванкин П. Ф., Назарова Н. И. Вертикальная зональность глубинных разломов и типизация их тектонитов	69
Малахов В. Д. Морфология разломов на границе гор и межгорных впадин Северного Тянь- Шаня	78
Отмас А. А. О соотношении локальных структурных планов на территории Западной Яку- тии	84
МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ	
Блох А. М., Дагаева И. В. Природа сульфатов среднепалеозойских осадочных толщ Тувинского прогиба	91
ГЕОХИМИЯ	
Луговая И. П., Карпов Г. А., Загнит- ко В. Н., Березовский Ф. И. Происхождение спонтанных газов и термальных вод гидротермальной систе- мы Узон (Камчатка) по изотопным дан- ным	99
ДИСКУССИИ. ОБСУЖДЕНИЯ	
Масленников В. В. Сходство условий формирования нефтя- ных, газовых и ртутных месторождений	108
ХРОНИКА. ИНФОРМАЦИЯ	
Кривцов А. И., Чан Дык Лыонг, Нгу- ен Суан Ан, Нгуен Суан Бао, Ле Так Синь, Гатинский Ю. Г., Маревичев А. М., Тонг Зюй Тхань, Чан Ван Чи Первая конференция по геологии Индо- китая	114
Фаворская М. А. Всесоюзное совещание по проблеме «Сквозные рудоконцентрирующие струк- туры»	117
Кореньков А. С. Современное состояние и перспективы системных исследований в геологии	121
80-летие Георгия Павловича Волярови- ча	124
РЕЦЕНЗИИ	
Шарапов И. П. О методологическом основании геоло- гической информатики	125

Художественный редактор Е. Л. Юрковская
Технический редактор Г. В. Лехова
Корректор Э. А. Ляхова

Сдано в набор 24.08.87. Подписано в печать 18.09.87. Т-18726.
Формат 70×108^{1/16}. Бумага типографская № 1. Печать высокая. Усл. печ. л. 11,2.
Усл. кр.-отт. 11,55. Уч.-изд. л. 13,80. Тираж 2930 экз. Заказ № 444

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



УДК [553.93 : 551.243.1] : 681.3

Н. Н. ПОГРЕБНОВ, В. В. ТРОЩЕНКО (ВНИГРИуголь),
В. Ф. МАКЕЕВ (ПГО «Запсибгеология»)

Автоматизированный прогноз тектонической нарушенности угленосных толщ

Увеличение интенсивности угледобычи, применение все более производительной горной техники и технологии влечет за собой повышение требований к изученности геологического строения шахтных и карьерных полей, в том числе их тектонической нарушенности.

Изучение тектонической нарушенности угольных месторождений на всех этапах можно совершенствовать как за счет привлечения новых видов первичной информации, получаемых различными геофизическими, геохимическими, дистанционными и другими методами, так и за счет использования ряда косвенных признаков, содержащихся в материалах обычной геолого-геофизической документации разведочных скважин.

Применение в условиях геолого-разведочных экспедиций и партий электронно-вычислительной техники, особенно микро-ЭВМ (персональных компьютеров), позволяет не только ускорить и облегчить рутинные расчеты, ранее проводившиеся вручную, например обработку инклинометрии, расчет средневзвешенных зольностей и т. п., но и ввести в практику разведки ряд принципиально новых методов, применение которых сдерживалось необходимостью выполнения больших объемов вычислительных операций.

Одним из косвенных методов прогноза тектонической нарушенности служит тектонический анализ мощностей, применяющийся для выявления конседиментационных структурных форм в осадочных бассейнах и реконструкции палеотектонических движений в эпоху седиментогенеза. С изменением мощности осадочной толщи связывается зональность складчатости по размерам и морфологии последней [1]. Установлена приуроченность зон повышенной нарушенности угольных пластов к участкам контрастных изменений мощности междупластья, вы-

званных присутствием в разрезе резких литологических неоднородностей (русловые песчаники среди пойменных алевритистых и глинистых осадков), которые обуславливают различную степень эпигенетического уплотнения пород [4].

При разведке угольных месторождений одним из важных признаков наличия разрывных нарушений в разрезах скважин служат аномальные изменения мощности пересекаемых стратиграфических интервалов, причем значения аномалий характеризуют нормальную амплитуду нарушений. Для уверенного использования этого признака требуется знание особенностей и естественной изменчивости мощности стратиграфических интервалов, дающее возможность отделять аномальные изменения мощности от естественных, связанных с условиями осадконакопления и неравномерным уплотнением пород.

Тектонические изменения мощности не могут быть уверенно выявлены по скважинам, если их диапазон не превышает естественную изменчивость этого показателя. Для участка Томского—Глубокого (Кузнецкий бассейн) эта величина составляет 1,6—2 м, для Южно-Донбасских участков — 0,8—1,4 м.

Метод анализа мощностей стратиграфических интервалов угленосной толщи, разработанный во ВНИГРИ-уголь, позволяет с заданной вероятностью выявлять разрывные нарушения, встреченные разведочными скважинами между маркирующими горизонтами. Судя по вызванным этими нарушениями аномалиям, мощности интервалов составляют 2—4 м и более.

Метод разработан применительно к многопластовым угольным месторождениям со сравнительно простыми условиями залегания пластов угля (горизонтальное, пологое монокли-

нальное или пологоскладчатое залегание, осложненное разрывными нарушениями, соответствующее категориям сложности 1—2 по инструкции ГКЗ). В условиях интенсивной складчатости применение метода невозможно из-за изменений мощностей слоев (раздувы в замковых частях складок, пережимы на крыльях), не связанных с разрывными нарушениями, которые создают интенсивный информационный шум, препятствующий формальному выделению тектонических аномалий. Кроме того, при крутых углах падения пород даже небольшие ошибки в измерении углов падения оказывают значительное влияние на вычисленное значение нормальной мощности слоев, что еще более осложняет задачу.

Данная методика статистического анализа мощностей разрабатывалась для Южного Донбасса, где пологое залегание угольных пластов серпуховского возраста в опущенном крыле крупного Криворожско-Павловского сброса осложнено обособленными куполовидными складками и рядом разрывных нарушений, среди которых преобладают сбросы, а взбросы (надвиги) занимают подчиненное положение. Углы падения нарушений обоих типов составляют 45—65°. Разработанные алгоритмы обработки фактических данных и прикладные программы на языке «Бейсик» реализованы на микро-ЭВМ «Искра-226», объем памяти и операционные возможности которой достаточны для работы с информацией по 200—400 скважинам, хранимой либо в форме отдельных массивов (файлов), либо в форме базы данных [2, 3].

Для проверки методики было выбрано поле действующей шахты Южно-Донбасской 1, где результаты прогноза, выполненного по данным детальной разведки, могли быть сопоставлены с материалами геолого-маркшейдерской документации подготовительных и очистных выработок. Результаты такого сопоставления показали хорошую сходимость аномалий мощности стратиграфического интервала между подошвой пласта S_{11} и подошвой пласта S_{13} с зонами концентрации разрывных нарушений, причем с положительными аномалиями оказались связаны зоны концентрации

взбросов, с отрицательными — зоны преимущественного развития сбросов. Часть положительных аномалий обусловлена повышенным содержанием в интервале русловых песчаников, которые приобрели пониженную уплотняемость в процессе диагенеза. На поле шахты Южно-Донбасской 12, характеризующемся аналогичными условиями залегания угольных пластов, выявлены аномалии мощности амплитудой 2—4 м, связанные с зонами концентрации разрывных нарушений.

Статистический анализ позволяет определить характеристики не связанной с разрывными нарушениями изменчивости мощности, которая обусловлена как естественными причинами (неравномерность осадконакопления и диагенетического уплотнения пород, внутрислойные перемещения вещества при тектогенезе и т. п.), так и погрешностями определения координат плаstopересечений при бурении скважин и каротаже. Устанавливается, с одной стороны, общая для участка координированная составляющая изменения мощности интервала, с другой — местные флуктуации этого показателя относительно координированной составляющей, на фоне которых выделяются аномальные положительные и отрицательные отклонения, превышающие установленную флуктуацию. Эти аномальные отклонения классифицируются по принадлежности к разрывным нарушениям или к литологическим неоднородностям разреза. Основанием для их классификации служат отношения мощностей соседних интервалов, данные об изменчивости углов падения и трещиноватости пород, положение известных по другим данным разрывных нарушений и т. п.

Обработка данных на микро-ЭВМ «Искра-226» производится в диалоговом режиме, что предполагает непосредственное участие исполнителя на всех этапах работы, от выбора границ объекта и режимов обработки до классификации выделенных аномалий. Информация вводится в ЭВМ в традиционной форме ведения геологических журналов скважин: для каждой скважины — ее номер, координаты устья, обычно условные; для каждого встреченного в скважине слоя — глубина кровли и почвы, литологический

состав, видимый угол падения, данные о трещиноватости, инклинометрии и т. п.

Анализ мощностей интервалов, направленный на выявление их аномалий, связанных с разрывной нарушенностью, начинается с выбора площади (участка) и выделения стратиграфических интервалов угленосной толщи, по которым будет производиться анализ. Площадь в пределах разведываемого объекта или горно-эксплуатационного предприятия определяется границами конседиментационных тектонических блоков. Интервалы выбираются таким образом, чтобы верхняя и нижняя границы каждого из них были представлены легко определяемыми в разрезе скважин маркирующими горизонтами (обычно пластами угля), присутствующими на всей площади участка или хотя бы на значительной ее части.

Мощность интервала выбирается с учетом преобладающих углов падения разрывных нарушений, определяющих вероятность встречи разрывного нарушения скважиной в данном интервале и вероятности встречи в одном интервале двух нарушений или более с противоположным знаком смещения, которые могут взаимно компенсировать друг друга, а также с учетом разрешающей способности метода, которая обратно пропорциональна мощности интервала. В условиях Южного Донбасса этим требованиям соответствуют мощности 25—50 м, в условиях Томь-Усинского района Кузбасса — мощности 15—50 м.

Статистический анализ по каждому интервалу проводится в пределах геологически однородных площадей, характеризующихся одинаковым стратиграфическим объемом и однотипным строением интервала. Исследуемый участок может быть разбит на однородные площади по более или менее крупным разрывным нарушениям или другим границам, если известно, что состав или строение интервала претерпевают по ним существенные изменения.

В программе обработки данных предусмотрена процедура предварительного анализа соотношения мощностей смежных интервалов, позволяющая выявить неоднородности, свя-

занные с изменениями по площади участка тектонического режима осадконакопления и вызванные конседиментационными разрывными нарушениями.

Необходимые для анализа значения нормальной мощности интервала вычисляются автоматически без вмешательства операторов в процессе выполнения программы по мере выборки необходимых данных из базы или из соответствующих файлов. Оператор выполняет в диалоге операции, связанные с делением участка на блоки и отбраковкой скважин по каждому интервалу.

Кроме скважин, не вошедших в данный блок территориально, исключению из статистического анализа подлежат скважины с заведомо аномальной или неизвестной мощностью данного интервала, что может быть обусловлено такими причинами, как увеличение или уменьшение мощности в связи с пересечением известного разрывного нарушения, наличие в данном интервале интрузивных тел (даек, силлов), крутых падений пород при недостаточном количестве замеров этих углов, отсутствие в разрезе скважины одного или обоих маркирующих горизонтов, являющихся границами интервала (в последнем случае отбраковка осуществляется автоматически).

Статистический анализ начинается с аппроксимации значений мощности данного интервала по площади участка (блока). Степень полинома выбирается оператором, исходя из минимума дисперсии мощности. Следующая операция состоит в вычислении для каждой скважины значения аппроксимирующей функции и разности между фактическим значением мощности интервала в данной точке и вычисленным (трендовым) значением, причем знак этой разности принимается положительным в тех точках, где фактическая мощность превышает трендовую, и отрицательным, если соотношение мощностей обратное. По найденным разностям (частным отклонениям) вычисляется стандартное (среднеквадратическое) отклонение σ , с которым сравнивается частное отклонение в каждой точке пересечения интервала скважиной. Согласно критерию Фишера, точки с отклонениями, превышаю-

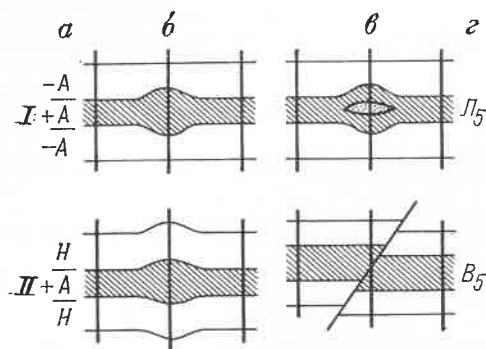


Рис. 1. Схема интерпретации аномалий мощности стратиграфических интервалов:

вариант I — положительная аномалия среднего интервала (выделен штриховкой) сопровождается нормальными значениями мощности верхнего и нижнего интервалов; вариант II — положительной аномалии среднего интервала соответствуют отрицательные аномалии в обоих смежных интервалах; а — аналитическая модель соотношения мощностей для средней из трех скважин; б — статистическая модель; в — геологическая модель; г — результат предварительной интерпретации аномалий; +А — положительная аномалия; -А — отрицательная аномалия; Н — нормальное значение мощности; Л — литологическая аномалия; В — взброс (в индексе высшая степень достоверности интерпретации); точками на геологической модели показано дополнительное тело крупнозернистых пород в среднем интервале, вертикальные линии — скважины

щими по абсолютной величине 2σ , могут считаться аномальными с вероятностью более 95 %, а точки с отклонениями более $1,3\sigma$ — аномальными с вероятностью более 80 %. Условия аномальности, определяемые оператором, задаются вручную. Опыт показал, что при больших, т. е. намного превышающих величину технической погрешности значениях σ , аномальными можно считать точки даже с отклонениями более σ (вероятность 60 %), так как они оказываются аномальными на дальнейших этапах обработки. При малых значениях σ ($<1-1,5$ м) критерий аномальности принимают большим технической ошибки, допущенной при определении глубин залегания пластов.

На следующих этапах производится неоднократное повторение описанных процедур, исключение из списка для вычисления аппроксимирующей функции и значения σ всех точек с аномальными отклонениями, выявленных на предыдущем этапе. При этом частные отклонения от новой аппроксимирующей функции вычисляются во всех точках, в том числе и исключенных ранее из расчета аппроксимирующей функции, сравниваются с новым значением σ , и в тех случаях, когда такая точка оказывается не удовлетворяю-

щей новому критерию аномальности соответствующая скважина возвращается в общий список для прохождения очередного этапа статистической обработки. Эта процедура введена для исключения ложных аномалий, возникающих в окрестностях точек со значительными фактическими аномалиями за счет вызываемых последним изменений аппроксимирующей функции.

Процедуры сглаживания продолжают до тех пор, пока среднеквадратическое отклонение σ , вычисленное по данным скважин, оставшихся после исключения всех аномальных точек окажется равным или близким к технической погрешности определения глубин залегания пластов, которая принимается ориентировочно равно 1 м при глубинах скважин до 500 м, 2 м при глубинах до 800 м и 3 м при больших глубинах скважин. Обработка прекращается также в тех случаях, когда значение σ , определенное на последнем этапе обработки, уменьшается по отношению к предыдущему значению менее чем на 10—15 % либо вообще не уменьшается.

Выявленные таким образом аномалии мощности распечатываются по каждому интервалу в виде таблицы с номером скважин, аномальными отклонениями в метрах и значениями σ . Аномальные точки выносятся на пониженные планы, на которых показываются данные о зафиксированных скважинах, сдвоенных и выпадениях маркирующих горизонтов, служащих границами данного интервала или заключенных внутри его, об изменении углов падения пород, встреченных данных интервалах, зонах повышенной трещиноватости и других признаках.

При классификации аномалий мощности на тектонические и литологические разработана специальная формальная схема, учитывающая соотношение мощности данного интервала с мощностями соседних интервалов (рис. 1), характер группировки в стратиграфической колонне и зоны аномалий одного знака и т. д.

Повышенное содержание песчаников и других крупнозернистых пород в разрезе интервала с положительной аномалией мощности свидетельствует

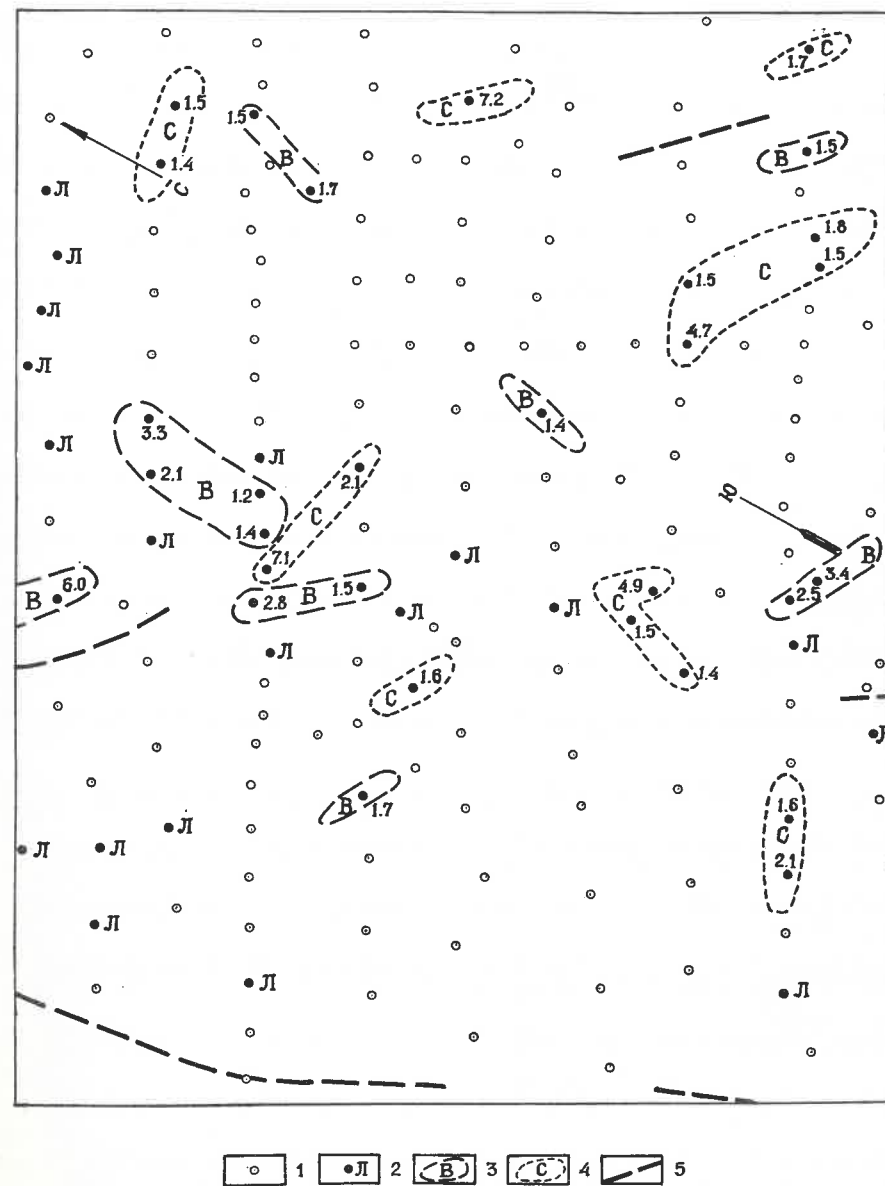


Рис. 2. Схема распределения аномалий мощности интервала между пластами C_{10} и C_{13} на поле шахты Ожно-Донбасская 12, Донецкий бассейн

— скважины с нормальными значениями мощности; — скважины с аномальными значениями мощности (цифрами показана прогнозируемая амплитуда смещения, м; буквой Л обозначены литологически обусловленные аномалии мощности); 3 — прогнозные зоны развития взбросов (положительные аномалии мощности); 4 — то же, сбросов (отрицательные аномалии); 5 — разрывные нарушения; аномалии мощности выделены с вероятностью 80 %, среднеквадратическое отклонение σ 1,05 м

вероятности литологической обусловленности аномалии (пониженное содержание песчаников или появление дополнительных угольных пластов в интервале с отрицательной аномалией мощности интерпретируется аналогично). Наличие в аномальном интервале пород с повышенной трещиноватостью, зеркалами скольжения, минеральными

жилами, а также резких изменений видимого угла падения является дополнительным признаком тектонической природы аномалии. Расположение скважин с аномальными значениями мощности одного и того же знака цепочками, вытянутыми по направлению, характерному для соответствующих разрывных нарушений, либо их

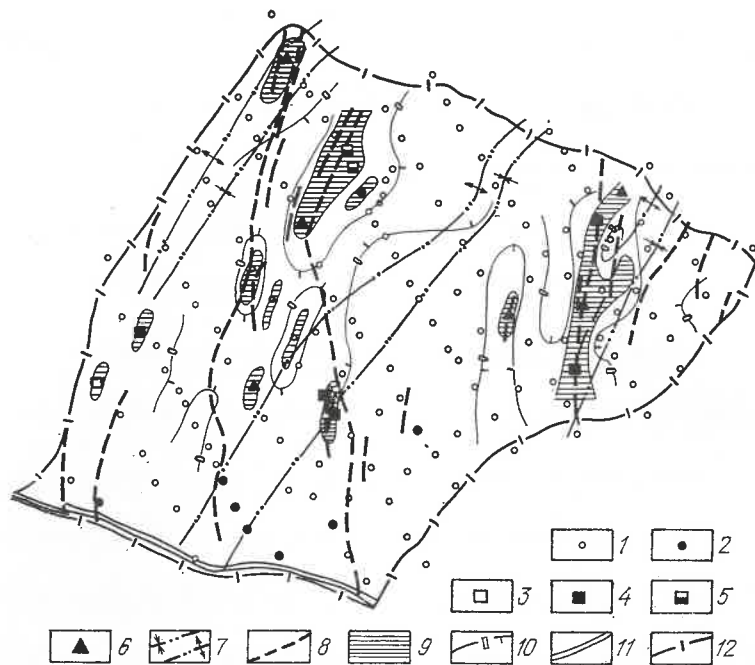


Рис. 3. Схема распределения аномалий мощности интервала между пластами IV и IX на поле шахты Томская—Глубокая, Кузнецкий бассейн:

1 — скважина с нормальным значением мощности; 2-6 — скважины с аномальными значениями мощности: выявленными по данным геологической документации (2), по отношению к линейному тренду (3), по данным первого сглаживания (4), совпадающие относительно линейного тренда и первого

сглаживания (5), дополнительно выделенные после второго сглаживания (6); 7 — оси складок; 8 — разрывные нарушения по данным структурных построений; 9 — области нахождения аномалий мощности, вероятностью >80% (1,3 σ); 10 — линия раздела областей с противоположным знаком частных отклонений мощности (штрих направлен в сторону отрицательных отклонений); 11 — кийзакская дайка долеритов; 12 — граница полей шахты

близость к аналогичным крупным нарушениям также свидетельствуют в пользу дизъюнктивной трактовки аномалий. Совпадение ориентировки цепочки аномалий с направлением известных литологических осложнений разреза либо близость их к таким осложнениям являются признаком вероятной литологической природы аномалий.

Материалы прогноза тектонической нарушенности по одному из четырех стратиграфических интервалов шахты Южно-Донбасской 12 приведены на рис. 2.

В целях адаптации метода к условиям Кузнецкого бассейна аналогичный прогноз был выполнен по детально разведанному полю шахты Томская—Глубокая, где пологое (до 10°) залегание свиты сближенных пластов осложнено такими же пологими складками и рядом пологих надвигов, зафиксированы внедрения в угленосную толщу магматических пород в виде даек и силлов. Имеющиеся здесь же сбросо-сдвиги малых амплитуд немно-

гочисленны, и вероятность их встречи разведочными скважинами близка нулю. Прогноз выполнялся по четырем стратиграфическим интервалам помощью полиномиальной аппроксимации. Результаты прогноза (рис. 3) по двум интервалам были сопоставлены с результатами структурных построений, выполненных при составлении детального отчета по участку Южно-Кузбасской ГРЭ.

Сопоставлением установлено, что при помощи данной методики удалось прогнозировать 91,6% всех разрывных нарушений, установленных при структурных построениях, в том числе семь нарушений с амплитудами менее 5 м. Дополнительно выявлено 18 случаев пропущенных при структурных построениях надвигов с амплитудами до 5 м. За счет искажения аппроксимационной функции вблизи аномальных точек в сопоставляемых интервалах было выделено 18 отрицательных аномалий, не отражающих реальных особенностей литологического разреза и тектоники участка.

Таким образом, результаты сопоставления показали пригодность метода для выявления разрывных нарушений там, где отсутствуют их прямые признаки, а изменения мощности, выявленные такими нарушениями, невелики (близки к величинам естественной изменчивости мощности стратиграфических интервалов) и не бросаются в глаза при структурных построениях. Для применения метода в новых структурных условиях требуется адаптация его в части повышения разрешающей способности и исключения ложных аномалий, что может быть достигнуто как подбором более совершенных аппроксимирующих функций, так и введением дополнительных вычислительных и логических процедур.

УДК 552.321.1/3 : [550.8.012 : 528]

Л. ДОБРЕЦОВ, С. А. ЛЕСКОВ (ВСЕГЕИ)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иванов Г. А. Каустобиолиты. — В кн.: Краткий курс месторождений полезных ископаемых. М., 1983, с. 370—471.
2. Мартин Дж. Организация баз данных в вычислительных системах. М.: Мир, 1978.
3. Опыт диалоговой обработки данных по углеразведочным скважинам на микро-ЭВМ/ Н. Н. Погребнов, В. В. Трощенко, В. И. Крупинский и др. Экспресс-информация. ВИЭМС. Сер. Геологические методы поисков и разведки месторождений твердых горючих ископаемых, 1986, № 5, с. 1—9.
4. Твердохлебов В. Ф., Пономарев А. Н. Опыт использования литологического контроля при прогнозировании тектонической нарушенности угольных пластов. — В кн.: Методы изучения тектоники угольных месторождений в процессе разведки и эксплуатации. М., 1981, с. 36—45.

Принципы расчленения и картирования гранитоидных интрузий

Важность детального изучения гранитоидных интрузий очевидна и определяется в первую очередь тем, что с ними ассоциирует разнообразное эндогенное оруденение. Научный интерес к образованию представляют как прямые или косвенные индикаторы глубинных процессов, протекающих в недрах литосферы. Однако до сих пор степень изученности гранитоидных интрузий остается недостаточной для удовлетворения многих запросов науки и практики. В связи с этим необходимо дальнейшее совершенствование методов и методик изучения этих образований и в первую очередь способов и приемов полевого изучения гранитоидных интрузий в процессе их геологической съемки.

Из-за неоднозначности трактовки таких терминов, как «интрузивная фаза» и «интрузивный комплекс», а также используемых на практике принципов и критериев выделения и картирования этих подразделений появляется множество разнообразных схем интрузивного магматизма отдельных регионов. В них выделяются комплексы интрузивные фазы, несопоставимые между собой не только по объему и содержанию, но и по таксономическо-

му уровню. Главной причиной существующих расхождений в понимании объема и содержания выделяемых интрузивных фаз являются различия в понимании признаков постепенных переходов и резких интрузивных контактов между породами, отличающимися по составу и структурно-текстурным особенностям. Выделение интрузивных комплексов, т. е. обособование плутонового (эталона) и группирование массивов, осуществляется неоднозначно и непоследовательно как по набору признаков, так и по оценке их значимости, что приводит к некорректности формационного анализа интрузивных образований в целом. В действующих методических руководствах и указаниях [5, 6, 7] отсутствуют рекомендации по картированию внутреннего строения интрузивных массивов, в первую очередь наиболее сложных — полихронных. В них не освещается вся совокупность стоящих при этом задач, конечной целью которых является наиболее полное отображение состава, строения и возраста интрузивных тел на геологической карте и последовательность их решения.

Назрела необходимость создать строгую классификацию интрузивных

следних, а также выявление особенностей распределения этих тел (взаимного расположения) внутри общих для них массивов и установление последовательности их формирования; 3) сопоставление выявленных последовательностей фазовых тел между массивами, группирование фаз в устойчиво повторяющиеся и закономерно построенные ассоциации — комплексы; 4) типизация выделенных комплексов (определение их формационной принадлежности), окончательно проводимая в камеральный период путем анализа региональных рядов интрузивных комплексов. Особого внимания заслуживают вторая и третья задачи, методика решения которых недостаточно разработана и нуждается в коренном улучшении и совершенствовании.

Процедура изучения внутреннего строения интрузивных массивов в общем случае сводится к решению двух взаимосвязанных задач: 1) выявлению их внутренней неоднородности, т. е. установлению внутри массивов участков, сложенных породами, четко различающимися по внешним структурно-вещественным признакам — составу и физиографическому облику; 2) выяснению характера структурных соотношений между такими породами, которые либо могут быть связаны постепенными фациальными переходами, либо могут образовывать самостоятельные фазовые тела, разделенные контактными поверхностями. Основанием для выделения интрузивных фаз служит присутствие в массиве двух или более различающихся между собой (индивидуализированных) петрографических типов пород (петротипов) устойчивого состава и облика, сохраняющих свои особенности в определенном пространстве, и наличие между ними контакта, т. е. поверхности или узкой зоны раздела, по которой происходит резкая скачкообразная смена пород. Возникновение контактовых поверхностей и обособление фазовых тел возможно двумя основными способами: путем неоднократного поступления отдельных порций расплава в камеру плутона из глубинного источника (очага) и в результате внутрикамерного процесса кристаллизации (затвердевания) магматического расплава. В соответствии с этим следует различать два

основных типа интрузивных фаз — внедрения и становления. Фазы становления («внутрикамерные дифференциаты») могут возникнуть вследствие двух главных причин: в результате механических деформаций ранее затвердевших частей интрузивного массива тектонической или контактовой природы (внутрикамерные инъекции), а также из-за прерывистости, неравномерности процесса кристаллизации магматического расплава в камерном пространстве (фазы затвердевания).

Поиски контактов, прослеживание их на местности и изучение возрастных соотношений соприкасающихся пород и слагаемых ими тел составляют следующую после установления петротипов важнейшую задачу при исследовании внутреннего строения любых интрузивных массивов. Необходимо считать контактом любое достаточно резкое (дискретное), т. е. скачкообразное и фиксируемое визуальное изменение состава и (или) структуры пород, происходящее в интервале, не соизмеримо малом по сравнению с пространством (размерами тела), пределах которого структурно-вещественные параметры пород сохраняются неизменными или меняются плавно и постепенно.

Практика показывает, что ширина реально наблюдаемых контактовых зон колеблется от долей миллиметра (очень резкие, «спаянные» контакты) до нескольких (обычно 1—2) сантиметров в случае нерезких интрузивных контактов, именуемых также вялыми, плывущими, скрытыми или термостатированными. Интрузивный контакт практически всегда можно продемонстрировать одним штуфом в отличие от постепенных фациальных переходов, которые осуществляются плавно на расстояниях, измеряемых обычно тех же единицах, что и размеры разнофациальных частей фазовых тел, связи с чем для их демонстрации необходима серия образцов, отобранных поинтервально. Важно отметить, что резко секущий, эруптивный характер контакта является крайним и относительно редким выражением контактных соотношений между интрузивными телами. Более типичны и закономерны скрытые или термостатированные

контакты, как вполне естественное следствие самого интрузивного процесса, создающего условия «термостатирования», т. е. предварительного или остаточного прогревания ранее возникших интрузивных пород. Поэтому геологическая сущность и значение скрытых и секущих (резких) интрузивных контактов одинаковы, однако первые распространены шире, а выявляются значительно труднее, что определяет важность их нахождения и изучения.

Существующие сейчас различные трактовки фациально-фазового строения отдельных массивов и интрузивных комплексов в целом, частая подмена понятий «фаза» и «фация» во многом обусловлены недостаточным вниманием к скрытым интрузивным контактам, нечетким пониманием смысла выражений «нерезкий контакт» и «постепенный переход». Между тем постепенность перехода служит геологическим критерием одновременности, в то время как любой контакт, пусть даже и не вполне резкий, указывает на асинхронность и геохимическую обособленность соприкасающихся объектов. В принципе для уверенного распознавания скрытых контактов и установления по ним последовательности формирования соприкасающихся образований необходима типизация самих контактов и приконтактных явлений в зависимости от вариативности термодинамических факторов, определяющих характер протекающих вблизи контакта процессов кристаллизации расплава и его взаимодействия с ранее возникшей интрузивной породой. К сожалению, специальных исследований контактов в таком направлении не проводилось, и разработка генетической систематики контактов между интрузивными породами является одной из важнейших задач будущих исследований. Внимательное изучение контактов, чтение закодированного в них геолого-генетического содержания и, в первую очередь, получение информации о последовательности формирования соприкасающихся интрузивных тел представляют собой следующую после фиксации важную операцию в общей процедуре изучения контактов. Существенное значение при этом имеет выявление и интерпре-

тация вещественных преобразований, возникающих на контакте интрузивных пород. Это — приконтактная лейкократизация, «базификация», развитие специфических контактовых минералов и т. д.

Важнейшей задачей геологической съемки интрузивных образований, как и всей магматической геологии, является выделение интрузивных комплексов, т. е. группирование отдельных интрузивных тел по совокупности признаков, характеризующих комплекс как относительно целостную систему этих тел. В данном случае группируются интрузивные фазы, т. е. элементарные систематические подразделения интрузивных образований, реализованные в конкретной обстановке в виде частных наборов фазовых тел, относящихся к разным интрузивным массивам. Сущность этой процедуры состоит в сопоставлении частных возрастных рядов фазовых подразделений отдельных массивов и последующем объединении интрузивных фаз по заранее выбранной детерминированной системе признаков.

Указанные корреляционные построения включают в себя последовательное выполнение следующих операций: регистрация совпадений петротипических элементов сопоставляемых возрастных цепочек, т. е. идентификация опорных интрузивных фаз; логическое сложение частных цепочек в общую непротиворечивую последовательность формирования фазовых подразделений на изученной территории; анализ внутренней структуры сводного возрастного ряда интрузивных фаз и разделение его на закономерно построенные, относительно замкнутые и обособленные части или ритмы, которые воспринимаются как самостоятельные интрузивные комплексы (рисунок). Исходная операция всей корреляционной процедуры — отождествление фазовых подразделений (тел) частных возрастных цепочек в изученных массивах. На данном этапе корреляционных построений опорными корреляционными признаками выступают количественно-минералогический состав и структурно-текстурные особенности пород этих фаз — отождествляются интрузивные породы идентичного (или близкого) состава и структурно-текстурного об-

Частные возрастные последовательности фазовых подразделений отдельных массивов

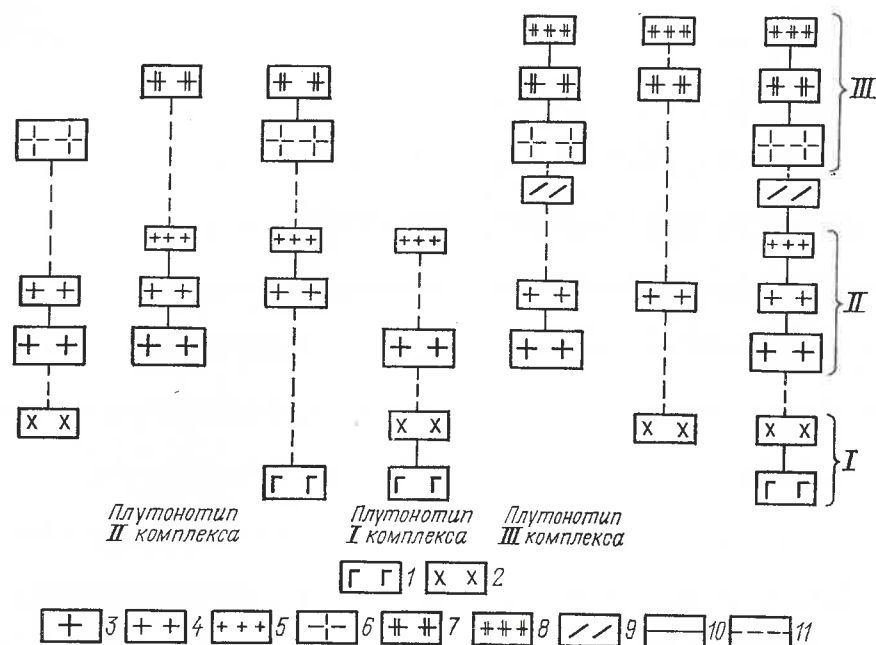


Схема процедуры корреляции интрузивных фаз и группирования их в комплексы:

I — аляскиит-лейкогранитовый, II — гранитовый, III — габбро-диоритовый; 1 — габбро, габбродиориты; 2 — диориты, кварцевые диориты; 3 — крупнозернистые порфировидные граниты первой (главной) фазы; 4 — среднезернистые граниты второй (дополнительной) фазы; 5 — мелкозернистые аплитовидные граниты третьей (жильной) фазы; 6 — крупнозернистые лей-

кократовые граниты и аляскииты первой фазы; 7 — среднезернистые аляскииты второй фазы; 8 — мелкозернистые аляскииты третьей фазы; 9 — «послегранитовые» дайки; 10 — тесные пространственно-временные и генетические связи между породами разных фаз одного комплекса; 11 — знак пространственной совмещенности пород разных интрузивных комплексов

лика. Устойчивая индивидуализация физиографии пород внутри комплекса и особенно в пределах главных интрузивных фаз, а также довольно четкая коррелятивность облика интрузивных пород с их формационной принадлежностью придает этому внешнему признаку диагностические, характеристические свойства, интуитивно давно используемые при геологическом картировании интрузий и при их формационном расчленении [1, 2, 4].

Как показывает опыт, самыми надежными маркирующими (реперными) элементами для сопоставления являются породы ведущих интрузивных фаз, доминирующих в объеме комплекса, присутствующие в составе большинства массивов и составляющие петротипический облик каждого комплекса. Теоретические соображения и практика показывают, что общие для данного отрезка времени термодинамические условия кристаллизации магматических расплавов выдер-

живаются на значительных расстояниях, в пределах крупных блоков литосферы, обуславливая однотипность «фациального» облика одновременно формирующихся интрузивных пород, которая создает возможность параллелизовать и, следовательно, синхронизировать эти породы. Вместе с тем, это обстоятельство практически исключает возможность объединения в составе одного комплекса, а тем более одного фазового подразделения пород, резко различающихся по своему физиографическому облику.

Для осуществления операции логического суммирования частных возрастных рядов интрузивных фаз важное значение имеет выявление и изучение опорных объектов, в пределах которых устанавливаются наиболее полные и представительные ряды интрузивных фаз, сложенных породами самого характерного и запоминающегося вида. Поскольку в пределах изучаемой территории интрузивные мас-

сивы обычно значительно различаются как по набору фаз, так и по их составу, опорные объекты должны служить эталонами, сравнение с которыми позволяет правильно оценивать и интерпретировать сокращенные, редуцированные наборы фаз в других, менее представительных массивах. Эталонный массив должен занимать четкое хроностратиграфическое положение, т. е. иметь документированный геологический возраст с отчетливо установленной верхней и нижней возрастными границами. К сожалению, второе условие выполняется крайне редко, поскольку массивы, для которых однозначно регистрируются возрастные соотношения со стратифицированными толщами, в сущности уникальны, и обычно возраст комплекса определяется по сумме фактов, относящихся к разным массивам (телам), сгруппированным на основании сходства их структурно-вещественных особенностей.

Следующая операция выделения интрузивных комплексов в упрощенном виде заключается в разбиении всей совокупной последовательности интрузивных фаз, установленных в районе, на отдельные относительно целостные звенья (ритмы) или устойчиво повторяющиеся и закономерно построенные наборы интрузивных фаз, определяющие внутреннюю структуру интрузивных комплексов. Решение этой задачи сводится к выбору критериев определения внешних границ интрузивных комплексов. Дискретность внешних ограничений интрузивных комплексов традиционно устанавливается на основании структурных соотношений интрузивных тел с другими геологическими образованиями — осадочными, вулканогенными, дайковыми, тектоническими, фиксирующими перерывы в интрузивной деятельности. Однако этот принцип неприменим к сложным полихронным плутонам, особенно к сложенным интрузивными породами целой интрузивной серии, сформированной в узком интервале времени, в течение которого интрузивная деятельность не прерывалась другими геологическими процессами. Отсутствие надежных геологических доказательств полихронности (т. е. явной разновременности) пространственно совмещенных интрузивных тел обуславливает

необходимость поиска доказательств полиформационности таких массивов, так как это единственный способ расчленения их на самостоятельные комплексы. Критерием при этом может служить лишь нарушение внутренней упорядоченности комплекса, т. е. закономерного изменения слагающих его интрузивных фаз (фазовых тел) по составу и структурным особенностям пород [3].

Анализ теоретических моделей, экспериментальных данных и опыт изучения гранитоидных интрузий показывают, что строение гранитоидных комплексов подчиняется правилам гомодромности и конституционной упорядоченности пород последовательно формирующихся интрузивных фаз, независимо от генетического типа последних. Гомодромность, или последовательная смена во времени более основных пород все более кислыми и лейкократовыми, является общей универсальной особенностью развития гранитоидного магматизма, проявляющейся независимо от способа обособления фазовых тел, образующих комплекс. Другим важнейшим свойством интрузивного комплекса является выдержанность внешнего облика пород или закономерное изменение его при переходе от главных фаз к дополнительным и затем жильным внедрениям (в общем случае это проявляется в уменьшении зернистости, или степени кристалличности пород в указанном направлении. Таким образом, нарушения перечисленных свойств могут служить, как правило, надежным критерием, определяющим внешние границы комплекса, т. е. свидетельством появления интрузивных фаз следующего, более молодого комплекса, пространственно совмещенного с телами предшествующего комплекса [3, 4].

Рассмотренные принципы выделения и ограничения интрузивных гранитоидных комплексов отражают наиболее часто встречающийся, типовой вариант их внутреннего устройства, соответствующий основной тенденции в развитии дискретного магматического процесса. Однако могут возникнуть отклонения от намеченной схемы, которые вызовут нарушения изложенных закономерностей строения интрузивных комплексов. Некоторые из этих

нарушений могут произойти вследствие того, что каждая фаза внедрения может в принципе сопровождаться фазами становления, при этом породы дополнительных интрузий более ранней фазы окажутся более кислыми, чем породы следующей фазы внедрения, а также более лейкократовыми и (или) более мелкозернистыми.

Другой причиной, могущей затруднить процедуру группирования, является возможность появления не вполне однотипных по составу фаз затвердевания в разных массивах одного комплекса в связи с тем, что пределы колебания состава таких фаз, их общее число, а также степень обособленности могут заметно варьировать в зависимости от размеров массивов, глубины их становления, характера вмещающей среды и других факторов, регулирующих возникновение внутренней фазово-фациальной неоднородности массивов. Поэтому важная задача дальнейших исследований — это типизация массивов и комплексов по особенностям их внутренней структуры.

Итак, рациональная схема полевого изучения гранитоидных интрузий выглядит следующим образом. Процедура фазового расчленения и картирования отдельных массивов заключается в последовательном осуществлении следующих операций: установление петротипов — поиск и прослеживание контактов — интерпретация контактовых соотношений и временной последовательности формирования соприкасающихся фазовых тел — составление общей возрастной последовательности (ряда) интрузивных фаз и анализ структуры выявленного фазового ряда. Следующая процедура выделения интрузивных комплексов предусматривает операции: сравнение частных фазовых рядов (цепочек) отдельных изученных массивов между собой — логическое сложение их в общую, суммарную последовательность интрузивных фаз, характеризующих все изученные массивы района, и расчленение ее на интрузивные комплексы, т. е. на относительно целостные (замкнутые), закономерно построенные наборы интрузивных фаз.

Процедура формационной типизации выделенных в процессе геологической съемки интрузивных комплексов

осуществляется уже на этапе камеральных работ, так как в ее основе должны лежать широкие региональные и межрегиональные корреляционные построения, требующие знания материалов по сопредельным площадям и другим регионам СССР. Поэтому этот вопрос здесь не затрагивается. Важно, однако, подчеркнуть, что корректное и сопоставимое по результатам проведение формационного анализа интрузивных образований на любом уровне обобщений невозможно без проведения регламентированного едиными правилами исходного этапа структурно-вещественных исследований интрузивных тел, выполняемых в процессе их геологической съемки и соответственно формально относимых к задачам геологического картирования.

Формационный анализ не в состоянии удовлетворительно решить стоящие перед ним задачи при имеющейся сейчас несогласованности и неупорядоченности принципиальных основ изучения и выделения разноранговых интрузивных тел, способов группирования их в естественные ассоциации, связанные общностью процессов образования. Формационный анализ предполагает обязательность сопоставления одноранговых в таксономическом отношении объектов, а следовательно, однородность расчленения продуктов интрузивного магматизма на элементарные составляющие (горнопородные фазовые тела) и последующее группирование их в более крупные сообщества (парагенезы) на основе набора признаков, отражающих их внутреннюю связность и целостность.

Таким образом, совершенствование методики геологической съемки интрузивных образований, дальнейшее развитие учения о магматических формациях невозможно без создания надежной и унифицированной основы их картирования, обеспечивающей получение исходной и главной информации об интрузивных телах и о пространственно-временных соотношениях между ними.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бескин С. М. К проблеме номенклатуры и формационно-металлогенической типизации гранитов. — В кн.: Методические аспекты

- изучения редкометалльных месторождений. М., 1981, с. 38—53.
2. Бескин С. М., Ларин В. Н., Марин Ю. Б. Редкометалльные гранитовые формации. Л.: Недра, 1979.
3. Добрецов Г. Л., Лесков С. А. Принципы выделения и картирования гранитоидных интрузивных комплексов. — В кн.: Геологическое картирование магматических комплексов Урала. Свердловск, 1986, с. 37—39.
4. Добрецов Г. Л., Попов Н. В. Расчленение и картирование полихронных интрузивных

УДК 550.8.053 : 519

Е. А. СЛАБОСПИЦКАЯ (ИГиРГИ)

Функция локального распределения содержаний таксонов спор и пыльцы

Для обоснования выводов геологических исследований, привлекающих статистические данные, часто требуется указать вид функции, описывающей изучаемое эмпирическое распределение. Содержание спор и пыльцы в образцах горных пород является случайной величиной. Универсальной характеристикой случайной величины является функция ее распределения, которая полностью описывает ее свойства.

В настоящее время хорошо изучены вероятностные закономерности распределения содержаний элементов в породах, в частности, вид функций распределения содержаний элементов в слагающих их минералах [1, 3].

Для выяснения функции локального распределения содержаний микрофитофоссилий был специально поставлен эксперимент. Изучался образец (70 г) породы (скв. 553, инт. 2762—2776 м, площадь Уренгойская), из мацерата которого был сделан и проанализирован 41 препарат. Выборка бралась из одного образца, чтобы избежать влияния возрастных, фациальных и других зависимостей содержаний таксонов. В препаратах регистрировалось общее число микрофитофоссилий, а основное внимание уделялось пяти таксонам спор и пыльцы: *Densosporites* spp.; спорам турмы *Hilates*; *Trilobosporites* spp.; *Classopollis* sp.; *Cycadopites formosus*.

Постановка задачи. Возьмем экспериментальную выборку объема n

- плутонов. — Геология и геофизика, 1975, № 9, с. 52—61.
5. Методическое руководство по геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Т. 1. Л.: Недра, 1978.
6. Методические указания по геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Вып. 3. Л.: Недра, 1972.
7. Принципы геологического картирования интрузивных и эффузивных формаций на примере петрографических исследований Северного Кавказа, Казахстана, Забайкалья и Приморья. М.: Недра, 1980.

(41 стекло, на которых регистрировались споры и пыльца) с элементами $\{x_1, \dots, x_n\}$. Оцениваемая по ней экспериментальная функция распределения $F(x)$; теоретическая модель изучаемого распределения — функция $F_0(x)$. Таким образом, задача заключается в проверке гипотезы H_0 : $F(x) = F_0(x)$ при альтернативе H_1 : $F(x) \neq F_0(x)$.

Решение. При обсуждении экспериментального материала считаем, что частота встречаемости (содержание) каждого таксона спор и пыльцы есть

$$P_{ij} = m_{ij}/N_j, \quad 1 \leq i \leq k,$$

где m_{ij} — число зерен данного таксона i ; N_j — суммарное число зерен в препарате j .

Все указанные данные для пяти таксонов спор и пыльцы, регистрируемых в исследуемом образце породы, сведены в табл. 1, по которой вычислены P_{ij} .

Гистограммы по этим частотам построим следующим образом. Разобьем область выборочных значений $x_1, x_2, \dots, x_n$ на шесть интервалов и подсчитаем число препаратов n_i , попавших в каждый интервал. Примеры гистограмм по указанным таксонам приведены на рисунке. Гистограммы позволяют предположить, что разброс в распределении частот чисто статистический.

Среди возможных типов распределения случайной величины остановим-

Таблица 1

Анализируемая выборка

Номер препарата	Общее число зерен в препарате	Число зерен таксона				
		1	2	3	4	5
1	131	3	0	4	10	6
2	158	9	2	2	7	7
3	88	5	1	2	6	3
4	74	10	2	1	5	5
5	95	6	3	1	1	5
6	151	11	2	2	8	7
7	75	3	2	1	1	3
8	229	9	6	3	6	6
9	107	11	4	2	7	4
10	73	7	6	0	7	7
11	133	3	5	2	10	14
12	56	1	1	1	8	5
13	132	6	5	3	6	4
14	191	5	4	1	6	10
15	174	4	4	1	6	6
16	131	5	4	1	7	5
17	153	4	10	1	5	5
18	44	0	0	0	11	5
19	14	0	0	0	4	0
20	24	0	0	0	4	1
21	87	2	2	0	6	3
22	55	2	2	1	3	4
23	67	2	4	0	5	3
24	120	11	1	2	10	9
25	87	5	0	2	4	3
26	89	1	1	1	12	11
27	100	7	2	2	5	4
28	95	5	1	2	4	9
29	151	6	4	1	9	15
30	69	1	1	1	5	9
31	76	4	2	2	6	6
32	95	5	2	1	6	6
33	54	0	0	0	7	1
34	85	2	0	0	3	4
35	66	0	2	0	3	7
36	137	8	8	2	10	14
37	151	9	7	3	14	10
38	87	2	1	2	7	14
39	57	0	1	0	5	9
40	117	3	6	1	23	11
41	61	0	2	0	7	13

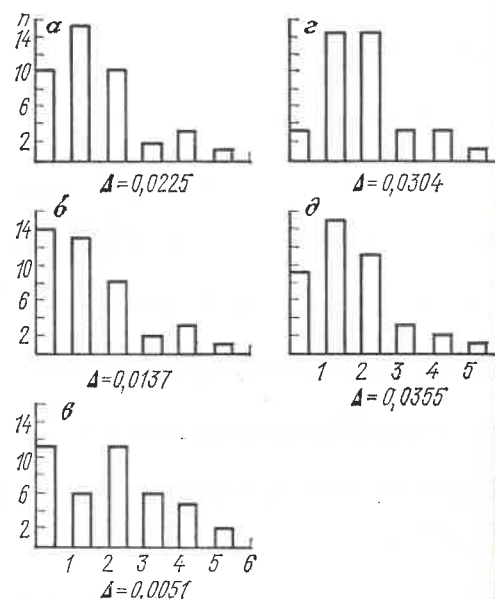
Примечание. Таксоны: 1 — *Densosporites* spp., 2 — *Hilates*, 3 — *Trilobosporites* spp., 4 — *Classopollis* sp., 5 — *Cycadopites formosus*.

ся на гауссовском, как наиболее простым и часто встречающемся:

$$\omega(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} \exp\left[-\frac{(x_{ij} - \bar{x})^2}{2\sigma^2}\right],$$

где x_{ij} — частота встречаемости таксона i в препарате j .

Один из количественных критериев проверки согласия эмпирических данных с гипотетической функцией распределения основан на изучении χ^2 -статистики Пирсона.



Гистограммы, иллюстрирующие эмпирическое распределение $F(x)$ для таксонов *Densosporites* spp. (а), *Hilates* (б), *Trilobosporites* spp. (в), *Classopollis* sp. (г), *Cycadopites formosus* (д): n — число препаратов, Δ — длина единичного интервала

Если проверенная гипотеза H_0 верна, то число

$$\chi^2_{k-m} = \sum_{l=1}^k \frac{(N_l - n_l)^2}{N_l}$$

есть значение случайной величины, распределенной как χ^2 с $k-m$ степенями свободы, где k — число интервалов, m — число наложенных связей, N_l — теоретические частоты попадания значений случайной величины в интервалы с номерами $l=1, 2, \dots, k$, n_l — число наблюдений, попавших в интервал l .

Таким образом, гипотеза H_0 принимается, если вычисленное значение $\chi^2_{k-m} < \chi^2_{q, k-m}$, где $\chi^2_{q, k-m}$ — допустимое значение, соответствующее уровню q и $k-m$ степеням свободы.

Теоретические частоты вычисляются следующим образом [2].

Математическое ожидание μ и дисперсия σ^2 оцениваются как

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{l=1}^k n_l x_l;$$

$$s^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{l=1}^k n_l (x_l - \bar{x})^2.$$

Таблица 2

Проверка гипотезы о нормальном распределении содержаний таксонов 1—5

Номер таксона	$\bar{x}$	s	a_l	x_l	n_l	t_l	$\Phi(t_l)$	N_l	$\frac{(N_l - n_l)^2}{N_l}$	χ^2
1	0,0431	0,0284	0	0,0113	10	-1,52	0,067	6,81	1,49	7,70
			0,0225	0,0338	15	-0,73	0,233	12,10	0,70	
			0,0450	0,0563	10	0,07	0,528	11,36	0,16	
			0,0675	0,0788	2	0,86	0,805	5,99	2,66	
			0,0900	0,1013	3	1,65	0,951	1,72	0,95	
			0,1125	0,1238	1	2,44	0,993	0,29	1,74	
2	0,0243	0,0181	0	0,0069	14	-1,34	0,090	13,60	0,01	7,73
			0,0137	0,0206	13	-0,20	0,421	11,81	0,12	
			0,0274	0,0343	8	0,55	0,709	4,72	2,28	
			0,0411	0,0480	2	0,93	0,824	5,40	2,14	
			0,0548	0,0617	3	1,70	0,955	1,52	1,44	
			0,0685	0,0754	1	2,40	0,992	0,29	1,74	
3	0,0120	0,0077	0	0,0026	11	-1,56	0,055	5,28	6,2	8,43
			0,0051	0,0077	6	-0,90	0,184	9,23	1,13	
			0,0102	0,0127	11	-0,23	0,409	10,41	0,03	
			0,0152	0,0178	6	0,42	0,663	8,08	0,54	
			0,0203	0,0229	5	1,08	0,860	4,06	0,22	
			0,0254	0,0280	2	1,74	0,959	1,35	0,31	
4	0,0696	0,0347	0	0,0152	3	-2,01	0,022	3,96	0,23	6,43
			0,0304	0,0456	14	-1,13	0,129	10,34	1,30	
			0,0608	0,0760	14	-0,25	0,401	12,58	0,16	
			0,0912	0,1064	3	0,62	0,732	7,64	2,82	
			0,1216	0,1368	3	1,50	0,933	2,2	0,29	
			0,1520	0,1672	1	2,37	0,991	0,3	1,63	

Продолжение табл. 2

Номер таксона	$\bar{x}$	s	a_l	x_l	n_l	t_l	$\Phi(t_l)$	N_l	$\frac{(N_l - n_l)^2}{N_l}$	χ^2
5	0,0693	0,0423	0			-1,61	0,054			
			0,0355	0,0178	9	-0,78	0,218	6,72	0,77	
			0,0710	0,0533	15	0,05	0,520	12,38	0,55	
			0,1065	0,0888	11	0,88	0,811	11,93	0,07	
			0,1420	0,1243	3	1,71	0,956	5,95	1,46	
			0,1775	0,1598	2	2,54	0,994	1,56	0,12	
			0,2131	0,1953	1	3,37	1,000	0,25	2,25	
										5,22

Выборка объема n распределена по соответствующим интервалам (a_l, a_{l+1}). Обозначим середину интервала с номером l как

$$x_l = \frac{a_l + a_{l+1}}{2}.$$

Для каждой границы интервала a_l вычислена величина

$$t_l = \frac{a_l - \bar{x}}{s},$$

для значений которой из таблиц найдены значения нормальной стандартной функции $\Phi(t_l)$. Тогда теоретические частоты получим как

$$N_l = n [\Phi(t_{l+1}) - \Phi(t_l)].$$

Число наложенных связей принимается равным трем, поскольку нормальные функции распределения имеют два параметра. Третья связь является следствием того, что сумма частот встречаемости таксонов в пределах спорово-пыльцевого спектра (образца) равна единице.

Результаты проверки гипотезы о нормальном распределении, проведенной для каждого из пяти таксонов-спор и пыльцы, сведены в табл. 2, из которой следует, что гипотеза о нор-

мальном распределении не противоречит выборочным данным, так как вычисленные значения критерия для каждого из пяти таксонов меньше допустимого (7,82) при уровне значимости 0,95 и трех степенях свободы (а для таксона 3 — при уровне значимости 0,975). Следовательно, в этом случае частоты встречаемости проявляют тенденцию к группировке вокруг среднего значения.

Таким образом, изучение видов функций распределения содержаний таксонов микрофитофоссилий в горных породах открывает возможности для статистического обоснования результатов стратиграфического анализа по палинологическим данным. Применение статистических методов повышает эффективность и объективность стратиграфических исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Родионов Д. А. Функции распределения содержаний элементов и минералов в изверженных горных породах. М.: Наука, 1964.
2. Родионов Д. А. Статистические решения в геологии. М.: Недра, 1981.
3. Vistelius A. B. Skew frequency distribution and fundamental law of geochemical processes. — Geol. 68 (1), 1960, p. 1—22.



ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

УДК 553.98(571.1)

В. С. СУРКОВ, О. Г. ЖЕРО, Л. В. СМЕРНОВ (СНИИГГиМС)

Формирование юрских отложений и направление нефтегазопромысловых работ в Западной Сибири

Фундамент Западно-Сибирской плиты образуют структурно-формационные зоны, сформированные рифейскими и палеозойскими геосинклинальными циклами тектогенеза. На западе плиты в фундаменте развиты погруженные под чехол зоны унаследованных синклиналиев и антиклиналиев Уральской складчатой системы. Центральные части этих унаследованных антиклиналиев сложены рифейскими, преимущественно кремнистыми, сланцами и прерывающими их гранитоидами.

В фундаменте центральной части плиты развиты структурно-формационные зоны типа инверсионных антиклиналиев и межгорных прогибов другой позднепалеозойской складчатой системы — Центрально-Западно-Сибирской. Антиклиналии, как показывают данные бурения и строения аналогичных складчатых зон обрамления плиты (Калба-Нарымской и Томь-Колыванской), сложены девонско-нижнекаменноугольными глинистыми и слюдястыми сланцами с прорывающими их гранитными батолитами. В ряде случаев в центральных частях антиклиналиев выходят докембрийские кремнисто-сланцевые толщи.

В фундаменте Западно-Сибирской плиты расположены срединные и устойчивые массивы с цоколем карельского и байкальского возрастов. Сводные поднятия в пределах массивов представляют собой фрагменты древних докембрийских антиклиналиев, сложенных также кварцсодержащими породами и гранитными интрузивами; последние регенерированы последующими палеозойскими тектоническими циклами.

Структурно-формационные зоны позднепротерозойско-палеозойских складчатых систем после их образования продолжали унаследованно развиваться в течение длительного периода, в кайнозой и мезозой. На фоне общей инверсии и орогенеза складчатых си-

стем в позднем палеозое антиклинозные зоны поднимались и разрушались, а синклиналии, межгорные и краевые прогибы в этот период были зонами накопления протоорогенных осадков за счет денудации главным образом соседних антиклинозных зон. Восходящими движениями и эрозией к концу палеозоя в северной части Монголо-Охотского подвижного пояса, в том числе и на территории современной Западно-Сибирской плиты, на предмезозойскую поверхность были выведены огромные массивы гранитных интрузий и включающих их метаморфических, чаще кремнистых, пород.

Орогенез конца палеозоя охватил огромные пространства северного полушария, где оформились палеозойские складчатые системы с континентальной корой.

Новый этап теплового и магматогенного воздействия нижней мантии на литосферу, начавшийся в нижнем мезозое, вызвал в северном сегменте Земли обширную деструкцию земной коры, которая привела к образованию в мезозое рифтовых систем, а в кайнозое в результате спрединга литосферных плит — срединно-океанических хребтов Северной Атлантики и Арктики. В современной структуре они в совокупности составляют единую Арктико-Североатлантическую рифтовую мегасистему направленного развития [5].

В этой мегасистеме рифтовая система Западной Сибири занимает крайнее восточное положение. Процесс рифтогенеза и связанная с ним магматогенно-метаморфогенная переработка литосферы и континентальной коры обусловили нарушение изостатического равновесия и погружения крупных зон земной поверхности. Под воздействием рифтогенных процессов мезозоя и кайнозоя были сформированы осадочные мегабассейны Северного, Норвежского, Карского, Баренцевого

морей, Святого Лаврентия, Баффина, Парижский и Западно-Сибирский.

Структурно-формационные зоны фундамента, сформированные позднепалеозойским геосинклинальным циклом (антиклинории, синклинории, срединные массивы), а также раннетриасовым рифтогенезом (грабен-рифты, межрифтовые поднятия), продолжали унаследованно развиваться; первые в течение мезозоя, вторые (как наиболее молодые) и в кайнозое. Движения структурных зон фундамента этого типа оказали решающее влияние на формирование тектонического облика платформенного мезозойско-кайнозойского чехла, на распределение его фаций.

Начиная с ранней юры, на фоне охватившего огромную территорию общего опускания, знаменующего начало плитного этапа развития, положительные структуры блокового типа, созданные рифтогенезом, и антиклинорные зоны складчатых систем фундамента продолжали унаследованно относительно воздыматься, в результате чего территория единой области нисходящих движений дифференцировалась на многочисленные зоны, имеющие разный темп прогибания. Среди положительных структур фундамента есть ряд таких, относительное поднятие которых на начальных этапах превосходило скорость общего погружения всей плиты. Доюрский комплекс структур с таким соотношением движений в ранней и средней юре, как показывают данные бурения, представляет собой гранитоидные интрузии батолитового типа и кремнистые метаморфические породы, их вмещающие. Они являлись районами размыва и образования кварцевых песков, которые сносились в зоны устойчивого прогибания, но главным образом заполняли ранее возникшие крупные эрозионные депрессии речных долин и врезов на склонах поднятий, образуя шлейфы преимущественно песчаных отложений.

Поскольку ниже- и среднеюрские отложения формировались в континентальных условиях, господствовавших на большей части плиты, гумидный климат и широкое распространение кварцсодержащих пород, слагающих размывающиеся выступы фундамента,

способствовали образованию (особенно на самой ранней стадии чехлообразования) существенно песчано-алевролитовых осадков.

На севере, в области максимального прогибания, существовали лагунные или мелководно-морские условия. На это указывает, в частности, появление морских отложений в разрезах средней юры ряда северных площадей. Здесь, очевидно, песчаные отложения сконцентрированы в устьях рек, где образовались дельты.

Отложения нижней — средней юры, в целом объединяемые в тюменскую свиту, расчленяются на три толщи: нижнюю, с преобладающим развитием грубозернистых песчаников, гравелитов и конгломератов (геттанг—плинсах); среднюю, представленную в основном черными и буроватыми аргиллитами повышенной битуминозности (тоар), и верхнюю — ритмичное переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов и углей (аален—бат).

В нижней толще, сложенной главным образом среднеобломочными породами, более глинистой является ее верхняя часть, в которой преобладают мелкозернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты с редкими прослоями гравелитов и конгломератов. Формирование нижней толщи обусловлено не только привнесом обломочного материала, поступающего с горно-складчатых сооружений обрамления плиты, но и разрушением многочисленных выступов в пределах самой плиты, сложенных гранитоидами и кварцсодержащими метаморфическими породами. Выявленные закономерности распространения крупных выступов гранитоидов и метаморфических пород в фундаменте плиты [1, 4] дают основание прогнозировать районы, наиболее благоприятные для сосредоточения аллювиальных пород с хорошими коллекторскими свойствами. Зонами распространения этих отложений являются речные долины на склонах размывающихся поднятий выступов фундамента, а также долины над рифтовыми зонами.

Средняя толща, выделяемая в тогурскую пачку, сложена серыми и темно-серыми буроватыми аргиллитами, часто битуминозными. Пачка формировалась в обширном мелководном

водоеме, покрывавшем практически всю центральную и северную части плиты.

К началу тоара произошло значительное выравнивание рельефа, однако отложения этой пачки отсутствуют на ряде поднятий (Александровском, Межовском и др.). Пока нет однозначного ответа на вопрос, существовал ли перерыв в седиментации тогурских отложений на поднятиях или их отсутствие обусловлено последующим размывом, который мог иметь место в связи с неравномерным темпом относительного роста поднятий. В последующие эпохи контрастность рельефа поверхности седиментационного бассейна была также меньше, чем в дотоарское время. Мощность пачки колеблется от 25 до 100 м. Аргиллиты являются хорошим выдержанным региональным экраном (флюидоупором) для нижележащих песчаных отложений.

Геохимические данные показывают, что эта глинистая пачка характеризуется всеми параметрами, свойственными нефтегазопроизводящим отложениям. Очевидно, именно сочетание тогурских аргиллитов, обладающих нефтегазогенерационным потенциалом, и подстилающих их высокопористых песчаников при наличии ловушки обусловило возникновение богатой Талинской залежи на склоне Красноленинского свода. Некоторые залежи углеводородов, выявленные непосредственно под тогурскими аргиллитами в зоне дезинтеграции доюрских образований, обладающих трещиноватостью и кавернозностью вследствие предъюрского выветривания (Нижнетабаганская, Малоичская, Урманская площади и др.), имеют состав нефти, близкий к составу рассеянных органических веществ тогурских аргиллитов.

Отложения верхней толщи тюменской свиты подразделяются на три пачки: нижнюю, сложенную алевролитами, песчаниками с прослоями гравелитов и аргиллитов, иногда углистых, охарактеризованную спорово-пыльцевым комплексом аалена; среднюю (байос), сложенную аргиллитами, и верхнюю (бат), представленную преимущественно алевролитами и аргиллитами с прослоями углей. В целом верхняя толща тюменской свиты

формировалась в условиях болотной и аллювиально-озерной обстановки, в связи с чем ее слои имеют сложные пространственные взаимоотношения.

Если нижняя толща тюменской свиты характеризуется локальностью распространения и резкими колебаниями мощности, то ее средняя и верхняя части формировались в условиях устойчивого, почти повсеместного, накопления осадков. Подавляющее большинство внутренних выступов перестает быть источником образования терригенного материала. Однако по-прежнему на мощность отложений и распределение фаций существенно влияют унаследованные движения структурно-формационных зон складчатых систем фундамента и особенно раннетриасовых рифтовых зон и межрифтовых поднятий [4].

Анализ изменения фаций и суммарной мощности ниже- и среднеюрских отложений на поднятиях показывает, что в это время здесь существовали аккумулятивные равнины, где в озерно-болотных условиях накапливались существенно глинистые осадки. Речная сеть, которая формировала большое количество песчаных слоев, тяготея к склонам поднятий, депрессиям между поднятиями и к желобам над грабен-рифтами. Очевидно, именно спецификой палеогеографических условий накопления тюменской свиты обусловлены низкие коллекторские свойства продуктивных нефтяных горизонтов на поднятиях; особенно это характерно для верхней части разреза свиты.

Выявленная нефтегазоносность ниже- и среднеюрских отложений Западно-Сибирской провинции делает этот стратиграфический комплекс основным очередным объектом для дальнейшего наращивания промышленных запасов нефти и газа.

Направление поисков нефти и газа в ниже- и среднеюрских отложениях в Мансийской синеклизе и в желобах над рифтовыми зонами фундамента обосновано в целом ряде работ [3, 4, 6]. Помимо этих объектов в результате изучения геологического строения доюрского фундамента плиты установлено также значительное количество крупных сводовых поднятий над антиклинорными зонами, сложенных в ос-

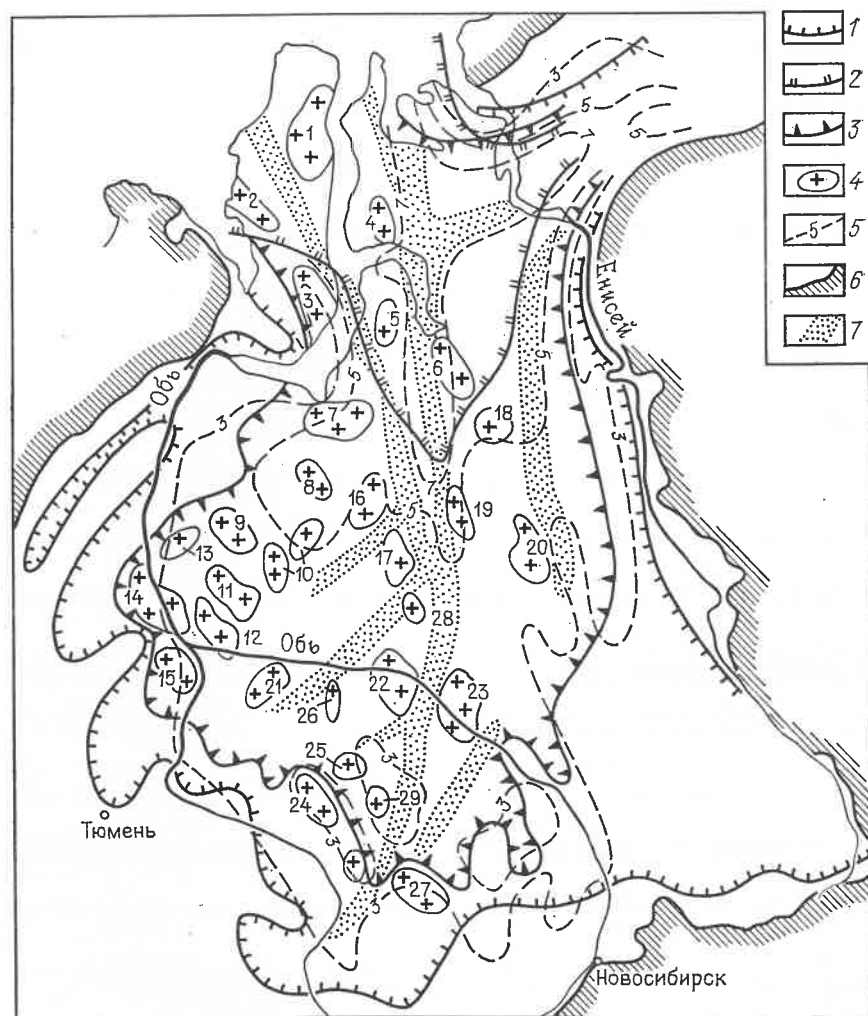


Рис. 1. Схема расположения сводовых поднятий фундамента, сложенных гранитоидами и метаморфическими породами:

границы распространения: 1 — континентальных нижне- и среднеюрских отложений (тюменская свита); 2 — преимущественно морских нижне- и среднеюрских отложений; 3 — тоарских битуминозных аргиллитов; 4 — крупные сводовые поднятия с гранитоидно-метаморфическим комплексом докембрийского фундамента; 5 — глубина до поверхности доюрского фундамента, км; 6 — граница распространения мезозойско-кайнозойского платформенного чехла Западно-Сибирской плиты; 7 — желоба над триасовыми

новании гранитоидами и кварцсодержащими породами. Склоны их представляют несомненный интерес для поисков неструктурных залежей.

Количество наиболее крупных положительных структур, которые представляли собой поднятия на начальной стадии чехлообразования и, следовательно, характеризуются спецификой развития нижне- и среднеюрских отложений на их склонах, достигает почти трех десятков (рис. 1). Наиболь-

ми рифтовыми зонами фундамента; сводовые поднятия: 1 — Сеяхинское, 2 — Бованенковское, 3 — Новопортовское, 4 — Антипаютинское, 5 — Ямбургское, 6 — Тазовское, 7 — Надымское, 8 — Среднеадымское, 9 — Юльское, 10 — Верхнеадымское, 11 — Ляминское, 12 — Нялинское, 13 — Аминское, 14 — Красноленинское, 15 — Фроловское, 16 — Пурпейское, 17 — Ноябрьское, 18 — Толькинское, 19 — Верхнеколымское, 20 — Сабанское, 21 — Салымское, 22 — Нижневартовское, 23 — Александровское, 24 — Усановское, 25 — Ларломкинское, 26 — Юганское, 27 — Межевское, 28 — Варьганское, 29 — Моисеевское

шее их число находится в пределах общего контура распространения тогурской пачки, хотя в сводах некоторых из них (Александровской, Нижневартовской, Ларломкинской, Красноленинской) тюменская свита представлена только верхней толщей сокращенной мощности. Глубины залегания поверхности доюрского комплекса на большинстве поднятий 2,5—4,0 км.

На многих сводовых поднятиях в их центральных частях пробурены сква-

жины, подтвердившие предполагавшееся ранее присутствие метаморфических пород и гранитоидов. На некоторых поднятиях скважины (чаще всего единичные) попали на поля развития карбонатно-терригенных толщ (Варьганское поднятие), кислых эффузивов (Моисеевское поднятие) или других образований, что указывает на большую пестроту вещественных комплексов доюрской поверхности фундамента. Однако геологическая интерпретация геофизических данных (гравиметрических, магнитометрических и сейсмических) дает основание утверждать, что на этих поднятиях должны преобладать кварцсодержащие метаморфические породы и гранитоиды.

В современном структурном плане амплитуда крупных поднятий, отмеченных на рис. 1, по поверхности фундамента составляет сотни метров. Мощность тюменской свиты в их пределах резко сокращается от крыльев к сводовым частям, иногда это сокращение достигает сотни метров, и отложения этого возраста полностью выклиниваются (Межевский свод).

Учитывая отмеченную специфичность геоморфологических и тектонических условий, в которых происходило осадконакопление в ранней—средней юре, крупные залежи с высокопродуктивными слоями следует связывать не с традиционными пластовыми сводовыми ловушками, а с неструктурными на далеких склонах крупных поднятий в палеоречных долинах. Примером такой залежи является Талинская в пределах юго-западного склона Красноленинского сводового поднятия, приуроченная к базальной аллювиальной нижнеюрской толще чехла, называемой здесь шеркалинской пачкой. Особенность распространения шеркалинских песчаников заключается в том, что они выполняют крупный эрозионный врез в гранитно-метаморфических образованиях, созданный рекой или временными потоками (рис. 2).

По сейсмическим данным, на склонах других крупных сводовых поднятий, таких как Александровское, Межевское и других, также присутствуют сложные построенные врезы, выполненные песчаными фациями, вероятно, являющимися генетическими

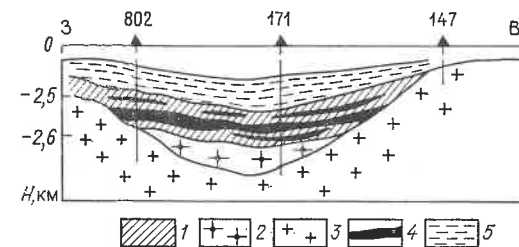


Рис. 2. Геологический разрез нижнеюрских продуктивных отложений шеркалинской пачки Талинского месторождения (северо-западный склон Красноленинского свода, по Д. И. Рудницкой):

1 — шеркалинская пачка, 2 — кора выветривания и дезинтегрированные гранитоидно-метаморфические породы фундамента, 3 — гранитоиды и метаморфические породы фундамента, 4 — нефтеносные песчаники, 5 — тоарские аргиллиты (тогурская пачка)

аналогами шеркалинской пачки. Несомненно, что при детальном изучении поверхности доюрского фундамента других сводовых поднятий будут также установлены эрозионные депрессии, выполненные существенно песчаным материалом. Это обусловлено строением доюрского фундамента и особенностями тектонического развития на начальной стадии чехлообразования.

Таким образом, склоны сводовых поднятий с гранитоидными и кремнистыми породами в дочехольном комплексе перспективны для поисков крупных залежей нефти в песчаных отложениях нижних горизонтов чехла. Представляется, что при прочих благоприятных условиях неструктурные ловушки на склонах сводовых поднятий, полностью перекрытых тогурскими аргиллитами средней толщи тюменской свиты, наиболее предпочтительны для первоочередных нефтегазопроисловых работ.

Основным методом изучения характера строения разреза нижне- и среднеюрских отложений и подготовки площадей под глубокое бурение на склонах сводовых поднятий является площадная сейсморазведка методом ОГТ с последующей обработкой данных по программам прогнозирования разреза, в частности по комплексу программ РЕАПАК, разработанному в СибНИИ геологии, геофизики и минерального сырья [2].

Постановка сейсмических работ с целью поисков залежей нефти и газа на склонах крупных сводовых поднятий осуществляется на выступах гра-

нитойдов и метаморфических кремнистых пород на поверхности доюрского фундамента, которые показаны на схеме (см. рис. 1) и уверенно картируются при комплексной геологической интерпретации геофизических данных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологическое строение фундамента Западно-Сибирской плиты/В. С. Сурков, О. Г. Жеро, Д. Ф. Уманцев и др. Л.: Недра, 1971.
2. Методические рекомендации по обработке сейсмических записей при изучении акустических неоднородностей тонкослоистых сред с целью прогнозирования неантиклинальных ловушек нефти и газа/Д. И. Рудницкая,

В. И. Берилко, Т. А. Горохова и др. Новосибирск: СНИИГГМС, 1983.

3. Перспективы поисков нефти в палеозойских и нижне- и среднеюрских отложениях Мансийской синеклизы/В. С. Сурков, А. А. Трофимук, О. Г. Жеро и др.—Геология и геофизика, 1983, № 1, с. 16—24.
4. Сурков В. С., Жеро О. Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981.
5. Сурков В. С. Жеро О. Г., Смирнов Л. В. Арктико-Североатлантическая рифтовая мегасистема.—Геология и геофизика, 1984, № 8, с. 3—11.
6. Триасовая рифтовая система Западно-Сибирской плиты, ее влияние на структуру и нефтегазоносность платформенного мезозойско-кайнозойского чехла/В. С. Сурков, А. А. Трофимук, О. Г. Жеро и др.—Геология и геофизика, 1982, № 8, с. 3—15.

УДК 553.981.2'982.2(477.62)

В. К. ГАВРИШ (Ин-т геолог. наук АН УССР)

Прогнозирование нефтегазоносных ловушек Днепровско-Донецкой впадины

Проведенный нами анализ геолого-геофизических материалов в ДДВ и других хорошо изученных регионах показал, что эффективность поисков неантиклинальных ловушек УВ повышается, если они сочетаются со слабо-выраженными пликтивными и дизъюнктивными структурами [3, 7]. Слабовыраженные структуры — это малоамплитудные поднятия, отдельные блоки, ограниченные малоамплитудными разрывами, расположенные на склонах региональных моноклиналей и крупных антиклиналей, экранированные соляными штоками, расформированные погребенные поднятия и др. Слабовыраженные структуры более четко, чем неантиклинальные ловушки, улавливаются сейсморазведкой, бурением и даже посредством аэрокосмического дешифрирования [3, 9, 10]. На размещение их в ДДВ и других регионах существенную роль оказывали разновозрастные, разноглубокие разломы и геотектоническое развитие регионов.

Анализ геолого-геофизических и аэрокосмических материалов показал, что в геотектоническом развитии ДДВ выделяются рифтовый и синеклизный этапы, которые по-разному влияли на развитие отдельных тектонических элементов, разломов, разрывов, фациальный состав осадочных и вулкано-

генных образований, а также на формирование нефтегазоносных ловушек антиклинального, неструктурного и комбинированного типов.

На рифтовом этапе преобладали пульсационные восходящие движения глубинного или астеносферного диапира [4] северо-западной ориентировки, способствовавшие алатырскому, ливенскому, позднезадонско-елецкому, данковскому горизонтальному растяжению земной коры в своде Воронежско-Украинского, или Сарматского, щита, образованию рифтовых продольных и активизации дорифтовых разноориентированных разломов (рисунки), проседанию по ним блоков, образованию рифта и глыбовой складчатости, излиянию магмы вблизи разломов и накоплению мощных толщ соли изменчивого литофациального состава. Выделять и проследить по площади продуктивные регионально выдержанные нефтегазоносные горизонты в алатырских, ливенских, позднезадонско-елецких и данковских горизонтах практически невозможно, хотя скопления небольших залежей УВ в их разрезе под региональными покрывками вполне вероятны.

Перечисленные этапы развития также были менее благоприятны для генерации УВ, формирования ловушек и

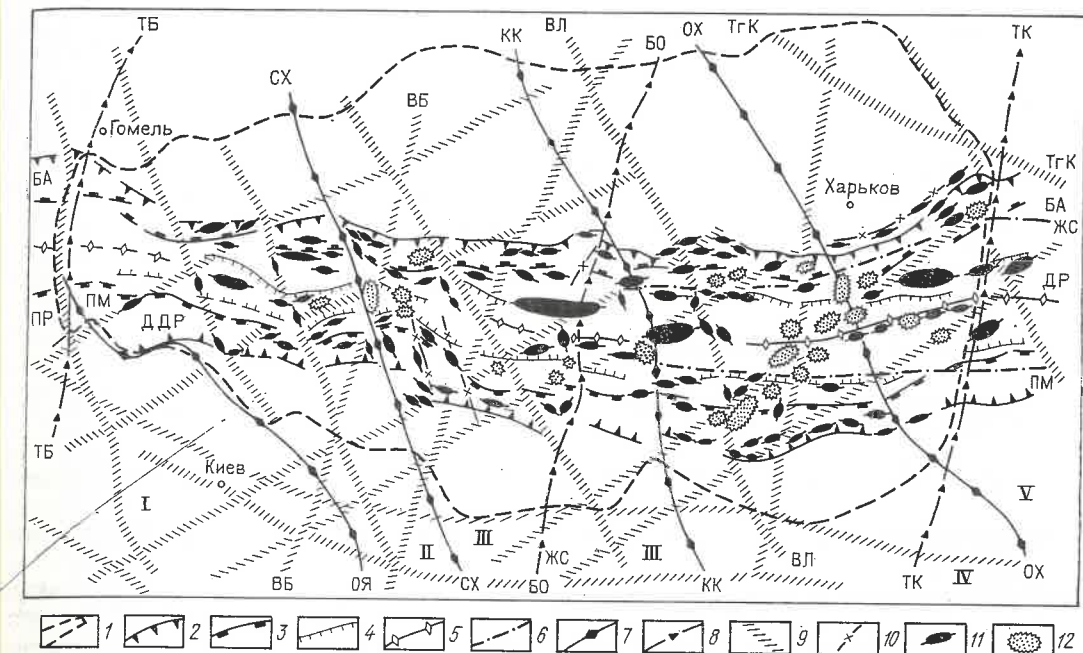


Схема расположения разломов и локальных поднятий в Днепровско-Донецкой впадине:

1 — границы ДДВ; 2 — краевые рифтовые глубинные сбросы Барановичско-Астраханского (БА) и Припятско-Маньчжунского (ПМ) глубинных разломов, ограничивающих Припятский (ПР), Днепровско-Донецкий (ДДВ) и Донбасский (ДР) позднедевонские рифты; 3 — внутририфтовые разломы-пары шовных разломов, ограничивающие прибортовые части ДДВ по горизонтам синеклизы; 4 — приосевые рифтовые глубинные разломы, ограничивающие зоны приразломных выступов фундамента или слабо выраженных структур осадочного чехла; 5 — осевой (коронный) рифтовый разлом, с которым связана зона осевых поднятий; 6 — краевые глубинные разломы, ограничивающие предполагаемый В. Б. Соллогубом и другими грабен рифейского заложения; 7 — дорифтовые (архейско-протерозойские) в основном глубинные разломы: Смеловско-Холмский (СХ), Кри-

ворожско-Комаричский (КК), Орехово-Харьковский (ОХ), Одесско-Ядловский (ОЯ), которые ограничивают Волинско-Подольскую (I), Приднепровскую (IV), Приазовскую (V) глыбы, а также Новоукраинский (II), Кировоградский (III) и Западно-Ингулецкий (III') блоки; 8 — то же, но поздней (позднедевонско-мезозойской) активизации: Тетеревско-Брянский (ТБ), Болтышко-Обоянский (БО), Токмаковско-Кулянский (ТК); 9 — другие разломы часто неясного генезиса: Верховцевско-Львовский (ВЛ); Жмеринско-Старобельский (ЖС); Володарско-Бахмачский (ВБ); Таганрогско-Курский (ТК); 10 — рифтовые и послерифтовые региональные разрывы, осложняющие поверхность кристаллического фундамента и тяготеющие к дорифтовым разломам; 11 — локальные поднятия в каменноугольных горизонтах, ориентировка которых совпадает с зонами выделяемых на карте разломов; 12 — девонские соляные тела и штоки

накопления в них нефти и газа, чем этапы пульсационного [4] сжатия подкорового вещества в саргавское, воронежско-свляновское, раннезадонское, елецко-лебединское время, способствовавшего накоплению глинисто-карбонатных иногда регионально выдержанных, возможно, нефтепроизводящих толщ, обычно лишенных вулканогенных пород. Эти толщи могут играть роль экранов и содержать продуктивные горизонты в трещиноватых и гранулярных коллекторах. Если такие горизонты в разрезе перечисленных отложений будут выявлены, то проследить и коррелировать их по площади целесообразно путем фациально-геотектонических, литофациальных, сейсмостратиграфических и других исследований [10].

Однако наиболее перспективными для генерации и аккумуляции УВ яв-

ляются нижнекаменноугольные отложения синеклизного этапа развития ДДВ, которому свойственны пульсационные сжатия астеносферного диапира, способствовавшие накоплению регионально выдержанных глинисто-карбонатных (экранирующих) и песчаных (коллектирующих) толщ. Подвижки блоков вдоль дорифтовых, рифтовых и послерифтовых разломов на этом этапе были незначительны, и излияния магмы, как правило, не происходило. В это время формировалась (часто под влиянием активизации существующих разломов и разрывов) складчатость коробления и соляного нагнетания [6] различного генезиса и ориентировки. Выделение, проследивание и корреляция продуктивных нижнекаменноугольных горизонтов по площади очень важны для определения закономерностей размещения не-

антиклинальных ловушек и представляют самостоятельную проблему. Она связана прежде всего с трудностью изучения фациального замещения и катагенеза песчаных горизонтов по площади и разрезу, особенно в юго-восточной наиболее погруженной части ДДВ, где появляются глинисто-алевролитовые разности и наблюдается диахронность их накопления. Наиболее четко это выражено в нижних весьма перспективных в нефтегазоносном отношении горизонтах карбона, главным образом в породах визейско-турнейского возраста, накопление которых происходило в переходном рифтово-синеклизном этапе развития ДДВ.

Так, по данным Л. И. Рябчун, Н. Я. Зайковской, М. В. Егурновой и др., в ритмическом разрезе нижнекаменноугольных отложений с северо-запада на юго-восток вдоль оси ДДВ от с. Камышня до с. Руденки происходит старение отдельных продуктивных песчаных горизонтов, а от приосевой части ДДВ к ее бортам — их омоложение. В юго-восточном направлении наблюдается также фациальное замещение песчаных на алевролиты и глины. В связи с этим возникает вопрос, что принимать за основу выделения и корреляции продуктивных горизонтов: стратиграфические (микрофаунистические) горизонты [12] или ритмы осадконакопления, выделенные по данным литологии и ГИС [10], т. е. литологические разновозрастные толщи. Нам представляется, что для прогнозирования неантиклинальных или комбинированных ловушек УВ целесообразно проводить региональную корреляцию продуктивных горизонтов по единым ритмам осадконакопления [10], исходя из картирования отдельных толщ по свитам, хотя для локальной корреляции продуктивных горизонтов на новых разведочных площадях вполне применима рекомендуемая ранее [12] площадная корреляция продуктивных песчаных горизонтов в отдельных микрофаунистических зонах.

Фациальное замещение продуктивных песчаных горизонтов происходит также в отдельных тектонических элементах ДДВ. Проведенный фациально-геотектонический анализ камен-

ноугольных отложений позволил В. К. Гавришу, Л. И. Рябчун и другим доказать, что мощность таких горизонтов в нижнекаменноугольных отложениях уменьшается в сводах приразломных выступов Барановичско-Астраханского и Припятско-Маньчжурского разломов и на бортах ДДВ. Так, в свитах песчаных и карбонатных горизонтов, связанных с продолинами рек, ского приразломного выступа фундаментальных и рифовых образований, исмента, приуроченного к Припятско-Маньчжурскому разлому, относительно-приосевой части ДДВ фиксируются другие анализы [9, 10]. Составление уменьшение мощности барового продуктивного горизонта В-15 (X—XI) для наиболее перспективных в нефтегазоносном отношении толщ отдельных горизонтов от 52 до 10 м и менее тектонических зон. Их составление [10]. Аналогичное уменьшение мощности должно предшествовать построению фиксируется для продуктивных крупномасштабных погоризонтных песчаных В-17, приуроченного к тектонических и нефтегеологических XII микрофаунистическому горизонту.

В своде Артюховского приразломного выступа кристаллического фундамента нет [2, 3]. Анализ геолого-геофизических, аэрокосмических и других материалов позволяет проводить градиент В-17 сокращается от 55 м в приосевой зоне разлома и 60 м в приосевой части ДДВ до 9 м и менее.

Наблюдается также изменение мощностей и литофаций в продольном направлении. Например, в своде Переволочанско-Леляковского приразломного выступа фундамента, расположенного в пределах Удайской седловины, мощность песчаных продуктивных горизонтов В-15 и В-16 60 м до линии Павлоград—Купянск раз-

лом (Шуровская скв. 15 и Леляковская скв. 500). В Лохвицкой депрессии некоторые другие нефтяные и газовые месторождения в каменноугольных отложениях, а в восточной части ДДВ (св. 3) площади указанные песчаные горизонты замещаются алевролитами и арком прогибе, распространены только гиллитами. В Пселско-Ворсклянской седловине (Камышанская скв. 488 и Кошевой скв. 107) мощность песчаных горизонтов снова увеличивается до 40 м, а в Карловской депрессии (Магистральная скв. 500 и Решетилковская скв. 16) песчаные горизонты снова замещаются алевролитами и арком прогибе, распространены только гиллитами. Для прогнозирования неантиклинальных ловушек в гранулярных продуктивных горизонтах необходимо составить крупномасштабные карты тектонического, нефтегеологического и фациально-литологического районирования, исходя из рифтового и синеклизного этапов геотектонического развития.

При составлении фациально-литологической карты продуктивных нефтегазоносных толщ необходимо особое внимание уделять зонам возможного выклинивания регионально выдержанных песчаных продуктивных горизонтов, участкам увеличенной мощности разломов и на бортах ДДВ. Так, в свитах песчаных и карбонатных горизонтов, связанных с продолинами рек, ского приразломного выступа фундаментальных и рифовых образований, исмента, приуроченного к Припятско-Маньчжурскому разлому, относительно-приосевой части ДДВ фиксируются другие анализы [9, 10]. Составление уменьшение мощности барового продуктивного горизонта В-15 (X—XI) для наиболее перспективных в нефтегазоносном отношении толщ отдельных горизонтов от 52 до 10 м и менее тектонических зон. Их составление [10]. Аналогичное уменьшение мощности должно предшествовать построению фиксируется для продуктивных крупномасштабных погоризонтных песчаных В-17, приуроченного к тектонических и нефтегеологических XII микрофаунистическому горизонту.

ты мощные толщи алатырских, ливенских, верхнезадонско-елецких и данковских вулканических пород.

Дорифтовые, рифтовые и послерифтовые разломы и разрывы играли существенную роль в формировании и размещении локальных поднятий соляных тел и штоков, неантиклинальных и комбинированных ловушек УВ.

Как видно на рисунке, в ДДВ выделяются дорифтовые (архейско-протерозойские), рифтовые (позднедевонские) и послерифтовые (каменноугольно-раннепермские) разломы и разрывы. Кроме того, В. Б. Соллогубом и А. В. Чекуновым [11] трассируются, возможно, рифейские разломы, ограничивающие в приосевой части ДДВ разновозрастный грабен, ориентировка и ширина которого не совпадают с позднедевонским Днепровско-Донецким рифом.

Среди дорифтовых разломов отмечены межглыбовые глубинные мантийные разломы: Одесско-Ядловский, Смеловско-Холмский, Криворожско-Комаричский и Орехово-Харьковский. Эти разломы совместно с Тетеревско-Брянским, Володарско-Бахмачским, Болтышско-Обоянским и Токмаковско-Купянским глубинными разломами мантийного и древнего архейско-протерозойского заложения и поздней (позднедевонско-мезозойской) активизации, о чем свидетельствует приуроченность к ним показанных на рисунке позднедевонских и мезозойских очагов вулканизма, способствовали разделению Украинского щита соответственно на Волыно-Подольскую глыбу и Новоукраинский, Кировоградский и Западно-Ингулецкий блоки, Приднепровскую и Приазовскую глыбы.

В западной части каждого из указанных сегментов Днепровско-Донецкого рифа по поверхности кристаллического фундамента и формационному составу позднедевонских, а иногда и залегающих на них каменноугольно-нижнепермских отложений обособляются седловины, а в восточной части — депрессии. Так, Деснянский сегмент Тикичско-Гомельским близ меридиональным разломом разделяется на Брагинско-Лоевскую седловину и Нежинскую депрессию, Удайско-Сульский сегмент — восточным ре-

тиональным близмеридиональным разрывом Смеловско-Холмского глубинного разлома расчленяется на Удайскую седловину и Лохвицкую депрессию. Пселско-Орельский сегмент Верховцевско-Льговским близмеридиональным разломом расчленяется на Пселско-Ворскляню седловину и Карловскую депрессию, Западно-Донбасский сегмент состоит, в свою очередь, из Донецко-Орельской седловины и Бахмутско-Волчанской депрессии [6].

Рифтовые глубинные разломы способствовали разделению Днепровско-Донецкого рифта на продольные тектонические зоны. Краевые рифтовые сбросы и внутририфтовые разломы пары Барановичско-Астраханского и Припятско-Маньчского глубинных разломов ограничивают шовные зоны этих краевых разломов рифта или прибортовых части ДДВ (каменноугольно-кайнозойской синеклизы). Между внутририфтовыми разломо-парами и приосевыми рифтовыми разломами располагаются северная и южная зоны приразломных выступов кристаллического фундамента или зоны слабо выраженных структур в каменноугольных горизонтах. Приосевые рифтовые разломы ограничивают приосевую часть рифта и ДДВ. Предлагаемое нами крупномасштабное тектоническое районирование должно быть положено в основу при определении перспектив продуктивных песчаных горизонтов в нижнекаменноугольных и других регионально нефтегазоносных отложениях, охарактеризованных ранее, так как познание роли отдельных тектонических элементов в выклинивании большого числа регионально нефтегазоносных песчаных горизонтов позволит концентрировать поисково-разведочные работы на выявление литологически и стратиграфически экранированных ловушек УВ.

Поскольку перспективы открытия крупных литолого-стратиграфических залежей УВ в нижне- и особенно средне- и верхнекаменноугольных мелкоритмических горизонтах в связи с их небольшой мощностью, видимо, невысокие, требуется акцентировать внимание на выявлении новых типов ловушек, связанных прежде всего с мощными песчаными толщами долин

палеорек, и комбинированных литолого-стратиграфических ловушек со слаженным данным (М. Г. Манюта, А. И. Бовыраженными структурами плика Недошовенко, Е. С. Петрова и др.). К этим разломам чаще всего приурочены по дизъюнктивному характеру. Судя по приуроченности долинных очагов и излияния позднедевон-р. Ворскла к Верховцевско-Льговской магмы, что свидетельствует об их му, а р. Псел и прочих — к Криворожскому и другим разломам, главным образом на рифто-различной ориентировки, можно предположить, что с выделяемыми намков, коробление слоев и галокинез [3] разломами будут совпадать древние проявления в долинах рек, заполненные песчаными отложениями каменноугольно-кайнозойском этапе раз-ми породами, которые могут содержать, что способствовало образова-жать крупные скопления УВ, как эти многочисленные четко и слабо отмечается на месторождении Чикова выраженных поднятий, флексурооб-тепек в Мексике [7]. Некоторым образом перегибов и литофациальному ванием для такого предположения изменению песчаных продуктивных служит детальное изучение фациальных горизонтов.

Морфогенетические особенности отложений, показавшее, что палеорифтовые поднятия, приуроченные к продоль-ловые литофации тяготеют к Ореховым рифтовым разломам, неодинако-Харьковскому близмеридиональным. Они зависят от мощности осад-глубинному разлому. Все это даков, наличия соленосных толщ, актив-возможность предполагать, что к ним и амплитуды разломов и др. которым из глубинных разломов расположенные на бортах ДДВ в рифтового или рифтового заложениях краевых глубинных разломов могут быть приурочены палеодолины Днепровско-Донецкого рифта Коро-рек, заполненные мощными толщами ореховская, Гнилицкая и другие штам-песчаных отложений с крупными малоамплитудные структуры скоплениями УВ. Проблема их формирования небольшими блоками фун-ально-геотектонического и сейсмостратиграфического прогнозирования [1] и поисков является весьма актуальным. Истинское, Михайловское поднятия, и поисков является весьма актуальным. Истинское, Михайловское поднятия, и поисков является весьма актуальным.

На основании приуроченности краевых сбросов Барановичско-Астраханского и Припятско-Маньчского глубинных разломов, глубинным разломам рифовых образований, перспективных для аккумуляции и реверсивных подвижек при-ции крупных скоплений нефти и газа, можно предполагать, что к ним и амплитуды разломов и др. которым из глубинных разломов расположенные на бортах ДДВ в рифтового или рифтового заложениях краевых глубинных разломов могут быть приурочены палеодолины Днепровско-Донецкого рифта Коро-рек, заполненные мощными толщами ореховская, Гнилицкая и другие штам-песчаных отложений с крупными малоамплитудные структуры скоплениями УВ. Проблема их формирования небольшими блоками фун-ально-геотектонического и сейсмостратиграфического прогнозирования [1] и поисков является весьма актуальным.

К дорифтовым и особенно рифтовым глубинным сбросам указанных глу-вым разломам приурочены многочисленные разломы сопровождаются ре-ленные соляные штоки и поднятия. К ним и амплитуды разломов и др. которым из глубинных разломов расположенные на бортах ДДВ в рифтового или рифтового заложениях краевых глубинных разломов могут быть приурочены палеодолины Днепровско-Донецкого рифта Коро-рек, заполненные мощными толщами ореховская, Гнилицкая и другие штам-песчаных отложений с крупными малоамплитудные структуры скоплениями УВ. Проблема их формирования небольшими блоками фун-ально-геотектонического и сейсмостратиграфического прогнозирования [1] и поисков является весьма актуальным.

мере дислоцированных главным обра-зом в результате соляного тектогенеза.

Некоторые поднятия в осадочной толще (Оленевское, Перекоповское, Березовское, Дорожное, Бутовское и др.) тяготеют также к внутририфто-вым разломо-парам. Плоскости сбрасывателей прерывистых разрывов этой разломо-пары севернее Кошелевского приразломного выступа наклонены к приосевой части рифта [5], т. е. под приразломные выступы, поэтому, по данным сейсморазведки, в опущенных крыльях более глубоких горизонтов этих разрывов могут располагаться не обнаруженные до настоящего времени перспективные в нефтегазоносном отношении поднятия и тектонически экранированные ловушки УВ. На поиски таких ловушек должны быть направлены специальные исследования.

Между внутририфтовыми разломо-парами и приосевыми разломами, четко фиксируемыми сейсморазведкой КМПВ (данные М. Г. Манюты и др.), располагается зона Кошелевского, Липово-Долинского, Монастырищенского, Августовского и других приразломных выступов кристаллического фундамента или зона Васильевского, Лидовского, Гуньковского, Августовского и прочих слабо выраженных структур и малоамплитудных надглыбовых поднятий в каменноугольно-кайнозойских отложениях. Они формировались в основном за счет подвижек блоков кристаллического фундамента и коробления слоев [6]. Только в краевых частях этой зоны, в юго-восточной части ДДВ на Колонтаевском, Тарановском, Мринском, Монастырищенском, Гнединцевском и Шебелинском поднятиях, где девонская соль перекрывала зоны приразломных выступов, развивались четко выраженные поднятия, осложненные соляной тектоникой. Эти выступы представляют интерес для прогнозирования комбинированных ловушек, поскольку, как отмечалось выше, здесь наблюдается уменьшение, а возможно, и полное выклинивание продуктивных горизонтов В-15, В-17 и других и широкое развитие слабо выраженных пликтивных и дизъюнктивных структур [9].

К северному и южному приосевым рифтовым разломам приурочены в ос-

новом крупные Глинско-Розбышевское, Бельское, Малосорочинско-Радченковское и другие поднятия, в которых часто содержатся скопления УВ. Размеры и амплитуды этих поднятий зависят главным образом от амплитуды приосевых разломов и мощности подвергающихся короблению и горизонтальному сдавливанию осадков. Есть основания предполагать, что на участках с небольшими амплитудами разломов здесь возможно развитие слабо выраженных структур и комбинированных нефтегазоносных ловушек. Поэтому все выделенные нами рифтовые продольные разломы заслуживают постановки аэрокосмических, геолого-геофизических и геохимических исследований [5, 9, 10] с целью выявления в их пределах погребенных антиклинальных поднятий, особенно на участках с неблагоприятными сейсмо-геологическими условиями, а также неантиклинальных и комбинированных ловушек.

Большой резерв для прогнозирования нефтегазоносных структур и комбинированных ловушек УВ представляют также дорифтовые разломы ортогональной и диагональной ориентировки. Как видно на рисунке, зона протяженных девонских соляных тел и штоков, наследующих простирание Жмеринско-Старобельского близкортного разлома, заслуживает особого внимания, так как между ними могут быть развиты слабо выраженные структуры, погребенные под региональной нижнепермской покрывкой, нефтегазоносные поднятия и комбинированные ловушки УВ.

Многочисленные локальные поднятия осадочного чехла приурочены также к другим дорифтовым разломам, однако более уверенно эта связь наблюдается для тех разломов, которые осложняют осадочный чехол, лишенный мощных толщ пластичной девонской соли. Поэтому в широких зонах дорифтовых глубинных разломов требуется концентрация прогнозных методов [9, 10] с целью выявления комбинированных ловушек УВ.

К дорифтовым разломам могут быть приурочены неантиклинальные ловушки в трещиноватых породах кристаллического фундамента. Об этом свидетельствуют геолого-геофизические ис-

следования, проведенные в зоне Верховцевско-Львовского близмеридионального дорифтового разлома сбросо-сдвигового типа, где в каменноугольных горизонтах в углеводородных газах Опшаньского месторождения обнаружена ртуть, что свидетельствует о глубинном заложении разлома. В трещиноватых породах кристаллического фундамента отмечены нефтепроявления в Кобелякском районе в южном борту ДДВ и промышленные притоки нефти (до 70 т/сут) и газа (до 100 м³/сут) на Хухрянском месторождении на северном борту ДДВ. В последнем скопления нефти совпадают с тектонически активной зоной проявляющейся фотоаномалией в аэрокосмических снимках и сужением русла р. Ворсклы [1]. Неантиклинальные ловушки УВ на Волошковском Малосорочинском месторождении приуроченные к зонам приразломных выступов рифта, также совпадают с участками, фиксируемыми при дешифрировании аэрокосмических снимков (А. И. Недошовенко, Е. С. Петров и др.). Поэтому в комплекс фациально-геотектонического и сейсмостратиграфического прогнозирования комбинированных нефтегазоносных ловушек УВ целесообразно включать также дешифрирование аэрокосмических снимков, проведение структурно-геохимических и других исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Воловик В. Т., Гридин В. И., Жилинский Н. И. Естественные выходы нефти и газа в Днепровско-Донецкой впадине (север р. Ворсклы) и их использование в структурном дешифрировании и оценке нефтегазоносности. — Докл. АН УССР, сер. Б, 1979, № 4, с. 250—253.
2. Гавриш В. К. Восточная граница Днепровско-Донецкой впадины и методика ее обозначения. — Докл. АН УССР, сер. Б, 1979, № 4, с. 9—12.
3. Гавриш В. К. Научный эксперимент комплексному прогнозированию неантиклинальных и комбинированных пасток углеводородов. — Вісник АН УРСР, 1985, № 1, с. 21.
4. Гавриш В. К. Дніпровсько-Донецька зона та її великомасштабне тектонічне районування. — Вісник АН УРСР, 1985, № 5, с. 6—14.
5. Гавриш В. К., Рябчук Л. И. Генезис нефтегазоносности краевых глубинных разломов Днепровско-Донецкого рифта. Киев: Наукова думка, 1981.

6. Гавриш В. К., Шпак П. Ф. Геотектоническое развитие Днепровско-Донецкой впадины и генезис ее локальных структур. — Сов. геология, 1983, № 9, с. 84—94.
7. Грачев М. М., Кучерук Е. В., Скворцов И. А. Использование геофизических методов для поисков нефти и газа в ловушках неструктурного типа за рубежом. Нефтегазовая геология и геофизика. Вып. 6. М.: ВНИИОЭНГ, 1981.
8. Литологические, стратиграфические и комбинированные ловушки нефти и газа/А. А. Гусейнов, Г. А. Каледа, Р. Г. Самвелов и др. — М.: Недра, 1978.
9. Методика комплексного прогнозирования нефтегазоносных локальных структур/Под

ред. П. Ф. Шпака, В. К. Гавриша. Киев: Наукова думка, 1982.

10. Методика прогнозирования комбинированных нефтегазоносных ловушек (на примере Днепровско-Донецкой впадины)/О. И. Берченко, М. В. Вдовенко, В. К. Гавриш и др. Киев: Наукова думка, 1986.

11. Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Литосфера юго-восточной Европы по данным геофизики. — Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1983, с. 3—12.

12. Схема корреляции и унифицированная нomenclатура нефтяных и газовых горизонтов нижнего карбона Днепровско-Донецкой впадины (методические рекомендации)/А. В. Бобощко, Г. И. Вакарчук, Л. Г. Винниченко и др. Харьков, 1974.

УДК (550.822.2 : 532.11) + 552.578.2.061.33

С. Г. НЕРУЧЕВ, В. В. МУХИН, Е. А. РОГОЗИНА, И. Б. ЧЕРВЯКОВ (ВНИГРИ)

Аномально высокие давления — следствие генерации углеводородов и причина взрывного характера их эмиграции

В предшествующих работах авторов было показано, что с глубиной на фоне уплотнения глинистых нефтегазоматеринских пород интервалам возрастания концентрации газов в закрытых порах отвечают участки повышенной общей и закрытой пористости, а в интервалах уменьшения концентрации газов — минимумы пористости. Было высказано предположение, что изменение поровой структуры пород и прежде всего закрытой пористости связано с органическим преобразованием, составом и количеством генерированных подвижных продуктов, в первую очередь неконденсирующихся — метана и азота. В условиях пласта сохраняются только те закрытые поры, фазовое состояние флюидов в которых может противостоять термобарическим условиям в недрах. Процессы перекрывания пор в глинистых породах, обогащенных ОВ, происходят, несомненно, с большей частотой, и смена состава флюидов на глубине погружения отложений фиксируется отчетливее, чем в породах с низким содержанием ОВ. Был сделан вывод, что активная генерация подвижных продуктов приводит к разуплотнению пород, а наступающая затем эмиграция — к снижению давления [3, 5]. Однако величины возника-

ющих при этом давлений оценены не были.

Наблюдающиеся на большой глубине зоны разуплотнения глинистых пород объясняются возникновением аномально высоких поровых давлений вследствие затрудненного оттока заключенных в поровой системе глинистых пород флюидов: воды, генерирующихся жидких и газообразных углеводородов и других газовых компонентов [2, 6]. Применение общепринятой методики позволило по изменению пористости количественно оценить давления флюидов в поровой системе глинистых материнских пород в зоне проявления главной фазы нефтеобразования (ГФН) в баженовской свите Западной Сибири и в зоне проявления главной фазы газообразования (ГФГ) в отложениях среднего карбона Донбасса, детально изученных нами ранее в геохимическом отношении [1, 3, 5]. В начале проявления ГФН в обогащенной сапропелевым ОВ баженовской свите (S_{org} 8—10 %) отмечается нормальное уплотнение глинистых пород, незначительно нарушающееся на глубине 2,3 км, чему соответствует небольшое увеличение концентрации газа в закрытых порах, в том числе метана, хлороформного битумоида, включая нефтяные углеводороды, и возрастание до максимума теоретиче-

3 Советская геология № 10 — 1987 г.

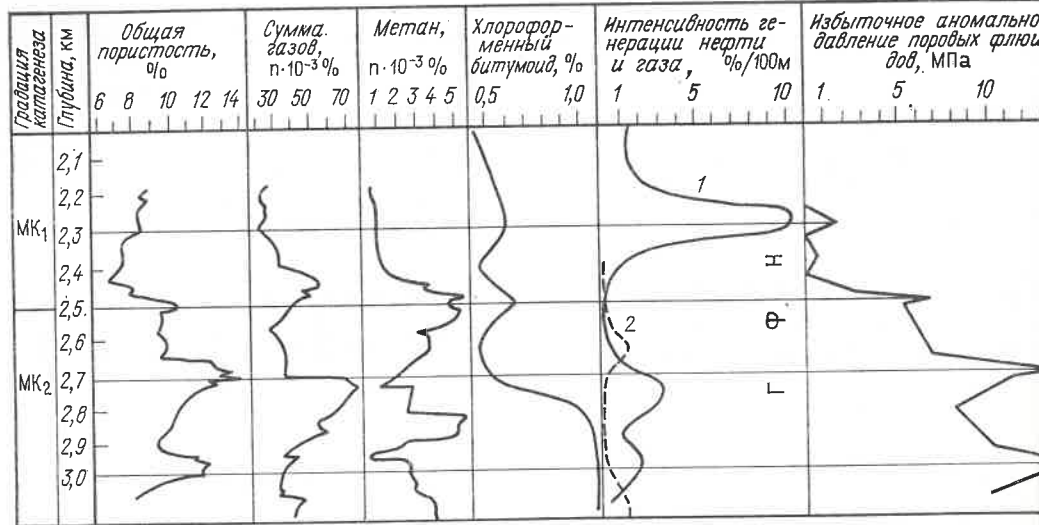


Рис. 1. Зависимость аномально высоких давлений от генерации углеводородов и других подвижных продуктов катагенеза ОБ в отложениях баженовской свиты Западной Сибири

ской расчетной интенсивности генерации нефти (рис. 1). На этом уровне в соответствии с расчетами впервые проявляется и аномальное давление поровых флюидов, быстро затем спадающее до гидростатического.

С глубиной погружения отложений общий уровень аномально высокого давления в материнских породах значительно возрастает к нижней части зоны проявления ГФН; оно достигает 40 МПа, что на 10—15 МПа выше гидростатического давления. На глубинах 2,5, 2,7 и 2,95 км повышающиеся аномально высокие давления проходят через максимальные значения. К этим же глубинам приурочены максимумы концентрации экспериментально определяемого газа закрытых пор, в том числе метана, хлороформенного битумоида, нефтяных УВ¹, и теоретические расчетные максимумы интенсивности нефтегазообразования (см. рис. 1). Наблюдаемые максимумы аномально высоких давлений при небольшом возрастании глубин погружения быстро и резко сменяются спадом давления с одновременной потерей из поровой среды материнских пород эмигрировавших нефтяных и газовых углеводородов.

¹ Экспериментальные кривые отражают изменения с глубиной погружения отложений значений рассматриваемых параметров, осредненных методом скользящей средней [4].

Гидрофобные глинисто-кремнистые породы баженовской свиты потеряли свою поровую воду еще до начала ГФН, поэтому возникновение аномальных давлений поровых флюидов в данном случае вне всякого сомнения полностью определялось процессами генерации жидких и газообразных углеводородов. Величина возникающих максимумов аномальных давлений поровых флюидов контролировалась на генерации и эмиграции углеводородной вышележащих пород и пород в зоне ГФН [1] получают новое подтверждение. В свете этого на сопротивление к флюидоразрыву. Процесс эмиграции углеводородов следует считать не как на пассивное постепенное отжимание воды с растворенными углеводородами достигали критического уровня (на 10—15 МПа выше гидростатического давления в соседствующих коллекторах), происходил флюидоразрыв глинисто-кремнистых коллекторов. За время осуществления ГФН в баженовской свите Западной Сибири выше- и нижележащие коллекторы подверглись четыре-пять таких мощных выбросов образовавшихся сжатых флюидов углеводородных флюидов. Следы таких флюидоразрывов — членистые искривленные микротрещины, а также сеть искривленных микротрещин, фиксируемая именно при проявлении этих признаков при изучении петрографических шлифов Р. С. Сахибгареевым.

При продолжающемся погружении материнских пор и дальнейшей генерации углеводородов поровая система достигала следующей критической

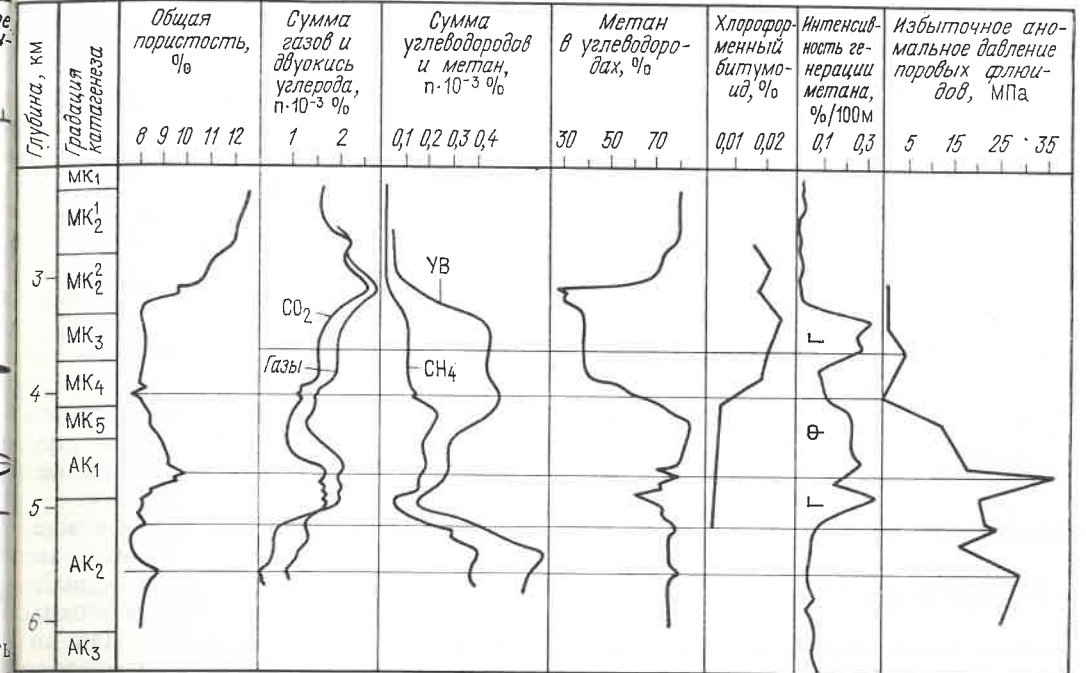


Рис. 2. Зависимость аномально высоких давлений от генерации углеводородов и других подвижных продуктов катагенеза ОБ в глинистых отложениях среднего карбона Донбасса

точки, происходил новый флюидоразрыв с выбросом в виде струи сжатых углеводородов в резервуары и т. д. Таким образом, наши прежние представления об импульсивности процессов генерации и эмиграции углеводородов в зоне ГФН [1] получают новое подтверждение. В свете этого на сопротивление к флюидоразрыву. Процесс эмиграции углеводородов следует считать не как на пассивное постепенное отжимание воды с растворенными углеводородами достигали критического уровня (на 10—15 МПа выше гидростатического давления в соседствующих коллекторах), происходил флюидоразрыв глинисто-кремнистых коллекторов.

За время осуществления ГФН в баженовской свите Западной Сибири выше- и нижележащие коллекторы подверглись четыре-пять таких мощных выбросов образовавшихся сжатых флюидов углеводородных флюидов. Следы таких флюидоразрывов — членистые искривленные микротрещины, а также сеть искривленных микротрещин, фиксируемая именно при проявлении этих признаков при изучении петрографических шлифов Р. С. Сахибгареевым.

При продолжающемся погружении материнских пор и дальнейшей генерации углеводородов поровая система достигала следующей критической

танных углеводородов из материнских пород, составляющая до 80—90 % от образовавшегося их количества.

В отложениях среднего карбона Донбасса нормальное уплотнение глинистых материнских пород отмечается до глубины более 3 км (рис. 2). В гумусовом рассеянном органическом веществе пород ($S_{org} 1\%$) это сопровождалось незначительной генерацией битумоида и нефтяных углеводородов; газов при этом генерировалось мало и в их составе преобладала CO_2 . Давление флюидов в поровой системе не превышало гидростатическое. В начале ГФН на глубине 3,6 км проявился первый максимум аномального давления флюидов, которому отвечало усиление интенсивности газообразования на грации катагенеза МК₃. Это видно также по возрастанию концентрации метана и суммы углеводородных газов в закрытых порах пород.

Превышение критического уровня привело к флюидоразрыву, выбросу газоводного флюида в резервуары и падению давления до гидростатического. При увеличении глубины погружения генерация газов снова приводила к возникновению и нарастанию с глу-

биной аномально высокого давления поровых флюидов в глинистых породах. Его максимумы фиксируются на глубинах 4,7, 5,1 и 5,56 км. В целом зона проявления ГФГ является зоной аномальных давлений поровых флюидов в глинистых породах, превышающих гидростатическое давление на 20—25 МПа, а иногда на 30—37 МПа. В составе газов зона аномально высоких давлений, отвечающая зоне проявления ГФГ, характеризуется резким преобладанием метана в углеводородном газе. Уровням максимальных давлений поровых флюидов соответствует возрастание концентрации общего содержания газа, особенно метана, а участкам спада давлений — падение концентрации газа и смена его состава. Особенно хорошо это видно в конце ГФГ (около 5,1 км). После некоторого спада давление флюидов в поровой системе глинистых пород снова возросло. Этому отвечает повышение концентрации метана и суммы углеводородных газов в закрытых порах, что, вероятно, ознаменовало начало проявления постумной фазы газообразования (ПФГ).

Как видим, и в этом изученном объекте с гораздо более низкой концентрацией гумусового ОВ генерация газа во время проявления ГФГ также сопровождалась возникновением аномально высоких давлений поровых флюидов в глинистых материнских породах, во время разрядки которых при флюидоразрыве пород газы (или газоводный флюид) под высоким давлением «впрыскивались» в соседние водонасыщенные коллекторы. В данном случае при концентрации ОВ 1 % и наличии в глинах остаточной поровой воды в коллекторы выбрасывался, вероятно, не чистый газ, а струи сжатого газоводного флюида. Попадая в водонасыщенный коллектор с гидростатическим давлением, этот газоводный флюид должен был распадаться с выделением газа в свободную фазу и образованием его скоплений, всплывание которых могло приводить к началу струйной миграции.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что основной причиной возникновения в глинистых породах аномально высоких поровых давлений является генерация углеводородов

(особенно метана), периодическая «взрывная» эмиграция которых в резервуары протекает при флюидоразрывах пластов материнских пород.

В свете проведенного исследования при проявлении главных фаз нефтегазообразования наиболее реальным представляется не постепенное отжимание растворенной воды с рассеянными углеводородами, как это обычно постулируется, а периодическое почти мгновенное «впрыскивание» под высоким давлением образовавшихся масс углеводородов или масс газоводного флюида в водонасыщенные коллекторы, где происходят образование струй углеводородов, а затем их миграция, аккумуляция в ловушках. Поскольку давление поровых флюидов в материнских породах перед их эмиграционным выбросом превышает гидростатическое давление в выше- и нижележащих коллекторах в 1,5—2 раза, разгрузка эмигрирующих углеводородов вполне возможна как вверх, так вниз по разрезу. Однако наиболее облегчены условия эмиграционной разгрузки вверх по разрезу, особенно при наличии разрывных нарушений. Тогда струи сжатых углеводородов могут мигрировать из зоны генерации (зоны аномальных давлений) далеко вверх по разрезу, образуя ореол внедрения и скопления углеводородов в ловушках по пути миграционного потока.

В молодых бассейнах, где недавно закончились или еще происходят процессы катагенеза ОВ и генерации углеводородов, зоны активной генерации нефти и особенно газа являются устойчивыми зонами аномальных давлений. В древних бассейнах, испытавших инверсию при значительном снижении температуры, аномальных давлений в настоящее время, как правило, не наблюдается. Однако зоны разуплотнения в глинистых литифицированных породах все-таки сохраняются: это показатель ранее проявлявшихся активных процессов. Примером служат глинистые породы среднекарбона Донбасса. Впрочем, и в этом районе происходящие иногда выбросы газа и пород в шахтах обусловлены, вероятно, повышенным давлением газа.

Рассмотренная модель возникновения и периодической разрядки а-

номально высоких давлений поровых флюидов в глинистых материнских породах при происходящей генерации и эмиграции углеводородов характеризует последовательное развитие процесса в одной небольшой по мощности толще, испытавшей погружение от минимальной до максимальной глубины в наиболее погруженной части бассейна. Такая модель хорошо отражает связь между процессом генерации углеводородов, возникновением аномально высоких давлений в материнских породах и принудительной взрывной эмиграцией углеводородов из материнских пород в коллекторы на последовательных стадиях погружения нефтегазопроизводящих отложений. Она, безусловно, удобна для рассмотрения генетических вопросов. Однако в практической поисково-разведочной деятельности гораздо более важен анализ взаимоотношений между зонами генерации углеводородов, зонами аномально высоких пластовых давлений и распределением скоплений углеводородов в мощном осадочном разрезе какого-либо конкретного нефтегазоносного района. В качестве такого примера на рис. 3 приведен разрез мезозойских отложений Уренгойского района Западной Сибири.

Основные значительно насыщенные сапропелевым и сапропелево-гумусовым ОВ материнские отложения верхней юры (баженовская и васюганская свиты) и нижней—средней юры (тюменская свита) погружены на глубину от 3,7 до 5 км и более. Их органическое вещество при этом достигло градаций катагенеза МК₃—МК₄. На предыдущих этапах погружения при достижении градаций катагенеза МК₁—МК₂ в диапазоне глубин 2—3,8 км (от конца поздней юры до неогена) в этих отложениях осуществлялась главная фаза нефтеобразования, происходило образование первичных нефтяных скоплений в резервуарах. При дальнейшем погружении от конца раннемелового до неогенового времени (рис. 4) сначала отложения тюменской свиты, а затем и верхней юры вошли в главную зону газообразования, где они находятся и сейчас. В верхнеюрских отложениях ГФГ только началась, а в тюменских (на глубинах до 5 км) она уже оказалась реализованной в значи-

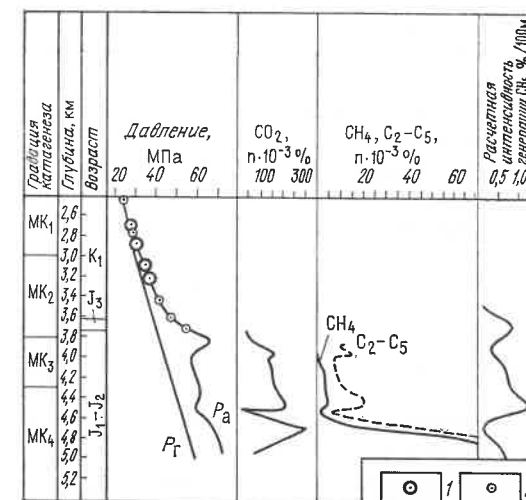


Рис. 3. Зависимость аномально высоких давлений от генерации углеводородов и других подвижных продуктов катагенеза ОВ в мезозойских отложениях Уренгойского района Западной Сибири: залежи: 1 — газоконденсатные с нефтяной оторочкой, 2 — газоконденсатные

тельной степени.

Интервал глубин 3—5 км, по результатам исследований И. Б. Червякова (1985 г.), характеризуется как сплошная зона аномальных пластовых давлений. В верхней ее части пластовые давления начинают незначительно превышать гидростатические. С рос-

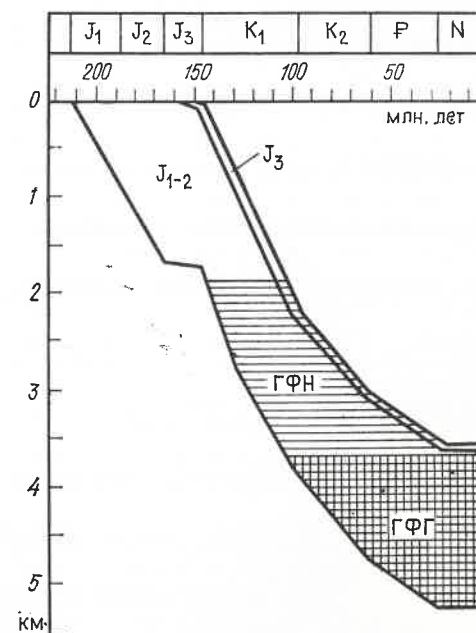


Рис. 4. Динамика погружения отложений тюменской свиты и верхней юры и проявления ГФН и ГФГ в Уренгойском районе Западной Сибири

том глубины аномальные давления возрастают. Примерно на глубине 3,8—3,9 км фиксируется максимум — до 67 МПа, после чего наблюдается некоторый спад и снова нарастание аномальных давлений с глубиной. На глубине 4,5 км отмечается небольшой локальный минимум аномальных давлений, а затем они снова возрастают (свыше 70 МПа на глубине 5 км).

Сопоставление данных о распределении аномальных давлений с геохимическими данными о концентрации газов в закрытых порах глинистых материнских пород тюменской свиты свидетельствует об их соответствии. Максимуму аномальных давлений на глубине 3,8—3,9 км в верхней части зоны ГФГ (градиация катагенеза МК₃) отвечает пик содержания CO₂ и гомологов метана в закрытых порах глинистых пород, а спаду давления — резкое уменьшение их концентрации. Дальнейшему возрастанию аномальных давлений с глубиной соответствует возрастание концентрации двуокиси углерода, метана и его гомологов в закрытых порах, а локальному минимуму аномальных давлений на глубине 4,5 км — резкий спад их концентрации. Глубже 4,5 км росту с глубиной аномальных давлений снова сопутствует значительное нарастание в закрытых порах глинистых пород концентрации CO₂ и особенно метана и его гомологов.

Распределению с глубиной аномально высоких давлений достаточно хорошо соответствует и изменение теоретической расчетной интенсивности генерации метана во время проявления ГФГ в тюменской свите. Таким образом, зона проявления аномально высоких пластовых давлений в разрезе осадочных пород Уренгойского района Западной Сибири не только в общем, но даже в деталях распределения давлений полностью соответствует установленной при геохимических исследованиях закономерности газообразования в главной зоне газообразования этого района. Поэтому можно утверждать, что причиной возникновения аномально высоких пластовых давлений в осадочной толще Уренгойского района является недавняя или еще продолжающаяся интенсивная генерация газа при катагенетической де-

струкции органического вещества осадочных пород.

Как уже отмечалось, проявление после активного нефтеобразования главной фазы газообразования весьма существенно влияет на ранее возникшие нефтяные скопления. Внедряющийся вверх по разрезу под высоким давлением поток сжатых углеводородных газов из главной зоны газообразования (зоны аномально высоких давлений) вытесняет ранее аккумуляировавшуюся нефть из ловушек, разрушает первичные нефтяные скопления, растворяет нефтяные углеводороды и образует по пути восходящей вертикальной миграции при снижении давления и температуры газоконденсатные залежи с нефтяной оторочкой, газоконденсатные скопления и выше по разрезу чисто газовые залежи.

В Уренгойском районе в тюменских отложениях ГФН началась в конце поздней юры, а в верхнеюрских отложениях — примерно в конце раннего мела. Одновременно с проявлением ГФН в верхней части разреза тюменской свиты и верхнеюрских отложениях с конца раннего мела началась ГФГ в нижней части разреза тюменской свиты; в конце палеогена главная фаза газообразования происходила уже во всем объеме отложения. Активное нефтеобразование в отложениях верхней юры, в том числе в баженовской свите, шло все время на фоне интенсивного газообразования в нижележащих отложениях. Из зоны ГФГ, которая является зоной аномально высоких давлений, вверх по разрезу внедрялись струи сжатых углеводородных газов с растворенными нефтяными УВ, образуя в ловушках (по пути восходящего миграционного потока при снижении давления и температуры) скопления газоконденсатов с нефтяной оторочкой и газоконденсатов. Судя по распространению продуктивных горизонтов от верхней части зоны проявления ГФГ до глубины 1,2 км, вертикальная восходящая миграция струй сжатых углеводородов распространялась на расстояние не менее 2,5 км. Нефтеобразование в отложениях верхней юры на фоне интенсивного газообразования в мощных нижележащих отложениях обусловило отсутствие чисто нефтяных

скоплений, что характерно не только для данного района, но и для многих других месторождений севера Западной Сибири.

Таким образом, можно сделать вывод о периодическом взрывном механизме эмиграции сжатых углеводородов из материнских пород во время проявления главных фаз нефте- и газообразования и о возможности изучать на этой основе условия миграции углеводородов и формирования их залежей. Из проведенной работы следует также важный практический вывод: зная, что причиной возникновения зон аномально высоких давлений являются процессы генерации углеводородов при проявлении ГФН и особенно ГФГ, по глубинной зональности катагенеза ОВ можно прогнозировать распространение зон аномально высоких давлений, которые осложняют поисково-разведочное бурение.

УДК 553.98 : 550.8

А. Е. ЛУКИН, В. Т. КРИВОШЕЕВ,

А. Я. ЛАРЧЕНКОВ (Черниговское отд-ние УкрНИГРИ)

Нефтегазоносные структуры, связанные с узловыми песчаными телами

В подавляющем большинстве нефтегазоносных провинций основные поисковые объекты связаны с разнообразными погребенными структурами. Среди них все больше возрастает роль различных по морфологии, размерам и генезису бескорневых внутричехольных структур, формирование которых обусловлено разнообразными конседиментационными деформациями (складки волочения, оползневые блоки, раннедиапировые глиняные, торфяные, соляные «подушки»), карбонатными массивами и песчаными телами. Среди внутричехольных структур, возникших вследствие процессов дифференциального уплотнения в толщах с неравномерным распределением песчаности, особый интерес представляют те, которые связаны с крупными сложно построенными песчаными аккумулятивными телами (ПАТ).

Благодаря большим размерам и сложному строению такие тела, во-первых, могут служить резервуарами для значительных скоплений нефти и газа, а во-вторых, в отличие от более мелких и простых ПАТ непосредственно картируются сейсморазведкой. Промышленная нефтегазоносность крупных тел установлена на ряде локальных структур Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ). Особенно они характерны для погребенных палеозойских поднятий. С ними связаны промышленные скопления нефти и газа на Яблуневском, Анастасьевском, Андреевском, Васильевском и других месторождениях (рис. 1).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геохимические особенности процессов нефте- и газообразования в отложениях баженовской свиты Западно-Сибирской низменности/С. Г. Неручев, Е. А. Рогозина, И. А. Зеличенко, П. А. Трушков.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1980, № 2, с. 5—16.
2. Магара К. Уплотнение пород и миграция флюидов.— В кн.: Прикладная геология нефти. М., 1982.
3. Неручев С. Г., Боровая Г. М., Рогозина Е. А. Отражение процессов генерации и первичной миграции в составе битумоидов и газов закрытых пор глинистых пород (на примере среднего карбона Донбасса).— Изв. АН СССР, сер. геол., 1983, № 1, с. 112—124.
4. Плохинский И. А. Биометрия. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1961.
5. Рогозина Е. А. Газообразование при катагенезе органического вещества осадочных пород. Л.: Недра, 1983.
6. Фертль У. Х. Аномальные пластовые давления. М.: Недра, 1980.

Палеотектонические и палеогеоморфологические реконструкции свидетельствуют о том, что формирование ПАТ и дифференциальное уплотнение способствовали приросту общей амплитуды поднятия. В последующем многие из древних конседиментационных поднятий благодаря фазам галокинеза или движениям блоков фундамента трансформировались в постседиментационные антиклинали, к которым приурочены многопластовые месторождения с нефтяными и газовыми залежами в разнообразных морфогенетических типах резервуаров, в том числе и в связанных с крупными аккумулятивными песчаными телами (Солоховское, Глинско-Розышевское месторождения). Однако в основном такие тела залегают вне четко выраженных по верхним горизонтам антиклиналей. Значительная часть их проявляется в неразрывной связи с внутричехольными структурами.

Широкое развитие подобных структур выявлено в последние годы на территории Западной Сибири [2]. Детальные геофизические исследования позволили установить, что наряду со сквозными поднятиями здесь широко распространены бескорневые внутричехольные структуры, связанные как с конседиментационными дислокациями, так и со структурно-литологическими аномалиями. Некоторые поднятия, ранее считавшиеся строго унаследованными, по данным новейших геофизических исследований, оказались совокупностью именно та-

ких структур. Это относится и к Ямбургскому поднятию, газовая залежь которого связана со сложно построенным крупным песчаным телом. Здесь выявлены и другие внутричехольные структурно-литологические ловушки — спутники Ямбургского месторождения.

Однако в связи со сложностями сейсмогеологического выявления таких структур, особенно в полифациальных терригенных формациях, в ряде случаев они фиксируются только в процессе бурения. Так, на Руденковском месторождении в моноклинально залегающих визейских отложениях газовая залежь В-26 приурочена к крупному терригенному макролинзовидному телу мощностью до 160 м и площадью около 180 км² [9]. Газоносные сложно построенные аккумулятивные тела, образовавшиеся за счет накопления речных выносов обломочного материала в разнообразных по палеотектоническим, палеогеоморфологическим и палеогидрологическим условиям бассейнов, установлены на Семеновском, Абазовском, Волошковском и других месторождениях, залежи которых связаны с литологическими и комбинированными ловушками [9, 10]. Результаты картирования песчаности дробных стратиграфических подразделений нижнего карбона ДДВ, наряду с данными палеогеографических и палеотектонических реконструкций, свидетельствуют о значительных пространственно-временных вариациях интенсивности привноса песчаного материала палеореками и о существовании разветвленной системы потоков в бассейне со сложными палеотектоническими и палеогеоморфологическими условиями [10]. При этом наблюдается разнообразие конфигурации зон и участков максимальной песчаности. Четко выраженные тренды повышенной песчаности соответствуют зонам развития как речных русел, так и разнообразных морских течений (вдоль береговых, контурных и др.). Наличие участков с лопастной или ветвящейся конфигурацией зон песчаности свидетельствует о дельтовом характере отложений [8, 10].

Локальные максимумы песчаности являются признаком существования крупных аккумулятивных тел, формирование которых связано с разгрузкой песчаного материала вследствие резкого ослабления скорости и транспортирующей способности потока. Результатом этого процесса являются устьевые бары [1, 3], которые часто становятся основой формирования более крупных сложно построенных аккумулятивных тел. Однако подобные образования могут возникать и при разносе песчаного материала течениями в морском бассейне со сложной палеотектоникой (палеогеоморфологией). Все эти крупные песчаные аккумуляции, формирующиеся в узлах пересечения потоков различной природы, целесообразно выделить в группу узловых ПАТ. К этой обширной и разнообразной по морфогенетическим особенностям группе относятся: пальцевидные и серповидные бары, устьевые бары, конусы выноса, аллювиальные и течениевые выносы в морские депрессии и др.

Все они формируются вследствие осаждения обломочного материала при растекании потока (река, дельтовая протока, течение и др.) при впадении его в «отстойный» бассейн (лагуна, море, депрессионный участок морского бассей-

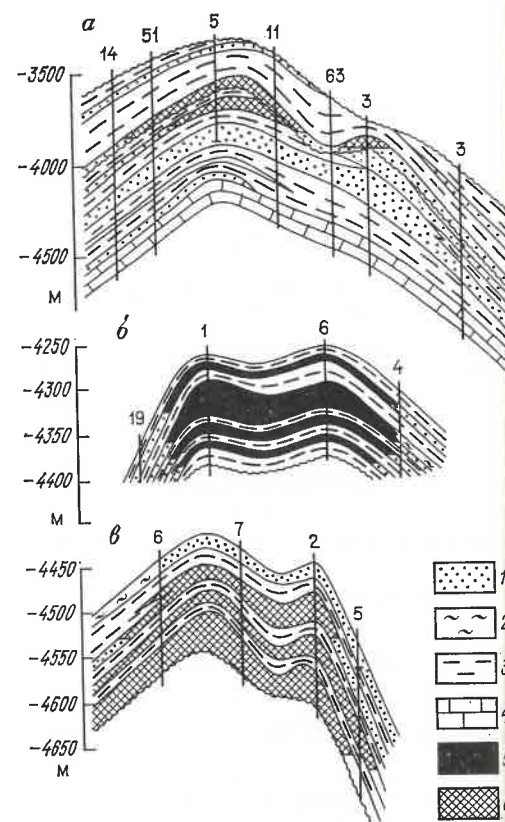


Рис. 1. Морфология газоносных и нефтеносных верхневизейских (горизонты В-20, В-19) песчаных тел на Яблунковском (а), Перекоповском (б) и Андреевском (в) месторождениях Днепровско-Донецкой впадины: 1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — аргиллиты; 4 — известняки; 5 — нефтяные залежи; 6 — газовые залежи

на, депрессионная морская область, участок расширения депрессионной зоны, ограниченной поднятиями морского дна, и т. п.). Такая палеодинамическая общность этих разнообразных по литолого-фациальной принадлежности тел обуславливает значительное сходство их по морфологии и структурно-текстурным особенностям (см. рис. 1; рис. 2).

К общим чертам узловых тел относятся залегание пачек тонкого переслаивания в подошве, наличие линз-сателлитов основного тела, нередко чешуеобразный характер строения, структурное и текстурное разнообразие. Результаты 19-фракционного гранулометрического анализа и текстурные особенности свидетельствуют о многообразии условий седиментации.

Нижняя часть узловых ПАТ, как правило, сложена осадками, которые накапливались в условиях ослабленной динамики среды седиментации. Они представлены ритмитами и ритмизированными обломочными породами с низкой степенью сортировки ($S_0 > 3$). На палеодинамической гранулометрической диаграмме асимметрия—экссесс [13] соответствующие точки располагаются у нижней ветви параболы в полях, соответствующих застойным условиям седиментации — донным и контурным течениям, слабым речным приустьевым (эксту-

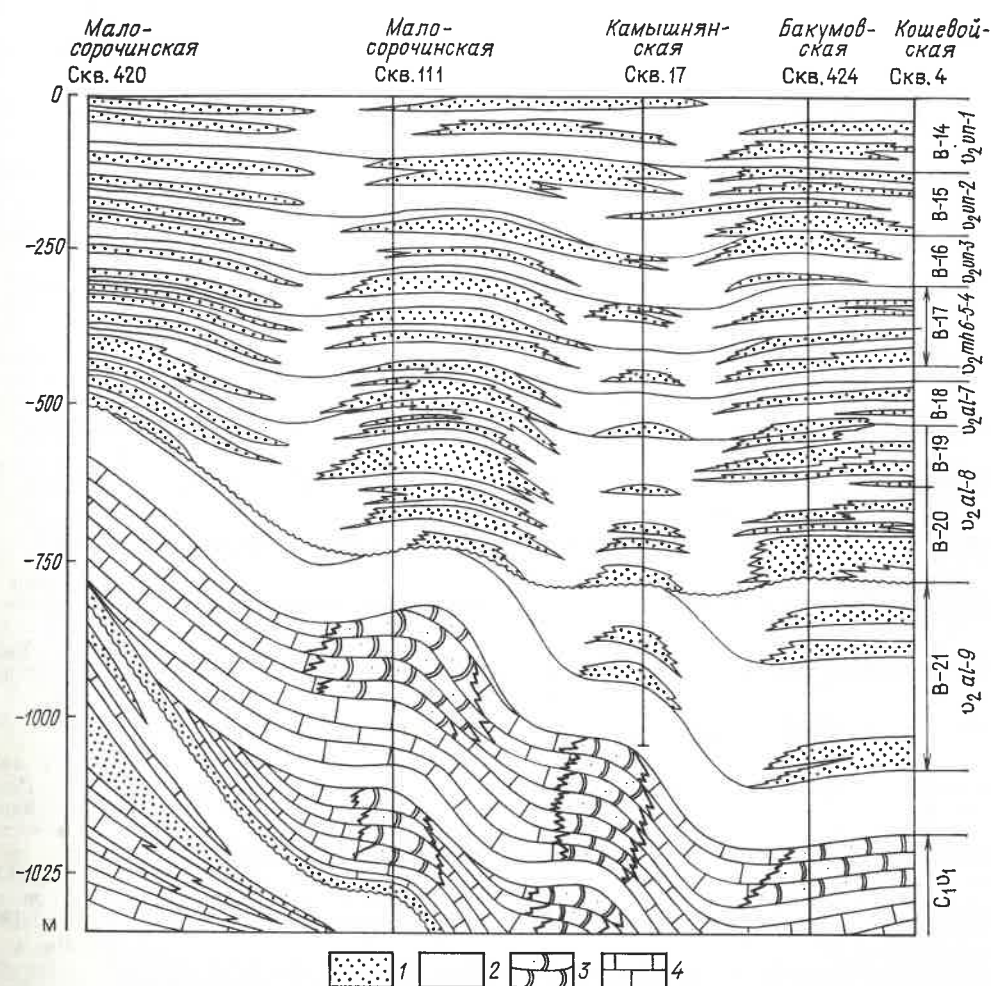


Рис. 2. Аккумулятивные песчаные тела в верхневизейских отложениях Сорочинской моноклинали: 1 — песчаники; 2 — глинистые породы; 3 — трещинно-кавернозные карбонаты; 4 — известняки В-14, В-21 и др. — коллекторские горизонты верхневизейского нефтегазоносного комплекса; ал — алексинский, mh — михайловский, ол — веневский горизонты верхневизейского подъяруса [10]

риевым) течениям, турбидным и дезинтеграционным потокам. Состав обломочного материала отличается относительным разнообразием. Характерно, в частности, присутствие обломков жильного кварца и различных пород (джеспилиты, известняки, аргиллиты, филлиты и др.). Значительна роль аллотигенного глинистого вещества, в составе которого наряду с гидрослюдой повышено содержание каолинита и хлорита. Органические остатки либо отсутствуют, либо представлены аллохтонным растительным детритом (шламом). Характерно широкое развитие тонкослоистых и градиационно-слоистых, а местами массивных пудинговых текстур. Часто встречаются признаки подводного оползания.

В средней части преобладают средне- и мелкозернистые олигомиктовые и мономинеральные кварцевые песчаники с повышенной степенью сортировки ($S_0 < 1,5$) и минералогической зрелости. Резко возрастает степень их отмытости от аллотигенного глинистого вещества. В составе цемента основную роль играют аутигенные минералы и, в частности,

кальцит, с выщелачиванием которого связано формирование значительной вторичной пористости [12]. Нередко встречаются скелетные остатки морской фауны (обломки створок пеллипод и брахиопод, фораминиферы, криноидный и коралловый детрит) или их реликты. Характерно разнообразие текстур, в частности диагональная, перекрестно-косая, косоволнистая, волнистая слоистость, что свидетельствует о повышении динамики среды седиментации и значительной роли накопления песчаного материала в зоне волнения на мелководье. О большой роли процессов волновой сепарации свидетельствует присутствие ряда прослоев с резко повышенной степенью сортировки (снижение S_0 до 1,2—0,8), обогащенных тяжелыми терригенными минералами (ильменит, магнетит, лейкоксен, циркон, турмалин, сфен, рутил и др.). Эти естественные шлихи (погребенные россыпи) фиксируются в виде максимумов естественной гамма-активности на диаграммах радиоактивного каротажа [12].

Наибольшим разнообразием строения и вещественного состава отличается верхняя часть

узловых ПАТ. Те из них, которые формируются в регрессивных условиях, характеризуются возрастанием вверх по разрезу роли косоволнистой и волнистой (линзовидно-волнистой, неправильно-волнистой) мелкой слоистости с появлением следов зарастания, повышением роли растительных остатков, иногда с признаками золотой переработки песчаного материала и др.

Именно для регрессивных узловых ПАТ характерно появление в верхней части чешуеобразных линз — спателлитов основного тела. Они, как правило, перекрываются лагунами и болотными отложениями — алевролитами, песчано-алевритистыми глинами (аргиллитами) с солоноватоводной фауной, растительными остатками, угольными пропластками. В составе глинистого вещества терригенных пород верхней части самого аккумулятивного тела и непосредственно перекрывающих его алевроглинистых отложений значительную роль играет каолинит. Характерной геохимической особенностью является повышенное содержание элементов-гидролизатов, что согласуется с некоторым повышением Th-радиоактивности по данным гамма-спектроскопии.

Иной характер строения и вещественного состава наблюдается в верхней части узловых ПАТ в трансгрессивных пачках. Здесь структурные и текстурные признаки интенсивной волновой палеодинамики прослеживаются вплоть до кровли ПАТ, на которой с резким литологическим контактом залегают хорошо отмученные темноватые глинистые породы с морской фауной. Глинистое вещество последних при преобладании гидрослюды характеризуется повышенным содержанием тонкодисперсных смешаннослойных фаз, минералогический состав которых (гидрослюда — монтмориллонит, хлорит — монтмориллонит, хлорит) определяется степенью катагенеза вмещающих отложений. Геохимическими индикаторами являются бор, стронций и другие, повышенная естественная радиоактивность по данным гамма-спектрометрии носит преимущественно U(Ra)-характер.

Таким образом, узловые ПАТ характеризуются закономерными изменениями текстурных, структурных (гранулометрических), минералогических и литофизических показателей, что находит свое отражение и в конфигурациях различных каротажных кривых. Для регрессивных ПАТ максимум сортировки и минералогической зрелости приурочен к средней части. Наличие наиболее проницаемых возрастание глинистости к подошве и к кровле обуславливают соответствующие трапециевидные конфигурации кривых ПС, ГК. Трансгрессивные ПАТ отличаются более высоким содержанием хорошо сортированных песчанников, слагающих среднюю и верхнюю части тела. С постепенным уменьшением глинистости снизу вверх и с резкой границей морских глин с песчаниками связана характерная воронкообразная конфигурация кривых ПС, ГК.

Отмечая эти промыслово-геофизические особенности ПАТ, следует, однако, подчеркнуть ненадежность их использования как критериев фациальной диагностики. Это в особенности относится к кривым ПС, которые в силу ряда техногенных причин (скопление фильтрата в

наиболее проницаемой части пласта и др.) нередко дают совершенно искаженную характеристику (руслотной колоколообразный тип вместо воронкообразного и др.), не говоря уже о невозможности применения этого критерия при повышенной (выше стадии МК₂) степени катагенеза. Благодаря наличию пачек тонкого переслаивания в подошве и другим вышеуказанным структурно-текстурным особенностям при изучении узловых ПАТ более информативными являются данные акустического и радиоактивного каротажа.

Судя по данным гамма-спектроскопии, особенно показательна конфигурация кривой не суммарной (по данным ГК), а спектральной гамма-активности. В частности, для трансгрессивных узловых ПАТ наблюдается резкое повышение U(Ra) и K-радиоактивности в кровле, а для регрессивных — аналогичный воронкообразный тип кривой характерен для Th-радиоактивности. Важным диагностическим признаком, как установлено нами ранее [12], является наличие максимумов естественной гамма-активности, связанных не с битумной или минеральной цементацией, а с повышением содержания тяжелых минералов в обломочном скелете породы. При этом в трансгрессивных узловых ПАТ они выражены гораздо более интенсивно, локализуясь в средней и верхней частях. По данным капиллярности, им соответствуют интервалы повышенных значений магнитной восприимчивости.

По-видимому, именно с обусловленными волновой сепарацией скоплениями ильменита, магнетита и других тяжелых терригенных минералов (погребенные россыпи) связаны установленные В. Д. Харитоновым аномалии в геомагнитном разрезе (программа ГАММА) нижнекаменноугольных отложений Сорочинской моноклинали (центральная часть ДДВ). Выделенные им в данном геомагнитном разрезе участки пониженных значений вертикальных разностей $\Delta T_{\text{лок}}$ совпадают, по нашим данным, с крупными аккумулятивными песчаными телами, обогащенными черными рудными минералами. Закартированные В. М. Бураковским в плане геомагнитные аномалии совпадают с участками повышенной песчаности (возрастание декремента эффективного поглощения по данным сейсмических исследований) верхневизейских отложений.

Все это свидетельствует о возможности выявления таких тел различными геофизическими методами. Значительные мощности, макролинзовидно-клиноформный характер и вышеуказанные особенности строения позволяют рассчитывать на успешное применение сейсморазведки для их выявления и картирования. Положительный опыт в этом отношении получен на вышеупомянутой Сорочинской моноклинали, где авторами ранее на основе палеотектонических и палеогеографических исследований прогнозировались крупные аккумулятивные песчаные тела (см. рис. 2). Геофизики КОМЗ объединения «Укргеофизика» (Л. Е. Кияшко, А. А. Кравчук, Д. В. Петрик и др.) на основании детальных сейсмических исследований с применением специальных способов обработки материалов сейсморазведки подтвердили существование таких тел, которым соответствуют определенные сейсμοфациальные особенности.

Знаменательно, что эти особенности (сигмовидность, разветвление и раздвоение фаз отражения), по данным вышеуказанных исследователей, характерны именно для тех интервалов, к которым приурочены газовые (газоконденсатные) залежи. В частности, наиболее крупные сложно построенные песчаные аккумулятивные тела выделяются здесь в горизонте В-18, т. е. в основном продуктивном интервале полифациальной толщи в пределах Сорочинской моноклинали. Признаки существования таких крупных тел и связанных с ними внутричехольных структур установлены на временных разрезах МОГТ в ряде других районов ДДВ, в частности в Андреяшевско-Волошковском районе (рис. 3).

Однако следует учитывать, что благодаря внутриформационному характеру этих тел и некоторым особенностям их строения (наличие интервалов тонкого переслаивания, отсутствие резких литологических контактов в регрессивных ПАТ и др.) их выделение, по данным сейсморазведки, как правило, является сложной задачей и требует применения специальных способов обработки сейсмических материалов. В связи с этим большое значение приобретают геологические методы прогнозирования узловых ПАТ. Большую роль при этом играют результаты картирования мощностей и песчаности достаточно дробных стратиграфических подразделений [10]. При этом важным признаком возможного существования крупных узловых ПАТ является совпадение участков сокращения мощностей (признаки существования положительной палеоструктуры) с локальными максимумами песчаности.

Охарактеризованный выше единый палеодинамический механизм формирования различных по своей природе узловых ПАТ позволяет привлекать для их прогнозирования принципиально иные методы, связанные с электрическим палеогидрологическим моделированием разности и осаджения обломочного материала (рис. 4). Эта задача облегчается тем, что палеотектонические и палеогеоморфологические методы позволяют выявить основные черты рельефа бассейна седиментации — распределение в его пределах областей дренажной суши, континентальной и морской (прибрежно-, мелководно- и депрессионно-морской) седиментации. Данные палеогеографических реконструкций по терригенным компонентам свидетельствуют о том, что на протяжении визейского и серпуховского осадконакопления в ДДВ обломочный материал поставлялся из отдельных областей сноса, а также с определенных участков Воронежского массива и Украинского шита системой палеорек [8].

Наличие системы палеодолин, которые выделяются на бортах и крайнем северо-западе ДДВ по геофизическим данным (материалы З. И. Крутиховской, М. Г. Манюты, В. Д. Харитоновой, М. В. Чирвинской, В. И. Якимовича), позволяет определить «входы» песчаного материала в седиментационный бассейн. В то же время данные палеотектонических исследований позволяют выделить палеоподнятия (штоки, валоподобные антиклинали, выступы), в пределах которых отложения данного интервала не накапливались, а также подводные палеоморфоструктуры, где происходило формирование мелководно-морских песчаных отло-

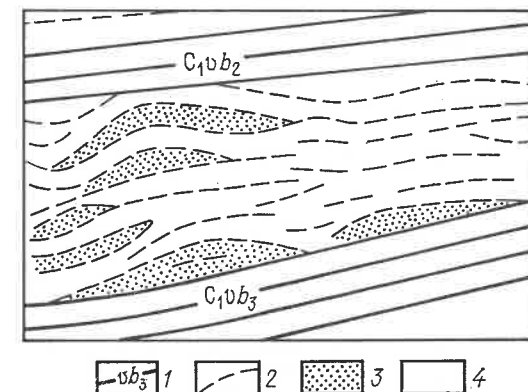


Рис. 3. Сейсмические признаки существования узловых песчаных тел в визейских и серпуховских отложениях северного склона Сребненской депрессии:

1 — основные отражающие горизонты; 2 — сейсмофациальные границы внутри верхневизейской полифациальной толщи; 3 — предполагаемые песчаные тела; 4 — вмещающие полифациальные отложения

жений. Прогнозные узловые ПАТ при этом фиксируются на участках впадения палеорек в палеобассейн и расширения палеодепрессионных зон в его пределах, где различными методами, например на бумажных моделях ЭГДА [11], моделируется растекание палеопотоков (см. рис. 4).

Сопоставление данных моделирования с фактически наблюдающимся распределением нефтегазоносных ПАТ в отдельных районах ДДВ (Абазовско-Семеновский, Сорочинско-Камышинско-Бакумовский, Андреяшевско-Волошковский) позволило установить практически полное совпадение прогнозируемых и установленных по данным бурения крупных ПАТ узлового типа.

Все вышеизложенное позволяет рекомендовать для прогнозирования и поисков узловых ПАТ и связанных с ними внутричехольных структур определенную систему методов в следующей последовательности их применения: палеогеографическая реконструкция и данные геофизических исследований (КМПВ, МОВ и МГТ, электро- и магниторазведка) с целью выявления областей сноса и картирования палеорек;

дробное стратиграфическое расчленение полифациальных отложений, картирование мощностей и песчаности литостратиграфических единиц с выделением конседиментационных палеоподнятий;

выявление прогнозных узловых ПАТ на основе моделирования потоков — путей разноса обломочного материала;

постановка детальных геофизических исследований, переинтерпретация имеющихся материалов сейсморазведки, а также магнито- и гравитразведки в пределах прогнозных объектов с целью выделения узловых ПАТ и связанных с ними внутричехольных структур.

Комплексное изучение нижнекаменноугольных отложений ДДВ позволило выделить ряд прогнозных узловых ПАТ и внутричехольных локальных структур, суммарный фонд которых, по-видимому, превышает фонд антиклинальных поднятий. Это вполне согласуется с

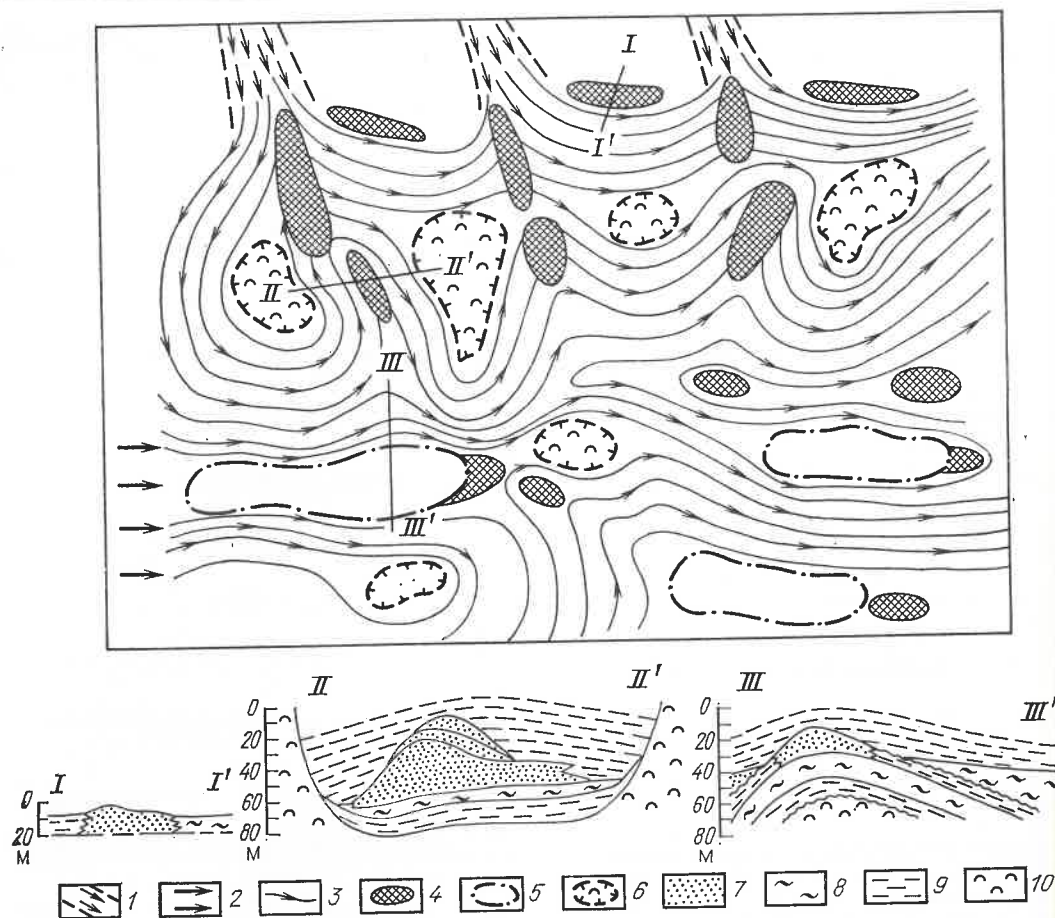


Рис. 4. Схема формирования узловых песчаных тел и литолого-палеогеоморфологические разрезы: 1 — палеореки; 2 — магистральные направления потоков в пределах ДДВ; 3 — реконструкция разноса песчаного материала в бассейне со сложной палеотектоникой (с использованием данных электромоде-

подтверждающимися в настоящее время представлениями о гораздо большей роли факторов литологического экранирования по сравнению со структурными [13]. При этом следует учитывать, что в отличие от других видов песчаных тел узловые ПАТ могут контролировать более крупные скопления углеводородов, и существуют благоприятные предпосылки для картирования связанных с ними внутричехольных структур геофизическими методами. Все это позволяет рассматривать прогнозирование, поиски и разведку залежей в ловушках данного типа как важнейшее самостоятельное направление нефтепоисковых работ в бассейнах с широким распространением полифациальных терригенных толщ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буш Д. Стратиграфические ловушки в песчаниках. М.: Мир, 1977.
2. Гиригорн Л. Ш., Кабалык В. Г., Муратов С. Г. Внутричехольные структурные ловушки — спутники Ямбургского месторождения. — Геология нефти и газа, 1986,

№ 2, с. 36—40.

3. Динамика гидрографической сети неприливых устьев рек/В. Н. Михайлов, М. М. Рогов, Т. А. Макарова и др. М.: Гидрометеиздат, 1977.
4. Иппен А. Т. Гидродинамика береговой зоны и эстуариев. Л.: Гидрометеиздат, 1970.
5. Каледа Г. А. Изменчивость отложений на тектонических структурах и ее значение для нефтяной геологии. Автореф. дисс. д-ра геол.-минер. наук. М., 1980.
6. Конибир Ч. Э. Палеогеоморфология нефтегазоносных песчаных тел. М.: Недра, 1979.
7. Логвиненко Н. В. Морская геология. М.: Недра, 1980.
8. Лукин А. Е. О перспективах нефтегазоносности эрозийных форм палеорельефа Днепровско-Донецкой впадины. — В кн.: Геология и нефтегазоносность западных областей европейской части СССР. М., 1974, с. 79—84.
9. Лукин А. Е. Строение и нефтегазоносность литологических, стратиграфических и комбинированных ловушек. — В кн.: Атлас геологического строения и нефтегазоносности

Днепровско-Донецкой впадины. Киев, 1984, с. 151—154.

10. Лукин А. Е., Кривошеев В. Т., Ларченков А. Я. Поиски залежей углеводородов в песчаных телах полифациальных терригенных отложений. — В кн.: Методика поисков и разведки залежей нефти и газа в стратиграфических и литологических ловушках. Баку, 1985, с. 86—91.
11. Лукнер Л., Шестаков В. М. Моделирование геофильтрации. М.: Недра, 1976.
12. Опыт прогнозирования и поисков залежей нефти и газа в песчаных телах/А. Е. Лу-

кин, В. Т. Кривошеев, А. Я. Ларченков и др. — Сов. геология, 1986, № 1, с. 35—44.

13. Рожков Г. Ф. Геологическая интерпретация гранулометрических параметров по данным дробного ситового анализа. — В кн.: Гранулометрический анализ в геологии. М., 1978, с. 5—25.
14. Семенович В. В. Поиски нефти и газа в неантиклинальных ловушках — значение проблемы. — В кн.: Методика поисков стратиграфических и литологических залежей нефти и газа. Баку, 1983, с. 29—30.



РУДНОЕ И НЕРУДНОЕ МИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

УДК 553.5/6.067.068.2.041.001.57

А. А. ОЗОЛ (ВНИИгеолнеруд)

Проблемы прогноза месторождений неметаллов

В решениях XXVII съезда КПСС в качестве важнейшего стратегического направления развития естественных наук, обеспечивающего ускорение научно-технического прогресса, определено комплексное исследование строения и эволюции земной коры, биосферы, Мирового океана и атмосферы. Дальнейшее развитие учения об эволюции земной коры является необходимым условием повышения уровня научного обоснования прогнозов месторождений полезных ископаемых. В связи с этим все большее внимание привлекают мобилистские концепции, в особенности тектоника литосферных плит, которая становится основополагающей не только при создании новой модели строения коры, но и при разработке теории ее эволюции. С современными представлениями о строении эволюции коры [3, 8] связана металлогеническая концепция о возникновении в геологической истории закономерного повторяющихся геолого-металлогенических этапов, которые на фоне общего направленного, необратимого развития процессов рудообразования определяют их цикличность [10].

В геологической истории Евразийского континента все крупные циклы начинались с раскалывания и раздвижения континентов, сопровождавших-

ся раскрытием океанических структур, и завершались сближением и столкновением континентов, приводившими к закрытию океанических пространств. Соответственно в каждом цикле выделяются четыре последовательные стадии: рифтогенная, океаническая, переходная и континентальная. Каждой стадии отвечают тектонические структуры с высокой магматической активностью: внутриконтинентальные рифты, срединно-океанические хребты, островные дуги, окраинно-континентальные орогены. В рифтогенную и океаническую стадии на месте континентальной коры формируется океаническая, в переходную и континентальную — океаническая кора трансформируется в континентальную. При этом соотношение объемов и состав продуктов магматической и связанной с ней гидротермальной деятельности, а также ее роль в процессах осадочного породо- и рудообразования существенно менялись.

В зависимости от времени и стадии формирования земной коры изменялись строение и состав слагающих ее структурно-вещественных комплексов, минерагеническая специализация не только магматических, но и осадочных формаций, возможность образования определенных видов полезных ископаемых и типов их месторождений.

Так, в областях с докембрийской континентальной корой к структурно-вещественным комплексам, слагающим фундамент древних платформ, приурочены крупные магматические и карбонатитовые месторождения апатита (Карело-Кольская и Маймеча-Котуйская провинции) с содовой минерализацией, магматические месторождения колчеданной серы (Печенга-Мончегорский район), сопровождаемые сепиолитовой минерализацией (Норильский район), скарновые — боратов (Сина-Корейский и Алданский щиты) и гидротермальные — флюорита (Скандинавский и Украинский щиты).

В областях с более молодой корой образуются осадочные месторождения фосфоритов. В регионах с палеозойской континентальной корой в связи со структурно-вещественными комплексами, возникшими в процессе ее формирования, залегают крупные месторождения микрозернистых фосфоритов (Каратауский, Окино-Хубсугульский, Алтае-Саянский бассейны), с мезозойской корой — преимущественно их афанитовые разности (Удско-Селемджинский бассейн), с кайнозойской корой — крупные месторождения зернистых фосфоритов (Марокканский и Алжиро-Тунисский бассейны). Образование основной массы микрозернистых фосфоритов (с учтенными запасами 6,4 млрд. т P_2O_5) происходило в конце венда — раннем кембрии, зернистых (с учтенными запасами более 24 млрд. т P_2O_5) в конце мела — раннем палеогене. Соответственно выделяются две глобальные эпохи фосфоритообразования — вендераннекембрийская и мел-раннепалеогеновая [11].

В областях с кайнозойской континентальной корой наряду с месторождениями зернистых фосфоритов находятся залежи калийных солей сульфатного типа, представленные дефицитными каинит-лангбейнит-полигальтовыми рудами (Предкарпатье; о. Сицилия). Условия для формирования месторождений этого типа возникали в перми и неогене. В отличие от пермских месторождений, приуроченных к платформенному (осадочному) чехлу и образовавшихся за счет первичных солей карналлит-кизеритового состава, неогеновые месторождения в связи со

структурно-вещественными комплексами, сформированными в процессе трансформации океанической коры в континентальную, образовались за счет первичных солей калинитового состава. В настоящее время установлены две глобальные эпохи накопления калийных солей сульфатного типа — пермская и неогеновая, но благоприятная обстановка для осаждения калийных солей калинитового состава возникла только в неогене [11].

Наряду со сменой типов фосфатно-калийных и калиеносных бассейнов при переходе от областей с докембрийской (Турция) и флюорита (Италия).

к областям с фанерозойской континентальной корой наблюдается также изменение типов содового и серного орумения. Постмагматические проявления природной соды (Хибинский Ловозерский массивы) в областях мезозойской (Монголия) и кайнозойской (Турция) корой сменяются камуфлированными вулканогенно-осадочными месторождениями. С появлением деятельности в течение тектопессами зарождения новой коры (Африканского цикла существенно меняющийся, каждой стадии и отвечающим вулканогенно-осадочное рудообразующее структурно-вещественным комплексование соды (соляные озера Магадасам Катгуэ, Натрон в Африке). Магматическая специализация [1].

ские месторождения колчеданной серы. Начальная, рифтогенная стадия ха- (Печенга-Мончегорский и Норильский районы) в областях с фанерозойского магматизма, представленного толе- континентальной корой сменяются энт-базальтовой и щелочной сериями. гидротермально - метасоматическим. Возрастание щелочности происходит с вулканогенно-осадочными или комби- переходом от магматизма трещинного нированными месторождениями. В ретипа к центральному, особенно при за- гионах с палеозойской корой в струмении расплавами магнезиальных турно-вещественных комплексах, вопород коры — мраморов, доломитов никших в процессе ее формирования т. п. В ультращелочных магматиче- залегают месторождения колчеданских породах (агпаитовых нефелино- серы (Алтае-Саянская область, Забайкалье, сиенитах и ийолит-уртитах) зна- калье, Средняя Азия, Урал), а с мезокайнозойской, а в натрово-карбонатито- зойской — появляются и месторождения в лавах и пеплах большая часть нат- ния самородной серы (Охотско-Чукотский пояс; Внутренняя Япония). В одних и других содовых минералов. Среди ластях с кайнозойской корой они в вулканических газов преобладает CO_2 , нимают доминирующее положение в гидротермальных растворах — кар- (Камчатско-Курильская гряда; Япония) и гидрокарбонаты натрия. ния, Индонезия, Малая Азия). И в Серная дегазация (SO_2 и H_2S) прояв- фильтрационно-остаточные месторождения в значительных масштабах в дения самородной серы, как правило, происходит в основном при магматическом замеще- залегают в зоне сочленения областей и в глубоком термометаморфизме с древней и с молодой континентальной корой и ангидритов и гипсов. Поэтому во внут- ной корой (Предкарпатье; Ирак). риконтинентальных рифтах создается

серы. Одной из предпосылок развития ее минерализации является двухъярусное залегание галогенных отложений.

Условия для развития в рифтогенную стадию содовой и серной минерализации реализуются в зонах глубоких разломов с трапповым магматизмом, предшествующим рифтогенезу, и во внутриконтинентальных рифтах, не перешедших в дальнейшем в океанические структуры, главным образом при их реактивизации. При этом образуются стратиформные залежи давсонита (Кузнецкий прогиб, Припятская впадина), вулканогенно-осадочные месторождения соды (Африканский рифт), залежи колчеданной серы (Норильский район, Енисейский кряж), проявления самородной серы (Днепровско-Донецкий авлакоген). Условия для развития колчеданного оруденения сохраняются и в океаническую стадию, при раскрытии океанов с образованием гидротермально-метасоматических и вулканогенно-осадочных месторождений (Алтае-Саянская область, Прибайкалье, Средняя Азия; Кипр).

Наконец, при переходе к области с фанерозойской континентальной корой крупные скарновые месторождения

цевой и редкометальной минерализации. Постмагматические флюиды и гидротермальные растворы, под воздействием которых происходило формирование метасоматических месторождений апатита, очевидно, могли при благоприятных условиях разгружаться в седиментационные бассейны с образованием залежей фосфоритов. Об этом свидетельствует, в частности, присутствие в содоносных отложениях формации Грин-Ривер апатита и колофана, в рапе содового оз. Магади — резко повышенных концентраций фосфора и т. д.

Содержание P_2O_5 в щелочных рифтогенных базальтах достигает 0,5—1,5 % (в несколько раз выше, чем в океанических или островодужных), в трахибазальтах 0,9—1,1 %, в нефелинитах 0,67 %, в мелилититах более 2 %. Извержение щелочных эффузивных пород, как и их интрузивных аналогов, видимо, могло сопровождаться поступлением в седиментационные бассейны значительных количеств фосфора. Поэтому внутриконтинентальные рифты при их разрастании, вероятно, были благоприятны для фосфатонакопления не только из-за проявления в них динамического апеллинга, но, по мнению С. Риггса, и в связи с поступлением по глубинным разломам в морские бассейны постмагматических флюидов и гидротермальных растворов.

Внутриконтинентальный рифтогенез оказывал влияние на процессы фосфатогенеза не только в венд-раннекембрийскую эпоху [12] с образованием месторождений микрозернистых фосфоритов (Окино-Хубсугульский бассейн), но и в мел-раннепалеогеновую при формировании месторождений зернистых фосфоритов. В частности, это происходило в прибрежных частях океана Тетис, в зоне между зародившимися в триасе на Аравийско-Африканском континенте внутриконтинентальными рифтами, неоднократно испытывавшими реактивизацию со щелочным магматизмом, и возникшим в триасе при раскалывании Пангеи срединно-океаническим хребтом, разделявшим Аравийско-Африканскую и Евразийскую плиты.

Аналогичная картина наблюдалась в неогене в прибрежных частях Атлан-

тического океана, в зоне с глыбово-сбросовым строением между сейсмическим активным поясом, отделявшим Северо-Американскую плиту от Карибской, и срединно-океаническим хребтом, отделявшим первую из них от Аравийско-Африканской и Евразийской. Об активизации вулканической деятельности во время фосфатотобразования свидетельствуют широкое распространение в фосфатоносных отложениях Аравийско-Африканской провинции и п-ова Флорида вулканических пеплов и продуктов их изменения — цеолитов (клиноптилолитов) монтмориллонитовых и сепиолит-пальгорскитовых глин, а также высокое содержание малых элементов. На п-ове Флорида, например, содержание меди в фосфатоносных отложениях достигает 394 г/т, мышьяка 188, цинка 345, свинца 100, кадмия 10, ртути 1000 г/т.

При активизации вулканической деятельности фосфор мог поступать в мелководные зоны, расположенные в пределах или вблизи внутриконтинентальных рифтов, в результате разгрузки гидротермальных растворов по глубинным разломам, ограничивающими или пересекающими рифты, а из срединно-океанических хребтов — с морскими течениями. Вместе с фосфором в мелководные зоны с фосфоритовой седиментацией поступали магний, необходимый для образования сепиолита, палыгорскита и доломита (обычно не характерного для гумидного климата), а также медь, мышьяк, ртуть и другие металлы, которые, будучи биологическими токсинами, вызывали массовую гибель организмов, а в итоге — образование фосфоритов.

Содержание бора как в ультраосновных породах верхней мантии, толеитовых базальтах, их средних и кислых дифференциатах, так и в щелочных породах весьма низкое и, как правило, не превышает 10—20 г/т. Основная масса бора, отделяющегося от мантийной магмы, расходуется в процессе серпентинизации ультрамафитов, слагающих нижние горизонты коры. Вследствие этого его концентрация в серпентинизированных породах повышается в десятки и сотни раз (540—1260 г/т), а в «остаточных» гидротермах резко падает, составляя

более 8—12 г/т. Поэтому во внутриконтинентальных рифтах бораты не осаждаются даже в условиях сильного осолонения [7].

В отличие от бора, содержание фтора в щелочных породах очень высокое: в фонолитах 7800—8000 г/т, в натрово-карбонатных лавах и пеплах 2—4 %. Значительная часть фтора, отделяющегося от мантийной магмы, переходит в газообразную фазу. При взаимодействии с ювенильными или метеорными водами магматические флюиды дают начало щелочным гидротермам с содержанием фтора 162—4630 мг/л. В приповерхностных или поверхностных условиях из них отлагается флюорит (Днепровско-Донецкий авлакоген; Африканский рифт).

Для завершающей, континентальной стадии характерно проявление как корового, так и мантийного магматизма, представленного соответственно андезитовыми и щелочно-калиевыми сериями. Возрастание щелочности происходит с увеличением глубины залегания зоны Заварицкого — Бенюфа в основном за счет калия. Среди вулканических газов присутствует значительное количество галоидных и серных соединений.

Гидротермальные растворы, разгружающиеся по глубинным разломам, имеют хлоридно-гидрокарбонатно-натриевый состав. Содержание в них гидрокарбонатов натрия возрастает с увеличением расстояния до сейсмофокальной поверхности. Поэтому на окраинно-континентальных орогенах и в прилегающих к ним краевых прогибах создается благоприятная обстановка для образования самородной серы, а в тыловых (внутренних) частях орогенов — природной соды.

Условия для развития серной минерализации возникают в переходную стадию, в которой образуются гидротермально-метасоматические и вулканогенно-осадочные месторождения колчеданной (Забайкалье, Урал, Кавказ; Япония) и самородной (Камчатка, Курилы; Япония, Индонезия) серы, залежи калийных солей сульфатного типа (Предкарпатский прогиб; Восточно-Словацкая впадина). В континентальную стадию на окраинно-континентальных орогенах образуются

гидротермально-метасоматические и вулканогенно-осадочные месторождения самородной серы (Охотско-Чукотский пояс, Большой Кавказ; Италия, Турция), а в прилегающих к ним краевых прогибах — инфильтрационно-метасоматические (Предкарпатье; Ирак). Условия для развития содовой минерализации реализуются в тыловых частях окраинно-континентальных орогенов (Грин-Ривер в США, Беупазари в Турции).

Содержание P_2O_5 в вулканических породах андезитовой серии сравнительно невысокое: в андезитах около 0,2 %, в дацитах и липаритах 0,1 %. Исключение составляют игнимбриты, в которых оно иногда повышается до 2,4—2,8 %. В породах щелочно-калиевой серии содержание P_2O_5 с возрастанием щелочности, как правило, увеличивается: в шошонитах до 1,17 %, в трахилипаритах до 1,69 %. Существенное возрастание содержания фосфора с увеличением глубины залегания зоны Заварицкого — Бенюфа обуславливает образование в зонах асимметричного спрединга в тыловых частях островных дуг и окраинно-континентальных орогенов карбонатитовых месторождений апатита (США, Боливия) и вулканогенно-осадочных апатит-магнетитовых руд (Мексика, Чили), а в окраинных морях в вулканогенно-терригенно-карбонатных и терригенно-карбонатных отложениях — залежей фосфоритов (Пиренейский п-ов).

Содержание бора в породах андезитовой и щелочно-калиевой серий, как правило, повышено (400—1200 г/т). Дегазация андезитовой и щелочно-калиевой магм, а также процессы дегидратации серпентинитов и гидрослюд (содержащих бор в количестве 2000—3000 г/т) на глубине 100—300 км, способствуя интенсификации гидротермальной деятельности, приводят в то же время к обогащению бором гидротермальных растворов. Концентрация в них бора иногда достигает 600—1800 мг/л. Из гидротермальных растворов в карбонатных отложениях образуются скарновые месторождения бора (Верхоянье, Приморье, Памир), в озерных бассейнах — вулканогенно-осадочные (США, Аргентина, Турция) [7].

Содержание фтора в породах андезитовой и щелочно-калиевой серий существенно отличается: в андезитах оно не превышает 780—820 г/т, тогда как в латитах достигает 5200 г/т. Замещение щелочно-калиевыми расплавами богатых кремнеземом пород способствует, как и во внутриконтинентальных рифтах, переходу фтора в газообразную фазу с образованием комплексов, которые после смещения в зонах трещиноватости с ювенильными или метеорными водами мигрируют в форме HF. Из гидротермальных растворов в среде, богатой кальцием, в приповерхностных условиях образуются гидротермальные месторождения с рудами кварц-флюоритового или флюоритового состава (Центральный и Южный Казахстан, Урал, Чаткало-Кураминский и Таласский хребты), в озерных бассейнах — вулканогенно-осадочные (Италия).

В завершающую стадию трансформации океанической коры в континентальную содержание бора возрастает в породах как андезитовой, так и щелочно-калиевой серий, а фтора — только щелочно-калиевой. Повышение концентрации этих элементов в вулканических продуктах и гидротермальных растворах приводит при благоприятных условиях к образованию в морских или озерных бассейнах залежей боратов и флюорита. Однако полигенная природа минерального вещества в месторождениях бора и фтора предъявляет весьма жесткие условия к их формированию, требующие сочетания как минимум двух рудоконтролирующих факторов. Наряду с интенсивным проявлением вулканической деятельности, необходимым условием для их выделения в осадок является испарение вод седиментационных бассейнов. Поэтому формирование их месторождений возможно лишь при нахождении вулканических областей вблизи или в пределах аридных зон. Все это предопределяет не только циклический, но и неравномерно-прерывистый характер эволюции процессов рудоотложения бора и фтора.

Континентальная стадия альпийского цикла включает глобальные олигоцен-неогеновую эпоху вулканогенно-осадочного рудообразования бора и неоген-четвертичную — фтора. В оли-

гоцен-неогеновую эпоху формирование месторождений боратов происходило в средних и тыловых частях окраинно-континентальных орогенных вулканических поясов, наиболее интенсивно — на срединных массивах, которым в рельефе обычно соответствуют обширные депрессии, часто осложненные локальными грабенами. В неоген-четвертичную эпоху формирование месторождений флюорита происходило преимущественно в тыловых частях окраинно-континентальных орогенных поясов, с наибольшей интенсивностью — в зонах раскрытия, расположенных на краях континентальных блоков. На окраинно-континентальных орогенах и в прилегающих к ним краевых прогибах, занимающих сравнительно небольшую часть территории континентов, в процессе вулканической и связанной с ней газовой-гидротермальной деятельности в кайнозой образовалось около 100 млрд. т троны, многие миллионы тонн серы, свыше 1 млрд. т боратов, более 10 млн. т флюорита, 100 тыс. т WO_3 , 10 млн. т лития и т. д.

Особого внимания при прогнозе месторождений заслуживают стратиграфические интервалы, отвечающие смене тектонических циклов, когда континентальная стадия сразу же по завершении орогенного этапа, фиксируемого молассами, переходит в рифтогенную, минуя платформенный этап. Не меньшее значение имеют структурно-вещественные комплексы, формирующиеся при наложении различных циклов, например, начавшихся с раскрытия океанов Тетиса в триасе Атлантического в юре.

Смена циклов, наложение их друг на друга усложняют минерагенический анализ. Если в последовательности процессов трансформации океанической коры в континентальную использовать в качестве основного критерия момент закрытия океанов, а в качестве его главного признака офиолитовые швы, то выделение отдельных циклов становится, как показывает Ж. Обуэн, достаточно обоснованным. В тектоническом отношении смена циклов и наложению их различных стадий друг на друга отвечают месторождения боратов и фтора, в частности, зоны сочленения внутриконтинентальных

рифтов с островными дугами, наружными или тыловыми частями окраинно-континентальных орогенных, а также зоны перекрытия ими срединно-океанических хребтов, характеризующиеся присутствием разнообразных по составу, усложненных или контрастных серий вулканических пород. К местам пересечения или сочленения различных структурных элементов земной коры приурочены месторождения фосфоритов, соды, боратов, флюорита и др.

Так, в шельфовой зоне, между потенциально фосфатогенерирующими внутриконтинентальными рифтами Аравийско-Африканского материка и островными дугами, расположенными по акватории океана Тетис, сформировались месторождения зернистых фосфоритов Марокканского, Алжиро-Тунисского и других бассейнов. В зоне перекрытия срединно-океанического хребта, разделявшего плиты Тихоокеанскую и Кокос, активной окраиной Американского континента на его подводной, шельфовой части отлагались фосфоритоносные осадки формации Монтерей. В наземной части, в пределах Кордильеро-Андийского вулканического пояса, на территории Большого бессточного бассейна к озерным отложениям приурочены вулканогенно-осадочные месторождения боратов (Крамер и др.).

В местах пересечения глубинными разломами, фиксирующими северное окончание внутриконтинентально-океанского кайнозойского рифта Рио-Гранде, тыловой части окраинно-континентального орогена, возникшего на западе США в завершающую стадию лаврийского цикла, локализуются крупные месторождения соды в отложениях формации Грин-Ривер. В зоне раскрытия древних авлакогенов Восточно-Европейской платформы в сторону краевого моря, располагавшегося в тыловой части окраинно-континентального Евразийского вулканического пояса на юге современной Прикаспийской впадины, находятся галогенные месторождения боратов (Индерское и др.). В районе перекрытия трансформного разлома Турецкой плитой в пределах Альпийско-Гималайского пояса на Анатолийском плато, как и на западе США, происходило

образование вулканогенно-осадочных месторождений боратов (Кырка-Сарикай и др.).

В зоне наложения внутриконтинентального рифта Северного моря на тыловую часть Евразийского пояса в пределах современной Северогерманской впадины, представлявшей собой краевое море, находятся осадочные месторождения флюорита (Эшвеге и др.). В обстановке зарождающегося внутриконтинентального рифтогенеза в тыловых частях Альпийско-Гималайского пояса на Апеннинском п-ове происходило образование вулканогенно-осадочных месторождений флюорита (Пьянчиано и др.).

Выявление основных черт эволюции вулканических процессов и связанного с ними осадочного породо- и рудообразования, раскрытие его циклического и вместе с тем неравномерно-прерывистого характера позволяют выделить, используя методы актуализма и аналогии, определенные стадии тектонических циклов и соответствующие им структурно-вещественные комплексы в качестве наиболее продуктивных на те или иные виды минерального сырья. Это, в свою очередь, дает возможность локализовать прогноз вулканогенно-осадочных месторождений в ограниченных как по вертикали, так и по горизонтали зонах. Особое положение занимают места тройного сочленения плит, представляющие собой важнейшие минерагенические узлы, требующие первоочередных прогнозных исследований.

При переходе от регионального к локальному прогнозу следует учитывать, что на многих месторождениях проявляются признаки полигенной природы минерального вещества. Формирование месторождений таких дефицитных видов минерального сырья, как сода или бораты, происходило не в результате обычного хода магматической или осадочной дифференциации вещества, порождающей магматические или осадочные породы, а в аномальных условиях — при отклонении от ее обычного хода. Многие месторождения представляют собой аномалии, возникающие при «пересечении» нескольких рудогенерирующих процессов, при наложении на нормально протекающий магматический или оса-

дочный процесс других, чуждых им или контрастных с ними. В отличие от магматической или осадочной дифференциации вещества отклонения от ее обычного хода, порождающие промышленные месторождения ряда дефицитных видов неметаллических полезных ископаемых, изучены недостаточно. Необычное протекание магматических и осадочных процессов приводит к образованию месторождений, уникальных не только по своему генезису, но по запасам и качеству сырья. Познание аномальных условий путем создания геолого-генетических моделей месторождений составляет, по сути дела, теоретическую основу локального прогноза многих дефицитных видов неметаллических полезных ископаемых.

Примерами аномальных условий и связанных с ними рудогенерирующих систем являются апатитовое оруденение Кольского п-ова, фосфоритовые месторождения п-ова Флорида, содоносные отложения формации Грин-Ривер, серные месторождения Месопотамского прогиба и т. д. Подобно месторождениям соды и серы, при «пересечении» нескольких рудогенерирующих процессов формировались залежи боратов Прикаспийской впадины и Анатолийского плато, флюорита Северогерманской впадины и Апеннинского п-ова.

Аномальное развитие магматических процессов происходит в результате резкого обогащения магмы летучими компонентами, которое сопровождается отщеплением рудоносных расплавов, флюидов и растворов. Особенно отчетливо изменение обычного хода магматических процессов, приводящих к отделению минерализованных флюидов и растворов, отмечается в местах тройного сочленения плит, в зонах пересечения или сочленения различных структурных элементов. Такие места характеризуются развитием гибридного магматизма с высокой рудогенерирующей способностью, которая усиливается при магматическом замещении галогенных отложений, приводящем к резкому обогащению расплавов летучими компонентами, а в итоге — к образованию не только магматических и постмагматических, но и вулканогенно-осадочных место-

рождений.

Аномальные явления в развитии осадочных процессов возникают в результате вулканической активности. При излиянии лав и поступлении в морские и озерные бассейны пирокластического материала, магматических газов и гидротермальных растворов ход седиментации меняется в направлении, благоприятствующем рудоотложению. При этом вулканизм оказывает как прямое (доставка минерального вещества), так и косвенное (изменение обстановки осадконакопления) влияние. С вулканической деятельностью связано образование месторождений более 20 видов неметаллических полезных ископаемых вулканогенно-осадочного происхождения, причем многие из них, отличаясь крупными запасами и высоким качеством сырья, имеют большое промышленное значение (пемза и шлаки, вулканические туфы, цеолиты, бентониты, сепиолитовые и палыгорскитовые глины, опал-кристаллитовые породы, барит, сода, алунит, бораты, флюорит и др.).

В настоящее время признается решающее влияние глубинных процессов на формирование месторождений полезных ископаемых. Важная роль глубинных процессов, возникающих в результате эволюции Земли и обусловленных с метеоритом, вызвавшее появление движущих веществ и энергии на границе мезозоя и кайнозоя (гипотеза о земной поверхности, определяющей геохимические аномалии, экологические перспективы применения геодинамического анализа как методологического инструмента в геологическом анализе исторической минерализации и характера протекания процессов рудообразования. Применение при прогнозе вулканической деятельности на полях известных генетических типов месторождений. Отсутствие достаточно большого количества факторов, контролирующего формирование месторождений дефицитных видов полезных ископаемых (соды, серы, боратов, флюорита и др.) в настоящее время вносит в прогнозирование элемент случайности, существенно снижает его достоверность. Поэтому геодинамическому для повышения уровня научного обоснования прогнозов все большее значение, наряду с улучшением качества геологического изучения территории СССР и геологическими работами масштаба 1 : 50 000, приобретает создание геолого-генетических моделей месторождений. В целях более широкого и эффективного использования геофизических и геохимических методов исследования, аэровысотных и

ающем тесную связь регионального и локального прогнозов, можно избежать выделения излишне большого количества перспективных площадей и тем самым предотвратить распыление сил и средств, сконцентрировав их на наиболее важных объектах.

При переходе от регионального прогноза к локальному по мере увеличения глубинности поисков созданию геолого-генетических моделей месторождений должно уделяться все большее внимание. В связи с сокращением фонда легко открываемых месторождений достоверность прогноза и эффективность поисков, несмотря на возрастание затрат на их проведение, неуклонно снижаются. Это обусловлено, в-первых, ограниченным объемом информации о глубинном строении территории СССР и, во-вторых, неточным представлением о происхождении тех или иных видов полезных ископаемых, следовательно, отсутствием достоверных моделей их месторождений.

Традиционное применение метода актуализма даже с учетом необратимости эволюции геологических процессов недостаточно эффективно, так как в геологической истории неоднократно случались непредвиденные события (столкновение с метеоритом, вызвавшее появление движущих веществ и энергии на границе мезозоя и кайнозоя (гипотеза о земной поверхности, определяющей геохимические аномалии, экологические перспективы применения геодинамического анализа как методологического инструмента в геологическом анализе исторической минерализации и характера протекания процессов рудообразования. Применение при прогнозе вулканической деятельности на полях известных генетических типов месторождений. Отсутствие достаточно большого количества факторов, контролирующего формирование месторождений дефицитных видов полезных ископаемых (соды, серы, боратов, флюорита и др.) в настоящее время вносит в прогнозирование элемент случайности, существенно снижает его достоверность. Поэтому геодинамическому для повышения уровня научного обоснования прогнозов все большее значение, наряду с улучшением качества геологического изучения территории СССР и геологическими работами масштаба 1 : 50 000, приобретает создание геолого-генетических моделей месторождений. В целях более широкого и эффективного использования геофизических и геохимических методов исследования, аэровысотных и

космических средств изучения поверхности земли и ее недр интенсивно разрабатываются многофакторные модели, сочетающие в себе геофизические, геохимические и вероятностные модели систем дистанционных изображений с геолого-генетическими. Весьма перспективны исследования по корреляции космической информации с геофизической и геохимической [5].

В связи со спецификой процессов рудообразования для повышения достоверности их прогноза необходимы принципиально новые разработки, направленные на решение некорректных задач путем создания не только многофакторных, но и более сложных математических моделей месторождений с последующим их исследованием методами вычислительного экспериментирования. В настоящее время уже применяется математическое моделирование геофизических и геохимических полей [2], позволившее повысить достоверность прогноза до 93 %, и разрабатываются многостадийные модели, базирующиеся на интегрировании геологических, геофизических и геохимических данных [9].

Важным шагом в создании качественно новой основы для разработки генетических моделей месторождений является физико-химическое моделирование на ЭВМ с применением универсального программного комплекса «Селектор» [4]. Большой интерес представляет физико-химическое моделирование на базе геодинамического анализа процессов осадочного минерало- и рудообразования неметаллов, дающее возможность конкретизировать влияние гидротермальной деятельности на масштабы осаднения в бассейнах седиментации тех или иных минералов, вплоть до образования промышленных месторождений, и на основе этого повысить достоверность их генетических моделей.

Изучение основных черт исторической минерализации неметаллов в сочетании с математическим моделированием и вычислительным экспериментированием представляется перспективным для прогнозирования и поисков вулканогенно-осадочных месторождений неметаллических полезных ископаемых.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анализ закономерностей размещения месторождений неметаллических полезных ископаемых с позиций геодинамики/А. А. Озол, Н. Т. Шитовкин, Э. Г. Дистанов и др. Обзор. Сер. Геология, методы поисков и разведки месторождений неметаллических полезных ископаемых. М.: ВИЭМС, 1986.
2. Бураго А. И. Математическая модель геохимического поля и количественный прогноз оруденения.— В кн.: Геохимия в локальном металлогеническом анализе (тезисы докл.). Т. 3. Новосибирск, 1986, с. 52—54.
3. Закономерности формирования континентальной коры в фанерозое/А. В. Пейве, А. Л. Книппер, М. С. Марков и др.— В кн.: Тр. XXVII МГК. Т. VII. Тектоника. Секция С.07. М., 1984, с. 3—9.
4. Карпов И. К. Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии. Новосибирск: Наука, 1981.
5. Космическая информация в геологии/В. Г. Трифонов, В. И. Макаров, Ю. Г. Сафонов и др. М.: Наука, 1983.
6. Митчел А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М.: Мир, 1984.
7. Озол А. А. Осадочный и вулканогенно-осадочный рудогенез бора. М.: Наука, 1986.
8. Пейве А. В. Геология раздела Мохоровичича.— В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М., 1981, с. 7—13.
9. Прогноз месторождений полезных ископаемых с применением математических методов и ЭВМ/Д. А. Родионов, А. И. Крылов, Т. М. Злобина, А. Н. Бугаец.— В кн.: Геология, 1986, № 8, с. 120—126.
10. Смирнов В. И. Периодичность рудообразования в геологической истории.— В кн.: Тр. XXVII МГК. Т. XII. Металлогения рудных месторождений. Секция С.12. М., 1984, с. 3—10.
11. Яншин А. Л., Жарков М. А. Фосфор и калий в природе. Новосибирск: Наука, 1984, (Тр. ИГГ СО АН СССР, вып. 673).
12. Яншин А. Л., Ильин А. В., Еганов З. Основные проблемы древнего фосфатоконноления.— В кн.: Тр. XXVII МГК. Т. XII. Неметаллические полезные ископаемые. Секция С.15. М., 1984, с. 95—103.

УДК 553.45(571.651+661)

В. И. ЛАШТАБЕГ (ПГО «Камчатгеология»), С. Ф. ЛУГОВ (ВИМС),
А. И. ПОЗДЕЕВ (ПГО «Камчатгеология»)

Корякская оловоносная провинция

Создание новых сырьевых баз для дальнейшего развития отечественной оловянной промышленности представляет собой важную народнохозяйственную задачу для геологической службы страны. Открытие в Корякском нагорье проявлений оловоносности касситерит-силикатной формации, особенности геологического строения и развития региона однозначно свидетельствуют о необходимости проведения на этой территории геологоразведочных работ на олово.

В наиболее обширной — центральной части региона обособляется Центрально-Корякская структурно-формационная зона, являвшаяся как в палеозое, так и мезозое связующим морским бассейном между Пенжинской и Хатырской зонами. Все три зоны заложены в позднем протерозое — раннем палеозое на границе океанического ложа и шельфовой области. В отличие от эвгеосинклинальных условий Пенжинской и Хатырской зон, в Центрально-Корякской зоне преобладал миогэосинклинальный режим с высокой динамикой осадконакопления.

В позднем мелу в геосинклинальном развитии была вовлечена крайняя часть Берингии — современная орогенная зона, также характеризующаяся эвгеосинклинальным режимом.

В результате орогенических движений на границе мела и палеогена в регионе уже к середине палеогена сложилась сложная складчатая область с мозаично-глыбовым строением земной коры и верхней мантии. Здесь обособились весьма контрастные, разнородные по строению и развитию участки земной коры, разделенные литосферными разломами и вечающие указанным выше структурно-формационным зонам. На фоне этого переходного характера земной коры этой области в пределах Центрально-Корякской зоны в силу специфики ее миогэосинклинального развития в течение нескольких геосинклинальных циклов, когда накапливались мощные, преимущественно песчаные, преимущественно песчаные сланцевые отложения, была сформирована кора континентального типа (мощность ее до 40 км и более, в оловянного слоя — 15 км). В сто-

межных эвгеосинклинальных зон мощность коры резко снижается (до 0—15 км в Олюторской зоне).

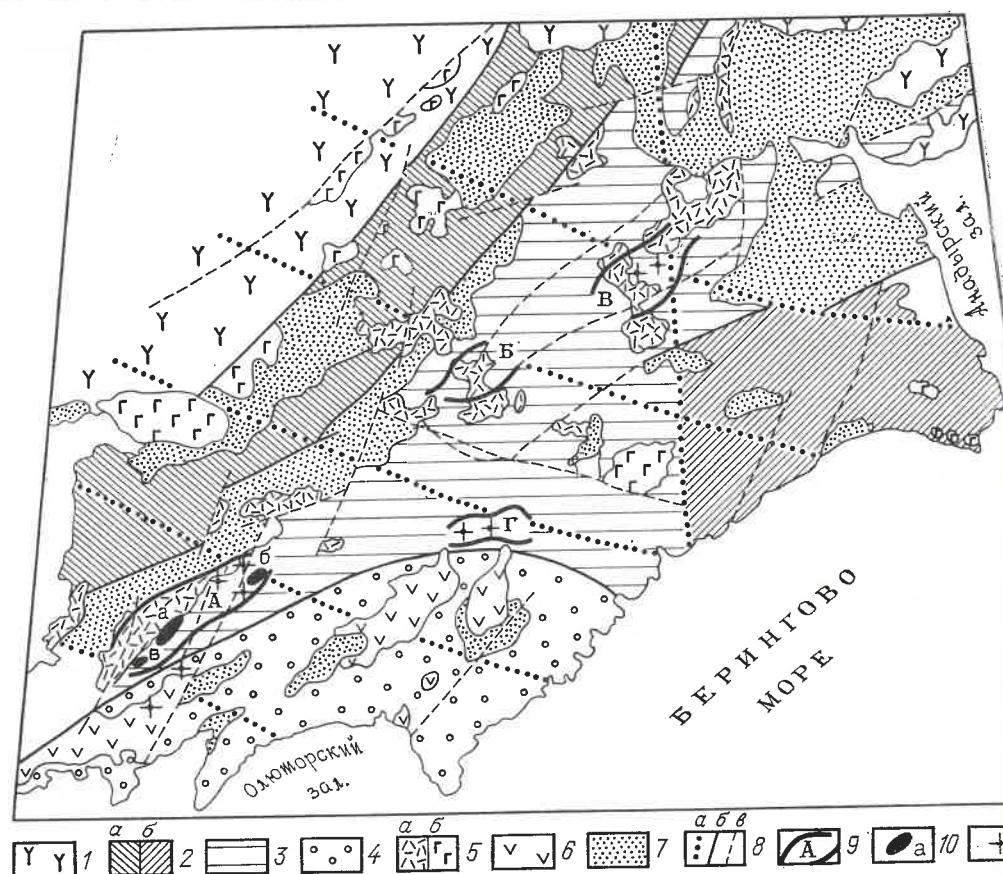
Показателем становления зрелой коры континентального типа в Центрально-Корякской зоне послужил широко проявившийся здесь в позднем палеогене внутрикоровый гранитоидный магматизм с характерными для него рудными, в том числе оловянными формациями [3, 4, 5]. Он сопровождался контрастным наземным вулканизмом, сформировавшим Корякский вулканический пояс. Последний относится к типу краевых вулкано-плутонических поясов [1], протягивается на расстояние более 1000 км от побережья Пенжинской губы до левого берега нижнего течения р. Анадырь и характеризуется многофазовым развитием вместе с комагматичными гранитоидами в интервале времени 45—5 млн. лет назад [8, 10]. Среди лав от липаритов до базальтов) преобладают породы андезит-липаритовой формации, гранитоиды относятся к ранодиоритовой формации глыбовых массивов; геологические и геофизические данные свидетельствуют о наличии нескрытых батолитоподобных массивов.

Внутрикоровый оловоносный магматизм, проявившийся в условиях орогенного орогенеза в Центрально-Корякской зоне, был вызван базитовым внутрикоровым магматизмом, сформировавшим эоцен-олигоценые покровы андезито-базальтовой формации на восточной стороне активизированной области — в Пенжинской зоне и Охотско-Чукотском вулканогенном поясе, инициальным подводным магматизмом — в ее фронтальной части — Олюторской зоне. Последняя в это время представляла глубокий эвгеосинклинальный трог, в котором накапливались мощные кремнисто-вулканические и сопутствующие им флишиоидные терригенные формации. На фоне поднимающегося легкого участка коры, где формировались оловоносные гранитоидные очаги и наземный вулканический пояс контрастного состава Центрально-Корякская зона), сопредельные «тяжелые» эвгеосинклинальные зоны испытывали погружение, особенно во фронтальной области орогенических движений (Олютор-

ская зона). Подобная геодинамическая связь магматизма разных структурных зон в совокупности с особенностями позднепалеогенового осадконакопления и тектогенеза позволяет рассматривать поздний палеоген как важнейшую эпоху тектоно-магматической активизации и эндогенной минерализации данного региона и смежных областей [7, 8, 10]. Именно этой эпохе развития региона обязано формирование рассматриваемой оловоносной провинции в границах блока с континентальной земной корой, соответствующего Центрально-Корякской структурно-формационной зоне. Зона прослеживается на 750 км в северо-восточном направлении от Камчатского перешейка до бассейна р. Анадырь и на первые сотни километров — в субширотном направлении. Оруденение в ее пределах тяготеет к пограничным глубинным разломам, отделяющим эту зону от смежных эвгеосинклинальных зон с разновозрастной складчатостью.

Известные в пределах провинции проявления оловоносности группируются в три оловоносных (Западно-, Северо-, Центрально-Корякский) районы и Ваежский потенциально оловоносный район (рисунок). Оруденение относится к хлоритовому, а в более глубоких частях — турмалин-хлоритовому и турмалиновому, местами — многосульфидному типам касситерит-силикатной формации [3, 4, 5, 9]. По комплексу признаков его можно выделить в конкретную касситерит-силикатно-сульфидную Центрально-Корякскую формацию.

Оловянные поля концентрируются в сложно дислоцированных преимущественно верхнемеловых, иногда более древних песчано-сланцевых отложениях (нижний структурный ярус), а также в верхнеэоценовых — олигоценых гранитоидах и вулканиках кислого — среднего состава (верхний структурный ярус). В их пределах кроме трещинных гранитоидных интрузий, даек и субвулканических тел кислого и среднего состава широко развиты поля ороговикованных пород над нескрытыми интрузиями и биотит-серицитовые метасоматиты с сульфидами, реже — с турмалином. Рудные тела — это сульфидно-хлорит-



Схематическая карта проявлений оловоносности Корякского нагорья:

1 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 2 — Пенжинская (а) и Хатырская (б) эвгеосинклинальные зоны с завершающей инверсией в позднем альбе; 3 — Центрально-Корякская многоэвгеосинклинальная зона с завершающей инверсией на границе позднего мела и палеогена; 4 — Олюторская эвгеосинклинальная зона с завершающей инверсией на границе палеогена и неогена; 5 — позднепалеогеновые наземные эффузивы Корякского вулканического пояса;

кварцевые, в меньшей степени — турмалин-хлорит-кварцевые и турмалин-серпичит-кварцевые жилы и метасоматические зоны дробления. Околорудные изменения — хлоритизация, окварцевание, реже — турмалинизация, сульфидизация, карбонатизация.

Постконсолидационные магматические образования Корякского вулканического пояса имеют щелочноземельный состав. Лавы характеризуются относительно повышенной титанистостью, марганцовистостью, стабильностью содержания натрия. Как излившиеся, так и интрузивные породы пересыщены кремнекислотой и глиноземом, отличаются пониженным содержанием щелочей и кальция, натрия в

контрастного состава (а), преимущественно среднего и основного состава (б); 6 — миоценовые наземные эффузивы преимущественно среднего и основного состава; 7 — четвертичные рыхлые отложения впадин и прогибов; 8 — глубинные разломы: речные (а), продольные на границах складчатых зон (б) и прочие (в); 9 — оловоносные районы: Западно-Корякский (А), Ваежский (Б), Северо-Корякский (В), Центрально-Корякский (Г); 10 — оловоносные поля; 11 — участки проявления оловоносности.

большинстве случаев преобладает калием, в кислых породах железа над магнием.

В относительно лучше изученном Западно-Корякском рудном районе формирование пород вулканоплагионитового комплекса происходило в течение трех фаз магматизма — кислого состава (I фаза), среднего — основного до умеренно-кислого (II фаза) и вновь кислого (III фаза). Специализация комплекса на олово устанавливается присутствием акцессорного касситерита в породах II фазы и его увеличением в породах III фазы. Встречается положительная геохимическая специализация интрузивных пород комплекса на олово с возрастанием

его концентрации от 5 г/т в I фазе до 7—10 г/т — во II и 8—18 г/т — в III фазах, а также в целом — на серебро, свинец, менее — на бор и отрицательная — на фтор, ниобий и рублий.

Определяющей особенностью химического состава оловоносного магматизма, образующего рудные поля в пределах оловоносных районов, является увеличение в гранитоидах III фазы калиевого состава (определяющей лейкократовый состав), повышение роли железа, а в нем преобладание кислого над окисным и главное — при общем сохранении невысокого содержания щелочей — увеличение количества калия (до преобладания над натрием). По калиевокалиевости эти породы отвечают образованиям оловоносных структурно-фациальных зон Охотско-Чукотского пояса [3].

В пределы Корякского вулканического пояса не попадает лишь Центрально-Корякский район, где покровы эффузивов отсутствуют (возможно, они эродированы), но среди интрузивных пород здесь также доминируют гранодиориты.

Наложный, постконсолидационный характер оруденения обусловлен широким развитием рудоконтролирующих секущих структур. Наиболее крупными секущими разломами, оказывающими влияние на размещение оловоносного магматизма и рудоносных площадей, являются поперечные, или сквозные разломы, среди которых преобладают субширотные (290°), отстоящие друг от друга на расстоянии 30—150 км. В частности, Западно-Корякский район оконтурен с северо-востока и юг-юго-запада двумя такими разломами. К пересечению поперечного разлома с меридиональным приоттекает Северо-Корякский район.

Секущими разломами второго порядка, служившими магмоподводящими структурами, являются субмеридиональные (север-северо-восточные) разломы, под острым углом пересекающие меловые складчатые структуры с северо-восточного простирания. Они на значительном протяжении образуют борта Паропольского наложенного прогиба (на границе Пенжинской и Центрально-Корякской зон), придавая ему кулисообразный характер.

В пределах оловорудных полей постконсолидационные структурные условия их формирования обусловили трещинный характер интрузий, часто выклинивающихся с образованием протяженных (до 10 км) даек, а также широкое развитие секущих складчатых меловых структур разрывных нарушений типа вертикальных и крутопадающих сбросов, взбросов, сбросо- и взбросо-сдвигов север-северо-восточного и северо-западного (до субширотного) направлений. Непосредственно вмещающими рудные тела структурами являются трещины двухсистемного скалывания и отрыва с преобладающей ориентировкой 280—290° и 330—350°, что обусловлено доминирующим северо-восточным простиранием вмещающих оруденение меловых складчатых структур. Наиболее благоприятны для оруденения участки пересечения разнонаправленных трещин скалывания и отрыва, где образуются значительные по протяженности рудные столбы, что необходимо учитывать при поисковых и разведочных работах [9].

В вулканогенных полях Корякского вулканического пояса на приконтактовых участках между двумя структурными ярусами возможно обнаружение рудопоявлений ксенотермального типа. Здесь на коротком вертикальном интервале установлены совмещение продуктов разнотемпературной и разнотипной рудной минерализации, близость околорудных изменений формациям вторичных кварцитов и минимальная концентрация легкого изотопа кислорода в касситерите по сравнению с касситеритом из более глубоких участков оруденения, где отсутствует верхний структурный ярус. Неподалеку от подобных участков в образованиях верхнего яруса установлены проявления близповерхностной вторичнокварцевой формаций.

Оловорудные поля по данным аэромагнитной съемки масштаба 1:50 000 оконтуриваются областью слабопеременного по интенсивности отрицательного поля ΔT . При наземной съемке масштабов 1:25 000—1:10 000 участки концентрации оловоносных метасоматических зон довольно четко оконтуриваются магнитными полями со значительными градиентами ΔZ и в

Геолого-геофизическая модель и оценка перспектив Хингано-Олонойского оловорудного района

Эффективность крупномасштабного прогноза в рудных районах в существенной мере определяется полнотой знаний взаимосвязи тектонических, магматических и постмагматических процессов, включая рудные.

Хингано-Олонойский рудный район занимает площадь порядка 1200 км² в восточной части северного блока одноименной вулcano-тектонической депрессии. Депрессия сложена меловыми вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями преимущественно кислого состава и представляет собой структуру, наложенную на древние комплексы Буреинского массива. Мощность вулканитов 1—2 км, в отдельных блоках достигает 3,5 км. Оловянное оруденение локализуется главным образом в кислых вулканитах позднего мела (так называемые обманийские породы), хотя в промышленных концентрациях оно установлено и в нижних частях разреза, и в породах фундамента. Частота встречаемости рудных объектов существенно увеличивается в пределах наиболее ярко выраженной южной и северной полос субширотной ориентировки. Подобный четкий контроль оруденения объясняется наличием в фундаменте депрессии скрытых разломов, которые в вулканитах проявлены в виде зон повышенной трещиноватости [1].

В пределах депрессии закартированы ареалы гидротермально-метасоматического преобразования пород, характеризующие разнотемпературные минеральные ассоциации — от грейзеновой до аргиллизитовой. Как и в других промышленно оловоносных районах, локальная рудоносность здесь тесно сопряжена с метасоматитами существенно кварцевого состава. С относительно низкотемпературными аргиллизитами пространственно связана молибден-редкометалльная минерализация завершающих стадий рудогенеза.

Формационная принадлежность даже наиболее изученных месторождений Хингано-Олонойского оловорудного

района продолжает дискутироваться [4]. Разные авторы относят их к следующим типам формаций: касситерит-кварцевой, силикатно-сульфидно-касситеритовой, сульфидно-касситеритовой, сульфосолюно-касситеритовой. Структурно-морфологические типы оловянных руд можно объединить в две главные группы (по Е. Я. Синякову): 1) рудные гнезда и оруденелые метасоматиты, контролируемые небольшими по площади и протяженными по вертикали крутопадающими тектоническими брекчиями [6] сложной и изометричной формы, которые ранее (Г. В. Ициксон, 1959 г., Ю. А. Афонин, 1968 г. и др.) принимались за трубки взрыва; 2) рудные гнезда в зонах метасоматитов, реже прожилки выполнения, контролируемые линейными зонами дробления и трещиноватости (все остальные месторождения).

Несмотря на благоприятную географическую позицию района, изучается он гораздо медленнее, чем другие оловорудные районы юга Дальнего Востока, поскольку до недавнего времени существовали представления о приповерхностном формировании оловянного оруденения и быстром выклинивании его на глубину.

В последние годы появились новые геологические факты, противоречащие прежним представлениям. Так, установлено, что оловянное оруденение на Хинганском месторождении генетически не связано с субинтрузией гранитпорфиров и по вертикальному размеру сопоставимо с плутогенными месторождениями. Структура, вмещающая рудные тела (брекчии), имеет тектоническую природу и характеризуется четкой тенденцией к выклиниванию вверх и расширению вниз по падению [4, 6]. На эксплуатирующихся месторождениях установлены скрытый характер оруденения и улучшение параметров с глубиной. В районе Кадубской группы месторождений (ПГО «Дальгеология») впервые обнаружены породы типично интрузивного облика (биотитовые граниты), прорывающие вулканиты

(В. Н. Кудрявцев, 1985 г.) По косвенным данным предполагается, что границы образуют на глубине единый массив протяженностью не менее 2,5 км.

Нельзя не обратить также внимание на следующее. В масштабах Хингано-Олонойского рудного района размещение оруденения контролируется крупными линейными структурами, простирающимися под углом к главным геологическим элементам чехла. Указанное не характерно для оруденения вулканогенного типа, которое обычно увязывается с вулcano-тектоническими элементами разного иерархического уровня либо с ограничивающими их разломами [8]. Кроме того, существующие оценки потенциальных ресурсов рудного района могут быть занижены, поскольку они базировались в основном на оценках участков, где отчетливо проявлены прямые признаки оловоносности. Геологические обстановки, благоприятные для рудолокализации, но не выраженные таким образом, изучались недостаточно и являются резервом для поисков скрытого оруденения.

Изложенное позволяет ставить вопрос о необходимости пересмотра ряда узловых положений, которые влияют на оценку перспектив Хингано-Олонойского рудного района. Были проанализированы новые и опубликованные карты различного содержания, охватывающие всю площадь Хингано-Олонойской вулcano-тектонической депрессии, с тем чтобы показать возможность получения новой информации о потенциальных перспективах рудного района. При этом решались следующие задачи: 1) установить контроль размещения известных оловянных месторождений, проявлений малообъемного магматизма и продуктов постмагматической деятельности элементами глубинного строения депрессии, а также структурными формами верхней части разреза; 2) уточнить границы рудного района по комплексу использованных признаков.

В основу исследования положено представление о том, что общие закономерности развития оловорудных районов выражаются в размещении продуктов глубинного магмо-рудогенеза и рудогенеза [2]. В этой свя-

зи совместно рассматривались материалы, прямо или косвенно отражающие особенности строения территории на разных глубинных уровнях: 1) геологопоисковые; 2) мелкомасштабной гравиметрической съемки (остаточное поле); 3) морфометрического анализа осредненного поля высот. Каждый из названных материалов помимо совпадающей информации несет и свою специфическую, содержащуюся в неявной форме в остальных. Так, по данным морфометрического анализа рельефа лучше выделяются сводово-купольные сооружения верхней части разреза; по результатам интерпретации гравиметрической съемки — элементы глубинной структуры, положение и размеры магматических очагов; по данным геологопоисковых работ — особенности геологического строения верхней части разреза, характер продуктов рудогенеза и т. п.

На рис. 1 в схематизированном виде отражена часть исходных данных. Из всего многообразия типов измененных пород, описанных в пределах Хингано-Олонойской вулcano-тектонической депрессии, на нем показаны лишь обобщенные контуры тех, которые формируют ареалы значительных размеров и характеризуют проявления различных температурных ассоциаций с соответствующей профилирующей минерализацией. Положительные морфоструктуры, отождествляемые с интрузивно-купольными либо вулcano-купольными сооружениями разного ранга, выделены путем осреднения поля высот с радиусом, равным 1 км.

По данным морфометрического анализа, в контурах Хингано-Олонойской вулcano-тектонической депрессии выделяются две морфоструктуры I порядка, которым на глубине соответствуют близкие по размерам объекты (области разуплотнения), фиксируемые как Хинганская и Федосеихинская отрицательные гравитационные аномалии I порядка (см. рис. 1).

Площадные параметры аномалий и значения расчетных глубин залегания кромок возмущающих масс позволяют интерпретировать Хинганскую аномалию как нижнекоровый палеочаг (глубина залегания кромок 10—15 км), а Федосеихинскую — как верхнекоровый (4—5 км). Формирование

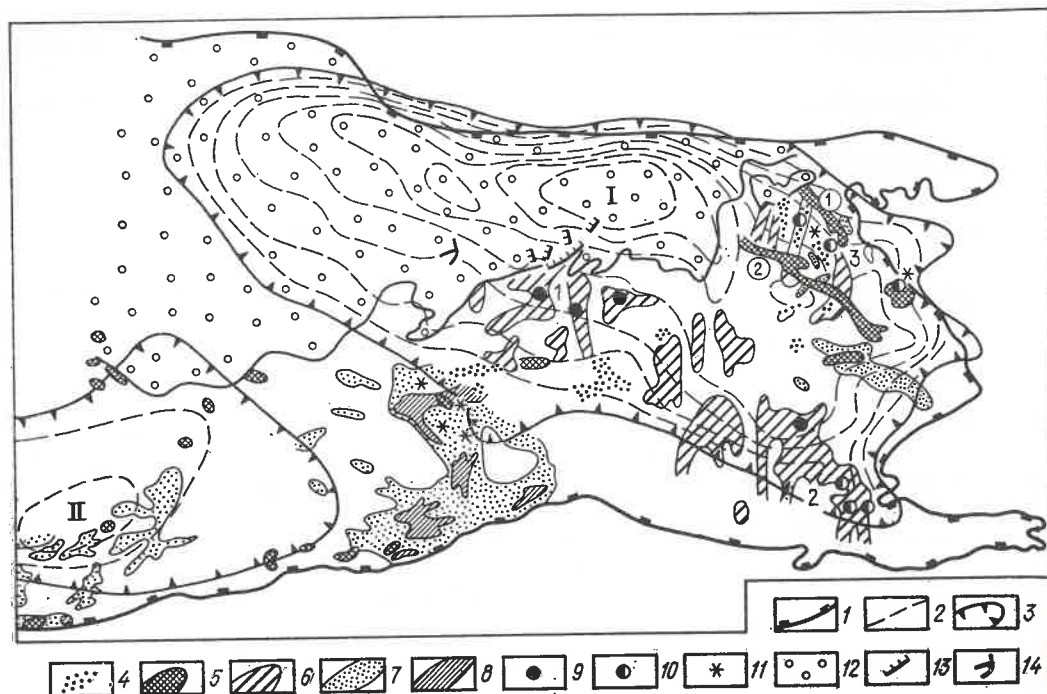


Рис. 1. Позиция оловорудных месторождений Хингано-Олонойского района относительно ареалов метасоматически измененных пород и основных элементов гравитационного поля:

1 — контур Хингано-Олонойской вулканотектонической депрессии; 2 — изоаномалы поля тяжести; 3 — отрицательные остаточные гравитационные аномалии (I — Хинганский минимум, II — Федосеихинский минимум); ареалы гидротермально-метасоматического изменения пород (по данным Н. П. Емельянова, Л. Г. Ермакова); 4 — хлоритизация, 5 — окварцевание, 6 — оловоносные метасоматические зоны и жилы существенно кварц-серпичитового и кварцевого состава, 7 — слабая аргиллизация, 8 — интенсивная

аргиллизация; 9 — месторождения олова; 10 — месторождения олова, в составе минерализованных зон которых в существенном количестве присутствует каолин (данные В. В. Баранского); 11 — места находок деревянистого олова в рудах и шлихах; 12 — образования, перекрывающие оруденелые породы; признаки оловоносности на закрытой территории; 13 — гидрохимические ореолы рассеяния олова, 14 — шлиховые ореолы рассеяния касситерита; протяженные зоны окварцевания (цифры в кружках): 1 — Таежнинская, 2 — Верхнеолонойская; рудные поля: 1 — Хингано-Березовское, 2 — Карадубское, 3 — Джалинда-Таежнинское

положительных морфоструктур на месте мезозойской депрессии, вероятнее всего, объясняется приближением фронта магматизма к поверхности на завершающей стадии эволюции палеоочагов. По сочетанию приповерхностных и глубинных элементов на территории Хингано-Олонойской вулканотектонической депрессии предлагается различать две крупные рудно-магматические системы — Хинганскую на севере и Федосеихинскую на юге. Глубинность их различна, что подтверждается материалами поисков и картирования по поверхности (см. рис. 1). По данным Б. И. Бурдэ (1968 г.), Н. П. Емельянова (1979 г.), Л. Г. Ермакова (1973 г.), в контуре Хинганской аномалии на протяжении всего периода активного вулканизма наряду с кислыми происходили извержения лав среднего, реже основного состава, которые завершались внедре-

нием даек. Широко проявились ассоциации пород завершающих стадий магматизма, особенно их субвулканические (гранит-порфиры олонойского и хинганского типов) и экстрезивные фации. Преимущественно развиты ореолы относительно высокотемпературного преобразования пород (см. рис. 1). Только в их пределах отмечаются значимые оловорудные объекты, а также высокая частота встречаемости оловопроявлений разного типа и ранга. В контуре Федосеихинской аномалии отсутствуют продукты среднего и основного состава в верхнем ярусе вулканогенных толщ и лавовые образования завершающих фаз вулканизма; дайковый комплекс практически не проявлен; субвулканические тела распространены локально и имеют незначительные размеры; широко развит относительно низкотемпературный (аргиллизитовый) тип постмагматичес-

ского преобразования пород; признаки оловоносности отмечаются фрагментарно (см. рис. 1).

Перечисленное свидетельствует о более глубинном заложении Хинганской рудно-магматической системы, длительности ее эволюционного развития при постоянно возобновляющейся связи палеоочага с глубинными слоями Земли и как следствие — о большей перспективности ее в отношении оловоносности по сравнению с Федосеихинской.

Подробнее рассмотрим Хинганскую рудно-магматическую систему. Приуроченность оловянного оруденения к одноименной отрицательной аномалии поля силы тяжести подчеркивается тенденцией к зональному распределению продуктов рудогенеза по отношению к эпицентру аномалии. На северном и северо-восточном ее флангах сосредоточены все относительно низкотемпературные месторождения олова, а также те, в составе минерализованных зон которых в значительных количествах отмечен каолин (см. рис. 1). Здесь же известны месторождения касситерит-сульфидной формации, масштабные находки деревянистого олова и закартированы ореолы с аргиллизитовым типом изменения пород. В западном направлении, по мере приближения к эпицентру аномалии, растет масштабность процессов хлоритизации вмещающих пород. В пределах контура аномалии широко развиты кварцсодержащие метасоматиты. Частота их встречаемости, как и даек, существенно возрастает в районе градиентных зон гравитационного поля (см. рис. 1). Указанная зональность может свидетельствовать о генетической связи всех выявленных в контуре аномалии оловорудных объектов вне зависимости от их минерального типа. Она заметно нарушается только на месторождении Центральное (Хингано-Березовское рудное поле), в составе главных минералов рудных зон которого установлены сульфиды и каолинит, хотя расположено месторождение близко к эпицентру гравитационного минимума.

Зафиксированные признаки оловянного оруденения «обрываются» границей послерудных покровных образований в западном направлении (см.

рис. 1), а контролирующей их положение глубинный объект (палеоочаг) продолжается. Следовательно, как и в большинстве оловорудных районов [2, 3], граница Хингано-Олонойского рудного района может быть определена по контуру гравитационного минимума, соответствующего горизонтальному сечению глубинного магмо-рудогенерирующего источника, и западная часть района, где рудовмещающие вулканы перекрыты более молодыми покровными образованиями, представляет собой перспективную площадь на обнаружение оловянных месторождений. Здесь установлены единичные прямые поисковые признаки — слабые гидрохимические аномалии и шлиховые ореолы олова (см. рис. 1). Мощность перекрывающих образований в контуре минимума на значительных площадях не превышает первых сотен метров.

Использованные морфометрические и геологические данные базируются на материалах крупномасштабных работ и поэтому позволяют выделить объекты более высокого порядка. Так, положительные морфоструктуры I порядка разделяются на ряд элементов II порядка. В пределах Хинганской гравитационной аномалии две морфоструктуры II порядка — Хингано-Карадубская и Джалинда-Таежнинская — объединяют все выявленные месторождения олова рудного района. На современном эрозионном срезе в пределах описываемых морфоструктур отмечаются разные продукты постмагматического преобразования пород, а в рудных зонах месторождений — разные минеральные ассоциации.

Так, ореолы биотитизированных пород и топазовые грейзены, согласно косвенным геологическим и геофизическим данным (детальные работы) свидетельствующие о близости кровли скрытой интрузии, встречены только в контуре Хингано-Карадубской морфоструктуры. Олонойское (относительно высокотемпературное) месторождение олова расположено в купольной части морфоструктуры в контуре биотитизированных и грейзенизированных пород, а все остальные, среднетемпературные — у ее подножия. Джалинда-Таежнинская морфоструктура, гре-

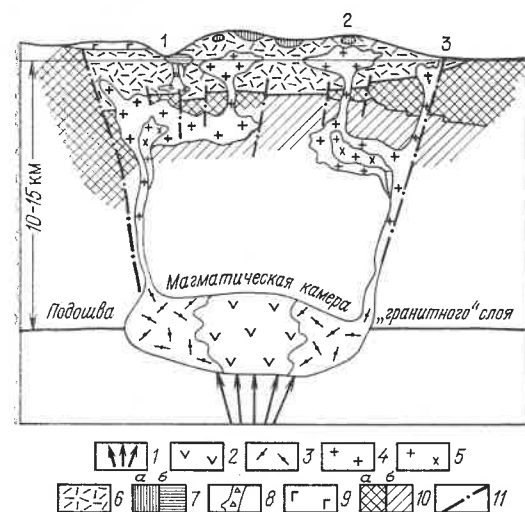


Рис. 2. Модель Хингано-Олонойского оловорудного района:

1 — направление подтока мантийного вещества и энергии; 2 — базальтоидные магмы; 3 — кислые магмы; 4 — гранит-лейкократовая формация; 5 — диорит-монцогранодиорит-щелочногранитная формация; 6 — нерасчлененные вулканогенные породы; 7 — гранит-порфиры (а — оловое, б — хинганское); 8 — рудовмещающие брекчии; 9 — покровные базальты; 10 — комплексы основания (а — метаморфические, б — гранитоидные); 11 — разломы, месторождения олова: 1 — Хинганское, 2 — Олоное, 3 — Каменистое

бневая ее часть, объединяет преимущественно низкотемпературные месторождения олова. Изложенное свидетельствует о разном уровне послерудного эрозионного среза морфоструктур II порядка — более глубокий он в Хингано-Карадубской морфоструктуре.

Новое толкование получает и позиция самых протяженных (6—15 км) в районе линейных зон окварцевания — Верхнеолоной и Таежнинской (см. рис. 1), до настоящего времени не привлекавших особого внимания по причине слабой проявленности прямых признаков оловоносности. Почти на всем протяжении зоны занимают южный и северные склоны слабоэродированной Джалинда-Таежнинской морфоструктуры II порядка. Верхнеолоная зона располагается ближе к центральной части рудного района и по очертаниям соответствует конфигурации изолиний поля силы тяжести. Последнее означает, что вертикальный размах зоны (либо контролирующей ее положение неоднородности эффузивного чехла) весьма значителен. Благоприятная позиция в структуре

рудного района, уникальные параметры в сочетании с признаками оловоносности позволяют рекомендовать названную зону как первоочередную для глубинных поисков.

Первое системное представление о модели Хингано-Олонойского оловорудного района было высказано Б. И. Бурдэ в 1968 г. К сожалению, модель не получила графического выражения. По его мнению, явления активного вулканизма, вулкано-тектонических деформаций и постмагматической деятельности в районе — это этапы функционирования единой магматической системы от ее зарождения до угасания. Предполагалось наличие в верхней части земной коры магматической камеры значительных объемов.

Изложенные в статье данные, а также результаты расчетов глубин залегания кромок аномалиеобразующих объектов по гравитационным аномалиям разного ранга позволили развить указанные представления. Предлагаемый вариант модели Хингано-Олонойского района (рис. 2) не противоречит разработанной общей модели редкометальных районов [2, 3] и согласуется с выводами Ю. Н. Размахнина [5] о том, что в оловорудных районах вулканическая деятельность выступает не как самостоятельный фактор рудогенеза, а как одно из звеньев магмато-генно-рудной системы. Модель учитывает механизм формирования рудоносных магматических комплексов путем смещения магм, который обоснован В. М. Шашкиным [7] на примере Омсукчанской впадины Охотско-Чукотского вулканического пояса. Возможность реализации подобного механизма в Хингано-Олонойском оловорудном районе подтверждается постоянным совместным нахождением продуктов вулканизма кислого, среднего, а иногда и основного состава во всех ярусах вулканогенной толщи, особенно отчетливо проявленного в пределах северного блока депрессии. Выдвигаемая модель отличается тем, что на ее основе можно предполагать наличие в Хингано-Олонойском районе не только субвулканического, но и гипабиссального глубинных уровней оруденения. Вулканиды рассматриваются в основном как рудовмещающая среда.

Подводя итог, отметим главные особенности Хингано-Олонойского оловорудного района, которые, по мнению автора, свидетельствуют о его больших, нежели это принято считать, потенциальных перспективах:

наличие значительного по объему корового очага, установленного по данным гравиметрии (Хинганский минимум);

тенденция к зональному относительно эпицентра минимума изменению минерального состава рудных зон месторождений и продуктов постмагматического преобразования пород;

эволюционная завершенность постмагматических наложенных процессов вплоть до образования аргиллизитов и значительный их масштаб;

широкая проявленность на завершающих стадиях мезозойского этапа малообъемного магматизма разного состава; возможность существования на глубине гранитоидных массивов, прорывающих породы вулканического чехла;

существование на значительной территории района разнотипных оловорудных объектов;

наличие сводово-купольных сооружений, структурно объединяющих определенные группы месторождений и типы постмагматических проявлений;

фактическая неопроискованность на олово половины площади рудного района;

большая вероятность обнаружения в районе месторождений не только субвулканического, но и гипабиссального глубинных уровней;

наличие в центральной части района месторождения с многоярусным скрытым оруденением и значительным вертикальным размахом.

Таким образом, представляется необходимым параллельно с ведущими работами по оценке месторождений и участков на периферии рудного района выполнить комплекс работ, направленный на обоснование: 1) перспектив обнаружения слабопроявленных объектов в пределах Верхнеолоной (Широтной) зоны окварцевания, занимающей благоприятную позицию — ближе к центральной части рудного района; 2) новых геологических обстановок рудокализации, в

том числе обусловленных вулкано-тектоникой.

Дальнейшее изучение структуры надвнутрузивных зон скрытых интрузий в различных частях рудного района невозможно без проведения глубинных геофизических исследований крупного масштаба на всей площади района. При этом комплекс работ в западной его части должен включать и обоснование доступности перспективных участков для поисков бурением.

В заключение следует сказать, что изложенные выводы не претендуют на всестороннюю обоснованность и однозначность. Несомненно, что некоторая их часть будет уточнена и конкретизирована при дальнейших работах. Предлагаемый вариант интерпретации данных, несмотря на то что он базируется на ограниченном материале, уже теперь позволяет с новых позиций подойти к оценке потенциальных перспектив Хингано-Олонойского оловорудного района, а также обосновывает необходимость его дальнейшего изучения в качестве самостоятельной рудно-магматической системы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бурдэ Б. И. Комплексная интерпретация геолого-геохимических данных в Хингано-Олонойском вулканогенном поле. — В кн.: Вулканогенное оруденение на Дальнем Востоке. Владивосток, 1980, с. 107—117.
2. Макеев Б. В. Оловорудный район как металлогеническая категория и объект прогнозных исследований. — В кн.: Геолого-геофизические аспекты изучения и оценки оловорудных районов Востока СССР. Москва, 1985, с. 7—22.
3. Объемное геологическое картирование редкометальных рудных районов. Л.: Недра, 1981 (Методическое пособие по геологической съемке м-ба 1:50 000, вып. 8).
4. Попова В. И., Синаков Е. Я. Минералогическое картирование месторождений (на примере Хинганского оловорудного месторождения). — В кн.: Материалы к минералогии Южного Урала. Свердловск, 1978, с. 30—42.
5. Размахнин Ю. Н. Интерференция теплового поля как фактор рудогенеза олова. — В кн.: Вулканогенное оруденение на Дальнем Востоке. Владивосток, 1980, с. 28—36.
6. Синаков Е. Я. Условия формирования и рудоносность структуры Хинганского месторождения. — В кн.: Структуры рудных полей вулканических поясов. Вып. III. Владивосток, 1985, с. 27—29.

7. Шашкин В. М. Смещение магм как возможный механизм формирования рудоносных магматических комплексов. — Тр. ЦНИГРИ, вып. 191, 1984, с. 15—23.

УДК 553.32 : 551.781(571.16)

М. П. НАГОРСКИЙ, Е. Я. ГОРЮХИН, А. В. КРИВЕНЦОВ
(ПГО «Томскнефтегазгеология»)

Марганценосность морского палеогена Томской области

Морские палеогеновые отложения развиты в западных и центральных районах Томской области. Стратиграфия и литология их рассматриваются во многих работах. Обобщение материалов по палеогену выполнялось Ю. П. Казанским (1963 г.), С. Б. Шацким и др. [3].

Морской палеоген представлен талицкой, люлинворской и тавдинской свитами. По мнению Ф. Г. Гурари [1], основным объектом изучения стратиграфии являются свиты и более мелкие подразделения в их составе. Талицкая свита (палеоген) имеет ограниченное развитие. Она установлена в крайних западных районах, включая меридиональный участок р. Васюган. Сложена черными и темно-серыми глинами.

Люлинворская свита (эоцен) состоит из трех подсвит [3]. Нижняя подсвита мощностью 50 м представлена зеленовато-серыми и темно-серыми глинами. В нижней ее части встречаются прослой опоконидных глин, опок, аргиллитов и кварц-глауконитовых песчаников. Средняя подсвита мощностью 19—77 м сложена зеленовато-серыми опоконидными глинами и светло-серыми опоками. В основании залегают зеленовато-серые и зеленые кварц-глауконитовые песчаники. В породах в большом количестве присутствует опал. Верхняя под-

8. Яковлев Г. Ф. Вулканогенные структуры месторождений полезных ископаемых. М.: Недра, 1984.

свита (нюрольская свита, по С. Б. Шацкому) мощностью 20—40 м представлена зеленовато-серыми плотными или плитчатыми с тончайшими нитевидными прослоями алевролита глинами. На контакте с нижележащими слоями наблюдаются следы размыва последних, о чем свидетельствует наличие песчаников, кварцевой гальки, глинистых окатышей.

Тавдинская свита мощностью 12—120 м (верхний эоцен — нижний олигоцен) состоит из однородных серовато-зеленых глин с тончайшей слоистостью, обусловленной частыми нитевидными слоями алевролита. При высыхании глины становятся тонколистостатыми. В средней части свиты прослеживается выделенный прослой кварц-глауконитового песчаника, подразделяющий свиту на две подсвиты.

Выделяются две области размещения морских палеогеновых и, в частности, эоценовых отложений — западная и восточная (центральные районы Томской области). В западных районах развиты мощные глубоководные морские глинистые отложения, которые восточнее (Тымское, Кетское, Чулымское и Томское Приобье) сменяются мелководно-морскими (шельфовыми) осадками. Мощность последних, например эоценовых, резко сокращается. Литологический состав изменяется, среди глин в заметном количестве (иногда до 30—50 % от объема) присутствуют прослои кварц-глауконитовых песков. Глубоководная и мелководная морские зоны разделяются очень пологим и весьма широким (80—100 км) склоном, протягивающимся в меридиональном направлении.

Континентальные палеогеновые отложения, представленные различными песками, сохранились на отдельных, чаще небольших участках в восточных районах Томской области, где находится приподнятая равнина (рисунок).

На карте марганценосности, составленной сотрудниками ВСЕГЕИ и ЛОПИ, характеризуемый участок Западно-Сибирской равнины не входит в число первоочередных для постановки поисковых или тематических работ [4]. Однако Н. М. Зеленцов, Е. М. Грибов, О. Г. Лазур и др. [2], оценивая перспективность территории СССР на марганцевые руды, не исключают возможность обнаружения их в Зауралье, в том числе в пределах восточного обрамления равнины.

Палеогеновая марганценосная эпоха на юго-востоке Западно-Сибирской плиты установлена М. В. Толкачевым (1967 г.). Повышенные содержания марганца выявлены им в люлинворской свите (эоцен). Максимальная марганценосность последней (0,7 %) отмечается в долине Оби между устьями рек Тым и Васюган.

В 60-х годах геологами Томской геологоразведочной экспедиции была изучена обширная территория Чузик-Чижалского междуречья. В ходе картировочного бурения и опробования керна ими и несколько позднее авторами статьи выявлены участки с максимальным содержанием марганца. Использование данных, полученных на соседних территориях (бассейны рек Васюган, Парабель, Чая и др.), позволило установить широкое распространение рудоносных глин. Появилась возможность приблизительно оконтурить площадь их развития и установить основные особенности размещения. Картировочные скважины в изученных районах удалены на значительное расстояние друг от друга (от 18 до 52 км). Тем не менее они дают представление о распространении морских палеогеновых отложений.

Для каждой скважины рассчитаны средние содержания марганца по отдельным подсвитам. Для вычисления средних значений только в поле развития рудоносных глин использованы результаты 758 анализов. Получены следующие средние значения содержания марганца в породах: кларковые и ниже кларковых (от 0,0015 до 0,12 %), аномальные (от 0,12 до 1 %), повышенные (от 1 до 3 %), рудные.

Содержания в первых трех группах пород определены по результатам количественного спектрального анализа, в четвертой — по данным химических анализов. К последней относятся сидериты и манганосидериты с содержанием марганца до 18 %. Мощность манганосидеритовых прослоев не превышает 0,3 м.

Марганценосность глубоководящей талицкой свиты не изучалась. Нижнелюлинворская подсвита характеризуется кларковыми концентрациями марганца. По данным химических анализов, в долине Оби опоконидные сидеритизированные глины содержат до 10,16 % марганца (В. В. Хахлов, М. В. Толкачев, 1967 г.). Возможно, что в нижнелюлинворской подсвите на общем фоне кларковых и более низких содержаний марганца имеются отдельные участки, где его содержание увеличивается до аномальных и повышенных значений.

В пределах средне- и верхнелюлинворской подсвит выделен широкий (десяти километров), протягивающийся в меридиональном направлении, пояс марганценосных глин (см. рисунок). Севернее устья р. Тым границы пояса проведены условно в связи с крайне ограниченным количеством скважин, пересекающих рудоносные глины. Южнее они продолжают в верховьях р. Тара. Марганценосный пояс приурочен к верхней части склона, к зоне, переходной от мелководной морской (шельфовой) области к более глубоководной. Он оконтуривается изолинией средних содержаний марганца 0,3 %. В центральной части пояса содержания возрастают вначале до 0,5 %, а затем до 0,7 %. Внутри последнего контура в отложениях особенно часто встречаются прослои сидеритизированных глин с содержанием марганца 1—6 %. Кроме того, здесь имеются участки, где концентрация марганца составляет от 1,3 до 1,8 %. В этом же контуре, чаще чем за его пределами, встречаются прослои манганосидеритов. В верховьях р. Чижалка в породах со средней концентрацией марганца 0,36 % обнаружен прослой мощностью 0,2 м, в котором марганец присутствует в количестве

25,76 %. Порода отнесена к ферроманганиту.

В глинах верхнелюлинворской подсвиты, по данным спектрального анализа, в 65 пробах отмечено повышенное содержание марганца. С помощью химического анализа установлено, что в 27 из них количество марганца превышает 1 %. Наибольшее содержание (4,82 %) выявлено в скв. 15-К на глубине 178—179 м. В интервалах 189—190 м и 191—192 м содержание Mn соответственно 1,27 % и 1,37 %.

Восточнее рудоносного пояса глины средне- и верхнелюлинворской подсвит характеризуются невысокими содержаниями марганца (0,012—0,08 %). На этом фоне встречается прослой, где его количество возрастает. Однако поскольку мощность таких прослоев невелика, на средние значения они влияния не оказывают. Западнее рудоносного пояса содержания марганца в породах также уменьшаются и составляют обычно сотые доли процента.

По сравнению со средне- и позднелюлинворскими марганценосность раннетавдинских глин значительно ниже. Если оконтуривать рудоносные отложения по изолинии содержания марганца 0,3 %, как и нижележащие глины, то выделяются изолированные друг от друга площади. По изолинии содержания марганца 0,2 % оконтуривается узкий прерывистый пояс, который также приурочен к верхней части склона. Примечательно, что участки с наибольшими средними значениями марганценосности раннетавдинских глин (0,65 %) пространственно совпадают с таковыми нижележащих ранне- и среднелюлинворской подсвит.

В раннетавдинских глинах к западу от рудоносного пояса содержание марганца составляет 0,005—0,1 %. В мелководной морской области количество этого элемента в породах около 0,08 %. В том и другом случае встречаются единичные пробы с концентрацией марганца в пределах десятых долей процента, но это не нарушает общей закономерности резкого уменьшения его средних значений по скважинам в зонах дальнего и ближнего выклинивания рудоносных глин.

Характерная особенность рудоносных отложений — приуроченность к глубоко погребенным крупнейшим положительным структурам в палеозойском фундаменте. Для Чузик-Васюганского междуречья такой структурой является Средневасюганский мегавал, а для обских проявлений — северный склон Парабельского мегавала. Площади с максимальной марганценосностью палеогеновых глин размещаются над локальными структурами, которые в пределах мегавала образуют отдельные, иногда очень крупные возвышенности. Подобного рода структуры получили наименование сквозных [7]. В эпоху формирования морских глинистых отложений положительные структуры неоднократно испытывали конседиментационные поднятия небольшой амплитуды, которые способствовали формированию рудоносных глин.

В область седиментации терригенный (и рудный) материал поступал из Колывань-Томской складчатой зоны, что подтверждается находками западнее Томска в люлинворских глинах единичной мелкой свежей щебенки черного раннекаменноугольного глинистого сланца. Среди обширных полей нижнекаменноугольных — верхнедевонских терригенных отложений

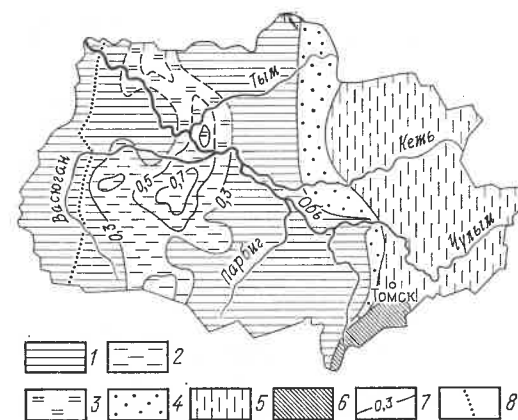


Схема марганценосности средне- и верхнелюлинворской подсвит:

1 — серовато-зеленые глины: серовато-зеленые глины с установленной (2) и предполагаемой марганценосностью (3); 4 — нерасчлененные литоральные, пляжевые и континентальные отложения; 5 — приподнятая равнина, сложенная позднемереловыми осадками; 6 — нерасчлененный палеозой; 7 — изоконцентрации содержания марганца, %; 8 — осевая часть Колтогорского грабен-рифта в палеозойском фундаменте

в «тыловой» части Кольвань-Томской зоны встречаются богатые марганцем основные и средние эффузивы раннего—среднего девона. Аналогичные эффузивы, а также более древние кембрийские породы, содержащие в значительном количестве марганец, развиты в Кузнецком Алатау и на Салаире. Источниками рудного материала могли служить сидеритизированная кора выветривания раннекаменноугольных пород, сидериты и сидеритизированные глины верхнесибирийской подсистемы (турон). В тех и других содержание MnO , по данным химических анализов, колеблется от 0,5 до 2,5 %. От рудоносной области они находятся на расстоянии 250—400 км. Кроме указанных существовали и другие источники рудного материала, расположенные в пределах западных окраин Енисейского кряжа и Сибирской платформы. Об этом свидетельствуют терригенные компоненты, обнаруженные среди континентальных и прибрежно-морских аналогов морского палеогена.

Выдержанная ленточная слоистость в рудоносных подсистемах, видимо, обусловлена мутьевыми потоками. Во время половодий речные воды предельно насыщались тончайшими алеврито-глинистыми взвешями, которые при попадании в морской бассейн выпадали в осадок, образуя флишеподобные глины. Вместе с ними перемешались рудные взвеси и металлоорганические (Fe, Mn) соединения (Н. М. Страхов, 1960 г.). Наличие последних позволяет говорить о существовании в палеогеновый период предельно выровненных и заболоченных ландшафтов, об умеренной эрозии и широком развитии кор выветривания каолининовой стадии зрелости, формировавшихся в условиях тепло-го и влажного климата; о наличии пышной древесной и травянистой растительности, обусловившей появление большого количества гумусовых кислот; о наличии обстановки, способствующей подвижности гумусовых соединений и миграции их в морской бассейн. В процессе миграции, по-видимому, значительная часть рудного материала рассеивалась среди континентальных отложений.

На склоне при переходе от мелководной области моря к глубоководной резко изменилась геохимическая среда, поскольку повсеместно проявлялось сероводородное заражение, что подтверждается присутствием в глинах большого количества сидерита, а также пирита и марказита. Резкое изменение геохимической среды способствовало выпадению рудного материала и образованию рудоносных глин. Согласно В. Н. Холодову [8], сероводородное заражение — особенно благоприятный фактор для накопления марганца. Площади, расположенные над приподнятыми блоками палеозойского фундамента (локальные структуры), в процессе осадконакопления испытывали поднятия небольшой амплитуды. В результате структура оставалась в зоне сероводородного заражения и создавалась благоприятная обстановка для более интенсивного осаднения рудного материала. Количество последнего значительно возрастало в связи с тем, что одновременно с поднятием уменьшалось поступление в пределы структуры терригенных взвесей. Это подтверждается сокращением мощности рудоносных подсистем по сравнению с их мощностью за пределами структуры. Следует

также иметь в виду, что наибольшее содержание марганца (на примере вод Черного моря) приурочено к верхней границе сероводородной зоны [5].

Как отмечалось выше, рудоносные (железо, марганец) глины Чузик-Васюганского междуречья имеют осадочный генезис, а рудный материал поступал в морской бассейн из районов складчатого обрамления Западно-Сибирской плиты. Тем не менее, несмотря на размещение рудоносных отложений в осадочных породах, залегающих на консолидированном фундаменте, возможно существование эндогенного источника марганца. Западнее рудоносного пояса в глубоко (3,5—4 км) погребенном палеозойском фундаменте в субмеридиальном направлении через Томскую область протягивается узкий (от 15 до 40 км) Колтогорский грабен-рифт, развивавшийся в триасе [6]. Северная половина его выполнена основными эффузивами, близкими по петрографическому составу траппам Сибирской платформы. В вышележащем осадочном чехле рифт проявляется в виде одноименного прогиба, а в краевых частях — сбросов, секущих мезозойские отложения на всю их мощность. Возможно, что в палеоцен-эоценовые морские бассейны по упомянутому разрывам в связи с оживлением тектонической активности рифта периодически устремлялись гидротермальные растворы, обогащенные железом и марганцем, которые способствовали образованию рудоносных глин.

Помимо марганца изучалось поведение свинца, цинка, меди и др. Эти элементы характеризуются содержаниями ниже кларковых или приближающимися к ним. Исключение составляет барий. Его содержание, по данным спектральных анализов, повышается от 0,15 до 0,25 % там, где концентрация марганца составляет 0,5 % и более. На остальных площадях содержание бария ниже кларковых значений (не более 0,008 %).

Итак, в юго-восточной части Западно-Сибирской плиты на территории Томской области широко распространены в составе морского палеогена рудоносные глины с содержанием марганца от 0,3 до 1 %. По предварительным данным, в поле их развития выделяются площади, где концентрация марганца увеличивается за счет появления прослоев, обогащенных марганцем (от 1 до 6 %). Эти площади размещаются над приподнявшимися (период осадконакопления) блоками глубокозалегающего палеозойского фундамента. На площадях с повышенной марганценосностью, чаще чем на остальных, встречаются маломощные (не более 0,3 м) прослои манганосидеритов, обогащенных марганцем.

Установленные особенности размещения площадей с максимальной рудоносностью имеют большое значение для направления последующих поисковых работ со значительными объемами колонкового бурения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гулари Ф. Г. О некоторых проблемах стратиграфии. — Сов. геология, 1984, № 5, с. 56—61.
2. Методика прогнозирования марганцевых месторождений и прогнозная оценка восточных районов СССР / Н. М. Зеленцов.

- Е. М. Грибов, О. Г. Лазур и др. — В кн.: Тез. докл. Всесоюз. совещ. «Генезис марганцевых месторождений и научные основы прогнозной оценки марганценосности регионов СССР». Чпатура, 1976, с. 3—6.
3. Палеоген центральных районов Западной Сибири / С. Б. Шацкий, Л. В. Александрова, В. А. Богдашев и др. — В кн.: Морской и континентальный палеоген Сибири. Новосибирск, 1973, с. 4—39.
 4. Прогнозная оценка территории СССР на марганцевые руды / Б. М. Михайлов, В. Г. Колокольцев, Е. М. Грибов и др. — В кн.: Тез. докл. Всесоюз. совещ. «Генезис марганцевых месторождений и научные основы прогнозной оценки марганценосности

- регионов СССР». Чпатура, 1976, с. 7—9.
5. Сапожников Д. Г. Возможные источники металла при образовании марганцевых месторождений. — В кн.: Марганцевое рудообразование на территории СССР. М., 1984, с. 4—12.
 6. Сурков В. С., Жеро О. Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981.
 7. Фаворская М. А. О геохимических индикаторах глубинной тектоники. — Сов. геология, 1971, № 11, с. 75—84.
 8. Холодов В. Н. Проблемы формирования эпох рудогенеза в осадочном процессе. — В кн.: Эволюция осадочного рудообразования Земли. М., 1984, с. 5—33.



РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТНИКА

УДК 551.243

П. Ф. ИВАНКИН (ЦНИГРИ), Н. И. НАЗАРОВА (ПГО «Самаркандгеология»)

Вертикальная зональность глубинных разломов и типизация их тектонитов

Глубинными разломами принято называть подвижные зоны сочленения крупных блоков земной коры, имеющие длительную историю развития и мантийное заложение. По морфологии, кинематике глубинных разломов, изучению их влияния на процессы осадконакопления, магматизма и рудообразования на разных этапах развития геосинклиналей и подвижных поясов накоплен весьма обширный материал. В работах А. В. Пейве (1956 г.), А. И. Суворова [6], В. Е. Хаина (1960 г.), В. А. Апродова (1969 г.) и других предложены различные классификации глубинных разломов, учитывающие глубину их заложения, природу разделяемых ими блоков, характер перемещения блоков земной коры и прочие признаки. Разнообразна и обширна также информация по геофизической характеристике глубинных разломов и влиянию их на морфологию пологих поверхностей разделов в земной коре и мантии.

К малоизученным следует отнести всю проблему структурно-морфологической и вещественной зональности глубинных разломов в геосинклинальных и платформенных областях, флюидальный режим на разных этапах и

геотектонических режимах их развития, своеобразие процессов метаморфизма и метасоматоза пород, протекающих в условиях особо высокой их тектонической подвижности, и др.

Несовершенство и практика геологического картирования зон глубоких разломов. По сложившейся традиции на геологических и тектонических картах мелких и средних масштабов глубинные разломы изображаются в виде линии — границы раздела соответствующих блоков земной коры. Легенды таких карт не передают своеобразие самих зон глубинных разломов как совершенно специфических частей коры с особой внутренней структурой, кинематикой и составом горных пород. На геологических картах крупных масштабов, например картах рудных районов и рудных полей, зоны глубинных разломов хотя и расчленяются на те или иные элементы, но отображены недостаточно полно. Обычные хорошо разработанные и вошедшие в практику производственных работ приемы детального картирования складчатых комплексов оказываются совершенно недостаточными для отображения специфических структур и процессов,

свойственных зонам глубинных разломов.

Методических руководств по картированию зон глубинных разломов нет, а опыт петроструктурных и минералого-геохимических исследований тектонитов по отдельным регионам не обобщен и мало отражен в литературе. Не разработана классификация самих тектонитов, свойственных разным уровням зон глубинных разломов, применение которой позволило бы отображать естественную латеральную и вертикальную изменчивость зон в земной коре. Не будет преувеличением сказать, что геологи не вооружены необходимыми методическими приемами выделения зон глубинных разломов среди дислоцированных толщ горных пород с отображением их на картах и разрезах как трехмерных геологических тел специфического строения и состава [2, 5], чем и объясняется общее неудовлетворительное состояние геологического картирования этих важнейших структурных элементов земной коры.

Рассмотрим некоторые из указанных актуальных вопросов преимущественно на материалах изучения глубинных разломов Тянь-Шаня, Алтая и юга Сибири.

Отметим основные особенности петрогенезиса, свойственные межблоковым зонам земной коры [4]. Это прежде всего высокая проницаемость их для мантийных расплавов и флюидов. Проницаемость резко меняется при смене режимов расширения (рифтогенез, заложение геосинклиналей) и сжатия (этапы складчатости и орогенеза) земной коры. При расширении коры мантийные расплавы нередко проникают (особенно по стволowym глубинным разломам) до ее поверхности, обуславливая локальные накопления основных вулканитов в надразломных депрессиях. При сжатии фронт мантийных расплавов отступает на гипабиссальную и мезоабиссальную глубину, формируя здесь пояса мелких синкинематических интрузий базитовых и гипербазитовых пород. В таких же условиях потоки ювенильных газов проникают через нарушенные складчатые геосинклинальные этажи вплоть до малых глубин, обуславливая появление зон полимета-

морфического преобразования и гранитизации пород.

Другая особенность глубинных разломов — их большая кинематическая активность — интенсифицирует химические взаимодействия ювенильных газов с горными породами в процессе разрушения последних и ламинарного течения тектонитов. Поэтому преобразования пород в межблоковых зонах земной коры всегда отражают пространственно-временную сопряженность деформации, перекристаллизации и метасоматического замещения пород. Петроструктурным выражением такой сопряженности в глубинных разломах являются плоскостная (сланцеватость, гнейсовидность) и линейная ориентировки метаморфических пород, а также соотношения их со складками разных порядков и вектором ламинарного течения пород.

Следует также учитывать направленный характер фильтрации и химической эволюции потоков ювенильных газов в глубинных разломах. Проникая с 15—20 км до приповерхностных горизонтов (температура снижается от 800—1000 до 150—200 °C), они подвергаются нарастающему окислению и на определенных глубинах проходят зону восстановительно-окислительной инверсии.

На уровне гранулитовой фации преобладающими компонентами газовой смеси являются углеводороды, H_2 , CO , а вода и уголекислота количественно играют второстепенную роль; в средней части разреза эти соотношения становятся обратными, а в верхней — флюиды приобретают существенно водно-углекислый состав. С нарастающей окисленностью газовой смеси и снижением температур в направлении фильтрации флюидов связаны зональное строение колонн метаморфизма пород в глубинных разломах, возрастающая снизу вверх гидратация пород, а также массовое отложение на определенных уровнях в тектонитах эндогенного углерода (шунгита) и минералов, сопутствующих углеродистому метасоматозу [3]. Этими направленными изменениями обусловлен и разный характер взаимодействия на больших, средних и малых глубинах щелочей, кремнекислоты и других компонентов, что, в ча-

стности, проявляется в многообразии типов щелочно-кварцевого метасоматоза и флюидизации пород, приводящих в определенных режимах к их «размягчению» и пластическому течению.

Как показал анализ физико-механических закономерностей развития разломов земной коры, проведенный С. И. Шерманом, по вертикали в строении «генеральных разломов» типы разрушений и деформаций меняются в последовательности (сверху вниз): хрупкое разрушение, квазихрупкое разрушение, квазипластическое течение, пластическое и вязкое течение [7].

Следовательно, процессы структурного и вещественного преобразования горных пород в пределах глубинных разломов качественно различны на разных глубинах. Именно поэтому при их картировании и изучении необходимо учитывать уровень эрозионного среза и общие тенденции изменения структурно-вещественной зональности с глубиной.

На основании комплекса признаков в строении глубинных разломов достаточно надежно выделяются следующие четыре структурно-вещественных этажа: верхний («катаклазитовый»), переходный, средний («динамосланцевый»), нижний («сланцево-гнейсовый»). Рассмотрим их главные особенности применительно к подвижным поясам с пара- и миогеосинклинальными режимами развития.

Верхний этаж глубинного разлома отвечает области складчато-блоковых дислокаций верхнего (подмолассового) этажа геосинклиналей. Для него характерны отсутствие четкой морфологии и внешних границ разлома; цилиндрическая, брахиморфно-коробчатая или флексурная складчатость слоистых толщ с преобладанием простых антиклинальных, нередко кулисообразно размещающихся по простиранию пояса; низкая степень метаморфизма пород, переходная к диагенетической; катаклазирование и брекчирование пород в тектонических швах, не сопровождающиеся существенной их перекристаллизацией; широкое развитие межслоевых дислокаций на границах пород разной компетентности; большое рассеивание и рассредоточе-

ние в пространстве дизъюнктивных дислокаций. Структурно это рассредоточение выражается в широком развитии субпараллельных в плане, расходящихся по восстанию в разрезе дизъюнктивных нарушений, кинематически проявляющихся преимущественно в форме надвигов, взбросов и сдвигов. Фрагменты нарушенных ими складчатых структур испытывают продольные и диагональные перемещения, поднятия в сводах антиклинорий и надвигания в сторону прилежащих депрессий. Срезание складок сопровождается послойными срывами в сводах куполов, отслоениями, дроблением хрупких пород и другими явлениями, создающими специфическую обстановку для протекания процессов метасоматоза и рудолокализации. Поэтому для метасоматических образований типичны многообразие форм структурного контроля, комбинирование субсогласных и секущих тел, многоярусность оруденения. Указанные особенности рудолокализации наглядно иллюстрируют широко известные структуры Никитовского рудного поля в Донбассе, Хайдарканского и других ртутно-сурьмяных полей в Тянь-Шане.

Тектониты верхнего этажа представлены преимущественно брекчиями и катаклазами, разнообразие которых обусловлено разной хрупкостью и пластичностью деформируемых пород, неодинаковым тектоническим перетиранием фрагментов и цемента, разными масштабами перемещения и перемешивания материала в зонах сместителей. В пределах мощных горизонтов известняков тектонические зоны сложены грубыми брекчиями и нагромождениями глыб, сцементированных перетертым материалом. В зонах межпластовых деформаций они могут ошибочно картироваться как осадочные «валунники», «известковые конгломераты», «обломочные известняки». Более пластичные тонкослоистые терригенные алевропелитовые породы преобразуются в брекчии, имеющие обломочно-линзовое и пятнисто-линзовое строение, а основные вулканы и зеленые сланцы — в грубые катаклазы с гидрослюдисто-железисто-карбонатным и хлорит-эпидотовым замещением цемента. Полосы таких грубых тектонитов могут иметь шири-

ну до 2 км и более и чередоваться с узкими полосами крутопадающих тонких катаклазитов и бластомилонитов.

Метасоматические изменения тектонитов верхнего этажа представлены неравномерно проявленной аргиллизацией и кварц-карбонатным прожилкованием в терригенных породах, кальцитизацией, аллитизацией, баритизацией и ожелезнением — в карбонатных. Характерно обесцвечивание пелитов вследствие окисления рассеянного в них углерода.

Мощность рассматриваемого этажа, по-видимому, может достигать нескольких километров. Она увеличивается при развитии в верхах стратиграфического разреза мощных толщ компетентных пород и уменьшается в однородных разрезах существенно пластических пород.

Выделяемый ниже этаж характеризуется прежде всего переходными условиями деформации пород — от глыбово-складчатых с преобладанием грубого раздробления и перетирания пород в швах сместителей к преимущественно изоклиально-складчатому смятию слоистых толщ и пластическому течению сланцевых тектонитов. Этаж является переходным и в том отношении, что на этом уровне разветвляется вверх по возмущению и выклинивается основная масса мелких интрузий базитов. В верхнем этаже они отсутствуют, а в среднем и нижнем представлены более редкими мощными стволочными синкинематическими интрузиями. Наглядно промежуточный этаж представлен, например, в герцинидах юго-западной части Тянь-Шаня, где он располагается непосредственно под карбонатным девонско-нижнекаменноугольным комплексом пород; мощность его здесь 2—3 км.

Зоны глубинного разлома на этом уровне эрозионного среза обычно сложены собственно тектонитами (20—40 %) и реликтовыми блоками изоклиально-складчатых слоистых пород (60—80 %), причем те и другие многократно перемежаются в полосе шириной в несколько километров. Зона имеет полосчато-линзовое строение в плане и веерно-клиновидное в поперечных разрезах. Такое строение отражает неоднородный характер деформации в кинематически единой

структуре глубинного разлома, возрастание контрастности деформаций по восстанию и сглаживание ее на глубине, где клиновидные структуры сменяются параллельными швами бластомилонитов. Пластическое течение пород локализовалось в относительно маломощных (от 10—20 до 100—200 м) субвертикальных швах, сложенных сланцевыми катаклазитами и милонитами. Разделенные ими линзовидные и клиновидные изоклиально-складчатые блоки-будины алевропелитовых пород испытали сдвиговые, взбросовые, реже надвиговые перемещения, подчиненные общей господствующей сдвиговой кинематике глубинного разлома.

Полоса блоков-будин и окружающих их тектонитов на уровне второго этажа еще не имеет четких внешних границ: наряду с боковыми виргациями главных тектонических швов вдоль его границ развиты параллельные кулисные шнуры тектонитов и частая постепенно затухающая трещиноватость скалывания. Более крупные блоки-будины имеют синклинальное строение; мелкие их фрагменты и приразломные участки отвечают сжатому гребневидным антиклиналям, осложненным мелкими складками скалывания, будинирования слоев и другими явлениями пластического перераспределения сланцеватых пелитовых пород.

Воздействие интрателлурических флюидов на дислоцированные породы на уровне второго этажа глубинного разлома также весьма неравномерно, так как оно зависит от интенсивности милонитизации пород и проницаемости их для флюидов. В пределах крупных неразвальцованных блоков метаморфизм низкий, типичный для начальных стадий аспидной ступени. Глинисто-гидрофлюидистый материал здесь преобразуется в тонкочешуйчатый кварцево-серицитовый, в котором присутствуют также железо-магнезиальные карбонаты, углито-графитовое вещество, дисперсные сульфиды, реже альбит и хлорит. Однако катаклазиты и милониты главных тектонических швов подвергаются существенным преобразованиям, названным по составу наиболее типичных привносимых элементов магнезиальным, щелочно-кварце-

вым и серно-углеродистым метасоматозом [3].

Интенсивные слюдисто-альбит-кварцевое и серно-углеродистое замещение тектонитов на этапе окислительной инверсии сменяется их кварцевой флюидизацией с образованием прожилковых зон, штокверков и протяженных кварцевых жил. Суммарный объем переотложенной в жильной форме кремнекислоты в динамически активных швах глубинных разломов нередко достигает 10 % и более от общего объема черных тектонитов. Поэтому совместное нахождение разнообразных по текстурно-структурному облику углеродистых тектонитов и «метаморфогенного» кварца, пропитывающего и инъецирующего их, — явление, типичное для второго этажа. Характерные тектониты переходного этажа следующие: по известнякам — крепкие брекчии и полосчато-линзовидные тектониты с углерод-доломитовым замещением цемента и обломков; по терригенным и известковисто-терригенным породам — брекчиевые и полосчато-линзовые катаклазиты с бластомилонитовым кварцево-серицитовым цементом, в разной мере замещенные кварцем, альбитом, карбонатами, углеродом и сульфидами железа.

Особо выделяется группа обильно углеродистых тектонитов, возникающих при многократных тектонических подвижках и поэтому нередко являющихся рудовмещающими. При детальном исследовании выделено несколько их типов.

Катаклазиты I — плотные, хорошо сцементированные породы брекчиевой или сланцевато-линзовой структуры, содержащие 50—70 % обломков боковых слоистых терригенных пород в сульфидно-серицитово-шунгитовом (углеродистом) цементе бластомилонитовой структуры. Характерны разности, переходные от сильно трещиноватых и брекчированных боковых пород, пронизанных шнурками углеродистого милонита, до собственно катаклазитов I, для которых типичны большие относительные перемещения фрагментов и полная утрата первичной слоистой текстуры. Такие тектониты слагают периферические части стволочных зон глубинных разломов и их боковые апофизы с относительно

небольшой кинематической активностью.

Катаклазиты II — черные и сажисто-черные брекчии и сланцеватые брекчии, содержащие 50—70 % тонкодисперсного бластомилонитового цемента. В раздроблении участвуют не только вмещающие слоистые породы, но и ранние углеродистые кремнистые флюидизиты-лидиты, жильный кварц и другие новообразования, что свидетельствует о неоднократности тектонических подвижек. Это подтверждают и характерные для данных тектонитов зеркала скольжений с кристаллизацией на них графита нескольких генераций. Для серицито-шунгитового цемента типичны прожилковый кварц, альбит, метасомы ранних карбонатов и сульфидов. Катаклазиты II и ассоциирующие с ними тонкие инъекции габбродиабазов нередко слагают главные швы глубинного разлома и имеют большие мощности.

Тектониты III — обильно углеродистые (10 % и более) милониты с мелкими обломками пород и катаклазитов I и II типов. Бластомилонитовый цемент состоит из тонкой смеси кварца, серицита, сульфидов, шунгита, имеет полосчато-сланцевую микроструктуру и содержит многочисленные зеркала скольжения с графитом. Такими милонитами сложены наиболее мобильные швы, которые нередко сопровождаются будинированием даек. С глубиной они постепенно сменяются сланцеватыми бластомилонитами и черными динамосланцами.

Глубинные разломы, эродированные на уровне третьего этажа, представлены преимущественно полосами мелко-среднечешуйчатых динамометаморфических сланцев, относящихся к аспидной и филлитовой (зеленокаменной) ступеням метаморфизма. В однородных терригенных комплексах — это кварц-альбит-серицитовые углеродистые филлитовидные сланцы и слюдистые филлиты; в туфогенных осадочных — известковисто-кварц-хлорит-серицитовые их разности с переменным количеством полевых шпатов, карбонатов, эпидота. «Зоны смятия», сложенные такими породами, имеют весьма сложную внутреннюю структуру; линзовидные блоки и пакеты пород изоклиально-складчатого строения

перемежаются с полосами сланцев, в которых складчатость восстановить не удается. Изменчивы в пространстве также углеродистость и насыщенность сланцев метаморфогенными жилами и разнообразными сегрегациями, сложенными кварцем, черными углеродистыми кремнями, карбонатами и сульфидами.

При картировании динамосланцы обычно разделяют по составу и фациям (субфациям) метаморфизма, т. е. в конечном счете — по физико-химическим параметрам минералообразования. Однако отнесение сланцев к той или иной фации или субфации метаморфизма еще не характеризует глубинный разлом как тектоническую структуру. Необходимо также выявление и картирование петроструктурных особенностей метаморфических сланцев, которые определяют их в качестве тектонитов с разными интенсивностью и направлением ламинарных течений пород в процессе расланцевания. К таковым прежде всего относятся: степень совершенства сланцеватости и линейной ориентировки чешуйчато-волокнистых минералов, относительное количество вторичных динамометаморфических минералов и реликтов первичной породы, а также характер ламинарных деформаций компетентных слоев породы, реликтовых минеральных зерен и др.

По сумме этих признаков динамометаморфические сланцы в практической полевой работе удобно подразделить на следующие четыре класса.

1. Сланцы с плитчатой, тонкоплитчатой и плосколинзовидной структурой при сохранении во фрагментах первичной структуры и состава. Чешуйчатые минералы развиваются вдоль направлений делимости — трещин скалывания. Ламинарные течения вещества породы незначительные и локализуются в тонких плейках, по которым смещаются ее фрагменты. Нередки борозды скольжения, особенно в зернистых породах. Делимость породы хорошая. Слоистость, пересекаемая сланцеватостью, подвергается незначительным ступенчатым смещениям, видимым в штуфах и шлифах. Широко распространенное понятие кливаж наиболее близко к этой начальной стадии расланцевания пород.

2. Грубосланцеватая порода, обычно с плосколинзовидными более массивными фрагментами. Характерна неоднородность расланцевания, отчетливо видимая в обнажении, штуфе и даже шлифе породы: наряду с плейками совершенного лепидобластического сланца присутствуют плоские реликты породы, более или менее сохраняющей первичный облик. Отмечаются следы скольжения. В ламинарное течение и перекристаллизацию вовлечена большая часть породы, однако суммарные перемещения незначительны. Поэтому эффекты деформации слоистости (срезы, складки скалывания и др.) хорошо видны в штуфе и шлифе.

3. Породы с совершенной сланцеватостью. Чешуйчатые минералы распределены в массе породы более или менее равномерно. Неперекристаллизованные линзовидные фрагменты ее, а также реликтовые инертные минералы разлинзованы и согласно облекаются плейками листоватого сланца. Фрагменты слоев компетентных пород перемещены на значительные расстояния и производят впечатление экзотических будин — тектонических «окатышей». Удлиненные стойкие минералы разбиваются на части, которые, перемещаясь, также теряют видимые связи. Складки скалывания (течения) типичны. Неоднородность расланцевания проявляется в разной степени совершенства лепидофибробластической структуры при вовлечении в перекристаллизацию и ламинарное течение всей массы породы. Характерно обилие метаморфогенных жильных минералов (кварца, карбонатов) и их обособление в форме согласных прожилков и линзочек. Поэтому механическая продольная делимость породы нередко менее совершенная, чем в сланцах первого и второго классов. Поверхности сланцеватости плоскожелобчатые с тонкими бороздами скольжения, отвечающими линейной ориентировке и вектору ламинарного течения при расланцевании.

4. Породы с весьма совершенной сланцеватостью. Сланец крупнолистоватый, часто с преобладанием одного из чешуйчатых минералов. Милонитизации и бластезу подвергнуты даже наиболее инертные породы и минералы, поэтому фрагменты компетентных

слоев обычно не сохраняются. Метаморфогенные прожилки приобретают листоватую форму. Механическая делимость сланца хорошая и обусловлена легкостью расщепления по спайности листоватых односистемно ориентированных минералов. Сколы по сланцеватости гладкие, блестящие, плоскобугристые с весьма тонким рисунком линейной ориентировки. Стебельчато-волокнистые структуры весьма совершенны и поперечный излом сланца получить трудно.

Картирование сланцевых зон с применением приведенной типизации позволяет выделять кинематически наиболее активные части (повышенного расланцевания), реликтовые блоки, породы которых не были вовлечены в процесс ламинарного течения, и переходные структуры, сложенные в разной мере расланцованными породами. Практически особенно важно выявить зоны повышенного расланцевания (3 и 4 классы), поскольку именно они, отличаясь повышенной проницаемостью и кинематической активностью, обычно локализуют основную массу флюидизитов, жильных интрузий, вкрапленно-прожилковых и массивных руд. Изоклинально-складчатые формы, возникающие на начальных стадиях расланцевания слоистых пород, почти полностью утрачиваются в динамосланцах 3 и 4 классов вследствие значительных амплитуд дифференциальных пластических перемещений. В зонах повышенного расланцевания при картировании выявляются лишь обособленные фрагменты (обычно ядра складок) и кулисно смещенные будины компетентных пород. Их изучение позволяет решать геодинамические задачи — определять направление и масштабы перемещения пород при расланцевании.

Картирование элементов залегания сланцеватости, выделение участков их линейных ориентировок, прослеживание их ундуляций в пространстве и увязка с ундуляциями осей складок позволяют достаточно надежно строить глубинные разрезы межблоковых зон и прогнозировать поведение на глубину различных геологических тел и рудно-метасоматических зон. Приведенная типизация сланцевых тектонитов отно-

сится к алюмосиликатным породам. Карбонатные породы в зонах слюдистых филлитов приобретают вторичные сланцевато-полосчатую и флюидно-полосчатую текстуры, контролируемые их углерод-доломитовое замещение. Черно-белый линейный рисунок таких тектонитов усложняется при последующей перекристаллизации их под воздействием окислительных флюидов, что ведет к образованию специфических многоцветных мраморов.

Внешние границы межблоковых зон на уровне среднего этажа хотя и более четкие, чем в двух верхних, характеризуются обычно постепенным снижением степени расланцевания пород. При более поздних повторных подвижках они осложняются достаточно четко выраженными «краевыми разломами», сложенными катаклазитами и бластомилонитами, вмещающими мелкие базит-гипербазитовые интрузии. В осевых (стволовых) швах повторные деформации приводят к образованию рыхлого «тектонического меланжа» сложного состава, с затертыми в нем крупными экзотическими блоками относительно компетентных пород. Таковы, например, пестрые по составу тектониты стволовой зоны Северо-Нуратинского глубинного разлома с крупными клиновидно-линзовидными блоками метаморфизованных силурийских и девонских известняков, прослеживающимися по простиранию разлома более чем на 200 км в виде экзотических прерывистых фрагментов. Цемент «тектонического меланжа», как и в переходном этаже, нередко подвергается сульфидно-углеродистому замещению и кварцевой флюидизации, что обуславливает повышенную металлоносность тектонитов.

На уровне четвертого, нижнего этажа глубинные разломы выражены морфологически более четко, поскольку представлены субвертикальными сланцево-гнейсовыми полосами, сменяющимися в периферических подзонах слабометаморфизованными складчатыми толщами. Стволовые, а иногда и краевые повторно тектонически активизированные швы локализуют базит-гипербазитовые, реже диоритовые и плагиогранитовые мелкие синклинатические интрузии. Их пространственно-временные соотношения с кри-

таллическими сланцами свидетельствуют о сопряженности процессов высокотемпературного метаморфизма и магматических инъекций, тесной взаимосвязи потока глубинных флюидов и расплавов.

Примером могут служить соотношения в южной глубоко эродированной части Иртышской зоны габбро-диабазов, инъекционно-метасоматических амфиболитов, кристаллических сланцев, гнейсов и гнейсодiorитов. Внутренняя структура зоны обусловлена чередованием различных слюдяных кристаллических и порфиروبластических сланцев, парагнейсов, амфиболитов, мигматитов, а также пегматоидов. Среди кристаллических сланцев обычно присутствуют реликтовые пачки и линзы углеродистых филлитов и пятнистых сланцев, неполностью преобразованных при щелочно-кремнистом метасоматозе и флюидизации. Мелкочешуйчатые динамосланцы характерны и для внешних подзон. Реликтовые темно-серые и черные сланцы всегда более мелкозернистые, так как рост слюды, полевых шпатов, андалузита и других минералов этапа прогрессивного метасоматоза сопровождается газификацией графитовых частиц, осветлением пород и значительным укрупнением минеральных зерен.

Преобладающее крутопадающее струйчато-полосчатое строение сланцево-гнейсового комплекса всегда сопровождается сложноскладчатыми рисунками общего «вязкого течения» этих пород. Соответственно собственно сланцеватые текстуры, свойственные мелкочешуйчатым сланцам крутопадающих зон, при интенсивной флюидизации их сменяются сланцевато-полосчатыми и флюидно-полосчатыми дисгармонически складчатыми текстурами. При мигматизации пород последние постепенно сменяются конформными полосчато-инъекционными. Такие текстуры обычно преобладают в более глубоко эродированных частях глубинного разлома. Это дает основание предполагать, что на уровне широкого развития высокотемпературной щелочно-кремневой флюидизации (мигматизации) тектонитов субвертикальные стволы сланцевые структуры могут переходить в плоские гранито-

гнейсовые купола, эволюционируя таким образом на глубинах в зонах пологого пластического течения пород. Выходы таких куполов на эрозионном срезе в пределах подвижных поясов обычно интерпретируются как выступы кристаллического фундамента геосинклиналей. Таковы, например, Курчумский горст-антиклинорий в Иртышской, Томский — в Кузнецко-Алатауской зонах смятия [1], Джургантауский «термокупол» — в структуре Кызылкумского глубинного разлома [2]. При картировании таких сланцево-гнейсовых комплексов помимо приведенных выше критериев петроструктурного расчленения сланцев необходимо учитывать характер полосчатости и складчатости течения в разной мере флюидизированных и мигматизированных их разновидностей.

Суммарная мощность выделенных верхнего, переходного, среднего и нижнего этажей глубинного разлома превышает 10—15 км. В общем случае она, по-видимому, примерно отвечает мощности складчатых геосинклинальных сооружений. На уровне каждого этажа степень (фаза) метаморфизма пород в пределах глубинного разлома всегда выше метаморфизма пород прилежащих блоков земной коры. Различия эти особенно контрастны и значительны в окраинных частях активизированных срединных массивов и в подвижных поясах с парагеосинклинальными режимами. В миогеосинклиналях с весьма глубоким погружением основания они сглаживаются, но и здесь полифацциальность метаморфизма и секущие соотношения его изоград с простираемостью толщ и свит обусловлены закономерной приуроченностью более интенсивного преобразования пород к структурам высокой проницаемости земной коры — тектонитам глубинных разломов.

Следует иметь в виду, что межблоковые зоны земной коры в силу сложности их строения и кинематики также сильно неоднородны по степени проницаемости. Следовательно, интенсивность процессов перекристаллизации и метасоматического преобразования их тектонитов на каждом уровне глубинности может значительно изменяться. Этим в основном и обусловлено обычно наблюдаемое в попе-

речных сечениях через глубинные разломы чередование тектонитов-сланцев разного состава, степени зернистости, температуры образования (вплоть до совмещения в одном пересечении нескольких фаций метаморфизма), а также интенсивности их метасоматического замещения и флюидизации. По тем же причинам границы выделенных четырех этажей в значительной мере условны. Переходы от одного этажа к другому обычно характеризуются сложными фестончато-зубчатыми формами контактовых поверхностей, например, при сменах аспидных сланцев и бластомилонитов филлитами, филлитов — узловатыми мелкочешуйчатыми и слюдяными кристаллическими сланцами и т. п.

Толщи карбонатных пород в терригенном пелитовом разрезе глубинных разломов ведут себя качественно различно на уровне первого, второго и более глубоких этажей. Даже весьма мощные карбонатные горизонты (более 200 м) в пределах первого этажа в стволых швах разломов превращаются в массы брекчий, частично в блоки-будины. В сопряженных складчато-блоковых структурах они расчленены дизъюнктивными нарушениями высоких порядков на складчатые пакеты и плитовидные аллохтонные пластины, которые надвигаются от антиклинорийных структур на прилежащие депрессии. В этих условиях горизонты карбонатных пород служат структурным экраном, ограничивающим распространение вверх пластических деформаций, вследствие чего процессы расланцевания резко прекращаются в их подошве. Те же карбонатные породы на более глубоких уровнях — в основании второго и в третьем этаже — напротив, вовлекаются в процессы пластического течения. Поэтому среди аспидных сланцев, особенно на уровне слюдяных филлитов, они приобретают сланцевато-полосчатые и линзово-полосчатые текстуры, преобразуясь в черно-белые и многоцветные мрамора с хорошо выраженными рисунками ламинарного течения породной массы в плоскости вторичной полосчатости. В переходных условиях от третьего к четвертому этажу аналогичные карбонатные породы ведут себя как среда уже вполне пластиче-

ская: становятся полосчатыми, подвергаются полной мраморизации, утрачивают черный цвет вследствие газификации углерода, нередко содержат мусковит, порфиروبласты кварца и гнездовые скопления корунда.

В заключение подчеркнем, что важнейшим условием повышения информативности геологических съемок рудных регионов надо считать коренное улучшение методики картирования глубинных разломов. Они должны отображаться на картах разных масштабов как специфические части земной коры с особыми внутренней структурой, кинематикой и составом горных пород.

Предлагаемая в статье типизация тектонитов глубинных разломов разработана на материалах пара- и миогеосинклинальных подвижных поясов. Положенные в ее основу принципы могут быть использованы также при изучении глубинных разломов активизированных срединных массивов и эвгеосинклинальных областей. Применение этих принципов и типизация тектонитов дают возможность выявлять закономерности латеральной и вертикальной, структурно-вещественной зональности глубинных разломов и создавать надежную фактическую основу для геолого-тектонического районирования и геодинамических реконструкций подвижных поясов. Они рекомендуются для широкого практического использования при геологическом картировании разных масштабов, составлении сводных структурных и тектонических карт регионов, а также при прогнозно-металлогенических построениях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Долгушин С. С. Кузнецко-Алатауский глубинный разлом и связь с ним метаморфизма и гранитоидного метасоматоза. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 2, с. 35—49.
2. Иванкин П. Ф., Ажгирей Д. Г., Назарова Н. И. Роль глубинных разломов в строении Центральных Кызылкумов Нуратинского хребта. — Сов. геология, 1984, № 3, с. 65—71.
3. Иванкин П. Ф., Назарова Н. И. Проблема восстановительного метасоматоза. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., 1984, с. 115—122.
4. Иванкин П. Ф. Особенности петрогенеза глубинных разломов мио- и парагеосинкли-

- налей.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1985, т. 60, вып. 3, с. 3—11.
5. Лопатин Л. П. О картировании зон глубинных разломов рудных районов и полей.— Сов. геология, 1985, № 8, с. 75—79.

УДК 551.4 : 551.242(575.21)

В. Д. МАЛАХОВ (ПГО «Казгидрогеология»)

Морфология разломов на границе гор и межгорных впадин Северного Тянь-Шаня

На участках сочленения гор и предгорных впадин Северного Тянь-Шаня поисково-картировочные и разведочные скважины, заложенные на обнажениях скальных пород, нередко вскрывали молодые мезозойско-кайнозойские, обычно рыхлообломочные отложения, аналогичные образованиям, выполняющим прилегающие впадины. В частности, в процессе разведки Курамского месторождения минеральных вод в юго-восточной части Алма-Атинской впадины у подошвы гор Бокайдынтау (восточная часть Заилийского Алатау), скважинами 1584 и 1585 ниже туфопорфиров кзылкайнарской свиты верхней перми на глубинах 320—350 м вскрыты песчано-глинистые отложения неогена (рис. 1). Скважины расположены в 50—65 м южнее регионального разлома, отделяющего Илийскую впадину от хр. Заилийского Алатау, и по ним отчетливо прослеживается южное падение зеркала скольжения этого разлома под углом 80—85°.

Аналогичный разрез зафиксирован скважиной 2/82 в центральной части Заилийского Алатау у его северной подошвы вблизи зоны тектонического разлома. Здесь на глубине 695 м вскрыты породы палеозойского фундамента, а на глубине 930 м — песчаные рыхлообломочные отложения, по-видимому, предгорных фаций Илийской впадины (рис. 2); плоскость смещения разлома падает на юг под углом 80°.

Крутое падение краевых тектонических разломов под горные сооружения установлено бурением также и у подошвы Джунгарского Алатау. В южных предгорьях гор Малайсары ниже верхнепалеозойских порфиров на глубине 58 м картировочная скважи-

6. Суворов А. И. Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. М.: Недра, 1973.
7. Шерман С. И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977.

на 16(80) глубиной 113 м вскрыла кирпично-красные глины миоцена. Близкие по характеру разрезы установлены поисковыми профилями скважин на южных склонах этих гор у границы с Коскудукской впадиной и в борту Талды Курганской впадины на северо-западе Джунгарии.

Таковы немногочисленные известные примеры вскрытия скважинами разрезов вблизи прибортовых разломов и сопряженных впадин Северного Тянь-Шаня. Обращенное залегание горных пород по этим данным обычно объясняется наличием надвигов, локальных сдвижений относительно крупных блоков кристаллических пород, оползней или воздействием других факторов местного значения. При построении региональных геологических карт и разрезов для таких районов принималось вертикальное направление плоскостей тектонических разломов, отделяющих горные сооружения от предгорных впадин. В целом теоретической разработке и обоснованию этого вопроса уделяли внимание многие исследователи и высказывались различные, часто прямо противоположные точки зрения.

Общепринято представление, что Тянь-Шань, Памир и ряд других крупных горных структур представляют собой высокие сводово-глыбовые поднятия, осложненные серией тектонических разломов, субпараллельных их простиранию. Образованию указанных поднятий способствовало отступление ледников великих четвертичных оледенений и освобождение земной коры от ледниковой нагрузки. Таким путем, согласно традиционному представлению (Б. Гутенберг, 1941 г.; М. Саурамо, 1958 г.; Н. Морнер, 1969 г.), формировались поднятия Фенноскандии и

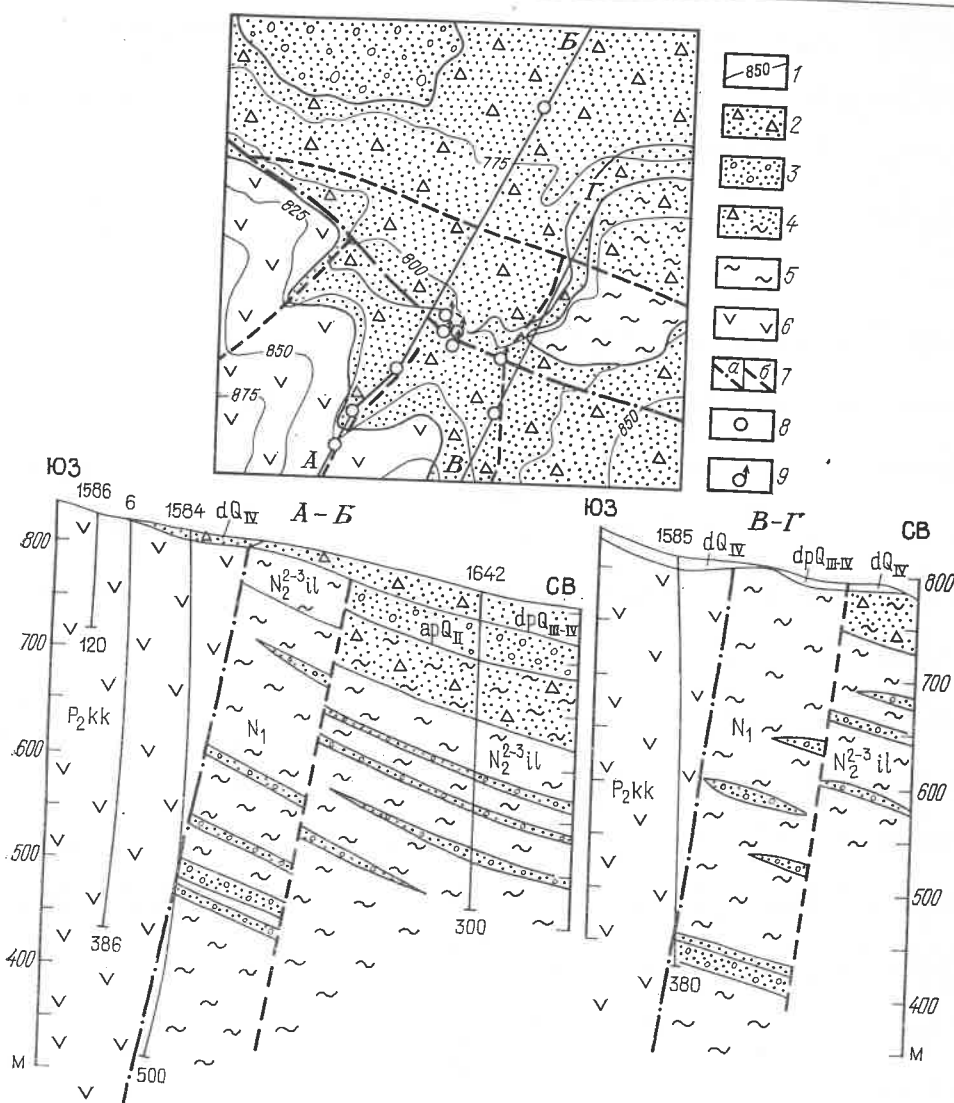


Рис. 1. Геологическая карта и разрезы Курамского месторождения минеральных вод:

1 — изогипсы, м; 2 — современные верхнечетвертичные образования ($dQ_{IV}-dpQ_{III-IV}$) — глыбы, щебень, дресва; 3 — среднечетвертичные отложения — валуново-гравийно-галечники (apQ_{II}); 4 — верхнеплиоценовые отложения ($N_2^{2-3}il$) — илийская свита (глины с прослоями галечников и песков, в верхах раз-

реза с большим количеством обломочного материала); 5 — миоценовые отложения — плотные красноватые глины; 6 — верхнепермские отложения (кзылкайнарская свита, P_2kk) — андезитовые и андезито-базальтовые порфиры; 7 — зоны тектонических нарушений (а — региональные, б — оперяющие); 8 — разведочные скважины; 9 — восходящий термоминеральный родник; А-Б, В-Г — линии разрезов

Канады, а также некоторые новейшие горные структуры Антарктиды. По мнению других исследователей [1, 2, 8], основную роль при этом играли глубинные процессы — дифференциация земных веществ в мантии и нарушение изостатического равновесия в тектонически активных областях вследствие поступления под такие участки пород мантии. Причем большинство сторонников указанной точки зрения считают, что существующие

горные сооружения сводово-глыбового характера образовались на базе послепалеозойского или посленеогенового пенеплена [1, 4 и др.]. Ряд исследователей включают формирование сводово-глыбовых поднятий в особую систему процессов горообразования под названием аркогенеза, предложенную Е. В. Павловским (1948, 1953 гг.).

С. С. Шульц (1943 г.) связывает происхождение горных цепей Северного Тянь-Шаня с пологими сводовыми

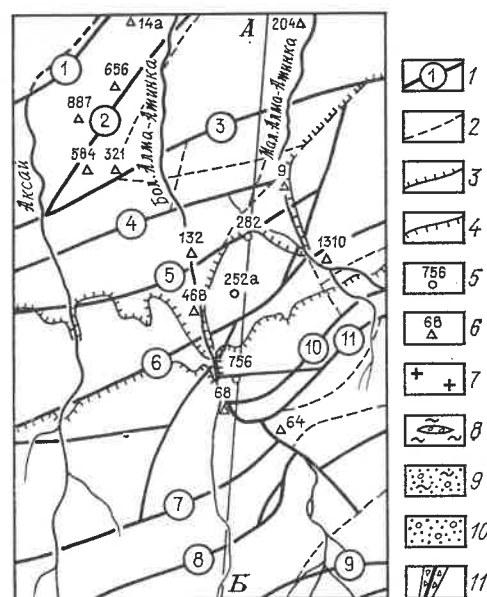
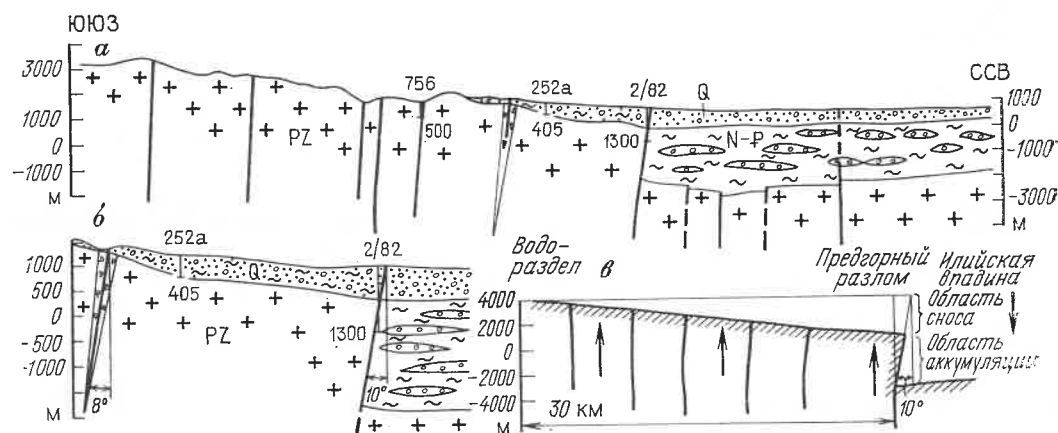


Рис. 2. Карта тектонических разломов При-алмаатинского участка Зайлиского Алатау и геолого-структурные разрезы:

а — разрез по линии А-Б; б — часть его на участке Предгорного и Зайлиского разломов; в — структурная схема формирования поверхности северного склона Зайлиского Алатау; 1 — основные региональные разломы (1 — Асенгерский, 2 — Боролдайский, 3 — Алма-Атинский, 4 — Жанатурмынский, 5 — Предгорный, 6 — Зайлиский, 7 — Аюсайский, 8 — Жусалы-Кезенский, 9 — Арчалинский, 10 — Бутаковский, 11 — Предкумбельский); 2 — второстепенные (оперяющие) тектонические разломы; 3 — южная граница предгорного шлейфа конусов выноса по подошве предгорной ступени; 4 — северная граница выхода на поверхность пород палеозойского фундамента; 5 — скважина и ее номер; 6 — пункт точных инструментальных наблюдений за перемещениями земной поверхности и его номер; 7 — породы кристаллического фундамента преимущественно гранитоидного состава; 8 — существенно глинистые отложения с линзами песков и галечников неоген-палеогенового возраста; 9 — грубообломочные отложения предгорной ступени; 10 — валунно-и гравийно-галечниковые отложения предгорного шлейфа и предгорной равнины; 11 — тектонические разломы в разрезе и зоны дробления по ним



поднятиями значительных участков земной коры, образованием поверхности по дуге большого радиуса и наклоном ее от водораздела в сторону впадин. Выгибание пенеплена осложняется разрывными нарушениями (рис. 3). Наибольшую активность горообразовательные процессы, по мнению этого исследователя, приобретали на границе неогена и четвертичного периода. Ранее близкую точку зрения обосновали Д. И. Мушкетов (1930, 1936 гг.), В. А. Николаев (1930 г.), Б. А. Федорович (1931 г.), А. Н. Мазарович (1938 г.), М. М. Тетяев (1941 г.) и др. Наличие в прибортовых частях межгорных впадин Северного Тянь-Шаня структур типа надвигов палеозойских пород отмечали К. И. Богданович

(1911 г.), К. Т. Куликовский [6], Г. М. Козловский и Н. Ш. Камбаров [5].

Е. В. Артюшков относит сводово-глыбовые поднятия памиро-тяньшаньского типа к областям сжатия литосферы с концентрацией напряжений в краевых частях поднятий, на границе с прилегающими осадочными бассейнами в отличие от областей растягивающих напряжений с образованием рифтовых впадин в осевой части структур. Здесь в условиях сжатия могут развиваться деформации, в первую очередь типа надвигов, с разломами, близкими к вертикальным, особенно когда превалирует другой механизм формирования — эколгитизация базальтов [3].

Ряд исследователей [1, 8] при анализе геодинамики Северного Тянь-Шаня, исходя из концепции Е. В. Артюшкова о решающей роли в происхождении этого сводово-глыбового поднятия глубинных процессов в мантии, приходят к противоположным выводам. Они отмечают наличие здесь общего субмеридионального растяжения, образующего в осевой части Джунгаро-Северо-Тяньшаньского свода рифтоподобную Илийскую впадину, и крутое падение основных тектонических субширотных разломов в направлении к оси впадин (см. рис. 3). Такая точка зрения противоречит приведенным выше фактическим данным по скважинам, пробуренным на границах горного обрамления Илийской впадины.

Многообразие и противоречивость взглядов свидетельствуют о сложности проблемы и множестве факторов, влияющих на ее решение. Не вдаваясь в обсуждение динамики сложных глубинных процессов в земной коре — процессов трансформации вещества и массопереноса в системе литосфера — астеносфера — мантия, способствующих образованию сводово-глыбовых поднятий, рассмотрим некоторые факторы формирования современного рельефа и взаимоотношения отдельных структурных элементов верхней части литосферы в области уже образовавшихся поднятий и на границе их с прилегающими впадинами.

Схематизируя историю развития подобных структур, можно выделить два основных этапа: кратковременный — резкого высокого воздымания участка литосферы под действием горообразовательных процессов и длительный — спокойного развития. Последний происходит под влиянием денудационных процессов и сил гравитации, прерываемых краткими фазами проявления неотектоники в виде вертикальных подвижек переменного знака по региональным, обычно заложенным ранее зонам разломов.

Как правило, вкрест протяжения крупных структур типа Северного Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау, перемежающихся с межгорными впадинами, формируются пологие сводовые поднятия, часто характеризующиеся ступенчатым блоковым строением с резким перепадом их высот.

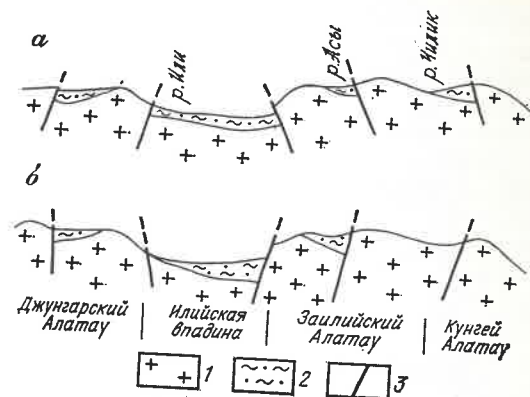


Рис. 3. Схема орогенеза, по С. С. Шульцу ст. (а), Е. И. Паталахе и Н. М. Чабдарову (б): 1 — палеозойский комплекс; 2 — кайнозойские отложения; 3 — разломы

ем с резким перепадом их высот близ разлома, отделяющего собственно горные сооружения от примыкающих бассейнов аккумуляции продуктов денудации. При этом на границе двух блоков стабилизированного пенеплена, разделенных тектоническим разломом (рис. 4), существующие в земной коре горизонтальные напряжения уравниваются друг друга ($F_1 = F_2$). При быстром подъеме одного блока относительно другого сила F_1 даже после частичной разгрузки напряжений не имеет противодействующей, что способствует возникновению тангенциальных нескомпенсированных напряжений, направленных в сторону образовавшейся впадины. По сути дела, такие вероятные физические воздействия есть частное проявление закона гравитационного выравнивания поверхности — всеобщего закона формирования рельефа, «закона выравнивания масс» на земной поверхности. В еще более обобщенном виде с учетом как экзогенных, так и глубинных процессов этот закон сфор-

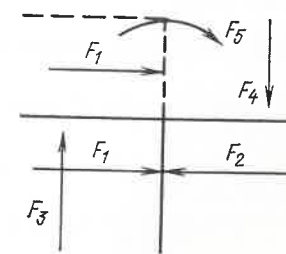


Рис. 4. Силы, действующие на элемент литосферы при вертикальных перемещениях блоков

мулирован Е. В. Артюшковым: «Общей причиной движений коры и мантии является стремление Земли достигнуть состояния с минимальной потенциальной энергией» [2, с. 299].

Другое известное следствие закона — присущее определенным объемам обломочных пород свойство стабилизироваться на земной поверхности с образованием характерного для каждой разновидности сыпучих пород угла естественного откоса. Этот угол закономерно возрастает с увеличением крупности частиц или их массы. Можно предположить, что зависимость угла естественного откоса от диаметра частиц имеет экспоненциальный характер и распространяется на структуры из обломков какого угодно размера.

Разломы, образовавшиеся в разбитой тектоническими трещинами приподнятой поверхности сводово-глыбового поднятия, могут иметь падение в сторону от пониженных участков территории к оси поднятия уже на первом этапе развития структуры. Это происходит потому, что расколы земной коры должны быть направлены вниз по радиусу к предполагаемому центру воздействия орогенических сил, а он значительно меньше земного радиуса (правило Леукса).

Приподнятые блоки литосферы, уже имеющие незначительный наклон в сторону впадин, как показывают построения и расчеты Е. В. Артюшкова [2], вследствие воздействия горизонтальной составляющей приложенных к ним сил получают дополнительные усилия, способствующие гравитационному сползанию краевых блоков.

Таким образом, можно считать, что приподнятые ступенчатые блоки литосферы будут испытывать постоянную тенденцию к отклонению в сторону пониженных поверхностей (в направлении дефицита масс), а плоскости между блоками имеют противоположное падение. Кроме того, необходимо учитывать мощный опрокидывающий фактор F_5 , возникающий вследствие трения между блоками при вертикальном перемещении огромных горных масс относительно друг друга (см. рис. 4).

Определенную роль в рассматриваемых процессах могут играть существ-

венная неоднородность и тектоническое расслоение литосферы с образованием горизонтальных блоков (литопластин, аллохтонных пластин), способствующие горизонтальному смещению отдельных блоков коры.

При построении геодинамических моделей тектогенеза обычно допускается, что вертикальные перемещения блоков земной коры происходят свободно относительно друг друга. В действительности весьма существенно, что при этом имеют место активные взаимодействия блоков с возникновением интенсивных напряжений и дроблением значительных масс пород. Последнее подтверждается повсеместным присутствием в тектонических зонах продуктов дробления скальных пород, часто перетертых до состояния милолитов. Из практики известно, что при разрушении монолитных скальных пород их объем увеличивается первоначально на 45—50 %, а при уплотнении остаточное разрыхление составляет 20—30 %. Вследствие увеличения объема горных пород при дроблении в мощных тектонических зонах создаются интенсивные раздвигающие усилия, также направленные в сторону опущенных блоков литосферы. Многократность проявления тектонических подвижек в областях сводово-глыбовых поднятий способствует развитию этих процессов, и в результате по линиям региональных тектонических разломов, в первую очередь в приближенной к поверхности их части, формируются мощные зоны дробления шириной в десятки и даже сотни метров, а ниже в днище впадин возникают очаги концентрации дополнительных напряжений.

Определенную роль в формировании петрофизических свойств тектонов и объемном наполнении тектонических зон играет регулярное обводнение их. Объемное расширение пород в зонах активных разломов вызывает также их разогрев, возникающий под действием выделяющейся при трении блоков тепловой энергии и дегазации пород. С последними явлениями, по-видимому, связаны интенсивное свечение атмосферы и другие атмосферные эффекты, отмечающиеся при сильных землетрясениях.

Рассмотрим результаты воздействия совокупности указанных факторов на структурно-геометрические взаимоотношения отдельных сводово-глыбовых поднятий литосферы на примере северного склона Заилийского Алатау. Принимая, что мощность основных региональных тектонических зон (Предгорный, Заилийский, Аксайский, Жусалы-Кезеньский, Арчалинский разломы, см. рис. 2) от водораздела до подошвы склона составляет в среднем около 100 м по шву, а превышение поверхности палеозойских пород у подошвы Заилийского Алатау над палеозойским цоколем Илийской впадины достигает 3000 м, рассчитаем отклонение обращенной к впадине боковой грани каждого из выделенных пяти крупных блоков:

$$100 \cdot 360^\circ / (2\pi \cdot 3000) = 2^\circ.$$

Суммарное отклонение для крайнего блока составит 10° , угол падения плоскости Предгорного разлома 80° , что достаточно точно согласуется с фактическим разрезом (см. рис. 2). Общее локальное расширение поверхности на северном склоне Заилийского Алатау в течение постнеогенового денудационно-тектонического этапа развития его в направлении с юга на север около 500 м (см. рис. 2).

Подтверждением существования этого явления может служить установленное точными геодезическими наблюдениями в последние десятилетия смещение реперов 4 мм/год на северном склоне Заилийского Алатау (см. рис. 2; точки 68, 64) и на Бурундайском куполе (репер 14в) по направлению друг к другу (юг—север) [9]. Этот факт свидетельствует об относительном сжатии поверхности Илийской впадины или о местном расширении поверхности Заилийского Алатау в сторону впадины. Аналогичное кажущееся сокращение поверхности отмечается в межгорных впадинах Центрального и Южного Тянь-Шаня [11].

Отметим, что на противоположной ветви Северо-Тяньшаньского свода в сочленении южных предгорий хр. Кунгей Алатау с Иссык-Кульской впадиной многими исследователями отмечается падение приграничного (Предкунгейского) разлома в сторону гор-

ных сооружений [10]. Аналогичные структурные взаимоотношения установлены на северных склонах Киргизского хребта в Чуйской впадине и в горном обрамлении Ферганской и Таджикской депрессий на Памире, характеризующихся южным падением (под углом $60-80^\circ$) Южно-Ферганского и Дарваз-Каракульского региональных краевых разломов и северным — Северо-Ферганского и Гиссаро-Кокшаальского разломов [4, 7, 10]. Обратное падение краевых высокоамплитудных разломов является отличительной особенностью геологического строения Куньлуня, Гиндукуша, Гималаев и других горных систем.

Поскольку описываемые геодинамические процессы могут иметь место лишь в самой верхней части литосферы в пределах приподнятых блоков, естественно предположить, что с глубиной наклон сместителя будет уменьшаться, приближаясь к вертикальному. При кажущейся необычности такого явления оно неоднократно наблюдалось при геологическом картировании, в частности отмечалось Ф. Лахи (1966 г.).

Процессы горообразования в пределах рассматриваемых структур, несомненно, в целом значительно сложнее и являются итогом взаимодействия комплекса факторов, который к тому же может меняться на отдельных участках. Однако среди огромного разнообразия типов и форм позднейших тектонических преобразований древнего пенеплена (И. П. Герасимов, 1955 г.), к которым можно отнести обобщенные системы понятий вторичного орогенеза, аркогенеза, активизации, ревивации, эпиплатформенного орогенеза и т. п. (К. В. Боголепов, 1968 г.), интересна предлагаемая модель процессов преимущественно гравитационных, отражающая самостоятельный и достаточно распространенный вид формирования морфоструктур в сводово-глыбовых поднятиях литосферы на денудационно-тектоническом этапе их развития.

Для выяснения распространенности описываемой закономерности необходимо продолжить сбор и обобщение материалов о строении земной коры на участках сводово-глыбовых подня-

тий, в частности, требуется определять падение региональных тектонических зон, структурные взаимоотношения поднятий и сопряженных предгорных впадин, динамику и направленность горизонтальных движений поверхности в пределах этих структур. Вероятно, интересные данные можно получить при изучении рассматриваемых геодинамических процессов на моделях.

Принятие концепции о существенной и даже преобладающей на определенных этапах развития роли гравитационного расползания в краевых частях сводово-глыбовых поднятий позволяет сделать также некоторые практические выводы.

1. Возможность проявления описываемых процессов необходимо учитывать при проектировании и строительстве вблизи тектонических зон в областях сводово-глыбовых поднятий. При заложении скважин для вскрытия тектонических зон предпочтительнее располагать их на приподнятом блоке или в зоне, но по возможности ближе к этому блоку. Учет указанного эффекта позволит избежать известного в бурении парадокса — неожиданного вскрытия в разрезе кажущегося обратного залегания скальных и рыхлообломочных пород.

Рассматриваемое явление, несомненно, имеет важное значение при изучении вопросов геологического картирования, неотектоники, сейсмической активности (в частности, прогноза землетрясений), построения геодинамических моделей, экспериментальной тектоники и т. д.

УДК 551.243.3(571.56)

А. А. ОТМАС (ВНИГРИ)

О соотношении локальных структурных планов на территории Западной Якутии

Вопрос о соотношении локальных структурных планов имеет важное значение при изучении складчатости различных регионов. Его актуальность определяется в первую очередь многочисленностью задач нефтяной геологии. Прогнозирование структурных ловушек и их параметров, выявление в разрезе новых ловушек, изучение ха-

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдулин А. А., Паталаха Е. И. Геодинамика земной коры Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1980.
2. Артюшков Е. В. Геодинамика. М.: Наука, 1979.
3. Артюшков Е. В. Как образуются глубокие впадины на континентах. — Природа, 1984, № 9, с. 89—99.
4. Бабаев А. М. Важнейшие сейсмогенные разломы Таджикистана. — В кн.: Сейсмо-тектоника некоторых районов юга СССР. М., 1976, с. 91—105.
5. Козловский Г. М., Камбаров Н. Ш. Объяснения особенностей современных вертикальных движений земной коры. — В кн.: Теоретические вопросы исследования современных движений земной коры. М., 1980, с. 61—64.
6. Куликовский К. Т. Неотектоника северных склонов Зайлийского Алатау. Алма-Ата: Наука, 1974.
7. Опыт изучения глубинного строения верхней части земной коры с использованием геологических, геофизических и сейсмологических данных/Р. И. Кнауф, М. П. Кузнецов, А. Н. Лобанченко и др. — В кн.: Сейсмо-тектоника некоторых районов юга СССР. М., 1976, с. 162—169.
8. Паталаха Е. И., Чабдаров Н. М. Орогенез Северного Тянь-Шаня в свете новых геологических наблюдений и вероятный глубинный механизм процесса. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1974, № 6, с. 1—15.
9. Сигалов В. М. Исследование геодинамическими методами тектонических предвестников землетрясений. — Геодезия и картография, 1984, № 8, с. 39—43.
10. Чедия О. Р. Новейшая тектоника Киргизии и сейсмогенные структурные формы. — В кн.: Сейсмо-тектоника некоторых районов юга СССР. М., 1976, с. 157—162.
11. Якубов Д. Х., Ярмухамедов А. Р., Саттаров А. С. О тенденции новейших и современных тектонических движений и их связи с некоторыми сейсмическими событиями на примере Восточного Узбекистана. — В кн.: Неотектоника и динамика литосферы подвижных областей территории СССР. Ташкент, 1983, с. 165—168.

рактера смещения сводов поднятий, палеотектоники локальных структур и т. п. во многом зависят от установления закономерностей изменчивости структурных планов различных горизонтов осадочного чехла.

Первые исследования соотношения локальных структурных планов в пределах Западной Якутии проведены

Ю. П. Мирончевым. Надблоковые складки Вилуйской синеклизы он разделил на сквозные, прослеживаемые по всем горизонтам, и погребенные, выраженные только в нижних горизонтах. В. С. Старосельцевым и др. [5] в результате изучения соотношения структурных планов палеозойских горизонтов осадочного чехла Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции выделены сквозные, навешенные и погребенные структуры, рассмотрены основные районы их развития. Следует также отметить детальное рассмотрение данного вопроса М. К. Вейнберг и др. [1] при анализе соляных структур Кемпендяйской впадины.

Слабая изученность Западной Якутии не позволяет произвести детальный количественный анализ изменчивости структурных планов, поэтому главное внимание нами уделяется выявлению качественных закономерностей этой изменчивости. Исследования основаны на анализе структурных карт для различных горизонтов осадочного чехла, построенных по данным бурения и сейсморазведки, а также изучении геологических и геолого-геофизических разрезов и материалов геологической съемки.

Согласно известным классификациям выделены следующие типы структур.

Сквозные структуры характеризуются подобием структурных планов исследуемых горизонтов осадочного чехла и поверхности фундамента. Среди них обычно выделяются: гармоничные структуры, сохраняющие форму залегания по всем горизонтам; усиливающиеся с глубиной; выполняющиеся с глубиной. Вследствие низкой точности сейсморазведки и ограниченного характера материала по локальным структурам (одна структура обычно выделяется не более чем по 2—3 отражающим горизонтам) при большой мощности осадочного чехла выявление подтипов сквозных структур в пределах Западной Якутии затруднено. Поэтому в большинстве случаев выделены лишь типы структур.

Погребенные структуры установлены по поверхности фундамента и в нижней части осадочного чехла и не выражены в верхних его горизонтах,

где им отвечают моноклинальное залегание или структурная терраса.

Навешенные структуры установлены в верхних горизонтах осадочного чехла и отсутствуют в нижних, залегающих моноклинально или почти горизонтально.

Наряду с основными типами можно выделить комбинированные структуры, отличающиеся более сложным соотношением структурных планов. Наиболее распространены погребенные бескорневые структуры, наблюдаемые в средней части разреза над моноклиналью или впадиной и перекрываемые также моноклиналью или впадиной в верхней его части.

В пределах Непско-Ботуобинской антеклизы большинство локальных структур выявлены по материалам сейсморазведки. По отражающим горизонтам изучена структура разных слоев осадочного чехла — подсолевого, соленосного и надсолевого. В целом здесь отмечается достаточно хорошее соответствие структурных планов венд-кембрийских отложений. В большинстве случаев вверх по разрезу сохраняются ориентировка структур, их конфигурация, амплитуда. В то же время нередко смещения сводов поднятий (до 4—5 км на северо-востоке территории), незначительные изменения их площади и амплитуды. Так, на большей части территории Мирнинского и Непского сводов и прилегающих к ним районов амплитуда локальных поднятий по различным уровням осадочного чехла постоянна или изменяется от ± 5 до ± 10 , реже до 20 м, что находится в пределах точности построения сейсмических разрезов в этих районах. Несколько большие амплитуды характерны для Сюльдюкарского свода, где, по данным сейсморазведки, можно выделить все три разновидности сквозных структур — гармоничные (Гренадская, Трапповая), выполняющиеся с глубиной (Сосновая, Бахчинская) и усиливающиеся с глубиной (Сергинская, Холомолохская). Амплитуда структур по различным горизонтам в последних двух случаях варьирует от 20 до 60 м.

Наблюдаемые несоответствия структурных планов обуславливаются раздробленностью фундамента и дифференцированными подвижками отдель-

ных его блоков в пределах структуры в процессе ее развития, а также трапповыми внедрениями, внутрiformационными перемещениями, влиянием экзогенных факторов и др.

По данным сейсморазведки и бурения, Среднеботуобинская структура в верхней части разреза (кровля литвинцевской свиты среднего кембрия) переходит в моноклиналь [3, 5]. Следовательно, в пределах Непско-Ботуобинской антеклизы наряду со сквозными структурами имеются погребенные, что связывают обычно с вымыванием солей. Погребенные структуры возможны в юго-восточной части антеклизы, где процессы выщелачивания наиболее развиты.

Наличие мощных галогенных толщ существенно осложняет структурный план верхних горизонтов осадочного чехла в районе сочленения Непского свода антеклизы и Нюйской впадины Байкало-Вилуйского прогиба, где, по данным геологической съемки, обнаружены контрастные линейные высокоамплитудные структуры. Здесь преимущественно распространены сквозные структуры, выполняющиеся с глубиной. Характерной особенностью является также то, что отдельные части складок (Верхнекарамская, Верхнекурчахская) и осложняющие их разломы не выражены в нижней части осадочного чехла. Подобное отмечается и в Нюйской впадине, где, например, Хабахская структура, по данным геологической съемки, имеет длину 60 км, ширину 6—8 км, а по материалам сейсморазведки (изогипса — 2500 м, граница кембрийских и вендских отложений), ее размеры 12×4 км, амплитуда 50 м. Кроме того, наблюдаются некоторые несоответствия структурных планов фундамента и нижней части осадочного чехла. М. Г. Алиев и Ю. А. Акулов (1980 г.), основываясь на данные сейсморазведки, отмечают приуроченность локальных структур нижних горизонтов осадочного чехла к флексурообразным зонам поверхности фундамента.

Малая мощность осадочного чехла Анабарской антеклизы и Сюгджерской седловины, спокойное залегание слоев и соответствие на большей части территории структурных планов осадочного чехла и поверхности кристал-

лического фундамента, значительная роль постседиментационных среднепалеозойских и мезозойско-кайнозойских структуроформирующих движений в тектоническом развитии позволяют говорить о сходстве названных районов с Непско-Ботуобинской антеклизой. Отсутствие же здесь (вследствие резкого сокращения мощности соленосных толщ, небольших региональных уклонов, удаленности от складчатых областей, достаточно слабой дифференцированности геостатических нагрузок для возникновения перетоков солей) значительных внутрiformационных перераспределений должно привести к более широкому распространению сквозных структур. Примером может служить Мархинский мегавал на юге Анабарской антеклизы, где, по данным геологической съемки и структурного бурения, установлено соответствие структурных планов средне- и верхнекембрийских отложений [2].

Вместе с тем малые углы наклона крыльев поднятий, многочисленные дизъюнктивные осложнения и внедрение пластовых интрузий могут существенно изменить структурный план самых верхних горизонтов осадочного чехла в этих районах. Примером являются расположенная на границе Непско-Ботуобинской антеклизы и Сюгджерской седловины Чернышевская структура, Данырская, Онкучахская и Бысытхская структуры Анабарской антеклизы, которые установлены геологической съемкой и подтверждены сейсморазведкой. Структурные планы их верхних и нижних горизонтов существенно отличаются, что проявляется в изменении морфологии и простиранья поднятий, значительном смещении сводов.

По аналогии с рассмотренными территориями в пределах Алданской антеклизы также можно ожидать преимущественное распространение сквозных структур. Свидетельством является соотношение структурных планов различных горизонтов Мохсоголохской, Уордахской и Кенкеминской структур. Первые две прослеживаются в разрезе от нижнего палеозоя до мезозоя включительно, причем контрастность их вверх по разрезу уменьшается. Кенкеминская структура в мезозойском структурном плане отражена

весьма слабо. Ее свод смещается на 8 км, контуры существенно изменяются. Однако имеющееся все же определенное сходство мезозойского и нижнепалеозойского структурных планов говорит о сравнительно поздней активизации дифференцированных тектонических движений и их унаследованном характере, что, в свою очередь, наряду с малой мощностью осадочного чехла, особенностями геологического строения и истории развития района подтверждает предположение о развитии здесь главным образом сквозных структур. При этом не исключена возможность появления локальных поднятий других типов.

Байкало-Вилуйский прогиб в силу своих структурно-геологических особенностей (широкое распространение в ряде районов галогенных отложений, многочисленные дизъюнктивные осложнения, значительная в одних случаях и весьма малая в других мощность осадочного чехла, разнообразие структуроформирующих факторов, сложная история тектонического развития прогиба и его основных структурных элементов) характеризуется значительным разнообразием локальных структур. При изучении локальных структур прогиба нами прежде всего рассмотрен структурный план домезозойских дислокаций, поскольку залегающие выше мезозойские отложения, представленные юрскими осадками небольшой мощности, в большинстве случаев плащеобразно перекрывают предшествующие тектонические образования, практически не изменяя их структурный план.

В Ыгыаттинской впадине преобладают сквозные поднятия. Плановые соответствия наблюдаются по всем горизонтам нижнего — среднего палеозоя; смещение сводов не отмечается, амплитуда поднятий вверх по разрезу убывает. Наблюдается раскрытие некоторых структур в верхних горизонтах осадочного чехла, иногда вплоть до их полного расформирования. Так, замкнутая в кровле нижнего кембрия Западно-Таландинская складка выше по разрезу в нижне- и среднепалеозойских отложениях раскрывается в структурный нос. К погребенным следует отнести Меикскую складку, представляющую собой крупное поднятие

амплитудой около 150 м в кровле нижнего кембрия и переходящую в моноклиналь в среднепалеозойских отложениях. Довольно резко выполаживается уже в мезозойской части разреза Шеинская структура.

Локальные структуры Сунтарского свода сквозные, хотя в северо-восточной оконечности свода, перекрытой мезозойскими отложениями, не исключено появление иных типов структур.

В Кемпендйской впадине максимальной контрастности локальные структуры достигают в центральной ее части, где развиты открытые соляные складки. Последние фиксируются по всем сейсмическим горизонтам среднего — верхнего палеозоя и геологической съемкой. Закрытые соляные структуры с неглубоким и глубоким залеганием соляного ядра характеризуются резким выполаживанием структурных планов по надсолевым верхнепалеозойско-мезозойским горизонтам осадочного чехла. Хотя здесь и отмечается унаследованность в развитии, однако нередко наблюдается раскрытие структур вверх по разрезу — переход в структурные носы (Лабыттинская, Эбе-Хаинская, Одойская) или полное расформирование (Бастахская).

Рост соляных структур приводит к выдавливанию и смятию окружающих толщ. В результате вблизи крупных соляных поднятий образуются сравнительно мелкие складки. Примером может служить Кустахская структура, расположенная недалеко от Кэдэчичской антиклинали. Подобные структуры, имеющие ограниченное развитие в разрезе осадочного чехла, являются, как правило, бескорневыми и быстро затухают (расформировываются) вверх и вниз по разрезу.

Характер соотношения структурных планов соленосных и подсолевых отложений в центральной части Кемпендйской впадины, залегающих на значительной глубине, не установлен. На юго-востоке впадины, где подсолевые горизонты нижнего палеозоя залегают ближе к дневной поверхности, наблюдается соответствие их структурных планов и планов соленосных горизонтов среднего палеозоя (Тумарская, Ханхаро-Малыхская и др.). На основании этого М. К. Вейнберг [1] и дру-

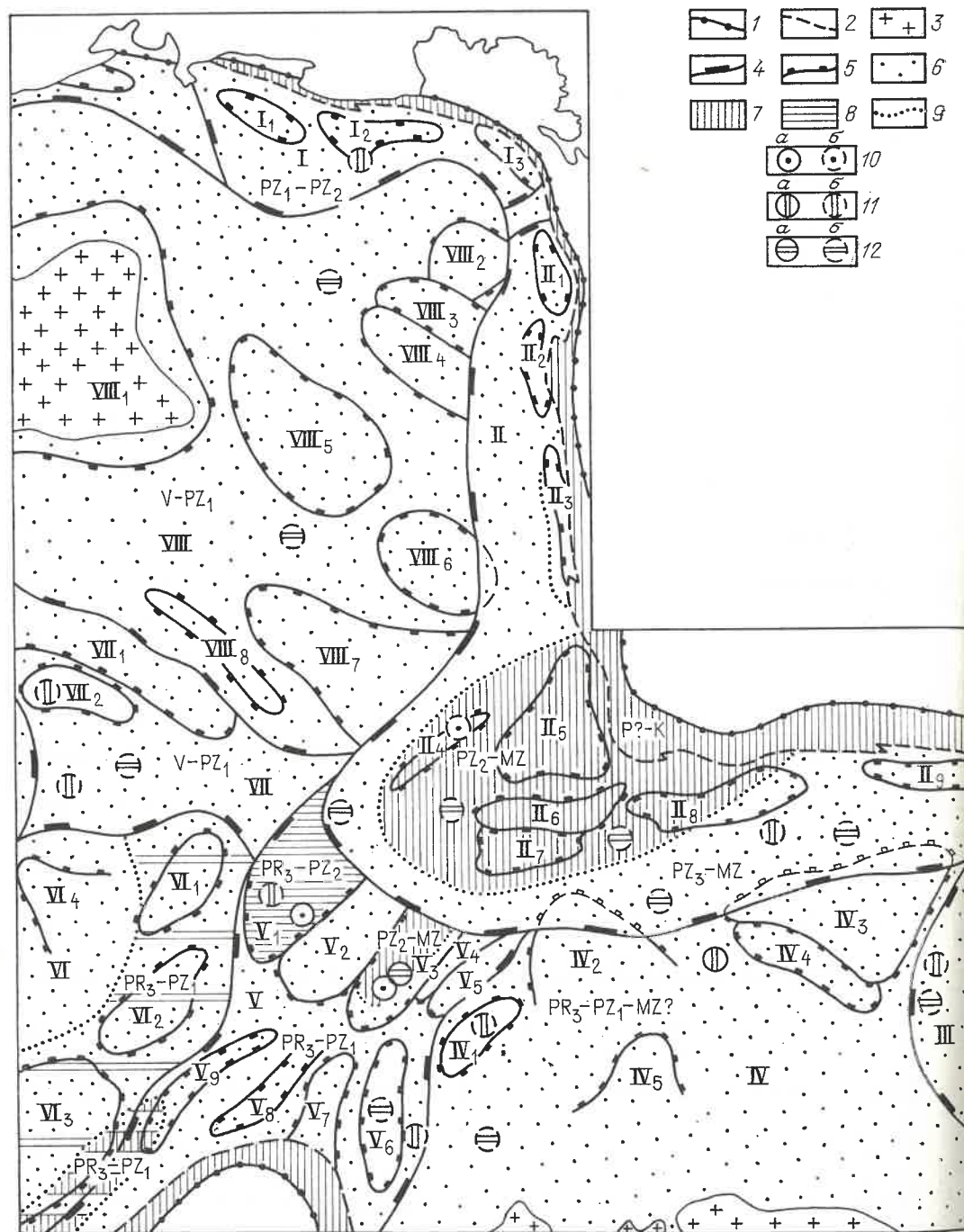


Схема районирования восточной части Сибирской платформы по соотношению локальных структурных планов:

1 — граница платформы по поверхности кристаллического фундамента; 2 — краевой шов платформы; 3 — выходы на поверхность пород кристаллического фундамента; границы структур: 4 — надпорядковых, 5 — 1-го порядка; районы широкого распространения локальных структур: 6 — сквозных, 7 — навешенных, 8 — погребенных; 9 — границы районов с различными типами локальных структур; иные типы локальных структур (а — достоверные, б — предполагаемые): 10 — сквозные, 11 — навешенные, 12 — погребенные; структуры: I — Лено-Анабарский прогиб, I₁ — Уэлинская впадина, I₂ — Буолкала-Тай-

мыльская впадина, I₃ — Нижнеленская впадина, II — Приверхоанский прогиб, II₁ — Булунская впадина, II₂ — Уэль-Сиктяхская впадина, II₃ — Менкеринская впадина, II₄ — Малыай-Логгорский мегавал, II₅ — Линденская впадина, II₆ — Хапчагайский мегавал, II₇ — Тангнаринская впадина, II₈ — Лукинская впадина, II₉ — Томпонская впадина, III — Майский прогиб, IV — Алданская антеклиза, IV₁ — Наманинский свод, IV₂ — Баппагайский выступ, IV₃ — Якутский свод, IV₄ — Лено-Амгинская впадина, IV₅ — Лено-Толбинский выступ, V — Байкало-Вилуйский прогиб, V₁ — Ыгыаттинская впадина, V₂ — Сунтарский свод, V₃ — Кемпендяйская впадина, V₄ — Арбайско-Синский выступ, V₅ — Сарсанская впадина, V₆ — Березовская впадина, V₇ — Уринский выступ,

где исследователи [5] делают вывод о преимущественном распространении во впадине сквозных структур. Однако имеющиеся геолого-геофизические материалы не исключают достаточно широкое развитие во впадине структур иных типов. Выше нами уже упоминалось о появлении погребенных структур в прибортовых частях впадины. Кроме того, можно полагать, что в ее осевой наиболее погруженной части развиты навешенные структуры. Возможно, к ним относятся открытые соляные структуры Кемпендяйской впадины — Таас-Тууская, Восточно-Кюндяйская и др.

Для локальных структур Арбайско-Синского выступа характерно выполаживание структурных планов вверх по разрезу. Значительное упрощение среднепалеозойского структурного плана по сравнению с нижнепалеозойским приводит к тому, что высококонтрастные структуры нижних горизонтов осадочного чехла вверх по разрезу становятся менее контрастными, преимущественно малоамплитудными и во многих случаях раскрываются в структурные носы. В верхнепалеозойских отложениях происходит дальнейшее выполаживание структурного плана, в результате чего изменяется ориентировка структур, наблюдаются значительные смещения сводов.

Большинство палеозойских структур юго-восточной части Байкало-Вилуйского прогиба являются сквозными, выраженными по всему разрезу осадочного чехла. Это относится как к куполовидным поднятиям типа Верхневилучанского и Вилуйско-Джербинского, так и к приразломным складкам Ньюской, Джербинской и Березовской впадин [4]. Однако ряд структур Ньюской и Джербинской впадин в верхних горизонтах более сложно построены и контрастны, что связывается с проявлением соляной тектоники.

В Майском прогибе наиболее изучена Мокуйская структура, расположенная на его западном борту. Сейсмо-

разведкой структурный план складки отчетливее всего прослеживается в рифейско-нижнепалеозойских отложениях в интервале от —1900 до —4800 м. В целом наблюдается соответствие структурных планов. В то же время вверх по разрезу происходит уменьшение контрастности Мокуйской структуры. Так, в нижнем горизонте ее амплитуда составляет 600 м, а в верхней части разреза лишь 50 м. Подобное выполаживание структурного плана, иногда вплоть до полного расформирования (Тарынгская структура), характерно и для других структур прогиба.

В Приверхоанском прогибе геолого-геофизическими материалами достаточно подробно охарактеризован верхнепалеозойско-мезозойский комплекс пород осадочного чехла. В центральной части прогиба к сквозным структурам в указанном стратиграфическом интервале относятся локальные структуры Хапчагайского мегавала, Линденской, Тангнаринской впадин и прилегающих к ним территорий. Отличительная их особенность — гармоничное подобие структур в нижней (домеловой) части разреза и некоторое выполаживание в верхней (особенно в верхнемеловой) части. Такая тенденция вполне закономерна и обусловлена историей развития поднятий района, большинство из которых формировались в основном в раннемеловую эпоху.

По отношению к более глубокопогруженным верхнепротерозойско-нижнепалеозойским горизонтам локальные структуры рассматриваемой части прогиба, по мнению автора, являются навешенными. Об этом свидетельствуют материалы региональных геофизических исследований, согласно которым структура центральной части прогиба по поверхности кристаллического фундамента представляет собой крупную депрессию, а также данные сейсморазведки глубокозалегающих горизонтов осадочного чехла. Так, по данным сейсморазведки, под высоко-

барская антеклиза, VIII₁ — Анабарский свод, VIII₂ — Оленёкский свод, VIII₃ — Кютюндинский грабен, VIII₄ — Куойско-Далдынский свод, VIII₅ — Суханская впадина, VIII₆ — Мунский свод, VIII₇ — Ханьинская впадина, VIII₈ — Мархинский мегавал

V₈ — Джербинская впадина, V₉ — Ньюская впадина, VI₁ — Непско-Ботуобинская антеклиза, VI₂ — Сюльдюкарский свод, VI₃ — Мирнинский свод, VI₄ — Непский свод, VI₅ — Нижнечонский выступ, VII — Сюгджерская седловина, VII₁ — Вилуйско-Мархинская впадина, VII₂ — Верхнеморкокинский свод, VIII — Ана-

амплитудной структурой Соболах-Неджелинского месторождения на глубине 8,5—9 км фиксируется мульда.

Внешняя (моноклиальная) зона Приверхоянского прогиба при подобии структурных планов верхнепалеозойско-мезозойских горизонтов осадочного чехла характеризуется смещениями сводов, частичным раскрытием (переходом в структурные носы) локальных структур в верхнеюрско-меловой части разреза.

Ближе к Верхоянской складчатой области во внутренней зоне прогиба распространены брахиантиклинальные и линейные высокоамплитудные структуры, нередко осложненные дизъюнктивными нарушениями. Основной этап роста структур приходится на послемеловой период, поэтому складки характеризуются достаточно хорошим подобием структурных планов меловых и подстилающих их домеловых пород. Геологическое строение прогиба и история его развития свидетельствуют о согласной дислоцированности пород внутренней зоны прогиба, переработанных кайнозойской складчатостью. Это указывает на то, что здесь преобладают сквозные гармоничные структуры. Вместе с тем геолого-геофизические материалы свидетельствуют о развитии во внутренней зоне прогиба надвиговых дислокаций, вследствие чего в этом районе возможно появление навешенных (в аллохтонной части надвигов) и погребенных (в автохтонной части) структур.

В Лено-Анабарском прогибе по соотношению структурных планов выделяются два основных типа локальных структур. Первый тип характерен для внутреннего борта прогиба. Развивающаяся здесь высокоамплитудная контрастная складчатость охватывает весь разрез осадочного чехла. Складки отличаются подобием структурных планов различных горизонтов и выдержанностью морфологических параметров (антиклиналь Тумул, Усть-Оленекская структура и др.). Второй тип складок характерен для внешнего борта прогиба. Существующие здесь определенные различия структурных планов нижнепалеозойских и верхнепротерозойских отложений приводят к появлению сквозных структур, усиливающихся с глубиной, а также наве-

шенных поднятий. В качестве примера можно привести Хастахскую структуру, имеющую по подошве рифейских отложений амплитуду 250 м, а по подошве нижнекембрийских—около 20 м, и Западно-Хастахскую складку, оконеченную по подошве отложений нижнего кембрия и не выраженную в более нижних горизонтах.

В результате проведенных исследований нами составлена схема районирования восточной части Сибирской платформы по соотношению локальных структурных планов (рисунок)*. На схеме приведены районы развития сквозных, навешенных и погребенных локальных структур. Районы развития комбинированных структур ввиду слабости изученности региона в настоящее время не выделены. Индексами в пределах надпорядковых структур или структур 1-го порядка обозначены стратиграфические интервалы разреза осадочного чехла, в пределах которых прослеживаются локальные структуры указанных типов. Это облегчает чтение схемы и необходимо, поскольку на большей части Западной Якутии бурением и сейсморазведкой изучены на глубину далеко не весь разрез и не все структурно-формационные комплексы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вейнберг М. К., Мазаева П. К., Фрадкин Г. С. Морфогенетические типы локальных структур Кемпендзийской впадины.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 5. М., 1972, с. 154—160.
2. Геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Восточной Сибири/В. В. Забалуев, Э. А. Базанов, Ю. А. Притула и др. Л.: Недра, 1980.
3. Ефимов А. О. Соотношение венд-кембрийских комплексов Среднеботуобинского месторождения.— В кн.: Новые данные по геологии и нефтегазоносности Лено-Тунгусской провинции. Новосибирск, 1982, с. 47—53.
4. Соломон А. З., Панарин В. П., Лопатин С. С. Северо-восточная часть Ангара-Ленского прогиба и сопредельные районы.— В кн.: Геологические результаты геофизических исследований в Якутской АССР. Иркутск, 1972, с. 71—80.
5. Соотношение структурных планов палеозойских горизонтов Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции/В. М. Лебедев, П. К. Мазаева, А. В. Мигурский, В. С. Старосельцев.— В кн.: Новые данные по тектонике нефтегазоносных областей. Новосибирск, 1979, с. 13—25.

* Тектоническое районирование приведено по материалам ВНИГРИ (1985 г.).



МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

УДК 553.261+549.76(571.52)

А. М. БЛОХ, И. В. ДАГАЕВА (Мингео СССР)

Природа сульфатов среднепалеозойских осадочных толщ Тувинского прогиба

В Тувинском межгорном прогибе, формирование которого началось в конце ордовика, прослеживается цепь наложенных впадин и мульд, заполненных девонскими и каменноугольными осадочными толщами. Их простирается четко контролируется разломами герцинского возраста, вблизи которых осадочные слои сменяют пологое залегание на крутое, вплоть до вертикального и обратного.

Герцинский этап активизации региона сопровождался мощными процессами эндогенного рудо- и минералообразования, которые локализовались в обрамлении Тувинского прогиба в узлах разнонаправленных тектонических структур. Естественно ожидать аналогичные проявления наложенного герцинского минералообразования также в тектонически нарушенных зонах по среднепалеозойским осадочным толщам прогиба, поскольку его площадь вместе с площадью обрамления являлась средоточием тех же дизъюнктивных движений и сопровождавших их процессов метасоматоза и рудогенеза.

К наложенной минерализации в крутопадающих структурах, которые проявляются в среднепалеозойских осадочных толщах, относятся сульфидная и селенидная минерализации, ранее описывавшиеся Е. З. Бурьяновой (1960, 1961 гг.). Кроме того, в тех зонах отмечается развитие самородных минеральных форм свинца и цинка, арсенидов кобальта и никеля и т. д. Непосредственно связанными с герцинским металлогенетическим этапом представляются также сульфатные новообразования, которые проявлены по широкому спектру пород разного возраста и структурно тяготеют к участкам тектонических нарушений.

Ангидрит и гипс. Ангидриты были встречены в северной части прогиба, на правом берегу р. Бий-Хем (рис. 1) по периферии субширотной крутопадающей зоны, в пределах которой отме-

чалась сульфидная и селенидная минерализация. Они фиксируются в межзерновых пространствах песчаника, часто с образованием пойкилитовых структур, и по терригенным зернам, частично их замещая (рис. 2, а). Взаимоотношение ангидрита с карбонатным и цеолитовым цементом песчаников коррозионное. Иногда в зернах ангидрита можно увидеть реликты ломонита. Нередко ангидрит наблюдается в сростках с более поздними кристаллами гипса, известны также случаи самостоятельного развития по цементу волокнистого гипса. Часты в ассоциации с ангидритом мелкие агрегаты барита, выполняющие поры в зернах кварца. Из объема цементирующей части песчаников на долю ангидрита и гипса приходится подчас до 40 %.

Изредка встречаются прожилки бледно-розового ангидрита и гипса с кальцитом. Вторичность гипса отчетливо проявляется в том, что он разъедает боковые грани ангидритовых зерен (рис. 2, б). С помощью рентгено-

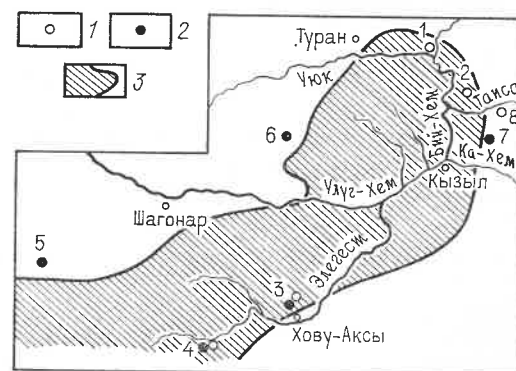


Рис. 1. Проявления наложенных сульфатов в Тувинском прогибе и его обрамлении:

1 — ангидрит и гипс; 2 — барит и целестин; 3 — Тувинский прогиб; 1 — правобережье Бий-Хема, атак-шильская свита среднего девона; 2 — левобережье Бий-Хема, кохайская свита верхнего девона; 3 — Онкажинская мульда, джаргинская свита верхнего девона; 4 — Актальская мульда, эйфельский ярус среднего девона; 5 — Карасукское комплексное месторождение; 6 — Терлигхайское ртутное месторождение; 7 — полиметаллическое оруденение рудопроявления Медное; 8 — левобережье Тапсы, тумат-тайгинская свита нижнего кембрия

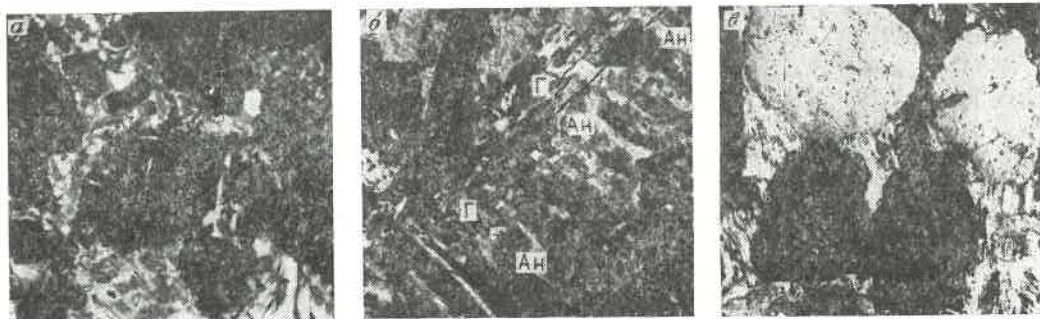


Рис. 2. Наложенные выделения кальциевых сульфатов:

а — ангидрит в цементе песчаника (светлое), в нижней части коррозии им терригенных зерен, с анализатором, ув. 67; б — коррозия волокнистым гипсом (Г) краевых частей зерен ангидрита (Ан), с анализатором, ув. 125; в — волокнистый гипс в цементе песчаника, структура пойкилитовая, с анализатором, ув. 80

люминесцентных определений на спектрах ангидрита из прожилков отмечен максимум, свидетельствующий о наличии в его структуре примесных центров, что обычно рассматривается как подтверждение гидротермального генезиса сульфатных минералов [8].

Ангидритовые и сопровождающие их гипсовые выделения тяготеют к периферийным частям крутопадающей зоны, обогащенной сульфидными и селенидными образованиями железа, свинца, цинка, кадмия и т. д. Они проявлены по толще песчаных пород атакшильской свиты среднего девона. Гипсометрически сульфаты развиваются по вмещающим терригенным осадкам ниже горизонта сульфидной минерализации, нигде не проявляясь выше. Вскрытая мощность сульфатизированных пород достигает 300 м. По латерали спорадические выделения ангидрита и гипса в песчаниках свиты прослеживаются к югу на расстояние до 4 км. По отношению к дневной поверхности ангидрит отмечается на глубинах не меньше 760 м, чаще ниже 1000 м.

На левобережье Бий-Хема, где сульфатизированные песчаники обнаружены в отложениях кохайской свиты верхнего девона на глубинах около 100 м и выше, фиксировались только гипсы. Они развиваются по трещинам, замещают карбонатный цемент пород. Волосовидные трещины обычно являются оперяющими по отношению к более крупным. Секущие трещины часто завершаются в срезе зерна на трещинах по наслоению, образуя конусовидные четырехугольники причудливых

очертаний. Алевролит-аргиллитовые горизонты, как правило, сульфатизацией не затронуты.

Гипс в форме самостоятельных образований встречен также в девон-каменноугольных наложенных впадинах центральной части Тувинского прогиба.

Давно известны гипсовые тела, входящие на поверхность в Актальской мульде. По наблюдениям В. М. Кудрявцева, они приурочиваются к субширотным и северо-восточным разрывным крутопадающим нарушениям в эйфельских известняках и известковистых песчаниках. Мощность загипсованных тектонических брекчий с содержанием CaSO_4 от 43 до 82 % достигает нескольких метров, по простиранию они прослеживаются на сотни метров.

В Онкажинской мульде, располагающейся к северо-востоку от Актальской, наложенная сульфатизация отмечалась по скважинам. На глубине ниже 700—800 м кальциевые сульфаты представлены ангидритом, частично замещаемым гипсом. Ближе к дневной поверхности ангидрит полностью гидратирован.

Ангидрит, как и гипс, замещает карбонатный цемент песчаников (рис. 2, в). Даже при сплошном замещении среди сульфатной массы удается отметить реликты более раннего кальцита. Ангидрит корродирует терригенные зерна, особенно если они слагаются полевым шпатом или обломками тонкозернистых эффузивных пород.

Наложная сульфатизация в основном затрагивает песчаники и гравелиты, реже конгломераты. Эти породы обычно разбиты в зоне сульфатизации характерными ломаными трещинами толщиной до 1—2 см, которые заполнены вторичным гипсом, иногда ангидритом. Отмечено, что такая трещина рассекает даже гальку в конгломерате. В прослоях алевролитов сульфатные прожилки встречаются в единичных случаях.

Стратиграфически проявления гипс-ангидритового метасоматоза приурочиваются здесь к полого залегающим породам джаргинской свиты верхнего девона. Сами сульфатизированные горизонты не стратифицированы, они разной мощности и встречаются на различных глубинах. Так, в одном случае субпараллельные трещины толщиной не более 3 мм, заполненные светло-серым гипсом с характерной волокнистостью, перпендикулярной к их стенкам, прослеживаются в розовато-сером песчанике на 20—30 см его мощности. В другой же скважине зона загипсованности фиксировалась на протяжении более 100 м и ее нижняя граница осталась не вскрытой.

По отношению к встречающимся здесь зонам сульфидизации гипс-ангидритовые горизонты (как и на севере прогиба) располагаются гипсометрически ниже, составляя корневую часть сульфид-сульфатной системы.

Постоянными спутниками зон гипс-ангидритового метасоматоза являются барит и целестин. В Актальской мульде В. М. Кудрявцев отмечал их среди брекчированных известняков в виде жил мощностью до 0,5 м и гнезд размером до 15 см. В Онкажинской мульде небольшие количества барита или целестина фиксируются в гипс-ангидритовом цементе песчаников. В целестине часто можно заметить мелкие выделения слабо-фиолетового флюорита. Целестин, кроме того, присутствует в зальбандах гипсовых жил и образует самостоятельные прожилки. Кроме того, барит и целестин широко распространены в Тувинском прогибе и вне гипс-ангидритовых горизонтов.

Барит и целестин. В северной части прогиба барит имеет сравнительно неширокое распространение. Он встречается преимущественно в трещинова-

тых зонах, часто одновременно с ангидритом. Наблюдались кварц-барит-цеолит-барит-кальцитовые прожилки. Барит вместе с кварцем и цеолитом тяготеют к зальбандам трещин, а кальцит заполняет их остальной объем.

Заметно шире проявлен барит в центральной части прогиба, прежде всего в Онкажинской мульде. Там же в значительных количествах появляется целестин, который не был отмечен на севере. Они встречаются преимущественно в цементе песчаников и в алевролитах джаргинской свиты верхнего девона.

Внешне барит и целестин плохо отличимы друг от друга, имея одинаковую твердость, близкие кристаллографические формы и часто даже одинаковый розовато-красноватый и телесный оттенок за счет окрашивания микровыделениями окислов железа. Для их идентификации в полевых условиях использовался рентгено-радиометрический метод определения стронция, основывавшийся на возбуждении характеристического рентгеновского излучения определяемого элемента с помощью гамма-излучения радионуклидного источника. Однако и при этом возможны были ошибки, поскольку барит часто содержит заметную примесь стронция. В итоге наиболее точные определения приходилось делать лишь в камеральных условиях по данным рентгеноструктурного анализа и спектральных определений бария и стронция.

Барит встречается в песчаниках преимущественно в трещинных образованиях вместе с кальцитом, локализуясь в центральных частях прожилка. Иногда по зальбандам трещин с баритом концентрируются мелкие выделения пирита. Отмечалась смена барита пиритом по протяжению трещины; на ее продольном склоне удалось заметить, что смена пришлась на участок небольшого изгиба трещины, за которым развиваются сульфиды. Край сульфидных выделений наблюдался также в самом барите. Как и для гипса, фиксировались баритовые прожилки, пересекавшие гальку во вмещающем конгломерате.

Прожилки целестина чаще встречаются среди алевролитов, но отмеча-

Таблица 1

Содержание стронция и бария
в целестинизированных песчаниках
центральной части Тувинского прогиба

Содержание, %		Отношение молекулярных количеств Sr/Ba
S	Ba	
0,88	0,10	14,3
1,33	0,17	12,5
2,70	0,31	13,5
3,10	0,37	13,0
3,10	0,25	19,4
3,41	0,44	12,2
5,20	0,45	18,4
5,60	0,49	17,8
5,79	1,28	7,1
6,04	0,74	12,8
6,32	0,91	10,9
9,13	0,91	14,6
14,43	1,32	17,2

лись и в песчаниках. Целестину свойственны несколько удлиненные неправильные по форме разноориентированные зерна, частично корродированные и замещенные более поздним кальцитом. В одной из скважин вдоль оси зерна удалось проследить почти на 1 м крутопадающий прожилок серовато-голубоватого целестина толщиной до 0,5 см.

Однако наиболее широко проявлен целестин в форме метасоматических замещений по цементу песчаников.

Целестинизированные песчаники локализованы в приразломной зоне южной границы мульды с крутым падением слоев, отмечены глубокими скважинами в ее осевых частях. Встречаются они и в северной части мульды, но значительно реже. Вмещающие

ми являются преимущественно среднезернистые песчаники флювиального происхождения, которые накапливались в условиях, неблагоприятных для синседиментационного сульфатообразования. Кларковое содержание стронция в песчаниках южного крыла составило (по 252 анализам) 0,018 %, а для северного (по 155 анализам) — 0,017 %. Причем кларк стронция для земной коры в целом 0,034 %, а для кислых пород, в том числе и для песчаников — 0,030 %.

Мощность горизонтов целестинизированных песчаников различна, чаще она составляет 1—2 м, но в районах поперечных тектонических нарушений может превышать десятки метров. Содержание стронция в метасоматитах достигает 5—6 %, в одном случае оно составило 14,5 % (табл. 1).

В цементе песчаника целестин формирует крупные индивиды с обрассованием терригенных зерен и формированием пойкилитовых структур (рис. 3, а); размер их достигает 2 см. Макроскопически это проявляется в повышенном блеске на плоскости скола песчаника. Наряду с пойкилитовыми выделениями целестин образует мозаичные агрегаты, гнезда, лучистые сростки или отдельные удлиненные кристаллы в карбонатном цементе, выполняет поры. Он замещает зерна кальцита с краевых частей, вплоть до их интенсивной коррозии.

Целестин корродирует и обломочные зерна, частично разбедает и замещает регенерированные каймы кварца и альбита, обломки полевых шпатов (рис. 3, б) и эффузивных пород. Не-

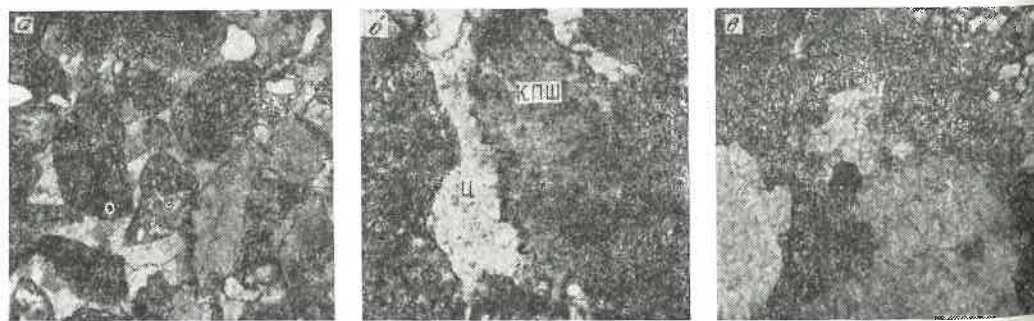


Рис. 3. Наложенные выделения целестина и флюорита:

а — целестин в цементе песчаника, структура пойкилитовая, с анализатором, ув. 63; б — коррозия целестинном (Ц) терригенного зерна калиевого по-

левого шпата (КПШ), с анализатором, ув. 120; в — замещение кальцита в цементе песчаника (серое в центре) флюоритом (черное), с анализатором, ув. 125

обычно замещение уплощенных автокластических обломков аргиллита. В них развиваются крупные (до 0,4—0,5 см) плохо ограненные индивиды, а глинистый материал сохраняется лишь в краевых частях. Местами зерна целестина, разрастаясь за пределы обломка, сливаются с целестинизацией по цементу. У целестина, как и у ангидрита, на спектрах рентгенолюминесценции фиксируются максимумы, отвечающие примесным центрам в них.

С баритом и целестином часто ассоциирует флюорит, слабо окрашенный в фиолетовые тона. Он формирует правильно ограненные кубические зерна, развитые как в целестине, так и в кальците цемента, иногда по границе их раздела. Порой он окаймляет и замещает краевые части сульфатных минералов, развиваясь одновременно по тонким извилистым трещинам в них (рис. 3, в) и по межзерновым швам плотно прилегающих обломочных зерен.

В целестинизированных горизонтах отмечались также прожилки стронцианита толщиной до 0,5 см. Минерал представлен шестоватыми и лучистыми агрегатами размером около 1 мм, ближе к зальбандам развиваются сферолитовые сростки. В зернах стронцианита наблюдались редкие выделения флюорита. Периферийная часть прожилков сложена крупнозернистым кальцитом.

Теснейшая связь бария и стронция при сульфатном минералообразовании в мульдах центральной части прогиба отчетливо прослеживается не только по близости их молекулярных соотношений (см. табл. 1), но и по данным факторного анализа результатов геохимических определений. По всем сделанным выборкам наиболее устойчивой и выделявшейся с наибольшей степенью достоверности оказывалась ассоциация этих двух элементов. По выборке из 364 проб для северного крыла Онкажинской мульды мера вероятности неслучайного вхождения в выделенную ассоциацию для бария составила 0,941 и для стронция 0,948, а по выборке из 445 проб для южного крыла — соответственно 0,817 и 0,802.

Гипсометрически самостоятельные проявления барит-целестинового метасоматоза располагаются в централь-

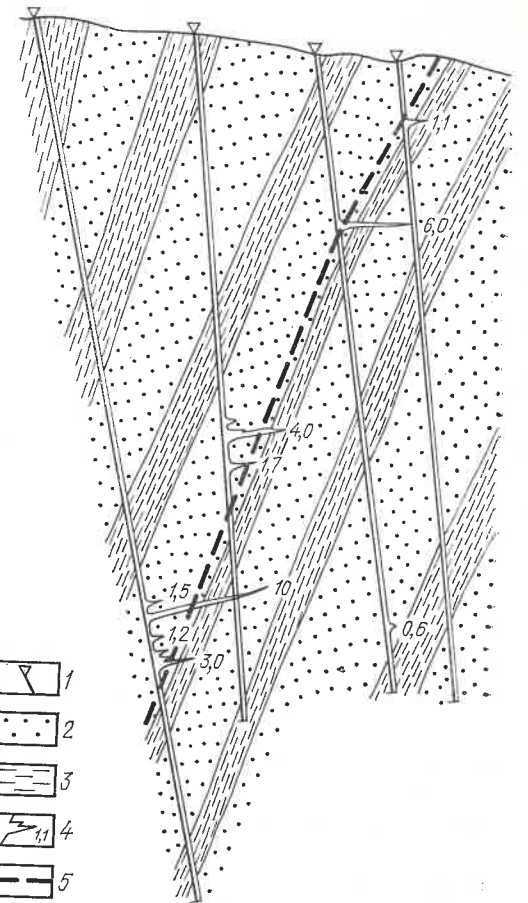


Рис. 4. Положение горизонта целестинизированных песчаников в геологическом профиле джаргинской свиты верхнего девона:

1 — ствол скважины; 2 — песчаник; 3 — алевролит; 4 — кривые рентгенорадиометрического определения по керну скважин содержания стронция и пик его концентрации, % (аналитик Д. Л. Иовчев); 5 — положение горизонта проявлений сульфидной минерализации

ных частях Тувинского прогиба преимущественно выше горизонтов сульфидной минерализации, представленной пиритом, галенитом, сфалеритом, молибденитом и т. д. (рис. 4). Гипсы и ангидриты из того же района закономерно тяготеют, как отмечалось выше, только к участкам пород, находящихся ниже сульфидизированных тел и никогда выше. Эти отличия в положении сульфатных формирований разного состава по отношению к зонам сульфидизации не случайны и отвечают закономерным соотношениям сульфид-сульфатной зональности в физико-химической колонке гидротермальных систем [7].

На фоне достаточно четкого разделения в метасоматической колонке зон

развития кальциевых сульфатов и зон с баритом и целестином спорадические выделения последних, тем не менее, фиксируются также среди гипсов и ангидритов. Подчиненное развитие барито-целестиновой минерализации на фоне интенсивного гипс-ангидритового метасоматоза наблюдалось и в других районах проявления сульфид-сульфатной зональности, в частности, на медном месторождении Гренайсл в Канаде [8].

Наложенные сульфаты, связанные с эндогенными герцинскими рудными формированиями, известны также в пределах кристаллического обрамления прогиба. Наиболее широко развиты бариты, которые сопровождают колчеданно-полиметаллическое оруденение Кызыл-Таштыгского месторождения и Ондумской рудной зоны, кинварные руды Терлигхайского месторождения и Эзерлигского поля, явно тяготея к их верхним горизонтам. Так, на Терлигхайском месторождении на средних горизонтах развиты редкие прожилки барита, а на верхних он преобладает среди жильных минералов. На месторождении Хову-Аксы, принадлежащем к арсенидной кобальт-никелевой жильной формации, барит присутствует в парагенезисе кальцит-скуттерудитовой стадии минералообразования [3]. На Карасукском комплексном месторождении барит и баритоцелестин вместе с флюоритом и сидеритом являются одним из главных компонентов во вскрытой верхней части трубообразной рудной залежи [5].

В обрамлении прогиба проявляются также кальциевые сульфаты. Они составляют, в частности, нижнюю часть сульфид-сульфатной метасоматической колонки на медно-молибденовом месторождении Аксуг [8]. Месторождение расположено на севере Тувы в области сочленения краевых массивов внешних зон раннекаледонских геосинклиналей и локализовано в гранитоидах среднего — верхнего палеозоя. Ангидрит-гипсовая ассоциация, по данным В. И. Забелина и других, широко развита на глубинах более 300 м, а барит-целестиновая тяготеет к промежуточным участкам. Огипсованы вулканогенно-осадочные образования туматтайгинской свиты нижнего кем-

брия в районе полиметаллических проявлений на левобережье нижнего течения р. Тапса. Гнезда гипса с прожилками барита фиксировались на Эржекском рудном поле Улугуйской колчеданосной зоны и на Чазадырском ртутном месторождении. Метасоматические гипсы встречены, кроме того, в зоне разлома Каргинского грабена на юго-западе Тувы.

Для оценки степени генетического единства изученных сульфатов проводились определения изотопного состава стронция. Как видно из табл. 2, целестины, бариты и гипсы Онкажинской и Актальской мульд имеют практически одинаковые соотношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,707—0,708. Те же соотношения дает стронций из баритов Терлигхайского месторождения и Ондумской рудной зоны и из гипсов Каргинской площади в обрамлении прогиба. Это свидетельствует об идентичности условий формирования герцинской наложенной сульфатизации в Тувинской рудоносной провинции, в качестве составной части которой должны рассматриваться и среднепалеозойские осадочные толщи Тувинского прогиба.

Для баритов и баритоцелестинов Карасукского месторождения, соотношения изотопов (0,704) отвечают значениям, характерным для карбонатов [11], что соответствует существующим представлениям о развитии на Карасуке карбонатитового процесса [5]. Эти особенности карасукских сульфатов лишний раз подчеркивают значимость близости изотопных соотношений стронция из остальных сульфатных проявлений региона для суждения об их генетическом единстве.

В геохимическом плане формирование сульфид-сульфатной зональности связано с закономерной сменой (по мере падения температуры среды) сульфатной формы нахождения серы сульфидной [6] и не зависит от литологического состава вмещающих толщ. Потеря SO_2 растворами в основном должна завершаться при 400 °С, а это, вследствие одновременного образования из SO_2 сульфат-ионов, исключает осаждение ангидрита при более низких температурах [12] и определяет лишь спорадическое распространение его в собственно сульфидоносных го-

Таблица 2
Изотопный состав стронция в наложенных сульфатных минералах Тувинского прогиба и его кристаллического обрамления

№ п/п	Местоположение	Состав сульфатных минералов	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
1	Онкажинская мульда	Целестин из цемента песчанника	0,70624 ± 0,00004
2	То же	То же	0,70670 ± 0,00005
3	"	"	0,70692 ± 0,00004
4	"	"	0,70699 ± 0,00004
5	"	"	0,70717 ± 0,0001
6	"	Целестин из прожилка	0,70699 ± 0,00003
7	"	То же	0,70737 ± 0,0001
8	"	Гипс из прожилка	0,70711 ± 0,0001
9	"	То же	0,70754 ± 0,0001
10	"	"	0,70768 ± 0,0001
11	Актальская мульда	Гипс из зоны разлома	0,70802 ± 0,0001
12	То же	Барит и целестин из зоны разлома	0,70811 ± 0,0001
13	Терлигхайское ртутное месторождение	Барит жильный	0,70645 ± 0,0001
14	Ондумская рудная зона, рудопоявление Медное	То же	0,70754 ± 0,0001
15	Каргинская площадь, пос. Могураксы	Гипс из жилы в зоне надвига	0,70864 ± 0,0001
16	Карасукское флюорит-барит-сидеритовое месторождение	Концентрат баритоцелестина (6—7 %), барита (3 %), стронцианита (80 %), флюорита (11 %)	0,70391 ± 0,0001
17	То же	То же	0,70392 ± 0,0001
18	"	"	0,70396 ± 0,0001
19	"	Баритоцелестин	0,70382 ± 0,0001
20	"	То же	0,70397 ± 0,0001

Пробы 5, 7—20 анализировались В. И. Виноградовым (ГИН АН СССР), пробы 1—4, 6 — И. В. Чернышевым (ИГЕМ АН СССР).

ризонтах. Если температурный коэффициент обратно пропорционален растворимости ангидрита даже в концентрированном растворе NaCl, то для барита и целестина растворимость в таких растворах с ростом температуры увеличивается. Их осаждение в гидротермальных системах контролируется поэтому одними и теми же обстановками [12]. Отсюда их совместная встречаемость, вплоть до образования твердых растворов, и преимущественная приуроченность в колонках сульфид-сульфатной зональности к уровням над зоной сульфидизации [7].

Перенос выщелоченных оснований и сульфатной серы в концентрированных хлоридных растворах вполне вероятен для обстановок Тувинского прогиба. В частности, по результатам изучения газовой-жидких включений в минералах хлоридный натрий-кальциевый состав рудогенных растворов ре-

конструируется для Хову-Аксинского рудного узла [3].

Важно, что вмещающие осадочные породы прогиба не несут следов температурного стресса, которые можно было бы ожидать для толщ, претерпевших нагрев до 400 °С и более. В частности, степень карбонизации обугленного растительного детрита, встречающегося среди осадков с сульфатной минерализацией, сравнительно невелика. По данным определений, содержание углерода и выход летучих на горючую массу составил для них, соответственно, 91 % и 15,1 %, что отвечает температуре карбонизации гумусового вещества 140 °С [4]. Напомним, что граничной для перехода осадочных нематаморфизованных толщ в фацию зеленых сланцев считается температура 300 °С [13].

С аналогичными противоречиями мы уже сталкивались в Пристановом про-

гибе, где в неметаморфизованных осадочных толщах нижней юры были выявлены формирования интенсивных процессов калишпатизации при несоответственно низком уровне карбонизации вмещающих углей [2].

Представляется, что в этом проявилась специфическая особенность массопереноса и минералообразования в микропористых толщах осадочных пород, которая связана с неравновесным (диссипативным) состоянием раствора во вмещающих микропространствах [1, 9]. Эти особенности характеризуются, в частности, более высокой протонизацией молекул воды, которая не отвечает задаваемой извне температуре среды и в условиях термодинамического равновесия достигалась бы при существенно более высоких температурах. В итоге в микропористых средах создаются возможности для минералообразующих процессов при меньших температурах, чем в объемных условиях эксперимента.

Из вышеизложенного можно сделать следующие выводы.

1. Для Тувинского среднепалеозойского прогиба, составной части Тувинской герцинской рудной провинции, в пределах тектонически нарушенных зон намечаются проявления сульфид-сульфатной зональности, отвечающей закономерным соотношениям в вертикальной физико-химической колонке гидротермальных систем. Она проявляется в самостоятельном развитии ангидрита и вторичного гипса ниже, а барита и целестина выше горизонтов сульфидной минерализации.

2. В пределах Тувинской рудной провинции в целом сульфатные образования накладываются на породы разного состава, от неметаморфизованных осадочных до кристаллических, и разного возраста, от раннего кембрия до позднего девона. Сами по себе сульфаты не имеют практического значения, развиваясь в основном в виде маломощных жил и прожилков и метасоматических замещений по цементирующей части вмещающих пород. Однако закономерное положение по отношению к сульфидной минерализации, представляющей в регионе практический интерес, позволяет ис-

пользовать их при прогнозных оценках сульфидного оруденения. Зоны развития наложенного ангидрита и гипса в данном случае являются индикаторами корневых частей месторождений, а барита и целестина — их верхних горизонтов.

3. Изотопный состав стронция в изученных сульфатных минералах свидетельствует об их генетическом единстве в намечаемой колонке гидротермальных изменений, независимо от генезиса и возраста вмещающих пород и минералогии сульфатов.

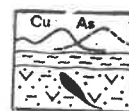
4. Отсутствие во вмещающих породах свидетельств температурных воздействий, отвечающих обстановкам образования сульфид-сульфатной зональности, связывается с неравновесным (диссипативным) состоянием минералообразующих растворов в микропористых осадочных толщах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Блох А. М. О термодинамических особенностях природной микропористой системы порода—вода.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 8, с. 115—123.
2. Блох А. М., Дагаева И. В. Щелочной метасоматоз в неметаморфизованных осадках юры Чульманской впадины (Южная Якутия).— Сов. геология, 1980, № 8, с. 69—82.
3. Борисенко А. С., Лебедев В. И., Тюлькин В. Г. Условия образования гидротермальных кобальтовых месторождений.— Тр. ИГиГ, 1984, вып. 550, с. 132—134.
4. Канана Я. Ф. Вертикальная зональность и палеотемпературы регионального метаморфизма органического вещества.— Геол. журн., 1985, № 6, с. 69—73.
5. Митропольский А. С. Карасуйская группа комплексных железорудных месторождений.— В кн.: Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области. М., 1952, с. 498—511.
6. Овчинников Л. Н. О роли SO_2 в гидротермальном рудообразовании.— Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 3, с. 680—683.
7. Столяров Ю. М. О гипогенной сульфид-сульфатной зональности рудных месторождений.— Докл. АН СССР, 1977, т. 235, № 4, с. 939—942.
8. Столяров Ю. М. Гипогенная сульфид-сульфатная зональность медно-порфировых месторождений.— Геология рудных месторождений, 1980, № 3, с. 47—57.
9. Физико-химические основы теории метаморфогенного рудообразования/Я. Н. Белевцев, А. М. Блох, В. А. Буряк и др. Киев: Наук. думка, 1985.
10. Таращан А. Н. Люминесценция минералов. Киев: Наук. думка, 1978.
11. Фор Г., Пауэлл Дж. Изотопы стронция в геологии. М.: Мир, 1974.

12. Холланд Г. Д. Жильные минералы в гидротермальных месторождениях.— В кн.: Геохимия гидротермальных месторождений. М., 1970, с. 325—366.
13. Stalder P. J. Organic and inorganic meta-

morphism in the Taveyannaz sandstone of the Swiss Alps and equivalent sandstones in France and Italy.— J. Sed. Petr., 1979, 49, N 2, p. 463—482.



ГЕОХИМИЯ

УДК 550.42 : 546.26.02 : 551.21

И. П. ЛУГОВАЯ (ИГФМ АН УССР), Г. А. КАРПОВ
(Ин-т вулканологии ДВНЦ АН СССР), В. Н. ЗАГНИТКО,
Ф. И. БЕРЕЗОВСКИЙ (ИГФМ АН УССР)

Происхождение спонтанных газов и термальных вод гидротермальной системы Узон (Камчатка) по изотопным данным

К настоящему времени получено достаточно данных по изотопному составу легких элементов в растворах, газах и осадках из современных гидротермальных систем [6, 11, 14]. Однозначная интерпретация их в ряде случаев затруднена. Тем не менее, комплексные изотопные исследования газовых эманаций в зонах глубинных разломов и при извержении вулканов чаще всего указывают на мантийный генезис их основных компонентов [10, 12].

Решение сложного вопроса глубинности термальных вод и происхождения их спонтанных газов требует применения комплекса физико-химических и геологических методов исследования. В этом плане представляет интерес исследование молодой рудообразующей гидротермальной системы Узон на Камчатке. Геологическая история формирования этой структуры, локализованной в раннеплейстоценовой кальдере, хорошо изучена [7].

Современные термопроявления приурочены к узлам пересечения глубинного разлома субширотного простираения и оперяющих его нарушений северо-восточного и в меньшей степени северо-западного направлений. В осевой зоне термоаномалий на поверхность выходят кипящие растворы хлоридно-натриевого состава с высоким содержанием кремнекислоты, бора и рудных элементов — As, Sb, Hg. В приповерхностных горизонтах гидротермаль-

но измененных туфов и гравелитов, слагающих разрез центрального участка Восточного термального поля, формируется мышьяково-сурьмяно-сульфидное оруденение с самородной ртутью и битумами [7].

Комплексные изотопно-геохимические и гидрогеологические исследования были проведены нами для изучения изотопного состава кислорода, углерода и водорода в газах и термальных водах, различающихся по температуре, pH, Eh и пространственному положению относительно различных зон тектонических нарушений.

Полученные результаты дают основание для рассмотрения ряда вопросов. Главные из них:

1) установление источника углерода в спонтанных газах и оценка роли экзогенных, в том числе биогенных, факторов в формировании газового состава гидротерм;

2) определение природы гидротерм по характерным особенностям изотопного состава кислорода и водорода разных типов вод.

Отбор проб спонтанных газов и вод различных типов термальных источников, озера «Серное», ручья Комариного и скважины УК-I в пределах гидротермальной системы Узон был проведен в августе 1982 г. (рис. 1).

Газ из источников собирали в ампулы методом вытеснения насыщенного солевого раствора. Ампулы с газом вскрывали в условиях высокого ва-

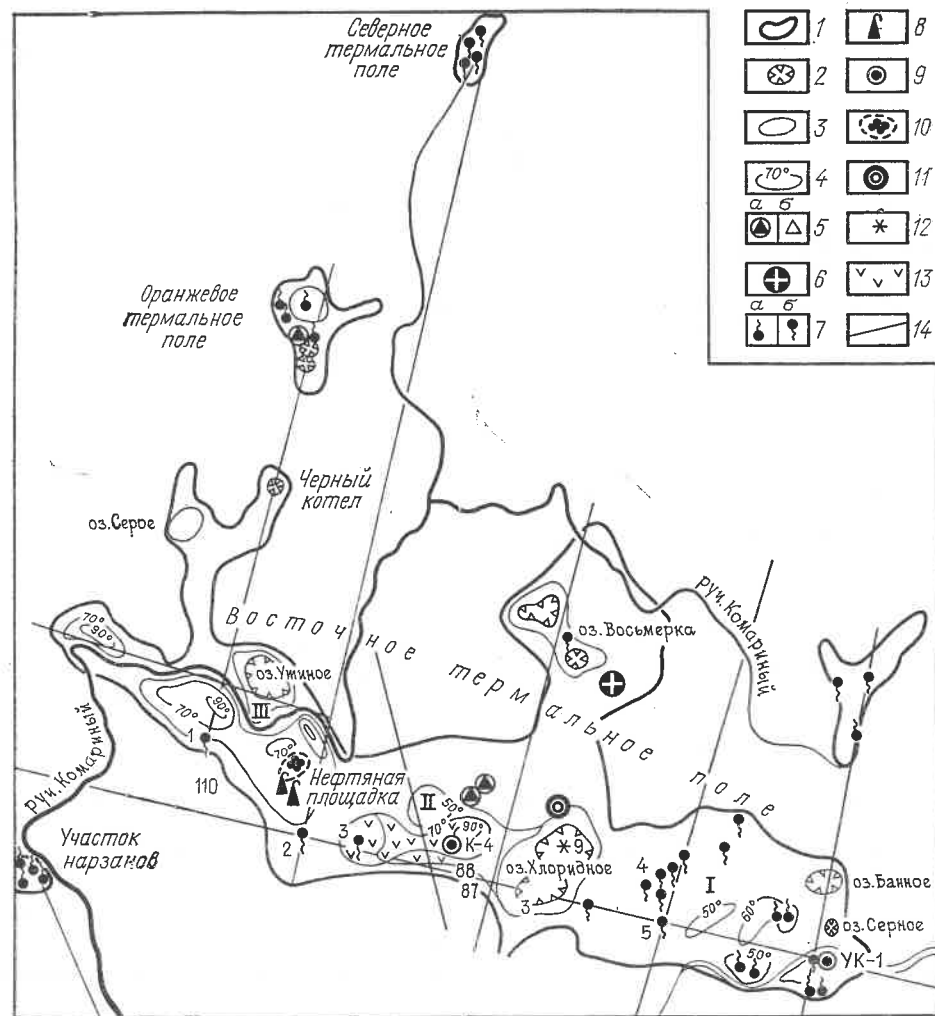


Рис. 1. Схематическая карта термальных полей калдери Узон:

1 — контур термальных полей; 2 — контур воронок, происхождение которых связывается с фреатическими взрывами; 3 — контуры участков, залитых теплой водой, и с проявлениями As-Sb-оруденения; 4 — изотермы; 5 — формы пород и отложений; а — грязевые вулканчики, б — строматолитовые постройки; 6 — грязевые котлы; 7 — термальные источники

(а — бессточные, б — со стоком): 1 — Пульсирующий, 2 — Бурлящий, 3 — Центральный, 4 — Парящий самоток, 5 — Термофильный; 8 — нефтепроявления; 9 — скважины колонкового бурения; 10 — проявления самородной ртути; 11 — проявления киновари; 12 — активная воронка с выходом метан-водородных газов в Хлоридном озере; 13 — площадь мышьякового оруденения; 14 — разломы; 1, II, III — участки Восточного термального поля

куума, CO_2 замораживали в ловушке жидким азотом и подбором охлаждающих смесей проводили его очистку от воды и других газов.

Забор пробы воды из скважины УК-1 (температура на забое 147°C) провели путем конденсации паров воды в змеевике.

Результаты измерений приведены в промилле (‰) относительно стандартов SMOW и PDB, воспроизводимость параллельных измерений значений $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ составляет $\pm 0,5\text{‰}$, для $\delta\text{D} \pm 4\text{‰}$.

Исследование изотопного состава углерода в газах горячих источников,

сухих «проколов» и в паро-газовых эманациях показало изменение значений $\delta^{13}\text{C}$ от $-6,1$ до $-2,1\text{‰}$ (таблица). По данным работы [9] и О. И. Кропотовой — для углекислого газа источников «Центральный», «Серп» и «Экспериментальный» $\delta^{13}\text{C}$ равны $-3,1$; $-7,1$; $-9,7\text{‰}$ соответственно. В источнике «Экспериментальный» $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4} = -29,69\text{‰}$ (по сообщению О. И. Кропотовой). В работе [1] приведено $\delta^{13}\text{C}_{\text{ср}} = -5,2\text{‰}$ для CO_2 из источников Узона.

Изотопный состав кислорода в спонтанном углекислом газе и в термаль-

Характеристики термальных растворов и спонтанных газов гидротермальной системы Узон

Номер пробы	Место отбора	Исследованные соединения	δ ³⁴ S, ‰	δ ³³ S, ‰	f ^o , °C	Параметры и состав растворов, г/л							Состав спонтанного газа, %							
						pH	Na ⁺	NH ₄ ⁺	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	M	H ₂	O ₂	N ₂	CO ₂	H ₂ S	CH ₄	C ₂ H ₆	Ar
328	Источник «Грещинский»	H ₂ O	—	—	90	7,0	0,14	0,25	0,005	0,11	0,16	0,7	0,25	0,0	2,15	95,0	1,44	0,87	—	0,085
P-1/83	Оз. Банное, источник «Радонный»	CO ₂	-3,4	22,9	42	5,0	0,03	—	0,09	0,019	0,11	0,36	0,228	0,206	8,40	86,32	0,434	4,204	—	0,151
C-1	Оз. «Серное»	H ₂ O	—	—	92	—	—	—	—	—	—	—	0,47	0,0	3,52	94,70	1,22	0,08	—	0,013
1-6/83	Парящий грунт	CO ₂	-3,1	23,0	95	—	—	—	—	—	—	—	0,400	0,0	2,809	92,92	3,373	0,486	0,66·10 ⁻²	0,007
1/20	Источник № 1 — 20, 1 участок	H ₂ O	—	-7,7	77	6,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
УК-1	Сква. УК-1, глубина 47 м	H ₂ O	—	-13,2	147	8,1	0,12	0,75	0,006	3,39	0,019	4,8	0,185	5,40	18,6	74,19	1,17	0,47	—	He
329	Источник «Термофильный»	H ₂ O	—	-13,5	116	70	6,8	0,14	0,003	0,13	0,36	0,01	1,2	1,62	0,0	2,76	93,58	1,53	0,48	опр. 0,089
2-Э	Источник «Экспериментальный»	CO ₂	-3,1	21,1	84	5,8	1,1	0,007	1,9	0,01	0,1	3,2	0,118	0,148	6,742	88,533	1,85	2,824	—	0,056
5-Э	То же	CO ₂	—	32,2	84	5,9	1,1	0,007	1,9	0,01	0,1	3,2	1,26	0,0	5,43	87,16	0,16	5,99	He	опр. 0,167
Э-1	Источник «Аркашин шурф»	H ₂ O	—	-6,8	84	6,7	0,73	0,01	1,8	0,01	0,05	3,1	1,439	0,01	1,306	86,688	4,4	1,39	He	опр. 0,167
2-АШ	То же	CO ₂	-2,6	22,7	51	4,5	1,39	0,005	2,2	—	0,1	4,7	1,358	—	1,562	92,07	1,603	3,390	0,29·10 ⁻²	0,015
1/14	То же	H ₂ O	—	-9,7	110	56,5	5,3	He	2,16	He	0,1	He	1,400	He	He	He	1,50	He	He	He
12/14	»	H ₂ O	—	-6,6	108	56,0	5,1	опр.	He	опр.	0,08	опр.	1,560	опр.	He	He	1,65	He	He	He
10	Прокол «Сухой»	CO ₂	-6,1	31,2	96	—	—	опр.	—	—	—	—	1,50	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.
2Б	Источник «Бурлящий»	CO ₂	-2,1	31,6	96	7,25	0,18	0,011	0,21	0,011	0,29	1,23	1,02	0,071	6,34	88,256	4,2	0,077	—	0,038
H-1/83	Нефтяная площадка	CO ₂	-3,6	15,7	77	6,75	0,05	0,03	0,23	0,04	0,18	0,75	1,488	0,204	2,672	91,72	2,672	0,918	0,19·10 ⁻²	0,0315
K-2/83	Площадка Опасная	CO ₂	-3,1	22,9	96	—	—	—	—	—	—	—	1,440	—	2,112	91,18	3,206	2,023	0,18·10 ⁻²	0,036
O-1/83	Оранжевое поле, источник	CO ₂	-3,1	21,9	95	—	—	—	—	—	—	—	1,848	0,0	3,53	87,41	3,026	4,119	—	0,063
L-83	Ледник на северном берегу калдери Узон	H ₂ O	—	-13,2	118	0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
X-1/83	Руч. Комарный	H ₂ O	—	-14,8	120	7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Пробы 1/14 и 12/14 собраны в 1974 г.

Примечание. Пробы 1/14 и 12/14 отбирались из одного и того же источника последовательно через 11 ч. В скв. УК-1 на забое температура 147°C . Спонтанный газ отбирался параллельно с отбором конденсата при 18°C .

ных водах Узона определен впервые (см. таблицу).

Рассмотрим последовательно изотопные характеристики углерода, кислорода и водорода.

Углерод газов, присутствующих в глубоких слоях земной коры, наследует изотопный состав исходных соединений. Для магматической системы $\delta^{13}\text{C}_{\text{магм}} = \delta^{13}\text{C}_{\text{магм.флюид}} = \delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2(\text{газ})}$. Считается, что газообразные соединения углерода, выделяющиеся из мантии, по его изотопному составу аналогичны графитовой фазе углерода метеоритов, для которых характерны значения $\delta^{13}\text{C}$ от -12 до -3‰ . Изотопный состав углерода углекислоты из газовых включений в минералах изверженных пород варьирует в пределах от -10 до -1‰ [8].

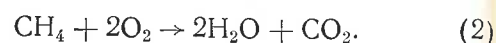
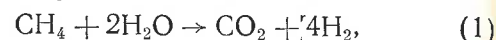
Эндогенный метан, образующийся в мантии при окислении углерода водой, не отличается по значению $\delta^{13}\text{C}$ от глубинной углекислоты. По мере поступления флюидов в верхние горизонты земной коры и понижения температуры до 500°C происходит разделение изотопов углерода в системе $\text{CO}_2\text{—CH}_4$. Поскольку доминирующей формой углерода в магматических флюидах является углекислота, то утяжеление изотопного состава ее углерода за счет изотопного обмена с метаном практически не фиксируется. В отдельных случаях, когда преобладающим является метан, возможно существенное утяжеление изотопного состава CO_2 . Примером может служить углекислый газ, высвобождаемый из закрытых пор полевого шпата в пегматитах Хибинского массива, для которого, по данным Э. М. Галимова, $\delta^{13}\text{C} = +8,5\text{‰}$.

Утяжеление изотопного состава углекислого газа также возможно при наличии в составе флюида окиси углерода и водорода. В процессе реакции Фишера—Тропша в результате взаимодействия СО и водорода образуется углекислый газ, обогащенный (примерно 35‰) изотопом ^{13}C [2].

В составе спонтанных газов Узона определены водород и ничтожно малые количества окиси углерода, поэтому в изучаемой гидротермальной системе не исключена возможность частичного образования CO_2 за счет СО. Однако основная часть окиси углерода,

по-видимому, преобразуется в метан.

При температурах ниже 500°C изотопный обмен непосредственно между CO_2 и CH_4 практически не происходит [14]. В верхних зонах земной коры газовый поток вступает во взаимодействие с вовлеченными в гидротермальную систему метеорными водами, обогащенными кислородом. В результате окисления эндогенного метана образуется углекислота по схеме



Наличие в составе спонтанных газов кальдеры Узон атомарного водорода и водородных струй на некоторых участках, вероятно, можно объяснить протеканием реакции (1). Образующаяся из метана CO_2 обогащается изотопом ^{13}C в зависимости от температуры и теоретически может достигать значений $\delta^{13}\text{C}$ до $+28\text{‰}$ [2]. Как правило, в термальных зонах углекислый газ, в результате смешения с эндогенной CO_2 , имеет более легкий изотопный состав углерода. Так, в гидротермальных системах Новой Зеландии и Йеллоустонского парка спонтанный углекислый газ характеризуется значением $\delta^{13}\text{C}$ от -12 до $+1\text{‰}$ [13].

При поступлении восходящих флюидов в область водоносных горизонтов возможно смешение глубинного углерода с углеродом органогенного и осадочного происхождения, а также перераспределение изотопов углеродсодержащих фаз в изменившихся физико-химических условиях.

Восстановленные формы углерода могут превращаться в источник углерода гидротермальных флюидов вследствие биохимических процессов. Так, в аэробных условиях в процессе окисления органических остатков или газообразных и жидких углеводородов образуется углекислый газ, близкий по изотопному составу углерода к исходному продукту (т. е. $\delta^{13}\text{C}$ изменяется от -10 до -35‰). В пробах спонтанного газа, отобранного в кальдере Узон на Восточном и Оранжевом термальных полях (см. таблицу), не обнаружена углекислота с таким легким изотопным составом углерода. На «Нефтяной площадке» спонтанный

CO_2 имеет $\delta^{13}\text{C} = -3,6\text{‰}$ и значительно отличается по изотопному составу от нефти этого участка, для которой, по данным Ю. И. Гринченко, $\delta^{13}\text{C}_{\text{ср}} = -31,6\text{‰}$.

В анаэробных условиях при деструкции органического вещества образуется CO_2 , обогащенная изотопом ^{13}C , так как ввиду внутримолекулярной изотопной неоднородности углекислота наследует тяжелый изотоп углерода кислородсодержащих функциональных групп [2]. Значение $\Delta = \delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} - \delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ может достигать 30‰ . Если учесть, что среднее значение $\delta\text{C}_{\text{орг}}$ равно -27‰ , то максимальное $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ составляет $+3\text{‰}$.

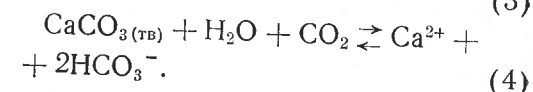
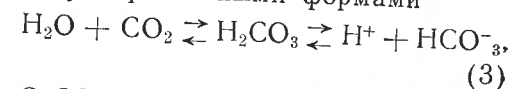
Помимо реакции декарбоксилирования с выделением CO_2 в болотах и в насыщенных органическим веществом осадках при дефиците кислорода активно протекают процессы метанового брожения. Продукты метаболизма микроорганизмов CO_2 и CH_4 отличаются по изотопному составу углерода. Относительно изотопного состава органического вещества CO_2 утяжеляется на $5\text{—}15\text{‰}$, а CH_4 облегчается до -80‰ .

Изотопные анализы углерода в CO_2 и CH_4 , отобранных из источника «Горячий» и проанализированных О. И. Кропотовой ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} = -9,7\text{‰}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4} = -29,7\text{‰}$), показывают, что фракционирование изотопов углерода здесь не является следствием биохимического процесса.

Факты, подтверждающие реализацию процесса метанового брожения на Узоне, пока не обнаружены. Проведенные микробиологические исследования показали, что микроорганизмы играют существенную роль лишь при преобразовании серы, причем термофильные бактерии на восстановление сульфатов могут использовать как органические вещества, так и водород [5].

Современная гидротермальная деятельность в кальдере Узон сосредоточена в узкой (не более 400 м шириной) зоне протяженностью $2\text{—}3\text{ км}$, практически лишенной растительности. Изотопные исследования показывают, что здесь образование CO_2 и CH_4 в ходе биохимических реакций происходит в ограниченных масштабах. При растворении в воде газообразного CO_2 и карбонатов устанавливает-

ся химическое и изотопное равновесие между карбонатными формами



Соотношения между CO_2 и HCO_3^- в растворе зависят от температуры t_0 и pH. Как было рассмотрено выше, вклад органогенной CO_2 (или HCO_3^- в зависимости от pH), поступающей в гидротермальную систему Узон из почвы, незначителен. В атмосфере содержание CO_2 в среднем составляет $0,03\text{‰}$ по объему. При характерных для рудной зоны Узона значениях pH=5,7 концентрация HCO_3^- за счет атмосферной углекислоты составляет всего $10\text{—}5,7$ мольных единиц. Отсутствие карбонатных пород в литологическом профиле Узонской впадины дает основание не учитывать карбонатную составляющую HCO_3^- в общем балансе углерода системы. Следовательно, в Узонской гидротермальной системе устанавливается изотопно-геохимическое равновесие между углеродсодержащими формами преимущественно глубинного происхождения. Особый интерес представляет проба CO_2 из прокола «Сухой» ($\delta^{13}\text{C} = -6,1\text{‰}$). Трещины, по которым выходят газовые струи с малым содержанием воды, обычно кольматированы кремнеземом, поэтому здесь не происходит контаминация флюида с водоносным горизонтом. Таким образом, по изотопному составу проб углекислого газа можно установить источник углерода.

Данные в таблице свидетельствуют о почти гомогенном изотопном составе углерода ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{ср}} = -3,0 \pm 0,5\text{‰}$) в пробах газа из различных участков термального поля Узона. Отсюда, по-видимому, можно сделать вывод о едином источнике углерода. Интересно сравнить приведенные в таблице значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ с изотопными данными для различных геотермальных систем мира, в которых доминирующим компонентом газа является CO_2 . В Йеллоустоне (США), Уайт-Айленде (Новая Зеландия), в Калифорнии, Индонезии, Японии, Кении [13] значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ изменяются в диапазоне от

—1 до —8‰ при среднем значении —3,7‰. В грязевых вулканах Западной Туркмении и углекисло-водородных газах Сахалина значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ находятся в пределах —3,6÷—5,1‰ [3].

Для всех вышеперечисленных газопоявлений предполагается глубинный источник углекислоты.

Газовые эманации гидротермальной системы Узон поднимаются с большой скоростью непосредственно с подкоровых глубин. Подтверждением этому служат содержания радона в термальных водах. Аномально высокие концентрации радона отмечаются в зоне разгрузки высокотемпературных хлоридно-натриевых вод. По мере удаления от центра очага разгрузки к его периферии наблюдается понижение содержания радона в спонтанных газах источников. Таким образом, намечаются каналы — тектонические трещины, по которым осуществляется перенос с глубины газов и хлоридно-натриевых растворов. С удалением от трещин уменьшаются и радиоактивность, и общая минерализация, и температура источников.

Высокое процентное содержание водорода в спонтанных газах Узона (до 8,4 % в газовой струе со дна Хлоридного озера) также нельзя объяснить иначе, как притоком из подкоровых глубин. Показателем глубинности очага, питающего Узонскую гидротермальную систему, является и наличие в гидротермах рудных элементов As, Sb, Hg, Au, Ag, концентрации которых превышают фоновые как в экстрюзиях дацитов, так и в андезитах и базальтах всех магматических комплексов, участвующих в формировании кальдеры.

Обычным элементом для всех термальных источников Узона является стронций. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равное 0,7046, определенное по источнику «Экспериментальный», указывает на мантийное происхождение стронция в высокотемпературных гидротермах Узона.

Таким образом, комплекс гидрохимических и изотопно-геохимических методов, примененных при исследовании гидротермальной системы Узон, свидетельствует о преимущественно глубинном происхождении углекисло-

ты спонтанных газов в горячих источниках, сухих проколах и парогазовых эманациях.

Кислород и водород. Начало гидротермальной деятельности в кальдере вулкана Узон приурочено к голоцену, к фазе кислого вулканизма, связанной с внедрением экструзивного купола горы Белой [7]. Тепловая энергия экструзии привела к расплавлению огромных масс ледника, покрывавшего кальдеру, и вызвала конвекционную циркуляцию метеорных вод. Эти воды имеют, в основном, легкий изотопный состав кислорода, который определяется главным образом географической широтой и высотой над уровнем моря. Как известно [13], наблюдаются сезонные колебания $\delta^{18}\text{O}$ атмосферных осадков, а также некоторые повышения содержания изотопа ^{18}O для низовий рек и равнинных озер. Для метеорных вод существует линейная связь значений δD и $\delta^{18}\text{O}$ (уравнение Крейга): $\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$.

Изотопный анализ холодных вод ручья Комариного и ледника на северном борту кальдеры Узон (см. таблицу) показал характерные для данной местности значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{ср}} = -14,0\text{‰}$ и $\delta\text{D}_{\text{ср}} = -119\text{‰}$.

Магматические воды имеют значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD в пределах —6÷—9‰ и —85÷—50‰ соответственно [13]. По непосредственным измерениям изотопного состава магматических вод (БТТИ) $\delta^{18}\text{O}$ варьирует от +3,5 до +9,3‰ и δD от —82 до —65‰ [10].

В результате смешения двух типов вод при их глубинной циркуляции формируются гидротермальные флюиды, изотопный состав которых проходит длительный путь становления.

Гидротермы вступают в активное взаимодействие и с вмещающими породами, что также сопровождается изотопно-кислородным обменом. В приповерхностной зоне процессы изотопного обмена быстро затухают, за исключением обмена изотопами кислорода в системе $\text{CO}_2\text{—H}_2\text{O}$, в которой довольно быстро устанавливается равновесие [11]. В таких условиях при 150 °C $\Delta_{\text{H}_2\text{O—CO}_2} = 22,4\text{‰}$, т. е. вода обогащается изотопом ^{18}O . На Узоне с глубины поступают высокотемпературные гидротермальные растворы Cl—Na состава с общей мине-

рализацией не менее 5 г/л и pH около 7,1. Горизонт гравелитов, прослеживающийся на Центральном участке до глубины 16,5 м, является первым геохимическим барьером на их пути. Внедряясь в него, глубинные растворы контаминируются метеорными водами. Смешение вод приводит к снижению содержания тяжелого изотопа кислорода и водорода в гидротермах.

С глубины 0,8 м начинается зона интенсивного водообмена, являющаяся вторым геохимическим барьером. Здесь встречаются контрастные по химизму, температуре и изотопному составу трещинные глубинные и фильтрующиеся вниз поверхностные воды. В смешанном растворе резко возрастает доля сульфат-иона и падает pH (до 3,9—5,2).

На поверхности в бессточных водоемах происходит естественное охлаждение парогазовых струй, конденсирование пара, растворение в воде H_2S , вследствие чего образуются кислые сульфатные воды. Конденсатные воды обогащены изотопом ^{18}O и дейтерием по сравнению с парами, причем фракционирование D/H пропорционально фракционированию $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ [12].

Данные таблицы и рис. 2 показывают, что в составе гидротерм Узона преобладают воды с легким изотопным составом кислорода и водорода ($\delta^{18}\text{O}_{\text{ср}} = -13,7\text{‰}$, $\delta\text{D}_{\text{ср}} = -118\text{‰}$), у которых связь $\delta^{18}\text{O}$ и δD соответствует уравнению Крейга для метеорных вод. Такой изотопный состав характерен для вод поверхностного происхождения, многократно участвовавших в циклическом процессе. Вариации изотопного состава кислорода и водорода в этой группе вод, как правило, связаны с кинетическим изотопным эффектом при испарении воды. По изотопным данным, термальные воды Узона сопоставимы с водами горячих источников гидротермальных районов мира [13].

Наряду с водами, прошедшими метеорный цикл, на Узоне выделяется группа вод, несколько обогащенных тяжелыми изотопами ($\delta^{18}\text{O}_{\text{ср}} = -8\text{‰}$, $\delta\text{D}_{\text{ср}} = -106\text{‰}$), с изотопным сдвигом по кислороду вправо на 5‰ относительно прямой Крейга.

По литературным данным, для различных гидротермальных систем мира

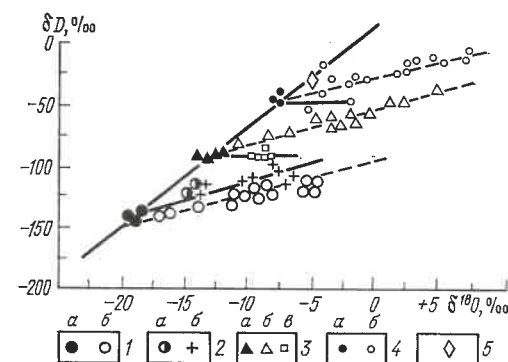


Рис. 2. Изотопный состав кислорода и водорода в метеорных и термальных водах различных геотермальных районов мира [13]:

1 — Йеллоустонский национальный парк, штат Вайоминг, США: а — ненагретые метеорные воды, б — геотермальные кислые воды; 2 — кальдера Узон (данные авторов): а — пресная вода ручья Комариного и ледника на северном берегу кальдеры, б — геотермальные воды; 3 — геотермальный район Лас-сен-Парк, штат Калифорния, США: а — ненагретые метеорные воды, б — кислые геотермальные воды, в — пар; 4 — геотермальный район Гейзеры, штат Калифорния, США: а — ненагретые метеорные воды, б — перегретый пар; 5 — конденсаты хлоридных геотермальных вод района Вайракей, Новая Зеландия

сдвиг изотопного состава кислорода в сторону высоких значений $\delta^{18}\text{O}$ объясняется преимущественно кислородно-изотопным обменом вод с вмещающими породами [12]. Для Узона такими породами являются туфогенно-лаво-вые толщи, на глубине слабо монтмориллонитизированные, и базальты, для которых первичные значения $\delta^{18}\text{O}$ примерно +6,5‰. Воды метеорного происхождения при нагревании в контакте с вмещающими породами обогащаются тяжелым изотопом кислорода. Возрастание значений $\delta^{18}\text{O}$ воды зависит от начального содержания ^{18}O в гетерогенной системе, температуры, соотношения масс породы и воды, коэффициента фракционирования изотопов в этой системе и степени достижения равновесия. По аналогии с другими гидротермальными системами можно полагать, что на Узоне в процессе изотопного обмена возможно увеличение содержания изотопа ^{18}O в воде на 2—6‰.

Однако тяжелый изотопный состав кислорода термальных вод не всегда рассматривается как результат обогащения изотопом ^{18}O поверхностных вод в ходе изотопного обмена с породами конвективной системы [12]. Существуют доказательства низкой скорости изотопно-кислородного обмена подземных вод с глинистыми и рядом

других минералов при 100—150 °С; к тому же, значительные массы воды просачиваются через породы по системам трещин без изотопного обмена. Изотопный обмен вод с кислородсодержащими газами (CO₂, SO₂) вряд ли может вызвать существенное изменение δ¹⁸O_{H₂O} гидротерм, так как максимальное содержание свободного CO₂ составляет 90—150 мг/л, а SO₂ еще меньше.

Высокое содержание В, As, Sb, Hg и других элементов в некоторых горячих источниках рудного поля Узона позволяет предполагать поступление магматической воды в гидросистему. Средний сдвиг δ¹⁸O гидротерм относительно метеорной воды местности составляет 8‰. Если δ¹⁸O магматической воды +7,5‰, то, согласно расчету, вклад ее в баланс анализируемой воды составляет не более 15%.

Фракционирование изотопов водорода в системе минерал—вода, главным образом, зависит от содержания магния, алюминия и железа в силикатах [12]. Однако изотопный обмен водорода в минералах не играет ведущую роль из-за подавляющего количества водорода в воде.

Ввиду того что некоторые флюиды Центрального термального поля Узона насыщены метаном, следует учитывать изотопный обмен в системах H₂O—CH₄. При 150 °С фракционирование изотопов водорода D/H в последней системе составляет 72‰, т. е. вода обедняется дейтерием, но если во флюиде преобладает водная фаза, указанные эффекты можно не учитывать.

В резко восстановительной обстановке (в системах, содержащих большое количество нефти, угля, графита) возможно обогащение воды дейтерием. Но для изменения δD воды на +20‰ с углеродистым веществом должно прореагировать 30% воды гидротермального флюида [12]. Проявления нефти на Узоне обнаружены повсеместно, однако не в таких масштабах, чтобы реализовался вышеописанный механизм фракционирования изотопов водорода.

Легкий изотопный состав и линейная связь между δD и δ¹⁸O, наблюдаемые в пробах вод ручья Комариного, ледника, скважины и источника «Тер-

мофильный» (см. таблицу), является неоспоримым доказательством метеорного происхождения этих вод.

Наблюдаются флуктуации изотопного состава кислорода в водах и в CO₂ термальных источников (см. таблицу). По данным режимных наблюдений, изотопный состав кислорода воды источника «Аркашин шурф» изменился на 3‰ в течение 11 ч, а пробы углекислого газа из источника «Экспериментальный», отобранные в 1982 и 1983 гг., различаются по δ¹⁸O на 11‰. Изменение изотопного состава кислорода подземных вод отмечалось ранее в других зонах повышенной тектонической активности. Так, в термальных водах самоизливающихся источников и скважинах Дагестана величина δ¹⁸O за 24 ч изменилась на 2‰ [4]. Наблюдаемые спорадические колебания δ¹⁸O_{H₂O} и δ¹⁸O_{CO₂}, по-видимому, связаны с увеличением напряжения в земной коре, которое приводит к раскрытию микротрещин и соответствующему изменению соотношения поверхностных и глубинных компонентов.

Измерения изотопного состава кислорода в CO₂ источников показали близкие значения δ¹⁸O для большинства проб, отобранных в одно время (δ¹⁸O_{CO₂ср} = 22,4 ± 0,6‰). Исключения составляют пробы газа с «Нефтяной площадки» и источника «Бурлящий». Обогащение проб газа изотопом ¹⁸O относительно эндогенной углекислоты в специфических условиях Узона происходит, главным образом, при изотопнообменной реакции



для которой

$$10^3 \ln \alpha = -0,0206 (10^6 \cdot T^{-2}) + 17,9942 (10^3 \cdot T^{-1}) - 19,97 [12],$$

где T — температура, К; α — коэффициент фракционирования.

Изотопный состав кислорода в CO₂ определяется температурой, степенью изотопного обмена, соотношением CO₂/H₂O и рядом других менее эффективных факторов. Ввиду большой скорости изотопного обмена в системе CO_{2(г)}—H₂O_(ж), особенно в геотермальных зонах [13], и малого содержания растворенных форм углерода (CO₃²⁻, HCO₃⁻) в гидротермах Узона пред-

ставляется возможным проводить ориентировочную оценку величин δ¹⁸O_{H₂O}. При этом неизбежны некоторые допущения: температуры, замеренные на выходе газов, принимаются за температуры изотопнообменной реакции и соотношение CO_{2(г)}/H₂O_(ж) ≤ 1.

Для проверки корректности таких допущений выполнен расчет температур равновесия по экспериментальным данным для δ¹⁸O_{CO₂} и δ¹⁸O_{H₂O}. Для пробы 2-Э разность $T_{\text{рас}}$ (температура раствора) и $T_{\text{ист}}$ (температура истинная) составляет 36 °С, для пробы 2-АШ 16 °С, а Δα соответственно 3,5 и 2‰. Таким образом, расчетные значения δ¹⁸O_{H₂O} получаются заниженными на несколько промилле. Возможно, из-за большой скорости поступления газов на поверхность в них сохраняются изотопные отношения глубинных зон, как это отмечалось в fumarолах вулканических площадей Японии [15].

Диапазон расчетных значений δ¹⁸O_{H₂O} (—15,1 ÷ —6,6‰) (за исключением двух проб) совпадает с пределами вариаций изотопного состава кислорода, измеренного непосредственно в водах термальных источников (см. таблицу). Поэтому данные δ¹⁸O_{CO₂} можно использовать в ряде случаев с целью выяснения природы гидротерм. Более рационально применять данные по δ¹⁸O в свободном углекислом газе и в водах тех же источников для вычисления температур равновесного изотопного обмена, происходящего в глубинах термальной зоны.

Таким образом, в результате выполненных исследований установлено, что в гидротермах кальдеры Узон преобладают глубинный углерод и вода, прошедшая метеорный цикл. В осевой зоне термоаномалии на поверхность выходят кипящие хлоридно-натриевые растворы, в которых присутствуют компоненты магматического происхождения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бескровный Н. С., Лобков В. А. Закономерности распределения углеводородных газов в современных гидротермальных системах Камчатки.— В кн.: Гидротермаль-

- ный процесс в областях тектоно-магматической активности. М., 1977, с. 110—126.
2. Галимов Э. М. Изотопы углерода в нефтяной геологии. М.: Недра, 1973.
3. Гринченко Ю. И., Прохоров В. С. Изотопный состав углерода газов грязевых вулканов Советского Союза.— В кн.: Тез. докл. VIII Всесоюз. симпози. по стабильным изотопам в геохимии. М., 1980, с. 240—242.
4. Есиков А. Д., Осика Л. Д., Янгуразова Л. Р. Изотопный состав природных вод Дагестана.— В кн.: Тез. докл. IX Всесоюз. симпози. по стабильным изотопам в геохимии. М., 1982, с. 453—454.
5. Заварзин Г. А., Карпов Г. А. Роль бактериальных факторов в современном гидротермальном минералообразовании кальдеры Узон.— Докл. АН СССР, 1982, т. 264, № 1, с. 244—247.
6. Изотопный состав углерода газов и органических соединений в ювенильном материале вулканов Курило-Камчатской вулканической дуги/А. И. Кравцов, В. А. Бобров, О. И. Кропотова и др.— Геохимия, 1979, № 10, с. 1554—1559.
7. Карпов Г. А., Павлов А. Л. Узон-Гейзерная гидротермальная рудообразующая система Камчатки. Новосибирск: Наука, 1976.
8. Мамчур Г. П. К геохимии изотопов углерода в эндогенных образованиях.— В кн.: Углерод и его соединения в эндогенных процессах минералообразования. Киев, 1978, с. 25—33.
9. Меньшиков И. А. Углеводороды и металлы в газах Узонских парагидротерм.— В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск, 1974, с. 133—135.
10. Меньшиков И. А., Никитина Л. П., Шапарь В. Н. Изотопный состав вулканических газов в процессе БТТИ.— В кн.: Большое трещинное Толбачинское извержение. М., 1984, с. 305—309.
11. Рожков А. М. О распространенности дейтерия в водах некоторых гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов.— В кн.: Тез. докл. V Всесоюз. вулканологического совещ. Тбилиси, 1980, с. 11—12.
12. Тейлор Х. П. Применение изотопии кислорода и водорода к проблемам гидротермального изменения вмещающих пород и рудообразования.— В кн.: Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М., 1977, с. 510—550.
13. Тейлор Х. П. Изотопы кислорода и водорода в гидротермальных рудных месторождениях.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., 1982, с. 200—233.
14. Giggenbach W. F. Carbon-13 exchange between CO₂ and CH₄ under geothermal conditions.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1982, v. 46, No. 2, p. 159—165.
15. Kiyosu Yasuhiro. Hydrogen isotopic composition of hydrogen and methane from some volcanic areas in northeastern Japan.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1983, v. 62, No. 1, p. 41—52.



УДК 553.98+553.499

В. В. МАСЛЕННИКОВ (ПГО «Аэрогеология»)

Сходство условий формирования нефтяных, газовых и ртутных месторождений

Близость геологических особенностей размещения ртутных месторождений, с одной стороны, и залежей углеводородов, с другой, отмечали многие исследователи [6, 10]. Это подтверждается целым рядом фактов, наблюдаемых при изучении рудных объектов Средней Азии, Кавказа, Западной Европы, Калифорнии и т. п. В региональном плане наблюдается пространственная сближенность ртутнорудных зон и некоторых нефтегазоносных районов, подобие их контуров и даже приуроченность к единым крупным геоструктурным элементам. Практически на всех ртутных месторождениях присутствуют твердые, иногда жидкие битумы, реже капельные выделения нефти. В свою очередь, многие нефтяные и газовые залежи содержат повы-

шенные концентрации ртути. Эти факты дополняются теоретическими представлениями о геохимическом родстве рассматриваемых образований, характеризующихся высокой подвижностью, одинаковой реакцией на изменение термобарических условий, что и должно предопределять близкие пути миграции и обстановки локализации.

Для обоснования степени схождения указанных месторождений рассмотрим комплекс критериев: 1) структурно-тектоническую позицию, 2) литологический контроль, 3) термобарические условия формирования, 4) минералого-геохимические особенности, 5) возраст месторождений.

Структурно-тектоническая позиция. Планетарные ртутнорудные пояса размещаются вдоль конвергентных гра-

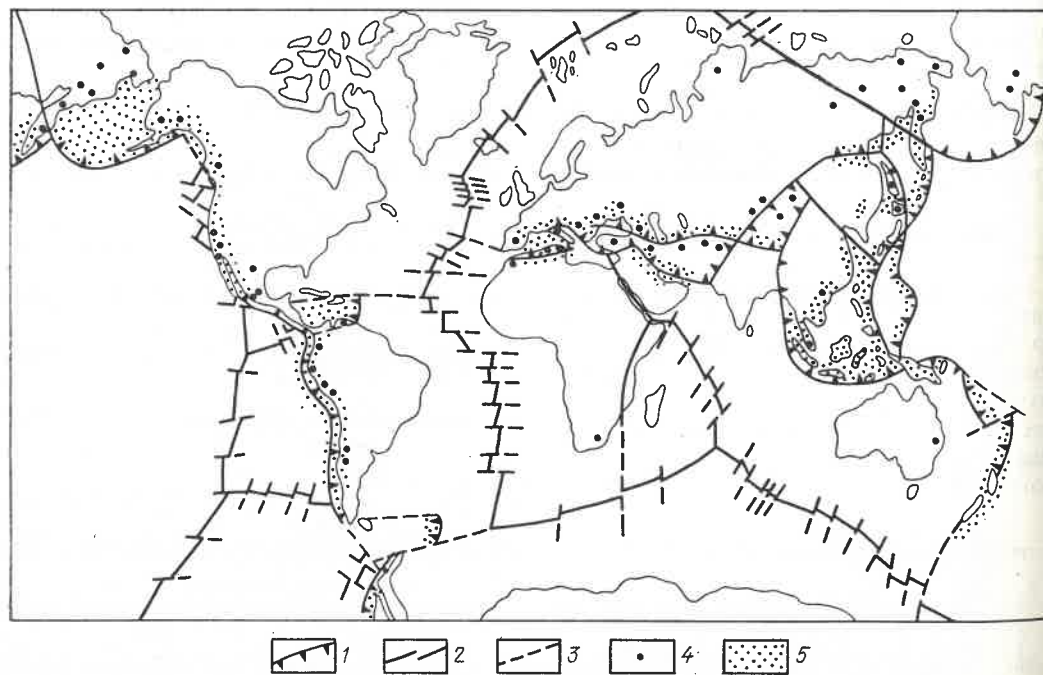


Рис. 1. Схема размещения ртутных месторождений и конвергентных нефтегазоносных бассейнов мира: границы современных литосферных плит: 1 — конвергентные, 2 — дивергентные, 3 — скольжения

(трансформные разломы); 4 — ртутные месторождения; 5 — конвергентные нефтегазоносные бассейны

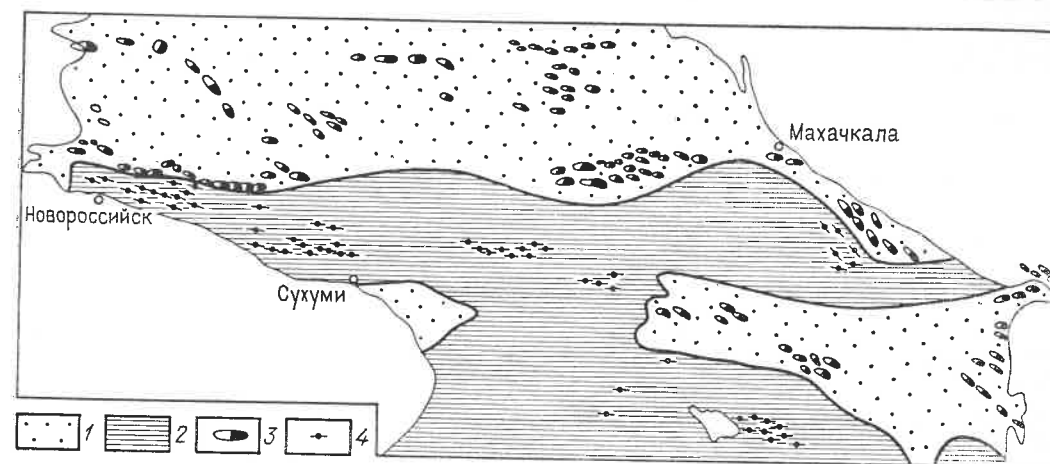


Рис. 2. Схема размещения нефтяных, газовых и ртутных месторождений Кавказа: 1 — отложения Предкавказского прогиба, Куринской

и Рионской межгорных впадин; 2 — горноскладчатые структуры; 3 — нефтяные и газовые месторождения; 4 — ртутные месторождения

ниц литосферных плит на краях континентальных блоков земной коры, которые испытывали прогрессирующий разогрев в условиях регионально-го сжатия, прерываемого импульсами растяжения [4]. В общем плане эти пояса пространственно сближены и подобны конвергентным осадочным бассейнам, в которых находятся крупные нефтегазовые месторождения Аляски, Калифорнии, Индонезии, некоторых участков Средиземноморья и др. (рис. 1).

М. Т. Хэлбути [12] считает, что в таких бассейнах сосредоточено всего 6 % мировых запасов нефти, так как исключает из числа конвергентных бассейн Персидского залива с его уникальными месторождениями, а также нефтегазоносные районы Средней Азии, расположенные вдоль границ столкновения плит. Однако бассейн Персидского залива, по крайней мере его северную часть с гигантскими залежами Кувейта, Ирака и Ирана, следует относить к типу конвергентных, так как структурные ловушки, вмещающие скопления углеводородов, сформировались в условиях сжатия мезозойско-кайнозойских отложений в Предзагросском прогибе. Об этом свидетельствует ориентировка осей нефтевмещающих складок в северо-западном направлении, параллельно тектоническому шву Загрос и офиолитовым пластинам, маркирующим это нарушение. Месторождения Карпат, Предкавказья, Апшерона, Средней

Азии расположены вдоль фронта столкновения окраин Палеотетиса и также должны относиться к конвергентным. С учетом этого относительная доля ресурсов углеводородов в таких бассейнах существенно возрастает.

Ртутнорудные тела и углеводородные залежи локализуются в положительных складчатых структурах. Около 90 % ртутных объектов приурочено к сводам антиклиналей [6], 86,4 % нефти и 88,4 % газа также размещаются в ловушках антиклинального типа [3].

Схема размещения нефтяных и ртутных месторождений Кавказа (рис. 2) иллюстрирует параллельность, подобие ртутных зон и зон нефтегазоаккумуляции, сформировавшихся в альпийскую эпоху тектогенеза в результате проявления региональных деформаций сжатия. Рудовмещающие антиклинали и нефтегазовые ловушки образовались одновременно, по единому плану, только первые приурочены к горному обрамлению, испытавшему полную инверсию и линейную складчатость, а вторые размещаются в прогибах, на участках неполной инверсии и незавершенной складчатости.

Аналогичные пространственно-структурные соотношения устанавливаются для всех ртутных и нефтегазоносных районов, расположенных по границам столкновения плит в Карпатах, Фергане, на Сахалине, в Индонезии, Калифорнии и на Аляске. Такая устой-

чивая закономерность позволяет сделать вывод о том, что ртутнорудные и нефтевмещающие структуры вдоль конвергентных границ являются геодинамически сопряженной парой, возникающей в обстановке регионального сжатия.

Дивергентные и внутриконтинентальные нефтегазоносные бассейны (Западно-Сибирская, Волго-Уральская, Североморская и другие провинции) удалены от ртутных объектов и, казалось бы, не имеют с ними ничего общего. Однако и здесь установлены повышенные концентрации ртути, которая сосредоточена в громадных по объему структурах платформенного типа и поэтому не образует скоплений, а фиксируется лишь в виде газортутных ореолов, в редких случаях образует рассеянные выделения киновари.

Ртутные месторождения, как правило, расположены в интенсивно дислоцированных областях, часто с развитием линейной складчатости, а нефтяные — связаны с брахиформными куполами, валами на платформах, перикратонных прогибах, межгорных впадинах. Объем ловушек в районах первого типа весьма невелик из-за широкого развития разрывных нарушений, особенно многочисленных в сводах антиклиналей. Это, а также ряд других факторов определяет небольшие размеры рудных тел. Углеводороды здесь присутствуют лишь в виде реликтов, сохранившихся после вскрытия доскладчатых резервуаров, естественной возгонки нефти и промывки пород высокотемпературными гидротермальными растворами.

Литологический контроль. Для месторождений ртути, как и для залежей нефти и газа, чрезвычайно характерен литологический контроль, выражающийся в предпочтительной ее локализации среди высокопористых пород под малопроницаемыми экранами. В песчаниках размещается 75 % всех запасов газа и 58 % нефти, в карбонатных породах — 25 % газа и 42 % нефти [3]. Аналогичное соотношение установлено для ртути, 75 % запасов которой приурочено к терригенным образованиям (песчаникам), 20 % к карбонатным породам и 5 % к магматическим [6].

Для металлогении ртути большое значение имеют месторождения листовитового типа, приуроченные к серпентинитам в надвиговых зонах (Нью-Альмаден, Нью-Идрия в Калифорнии; в СССР — Акташ, Чаган-Узун в Горном Алтае, Чонкой в Средней Азии, Тамватней в Корякии и т. д.). Примечателен тот факт, что часть поверхностных выходов нефти и газа также приурочена к серпентинизированным породам (США — Калифорния, Техас; Куба; Турция). Один из древнейших храмов огнепоклонников, построенный 2500 лет назад на средиземноморском побережье современной Турции, расположен возле массива серпентинитов, по контакту которого отмечается мощный выход газа, горящего уже больше двух тысячелетий. Очевидно, что за такое время «сгорело» крупное месторождение углеводородов, тяготеющее к гипербазитам надвиговой зоны.

Термобарические условия формирования. Главная фаза нефтеобразования (по Н. Б. Вассоевичу) лежит в интервале температур 60—150 °С, собственных глубинам 1,5—6 км. По результатам изучения газовой-жидких включений минералов ртутных месторождений установлено, что их образование происходит при температуре 70—170 °С и давлении 60—100 МПа, хотя в областях современного вулканизма киноварь может отлагаться вблизи поверхности из парогазовых струй, нагретых до 300 °С (В. П. Федорчук, 1969 г.).

Минералого-геохимические особенности. Практически во всех ртутных телах отмечаются твердые, иногда жидкие битумы, как сингенетичные, связанные с преобразованием рассеянного в породах органического вещества, так и эпигенетические, образующие секущие прожилки, примазки по стенкам трещин [9]. Часто обнаруживаются соединения типа антраксолита, являющиеся продуктами метаморфизма нефтей.

Жидкие битумы обычны для рудных тел в молодых вулканических областях (западное побережье США; Корякия, Закарпатье) и на участках активизации платформ (Южный Китай; Якутия). Характер взаимоотношений жильных, рудных минералов и битумов дает основание полагать, что

все они образовались в одном временном интервале, при этом ореол битуминизации по размерам гораздо больше рудных тел. Небольшие выделения битумов зафиксированы в составе газовой-жидких включений в кварце и киновари. Ассоциация ртути с нефтью описана на руднике Аббот в Калифорнии, где на верхних горизонтах рудных тел отмечены жилы «пенистого» опала, каждый «пузырек» которого заполнен светло-коричневой нефтью и газом.

Сейчас накапливается все больше сведений о присутствии ртути в нефтяных и газовых залежах, хотя из-за трудоемкости анализов их общее количество невелико и не позволяет делать статистически обоснованных выводов. Несмотря на сложность определения ртути в углеводородах, такие анализы необходимо выполнять для всех месторождений нефти и газа, чтобы, во-первых, избежать неблагоприятных экологических последствий при использовании горючих ископаемых, во-вторых, предусмотреть технологию попутного извлечения ртути и, наконец, использовать эти данные для выработки дополнительных критериев оценки перспектив нефтегазоносности.

Наиболее высокие содержания этого металла установлены в залежах типично конвергентных бассейнов, расположенных вблизи ртутнорудных поясов и в отдельных случаях имеющих общий гидрогеологический режим со складчатым обрамлением. Примером является нефтяное месторождение Цимрик в Калифорнии, при эксплуатации которого попутно добывалась ртуть, содержащаяся в нефтях в количестве до $2 \cdot 10^{-3}$ % [9].

На территории СССР самые большие содержания ртути установлены (%): в нефтях Предкарпатья $1 \cdot 10^{-4}$, Ферганы $4 \cdot 10^{-5}$, Сахалина $4,2 \cdot 10^{-5}$, Южной Осетии $2,9 \cdot 10^{-5}$, Днепровско-Донецкой впадины $2,7 \cdot 10^{-5}$ и Апшерона $1,65 \cdot 10^{-5}$ [7, 9]. Ртутоносность типична для газов Шебелинского, Равнинного и Степного месторождений, где концентрации металла достигают $4 \cdot 10^{-6}$ — $5,9 \cdot 10^{-6}$ г/м³ [7, 10]. Большинство перечисленных объектов приурочено к конвергентным бассейнам.

Внутриконтинентальные и дивергентные бассейны также характеризу-

ются повышенными концентрациями ртути. Так, в водах газовых и газоконденсатных залежей Западной Сибири она присутствует в количестве 100—180 мкг/л [5]. Ртуть обнаружена и в водах Яренгского месторождения тяжелых нефтей Тимано-Печорской провинции (7—12 мкг/л). В Предуралье известны многочисленные находки киновари в пределах антиклинальных нефтегазоносных структур [5, 6].

В газах крупнейшего в Европе месторождения Гронинген (Нидерланды) установлены содержания ртути 0,18 мг/м³. При запасах газа 1,9 трлн. м³ общее количество металла в этой залежи составит 340 т, что равно объему небольшого месторождения [8]. Еще более высокие концентрации, близкие к значениям насыщения, определены для газов месторождения Зальцведель-Пекензен в ГДР [7]. В нефтях Ливии примесь ртути колеблется от $6,2 \cdot 10^{-6}$ до $2 \cdot 10^{-4}$ % и даже $2,9 \cdot 10^{-3}$ % [8]. Наличие ртути в любой залежи нефти и газа позволяет применять газортутную съемку в качестве геохимического метода поисков углеводородов [11]. Она является характерной примесью в продуктах деятельности грязевых вулканов, которые рассматриваются как индикаторы нефтегазоносных зон.

Описано около 5 тыс. ртутных объектов, имеющих самостоятельные названия, но подавляющая часть запасов сосредоточена в одном уникальном и полтора десятках крупных месторождений. Известно свыше 30 тыс. месторождений нефти и газа, однако основные запасы связаны с несколькими сотнями гигантских и крупных залежей, составляющих менее 1 % общего числа объектов. Аналогичное соотношение разномасштабных месторождений характерно для большинства типов полезных ископаемых, и в данном случае это отражает сходные тенденции концентрации углеводородов и ртути.

Возраст месторождений. Сравнимые объекты имеют одинаковый геологический возраст. К палеозойским породам приурочено 6,8 % нефтяных и 26,3 % газовых месторождений, все остальные связаны с мезозойско-кайнозойскими отложениями [3]. Эти

цифры указывают нижний возрастной предел формирования углеводородных залежей и могут служить косвенным свидетельством при определении возраста месторождений. Наблюдаемое увеличение удельных ресурсов нефти и газа в молодых породах в значительной мере объясняется особенностями сохранения углеводородных залежей.

Только небольшое число ртутных месторождений датируется (да и то спорно) поздним палеозоем, подавляющее их количество возникло в киммерийскую и альпийскую эпохи тектогенеза. Во всех парагенетических ассоциациях ртутьсодержащие минералы, и самый распространенный из них — киноварь, отлагаются последними и тяготеют к верхним горизонтам рудных тел.

Высокая подвижность рассматриваемых образований обусловила плохую сохранность месторождений. Ртутнорудные тела, сложенные таким химически устойчивым минералом, как киноварь, все же быстро разрушаются, поскольку расположены они на малых глубинах в горных, интенсивно эродируемых областях. Более подвижные залежи нефти и газа, вероятно, могут долго сохраняться в платформенных условиях, хотя и там отмечается утечка углеводородов по разломам. Складкообразование приводит к полному уничтожению залежей, как это, вероятно, произошло в конце юры в Верхояно-Чукотском осадочном бассейне.

Итак, для ртутных и нефтяных месторождений устанавливаются структурно-тектоническая общность позиций, однотипный литологический контроль, близкий возраст, похожие термобарические условия формирования, одинаковое соотношение запасов в крупных и мелких объектах и, наконец, минералого-геохимическое сходство, проявляющееся в присутствии ртути во всех залежах углеводородов, а выделений битумов — в рудных телах. Отмеченные критерии родства таких разнообразных образований, как ртуть и углеводороды, настолько всеобъемлющи, что не могут рассматриваться как чисто внешние, случайные совпадения, не имеющие глубоких физико-химических причин и генетических последствий. Их устойчивость

позволяет сделать вывод о том, что образование нефтяных, газовых и ртутных месторождений происходит почти синхронно, по единой схеме, в сходной геодинамической обстановке.

На основе положений тектоники плит автором предложена модель формирования ртутных тел с учетом геохимического круговорота ртути, которая выделяется из мантии вдоль срединно-океанических хребтов и рифтовых зон, рассеивается на поверхности Земли в виде различных соединений и концентрируется на конвергентных окраинах континентальных блоков, испытывающих разогрев и региональное сжатие, прерываемое импульсами растяжения [4]. Основным источником металла являются любые (чаще терригенные) породы, из которых под воздействием тепла происходит отгонка ртути в приповерхностные ловушки. Какая-то часть ее может иметь ювенильное происхождение и поступать непосредственно из мантии по разломам фундамента.

Такая же схема образования наиболее вероятна и для углеводородных залежей с той лишь разницей, что углерод и водород как составные компоненты будущей нефти претерпевают сложные длительные превращения и проходят наземный интервал геохимического цикла в виде биогенных соединений. Месторождения нефти и газа также формируются из двух источников. Основные поступления вещества связаны с преобразованием органики, рассеянной в осадочных породах, некоторая часть привносится мантийными флюидами по глубинным разломам.

Таким образом, осадочно-миграционная и абиогенная теории происхождения нефти рассматривают две ветви сосуществующих в природе процессов, и спор «органиков» и «неоргаников» может идти лишь о преобладании того или другого источника в формировании конкретных залежей. Месторождения могут быть преимущественно органические или неорганические, однако большинство их, вероятно, смешанные.

Глубинный источник водорода и углерода в настоящее время доказывается непосредственно материалами бурения. В Кольской сверхглубокой

скважине в интервале 9950—10 500 м установлены трещинные флюидопроводящие зоны, в которых фиксируются интенсивные выделения водорода, гелия, азота, углекислого газа. В целом при газометрии скважины отмечено заметное возрастание относительной доли водорода в газовых смесях с глубины 8500 м [1].

При поисках нефти и газа в центральной части Балтийского щита выявлены трещинные коллекторы, из которых получены слабые притоки газов существенно водородного состава. Подобные выделения газа происходят по разломам фундамента во всех нефтегазоносных бассейнах; они не улетучиваются в атмосферу, а входят в состав углеводородных залежей.

Можно установить относительную долю флюидов в нефтяных и газовых месторождениях. Она должна быть прямо пропорциональна количеству никеля — типоморфной примеси нефтей, — который «вымывается» водородом из гипербазитов вдоль зон глубинных разломов и в виде летучих карбониллов поступает в ловушки. В ртутных месторождениях листовитового типа также постоянно присутствуют минералы никеля, заимствованного из серпентинитов [6]. Возможно, ювенильные соединения никеля, ванадия, железа способствуют ускорению процессов нефтеобразования подобно тому, как аналогичные вещества оказывают каталитическое действие при лабораторном синтезе углеводородов [2].

Ртуть ведет себя аналогично «микронфти» и перераспределяется совместно с углеводородами, мигрируя по вертикали и горизонтали, однако ее количества не хватает для образования концентрированных скоплений в крупнообъемных ловушках платформенного типа. Учитывая высокую летучесть паров ртути, можно предположить, что в молодых залежах ее повышенные содержания будут отмечаться в низкокипящих фракциях нефтей, а в зрелых, более древних месторождениях она будет концентрироваться в смолах и асфальтенах. В случае дополнительного обоснования такого предположения результатами фракционного опробования нефтей можно получить новый критерий определения

их возраста. Кроме того, в многопластовых залежах должно закономерно изменяться содержание ртути по вертикали, что также будет способствовать определению перспектив нефтегазоносности глубоких горизонтов.

Приведенная схема является обобщенной и отражает тенденции поведения углерода, водорода и ртути в ходе геохимического круговорота вещества. Она не всегда реализуется с сохранением количественных соотношений. Некоторые бассейны могут быть обеднены ртутью, и ее перераспределение в ходе нефтеобразования не приведет к заметным повышениям концентраций металла в углеводородах. Образование ртутных месторождений может происходить за счет отгонки металла из изверженных или метаморфических пород, в которых битумы содержатся в ничтожных количествах, и роль органического вещества в процессе рудогенеза будет незначительной.

Таким образом, месторождения нефти, газа и ртути возникают в ходе геохимического круговорота вещества, рассеивающегося или концентрирующегося в зависимости от геодинамической обстановки. На нисходящих интервалах такого круговорота в зонах субдукции ртуть и водород, скорее всего, не могут проникать в области высоких температур и давлений, быстро возвращаются назад в верхние слои литосферы, тогда как углерод, вероятно, мигрирует глубоко в мантию и совершает полный геохимический цикл.

Рассмотренный выше материал позволяет сделать следующие выводы.

1. Нефтяные, газовые и ртутные месторождения имеют генетическое родство и формируются по единой схеме в ходе геохимического круговорота элементов. При этом ртуть проходит поверхностный интервал круговорота в виде минеральных соединений, а водород и углерод — в составе органических веществ.

2. Все углеводородные залежи и ртутнорудные тела образовались из двух источников: путем перераспределения вещества вмещающих пород и за счет ювенильных флюидов, поступающих непосредственно из мантии.

причем второй источник имеет подчиненное значение.

3. Наиболее тесные связи ртутных и нефтяных месторождений устанавливаются вдоль конвергентных границ литосферных плит. В дивергентных нефтегазоносных бассейнах ртуть расщепляется в громадных по объему ловушках и концентрированные скопления образует достаточно редко.

4. Необходимо определять содержания ртути во всех нефтяных и газовых месторождениях для предупреждения нежелательных экологических последствий использования горючих полезных ископаемых и разработки дополнительных критериев оценки перспектив нефтегазоносности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кольская сверхглубокая/Ред. Е. А. Козловский. М.: Недра, 1984.
2. Леворсен А. Геология нефти и газа. М.: Мир, 1970.
3. Максимов С. П., Лаврушко И. П. Условия формирования крупных зон нефтегазо-накопления.—В кн.: XXVII МКГ. Т. 13. Месторождения нефти и газа. М., 1984, с. 14—21.

4. Масленников В. В. Металлогения ртути с позиций тектоники плит.—Сов. геология, 1986, № 4, с. 51—59.
5. Матусевич В. М., Попов В. К. Микроэлементы в подземных водах — показатели нефтегазоносности.—Изв. вузов. Нефть и газ, 1978, № 8, с. 3—8.
6. Металлогения ртути/Ред. В. И. Смирнов, В. А. Кузнецов, В. П. Федорчук. М.: Недра, 1976.
7. О ртути в нефтяных и газовых месторождениях СССР/Н. А. Озерова, Ю. И. Пиковский, Н. Д. Шикина и др.—Геология рудных месторождений, 1974, № 4, с. 85—91.
8. Ртуть в газах продуктивных горизонтов верхнего палеозоя Северо-Западной Европы/В. В. Глушко, К. Гольдбехер, Е. П. Мюллер и др.—Геология нефти и газа, 1974, № 10, с. 44—48.
9. Сауков А. А., Айдинян Н. Х., Озерова Н. А. Очерки геохимии ртути. М.: Наука, 1972.
10. Содержание ртути в газах некоторых газовых и газоконденсатных месторождений СССР/Л. М. Зорькин, Е. В. Стадник, Г. А. Юрин и др.—Геология нефти и газа, 1974, № 10, с. 48—51.
11. Фурсов В. З. Газортутный метод поисков месторождений полезных ископаемых. М.: Наука, 1983.
12. Хэлбути М. Т. Новые и перспективные нефтегазоносные регионы и месторождения мира.—В кн.: XXVII МКГ. Т. 13. Месторождения нефти и газа. М., 1984, с. 3—14.



ХРОНИКА. ИНФОРМАЦИЯ

УДК 55(59)(047.6)

А. И. КРИВЦОВ (Мингео СССР), ЧАН ДЫК ЛЬОНГ, НГУЕН СУАН АН, НГУЕН СУАН БАО, ЛЕ ТАК СИНЬ (ГГУ СРВ), Ю. Г. ГАТИНСКИЙ (ВНИИЗарубежгеология), А. М. МАРЕЙЧЕВ (ВСЕГЕИ), ТОНГ ЗЮИ ТХАНЬ (Ханойский гос. ун-т), ЧАН ВАН ЧИ (Ин-т геологии и минерального сырья СРВ)

Первая конференция по геологии Индокитая

В Социалистической Республике Вьетнам, в г. Хошимине 5—7 декабря 1986 г. состоялась первая конференция по геологии Индокитая, организованная по инициативе Главного горно-геологического управления СРВ. Конференция привлекла внимание геологов многих стран и международных геологических организаций. В ее работе участвовали 295 делегатов из 22 стран, в том числе СРВ (216 чел.), СССР (20 чел.), Франции (6 чел.), Кампучии, Японии (по 5 чел.), Лаоса,

Австралии, Великобритании (по 4 чел.), а также Болгарии, ЧССР, ГДР, Венгрии, Польши, КНР, Индии, Индонезии, Малайзии, Папуа — Новой Гвинее, Таиланда, Филиппин, ФРГ, Шри-Ланки. Присутствовали представители ЭСКАТО, Международной программы геологической корреляции и других организаций ООН и ЮНЕСКО. Конференция проводилась ГГУ СРВ совместно с Геологическим обществом Вьетнама при поддержке Главного управления нефти и газа и

Национального центра научных исследований. Советские делегаты представляли Мингео СССР, АН СССР, Минцветмет СССР, Миннефтепром, Мингазпром и Минвуз СССР. На конференцию было заявлено около 300 докладов, из которых 151 включен в программу пленарных и секционных заседаний.

До открытия конференции (29 ноября — 4 декабря) состоялись рабочие семинары по методике поисков и разведки, по гидрогеологическим исследованиям в районах дельт и по геохимическим поискам. Семинары проводились при финансовой поддержке ряда вьетнамских, зарубежных и международных организаций и имели целью обмен опытом и повышение квалификации специалистов, в первую очередь из развивающихся стран. В проведении семинаров участвовали ученые СРВ, СССР, Франции и других стран.

На пленарных заседаниях в докладах руководителей геологических служб Вьетнама, Лаоса и Кампучии были отмечены успехи в освоении недр этих стран, достигнутые ими за последние годы во многом с помощью специалистов из Советского Союза и других социалистических государств. Особенно впечатляют достижения геологов СССР и СРВ, более 30 лет проводящих совместные работы на территории Вьетнама. В результате этих исследований составлена новая геологическая карта всей страны масштаба 1 : 500 000, заканчивается полистная геологическая съемка масштаба 1 : 200 000, разработаны детальные схемы стратиграфии и последовательности магматизма, успешно, на современном уровне, решаются сложные вопросы тектоники, геоморфологии, гидрогеологии Вьетнама, открыты и разведаны десятки новых месторождений различных полезных ископаемых, в том числе нефти и газа, угля, железа, меди и никеля, олова, бокситов, апатитов. В ЛНДР за годы, прошедшие после установления народной власти, с помощью специалистов Мингео СССР создана национальная геологическая служба, начато составление космогеологической карты страны масштаба 1 : 500 000, изучаются месторождения угля, олова, железа, гипса,

соли. Делает свои первые шаги и молодая геологическая служба Народной Республики Кампучии.

В докладе Мингео СССР на пленарном заседании было охарактеризовано сотрудничество советских геологических организаций с национальными службами стран Индокитая. Советские геологи участвуют в проведении геологических съемок и тематических работ по стратиграфии, магматизму, тектонике и металлогении, в геофизических исследованиях на шельфе, в изучении месторождений многих экономически важных полезных ископаемых. С помощью СССР разведаны промышленные запасы нефти и газа в СРВ, открыты новые и расширены перспективы старых оловорудных районов в СРВ и ЛНДР, изучаются бокситоносные коры выветривания базальтов на юге Вьетнама.

Рабочие заседания конференции проводились по 4 секциям. Большинство докладов, заслушанных на секции А, было посвящено проблемам стратиграфии, магматизма и метаморфизма Индокитая и Восточной Азии в целом. В сообщениях Т. З. Тханя, Б. Ф. Ми, Ф. К. Нгана и других вьетнамских стратиграфов приведены данные по биостратиграфии и корреляции палеозойских отложений Вьетнама и прилегающих территорий. Характерной чертой большинства докладов является широкое сопоставление разрезов и комплексов фауны стран Индокитая, остальной Восточной Азии и Австралии. Применение анализа биостратиграфии для палеогеографических построений продемонстрировал А. Фонтэн (Франция) в докладах по позднему палеозою и по юрским кораллам (совместно с Л. Бовэ). На большом фактическом материале В. Хук распространил схему стратиграфии триаса, предложенную им ранее для Северного Вьетнама, на весь Индокитай.

Интерес вызвали доклады вьетнамских специалистов Н. Н. Май — о стратиграфическом значении поздне-триасовой хонгайской флоры и Ч. Заня — о палеогеновых и неогеновых отложениях Индокитая. В сообщении Н. Т. Шаня (СРВ) в основном на материалах совместного советско-вьетнамского предприятия по поискам и разведке месторождений нефти и га-

за на шельфе СРВ охарактеризовано строение и нефтегазоносность кайнозойских осадочных бассейнов Юго-Восточной Азии. Доклады Н. В. Тьена, Н. К. Кыока, Ф. Ч. Тхи и других вьетнамских петрологов, учеников и последователей советской петрографической школы, касались возраста интрузивных пород, вулканизма и метаморфических формаций Индокитая. Результаты изучения состава и закономерностей распространения кайнозойских базальтов на юге СРВ и прилегающем шельфе привели в своих сообщениях А. В. Колосков и А. П. Горшков с соавторами (СССР).

Вопросы тектоники, геоморфологии, дистанционного зондирования рассматривались, главным образом, на секции В. Тектоническому строению и эволюции территории Индокитая в докембрии и фанерозое посвящены доклады Ч. В. Чи, Ф. В. Куанга, Ч. К. Хая (СРВ), В. Босайкхама (ЛНДР), А. Е. Довжикова и А. М. Маревичева (СССР). Докладчики выступали с позиций разных концепций, но в целом идеи мобилизма развивались участниками конференции более широко, чем классические геотектонические модели. Проблемы индосинийской складчатости и существования древних океанических бассейнов в Восточной Азии и Евразии в целом освещены в докладах Н. С. Тунга (СРВ), К. Ичикава (Япония), Ю. Г. Гатинского с соавторами (СССР). Эти вопросы с особым обсуждением времени и характера проявления индосинийского тектогенеза рассматривались на рабочей встрече ученых различных стран. Выявились два подхода к проблеме индосинид. Японские геологи К. Ичикава, Т. Сато полагают, что единой фазы раннемезозойской складчатости в Евразии не было, и столкновения литосферных плит в различных секторах бассейна Палеотетис происходили в разное время. Ю. Г. Гатинский, А. А. Белов (СССР) считают возможным выделить эпоху индосинийского тектогенеза (в широком смысле) от середины перми до конца триаса—начала юры. На секции В оживленно обсуждались также сообщения Р. Стока (Великобритания) о небольших нефтеносных приразломных бассейнах Таиланда, выполнен-

ных кайнозойскими континентальными отложениями, и В. В. Овечкина, В. И. Гараня (СССР) о разномасштабных кольцевых структурах Юго-Восточной Азии.

Доклады на секции С, как и ряд докладов на других секциях, посвящены вопросам металлогении Индокитая и закономерностям размещения месторождений. Характеристика конкретных месторождений в них практически не приводилась. В большинстве сообщений рассматривались положение месторождений в пространстве и времени, их связь с геологическими структурами, а также вопросы систематики. Первый опыт широких металлогенических обобщений с использованием опыта советских геологов представляют собой построения Н. Н. Миня для территории Вьетнама, В. Босайкхама для Лаоса, Л. Т. Синя (СРВ) и М. Н. Ли (НРК) для Кампучии. Большинство демонстрировавшихся металлогенических карт имели скорее регистрационный характер, поскольку современные методики создания специализированных основ для прогнозно-металлогенических построений при подготовке докладов использовались, вероятно, в ограниченных масштабах.

Типизации золоторудных месторождений Вьетнама был посвящен доклад Н. В. Де (СРВ), свинцово-цинковых — Г. Р. Господинова (НРБ). О бокситах, связанных с корами выветривания на кайнозойских базальтах Индокитая, докладывали Л. В. Чао (СРВ), В. М. Новиков (СССР), Ч. К. Тинь (СРВ) и др. Лаосский геолог К. Бантхай рассказал о закономерностях распространения угольных месторождений в своей стране. Сообщение П. В. Коваля (СССР) было посвящено геохимическим связям олово-вольфрамовой минерализации с магматизмом. Б. Леман (ФРГ) доложил об оловоносных гранитах о. Белитунг в Индонезии, Н. Х. Винь (СРВ) — о геохимии оловоносных гранитов Вьетнама. Интересные данные о закономерностях размещения драгоценных и полудрагоценных камней на территории Индокитая привел Х. Т. Нгу (СРВ).

Вопросы гидрогеологии, инженерной геологии, геотермики и применения геофизических методов при геологических изысканиях стали предметом

рассмотрения на секции D. Гидрогеологической характеристике территории Вьетнама и его отдельных районов были посвящены доклады В. Н. Ки, Ч. В. Ла, Н. Т. Хунга и других вьетнамских специалистов. Месторождения минеральных вод охарактеризовал К. Т. Зунг (СРВ). О физико-механических свойствах грунтов и о других инженерно-геологических характеристиках, важных при возведении различных сооружений, в том числе дамб для защиты от наводнений, докладывали Н. Тхань, Д. К. Зиеп (СРВ), Л. Н. Агарвал (Индия) и др. Вопросы по применению геоэлектрических методов при поисках месторождений пирита рассмотрены в докладах Н. В. Быу (СРВ), по использованию геофизики при изучении региональной геологии Южного Вьетнама — Н. Н. Ле. Глубинному строению Вьетнама и прилегающих частей Азии были посвящены сообщения Ф. Кхоана, Б. К. Ке. Строение и эволюцию кайнозойских осадочных бассейнов на континентальном шельфе СРВ по геофизическим данным, результатам подводного драгирования и бурения охарактеризовал Х. Д. Хоай. На заключительном пленарном заседании принято решение о периодическом проведении конференций по геологии и металлогении Индокитая раз в пять лет.

Среди многочисленных картографических материалов, демонстрировавшихся на конференции, внимание участников прежде всего привлекли изданные геологические карты: северной части Вьетнама масштаба 1:1 000 000 (1977 г.), Северо-Западного Вьетнама — 1:500 000 (1977 г.), Вьетнама — 1:1 500 000 (1982 и 1986 гг.), а также авторские макеты геологических карт

Вьетнама — 1:500 000 (1980—1985 гг.) и Индокитая — 1:1 000 000 (1986 г.), геоморфологической карты Вьетнама, карты формаций и фаций метаморфизма — обе масштаба 1:1 000 000 (1986 г.).

После закрытия конференции состоялась полевая геологическая экскурсия в район Далат к северо-востоку от г. Хошимин, где участники могли ознакомиться с выходами кайнозойских базальтов и бокситоносных кор выветривания по ним, мезозойских метапород, вулканитов, гранитов и проявлениями минерализации олова, молибдена, золота, полиметаллов.

Успеху конференции во многом способствовало издание перед ее началом расширенной программы, тезисов докладов, путеводителей экскурсий и двух томов иллюстрированных трудов конференции на английском языке. Материалами конференции располагают ВГБ (г. Ленинград), филиал ВГБ при ВИЭМСе (г. Москва), ВИНТИ, ВНИИзарубежгеология, ГИН и ИГЕМ АН СССР.

В целом первая конференция по геологии Индокитая несомненно представляет собой крупное событие в научной жизни Юго-Восточной Азии. Она содействовала сближению и сотрудничеству геологов различных стран, изучающих строение и полезные ископаемые этого региона. Конференция подвела предварительные итоги многолетних исследований недр Вьетнама, Лаоса и Кампучии и продемонстрировала значительные успехи национальных геологических служб в деле изучения минеральных ресурсов своих стран, проводимого при техническом содействии геологических организаций Советского Союза.

УДК 553.3/4 : 551.243(047.6)

М. А. ФАВОРСКАЯ (ИГЕМ АН СССР)

Всесоюзное совещание по проблеме „Сквозные рудоконцентрирующие структуры“

Обращение исследователей к проблеме сквозных рудоконцентрирующих структур имеет длительную историю. На их существование и влияние на размещение крупных месторождений полезных ископаемых в пределах данной минерагенической провинции впервые указыва-

лось в 1968 г. Научно-исследовательскими и производственными организациями накоплен обширный фактический материал, свидетельствующий о несомненной перспективности дальнейшего изучения подобных структур для разработки методов прогноза при поисках по-

лезных ископаемых и освещения некоторых теоретических аспектов геологии. В связи с этим возникла необходимость организации всесоюзного совещания с целью обобщения имеющихся данных, обсуждения некоторых спорных вопросов современного состояния проблемы и определения путей дальнейших исследований. Совещание было подготовлено Академией наук СССР и Министерством геологии СССР и состоялось на базе ИГЕМ АН СССР с 11 по 13 ноября 1986 г. В нем приняли участие свыше 150 специалистов от 30 организаций (АН СССР и союзных республик, Мингео СССР и Минвуза СССР). Заслушано и обсуждено 52 доклада.

Современное состояние проблемы было освещено во вводном докладе И. Н. Томсона и М. А. Фаворской. Авторами отмечено, что сквозные рудоконцентрирующие структуры (СРС) первого порядка представляют собой линейные, трансконтинентальные или глобальные системы нарушений. Они неоднородны по простиранию, причем отдельные их звенья проявляются в скрытом, завуалированном виде и устанавливаются по ряду аномальных геологических, геохимических и геофизических особенностей. СРС характеризуются широтным поведением по отношению к границам различных структур земной коры и даже к границам между корой континентального и океанического типов. Эта особенность, как и многочисленные геофизические и геохимические данные, свидетельствует о значительной глубине их заложения, превышающей мощность земной коры, а возможно, и верхней мантии. Рассматриваемые структуры — долгоживущие, и некоторые из них периодически оживлялись на протяжении всей истории Земли от докембрия до четвертичного периода. В этом обширном временном интервале условия их проницаемости для магматических продуктов и эндогенных эманаций неоднократно менялись. В режиме растяжения СРС служили каналами для продуктов глубинной эндогенной активности, а при сжатии — барьерами, ограничивающими площади распространения эндогенных продуктов. Рудоконцентрирующая роль СРС проявлялась на отдельных этапах их развития, характеризующихся преимущественно условиями растяжения, когда упомянутые структуры приобретали характер не достигших полного развития типичных рифтов. СРС далеко не всегда отражаются на геологических картах. Вместе с тем они отчетливо проявляются в элементах рельефа земной поверхности и обнаруживаются при дешифрировании дистанционных материалов.

Для магматизма СРС характерно появление разностей с повышенной основностью, щелочностью и К/Na отношением, а их типоморфным геохимическим признаком служит повышенное содержание в магматических, метасоматических и гидротермальных образованиях некогерентных элементов: лития, бора, фтора и др. Важная особенность СРС — узловый характер проявления в их пределах наиболее активных и аномальных, по отношению к фону, тектонических и эндогенных процессов и приуроченность к подобным узлам наиболее крупных объектов полезных ископаемых. Последние могут рассматриваться как рудно-гео-

химические аномалии, учитывая не только масштабы, но и сопутствующий им ряд рудно-формационных, минералогических и геохимических признаков. На протяжении одной и той же СРС могут размещаться крупные месторождения, принадлежащие к различным рудным формациям, и в этом отличие структур описываемого типа от специализированных металлогенических зон.

В докладе был также затронут вопрос о взаимоотношении СРС со сводами и подчеркнуто, что в то время как сквозные рудоконцентрирующие структуры определяют концентрацию оруденения, своды — его специализацию и зональное распределение.

В остальных докладах были рассмотрены новые стороны обсуждаемой проблемы по различным аспектам. При этом в отдельных случаях осуществлялся глобальный подход к рассмотрению природы рудоконцентрирующих структур. В докладе Ш. А. Губермана и Ю. И. Пиковского было высказано мнение о том, что положение сквозных рудо- и нефтеконцентрирующих структур определяется так называемыми Д-широтами, образованными волнами, идущими от полюсов. Структуры, возникающие в Д-широтах, контролируют размещение только крупных месторождений полезных ископаемых, а мелкие остаются за их пределами. С близких позиций рассматривался вопрос о рудоконцентрирующих структурах и в докладе С. С. Быстровской, утверждавшей, что рудоконцентрирующие линейменты близортогональной ориентировки отвечают направлениям планетарной трещиноватости. При этом крупнейшие сквозные системы нарушений Северного полушария приурочены к критическим параллелям и меридианам, по М. В. Стоvasу. В сообщении А. А. Лекеровой также подчеркивалась принадлежность рудоконцентрирующих структур к регматической сети дислокаций и отмечалась соответствующая этому многопорядковость и периодичность проявления разломов, при этом были выдвинуты положения о существовании закономерного «шага» между отдельными рудоконцентрирующими структурами. Подобные же представления о наличии закономерной сети сквозных систем нарушений изложил в своем выступлении Л. Б. Иванов.

В докладе Н. В. Межеловского, В. В. Козлова и их соавторов история развития рифтогенных структур сквозного типа была рассмотрена с позиции тектоники плит. В сообщении Ф. Я. Короткова и Л. Н. Овчинникова приводилось описание глобальной по своим масштабам структуры — Урало-Оманского суперлинеамента. Пересекая континенты, этот линеймент продолжается на дне Индийского и Северного Ледовитого океанов. Его единство как глобальной структуры определяется на всем протяжении аномальным характером мантии на глубинах 100—200 км. Согласно некоторым геофизическим данным, приводимым авторами, под линейментом расположена субмеридиональная граница между крупными неоднородностями поверхности ядра Земли.

В том же докладе была затронута еще одна важная сторона проблемы рудоконцентрирующих структур — большая глубина их заложения и источник поступающих по ним эманаций. Связь описанного Урало-Оманского

линеамента с неоднородностями поверхности ядра Земли позволила авторам утверждать, что рудообразующие процессы, так же как и источники нефти и солей, приуроченные к линейменту, связаны не только с мантийными, но и трансмантийными флюидами.

Идея о том, что процессы, протекающие в пределах рудоконцентрирующих структур, имеют источник более глубинный, чем верхняя мантия, была высказана также М. А. Фаворской в ее докладе с соавторами. Она отметила, что линейные зоны, определяющие размещение наиболее крупных скоплений рудного вещества, являются проводниками эманаций из источников более глубинных, чем те, которые определяют металлогеническую специализацию. Подтверждение этому можно найти в геохимических признаках эндогенных процессов, формирующих месторождения, приуроченные к рудоконцентрирующим структурам, а именно в повышенной роли некогерентных элементов (бора, фтора, углерода, водорода и др.). Особый интерес представляют новые данные о роли элементов, создающих восстановительную среду в эндогенных процессах, сопровождающих рудоконцентрирующие структуры. Этим вопросам был посвящен доклад М. И. Новгородовой, И. К. Волчанской, В. С. Луткова и Е. В. Свешниковой. На территории Средней Азии авторы выявили сквозные системы нарушений, мантийная природа которых подтверждается геофизическими данными и приуроченностью к ним щелочно-базальтового магматизма и трубков взрыва с мантийными ксенолитами. Восстановительная обстановка формирования рудной составляющей самородных металлов — железа с примесями хрома, цинка, никеля и др.

На важное генетическое значение титано-углеродистых метасоматитов в рудных полях крупных месторождений Приморья указал И. Н. Томсон в совместном докладе с М. А. Фаворской. По утверждению И. Н. Томсона, наличие подобных метасоматитов свидетельствует о поступлении соединений углерода с больших глубин и об их участии в процессах рудообразования.

Существенная роль углеводородов в эндогенных процессах подтверждается и приуроченностью к некоторым из них крупных месторождений нефти и газа. Так, в докладе М. А. Чимбулатова и С. Н. Митрофанской говорилось о том, что сквозные структуры являются проводниками глубинного теплофлюидопотока, основную часть которого составляют углерод и водород. В породах осадочного чехла, особенно при наличии экранов, происходит накопление углеводородов, чему способствует их коагуляция при участии органических остатков. Эти данные особенно интересны тем, что объясняют присутствие подобных остатков в нефти, имеющей, по мнению авторов, эндогенное происхождение.

Не менее важной особенностью сквозных рудоконцентрирующих структур, наряду с большой глубиной заложения, была признана длительность их развития. В докладе С. С. Красинца с соавторами отмечалась роль рифейских интракратонных авлакогенов Сибирской платформы в подготовке кимберлит-контролирующих структур среднепалеозойского и мезо-

зойского возрастов. А. М. Курчавов уделил особое внимание смене режимов растяжения и сжатия в истории развития рудоконцентрирующих структур Казахстана.

В ряде докладов (Н. В. Виноградов и Н. Н. Биндеман, С. А. Чернов и В. А. Печерская) было показано, что собственно рудоконцентрирующая роль принадлежит структурам подчиненных порядков, расположенным в краевых и осевых частях крупных систем нарушений. В сообщениях И. Н. Томсона с соавторами и Е. А. Алекторовой и В. С. Зориной были рассмотрены особенности взаимоотношения линейных СРС со сводами соответственно в Среднем Тянь-Шане и Казахстане.

Магматизм сквозных рудоконцентрирующих структур наиболее полно был освещен в докладе В. А. Баскиной. Обобщая ранее установленные положения, касающиеся этого вопроса, она сделала акцент на различиях в ассоциациях, свойственных линейным рудоконцентрирующим структурам и приуроченным к ним узлам пересечения разнотипных разломов. Установлено, что в указанном направлении происходит увеличение удельной плотности аномальных магматических образований, увеличивается относительная роль калиевых разностей и т. п.

Приуроченность крупных месторождений полезных ископаемых к узлам повышенной эндогенной активности в пределах рудоконцентрирующих структур была подтверждена в докладе Н. А. Озеровой, Ю. И. Пиковского, Н. Р. Машьянова и И. А. Добрянского на примере «линеамента Карпинского», трансконтинентального ртутносного пояса северо-западного простирания. В его пределах высокие содержания ртути в газовых и газонефтяных месторождениях приурочены к узлам пересечения продольных глубинных разломов, принадлежащих линейменту Карпинского, планетарными системами нарушений меридионального простирания, играющими рудоконцентрирующую роль. В выступлении С. А. Чернова и В. А. Печерской было отмечено, что на юго-востоке Сибирской платформы известные рудные районы приурочены к пересечениям меридиональных сквозных рудоконцентрирующих структур широтными линейментами. Ортогональная сеть проявляется и в рудных полях. На территории Камчатки, согласно Е. Н. Сапожниковой и Н. Л. Шилину, наиболее промышленно ценные рудные объекты локализованы в узлах пересечения сквозных широтных и меридиональных нарушений между собой и с основными элементами современного структурного плана.

В докладах, посвященных методам выявления сквозных рудоконцентрирующих структур и приуроченных к ним узлов длительной эндогенной активности, наибольшее внимание было уделено использованию дистанционных методов. Так, В. В. Архангельской и Е. Л. Елович была представлена карта планетарной трещиноватости территории СССР, основанная на анализе космогеологических данных. Большой интерес вызвал доклад Н. В. Скубловой, посвященный использованию когерентной оптической установки и структурно-зональному анализу мегатрещиноватости по аэро- и космическим снимкам на оптическом аналоговом устройстве «Реал». При этом были выявлены мегаконтролирующая структура, определяющая

зональность оруденения, и линейные рудоконцентрирующие структуры, с которыми связано размещение наиболее крупных месторождений. Таким образом, новые методические разработки, направленные на выделение сквозных рудоконцентрирующих структур, развиваются, в основном, в рамках космогеологических исследований.

На совещании были также продемонстрированы отдельные подходы к привлечению математических методов для разработки рассматриваемой проблемы. Так, Н. Л. Шилин в совместном докладе с М. А. Фаворской, Н. В. Виноградовым и другими показал способы математической обработки комплекса, с одной стороны, количественных, а с другой — качественных данных. О необходимости перевода геологической информации на количественную основу и создания шкалы контрастности при обработке геологических аномалий говорил в своем докладе А. И. Садовский. И. Н. Голынкин и А. О. Соболев продемонстрировали результаты математической обработки петро- и геохимических данных по вулканитам, позволившие выявить соответствующие особенности некоторых рудоконцентрирующих структур Приморья.

Во время заключительной дискуссии было обращено внимание на то, что в некоторых докладах неправильно трактовались важные стороны обсуждаемой проблемы. Так, некоторые докладчики под «рудоконцентрирующими» понимали не те структуры, которые определяют размещение наиболее крупных рудных объектов, а те, которые контролируют любые рудопоявления. В отдельных случаях не учитывалась также та особенность рудоконцентрирующих структур, согласно которой на их протяжении могут чередоваться крупные месторождения, принадлежащие различным рудным элементам и рудным формациям. Вместо этого «рудоконцентрирующими» называли специализированные металлогенические зоны.

В решении, принятом на совещании, было отмечено:

- 1) достигнутые успехи в изучении сквозных рудоконцентрирующих структур расширяют возможности прогноза при поисках полезных ископаемых;
- 2) в ряде докладов приведены сведения об особенностях крупных месторождений, отличающих их от мелких;
- 3) приуроченность некоторых крупных месторождений нефти и газа и месторождений алмазов к рудоконцентрирующим структурам указывает на связь этих месторождений с дегазацией Земли и открывает новые возможности для прогноза при их поисках;
- 4) полученные новые данные имеют важное значение для некоторых наиболее общих теоретических аспектов геологии и металлогении, таких как связь сквозных рудоконцентрирующих структур с регматической системой дисло-

каций и с особенностями дегазации глубинных недр Земли, соотношение процессов специализации и концентрации при рудогенезе и др.;

5) выявлены преобладающие особенности магматизма и метасоматоза в пределах сквозных рудоконцентрирующих структур;

6) изучены взаимоотношения сквозных линейных рудоконцентрирующих структур со сводами и другими концентрическими структурами;

7) достигнуты успехи в изучении природы наиболее активных участков сквозных рудоконцентрирующих структур — узлов длительной эндогенной активности;

8) среди методов, используемых для выявления сквозных рудоконцентрирующих структур, важное значение приобретает дистанционный анализ земной поверхности с применением ЭВМ и оптико-электронных устройств;

9) получены первые результаты по применению математических методов для выявления и характеристики сквозных рудоконцентрирующих структур и узлов длительной эндогенной активности.

В качестве основных задач дальнейших исследований выдвинуты следующие.

1. Развитие перечисленных направлений с применением комплексного системного подхода и использованием математических методов.
 2. Рассмотрение вопроса о возможной рудоконцентрирующей роли не только широтных и меридиональных, но и сквозных структур диагональной ориентировки.
 3. Выявление соотношений сквозных рудоконцентрирующих структур и картируемых разломов в различных геоструктурах с учетом концепции тектоники литосферных плит и представлений о планетарной трещиноватости.
 4. Изучение особенностей проявления рудоконцентрирующих структур на дне океанов.
 5. Анализ истории формирования и особенностей проявления рудоконцентрирующих структур в докембрии и их последующего развития в различных геодинамических режимах.
 6. Изучение роли метаморфизма и метасоматоза в истории развития рудоконцентрирующих структур.
 7. Более широкое использование геохимических данных и данных изотопного анализа для характеристики сквозных рудоконцентрирующих структур и узлов длительной эндогенной активности.
 8. Изучение роли рудоконцентрирующих структур в размещении различных типов месторождений нерудного сырья.
- В заключение совещание рекомендовало уделять особое внимание сквозным рудоконцентрирующим структурам в процессе производственных геологосъемочных работ и составления металлогенических карт и подготовить методические рекомендации для исследований этого профиля.

Современное состояние и перспективы системных исследований в геологии

В Москве с 9 по 11 сентября 1986 г. прошла II Всесоюзная научная конференция по проблеме «Системный подход в геологии (теоретические и прикладные аспекты)». В ее работе приняли участие свыше 500 ученых и специалистов, представивших около 400 докладов от 130 учебных, научно-исследовательских и производственных организаций страны.

Проблемы использования системного подхода в геологии были рассмотрены на пленарных и девяти секционных заседаниях, в стендовых сообщениях и в дискуссиях.

Со вступительным словом выступил вице-президент АН СССР академик А. Л. Яншин. Он подчеркнул, что одной из характерных черт современной науки является усиление интегративных тенденций на базе использования во всех отраслях знаний общенаучных методологических подходов, современных методов моделирования явлений и процессов, а также использования автоматизированных средств для хранения и обработки информации. Системный подход — это закономерный этап развития исследовательских методов и средств, эффективный способ познания и преобразования объективного мира. Осознание этого предопределяет огромный интерес к системной методологии геологов самых различных направлений и специализаций. А. Л. Яншин отметил, что одна из задач конференции — оценить, какие из течений системного подхода оказались в геологии наиболее плодотворными, соответствующими более тесному взаимодействию специалистов, заинтересованных в овладении и применении системной методологии в геологии, закреплению складывающихся организационных форм системного движения в геологии. Также необходимо оценить достигнутое при использовании системного подхода в геологии, проанализировать положительный и негативный опыт и выработать рекомендации по направлениям дальнейшего развития соответствующих работ.

На пленарных заседаниях было заслушано 11 докладов. В выступлении А. Н. Дмитриевского (МИНГ им. И. М. Губкина) «Системный подход в геологии: итоги, задачи, перспективы» рассмотрено современное состояние и перспективы эффективного использования системного подхода при проведении фундаментальных и прикладных геологических исследований. Автор отмечает, что в современной геологии сложились три варианта использования системного подхода. Это — концепция естественности систем геологии, противостоящая ей концепция целевых систем и активно развивающийся системно-деятельностный подход. Автор считает целесообразным объединить сильные стороны естественно-объектного и модельно-целевого методов в один естественно-целевой подход с привнесением в него активных методов системно-деятельностного подхода.

Докладчик подчеркивает, что успех системно-геологических исследований в значительной мере зависит от разработки теоретических основ системно-структурных, системно-историче-

ских, содержательно формальных и качественных методов изучения геологических систем. Решение этих задач будет способствовать повышению эффективности использования системного подхода в геологии.

Г. Б. Бокий (ИГЕМ АН СССР) в докладе «Системный подход в минералогии» рассмотрел понятия «система» и «множество» и их соотношение, литосфера — как система, дал анализ множеств, входящих в эту систему. Подчеркнуто, что системный подход работает удовлетворительно только в случае четкого разграничения и упорядочения множеств, входящих в систему.

Сообщение Ю. А. Урманцева (ИФР АН СССР) было посвящено основным положениям общей теории систем — теории о возникновении, существовании, преобразовании, развитии систем природы, мышления. Ее философские предпосылки — «множество объектов», «существование», «единство», «единое», «достаточность». Исходя из этих предпосылок, даются вывод и определения понятий «объект — система», «система объектов одного и того же рода» («R-система»). Доказывается основной закон теории систем — утверждение о том, что объект — система в рамках общей системы может быть преобразован по фиксированным законам либо в себя, либо в другие объекты систем. Раскрыты категории общей теории систем — «формы изменения материи», «формы сохранения материи», «формы действия материи», «формы отношения материи», «система и хаос», «полиморфизм», «симметрия и диссимметрия», «гармония и дисгармония».

В. А. Ванюшин, О. Л. Кузнецов (ВНИИгеоинформсистем) дали системное описание геологической деятельности. Авторы считают, что для эффективной организации, управления и проектирования геологической деятельности необходимо представление ее как единой системы. Если рассматривать геологическую деятельность как элемент или подсистему, включенную в некоторую функционирующую систему (Мингео СССР в рамках народного хозяйства), то ее цели однозначно определяют тип продукта, используемого в смежных сферах (сведения для добывающих отраслей о месторождении объектов с определенными физико-химическими свойствами — «полезными ископаемыми»). В результате анализа получим системное представление о существующем процессе функционирования геологической отрасли.

В докладе А. А. Арбатова (ВНИИСИ ГКНТ и АН СССР) на основе системного анализа освещена долгосрочная стратегия обеспечения экономики СССР топливом и сырьем. Автор подчеркивает важность учета всех факторов геолого-производственной деятельности при поисках, разведке, разработке и эксплуатации месторождений минерального сырья.

Н. А. Крылов, Ю. Н. Батулин, М. Н. Морозова, В. М. Рыжик, В. Л. Шагин (ИГиРГИ, МИНГ) в своем докладе «Прогнозирование крупности запасов месторождений нефти и газа неразведанных ресурсов» подчеркивают, что

при исследовании процесса освоения ресурсов важными практическими задачами являются: оценка структуры НСР по крупности запасов месторождений (и залежей), оценка структуры открытий при различных уровнях освоенности НСР. Решение этих задач базируется на использовании основных принципов структурно-системного подхода. Авторы считают, что наиболее полное представление о структуре открытий получается при моделировании процессов поисков месторождений нефти и газа с использованием способа Монте-Карло. В свою очередь, реализация статистического эксперимента на ЭВМ позволяет уточнить вид общего распределения месторождений открытых и прогнозируемых к открытию.

Э. Б. Мовшович (ВНИИзарубежгеология) рассмотрел системные основы организации геологической информации. Автор считает, что реализация геологоразведочного процесса в целом или любой его отдельной стадии, независимо от применяемых методов и технических средств, в функциональном плане сводится в конечном итоге к получению и (или) целенаправленному преобразованию геологической информации (ГИ). Соответственно, получаемые при этом результаты, как конечные (оценка ресурсов и запасов, размещения и качества минерального сырья), так и промежуточные, выражены только в виде ГИ. Поэтому геологоразведочный процесс можно представить как систему деятельности, характеризующую определенными информационно-функциональными связями (прямыми и обратными). В рамках указанного системного представления геологоразведочной деятельности выделяются предметная, функциональная и деятельностная ГИ, определяющие стратегию геологоразведочного процесса и являющиеся исходной основой банка знаний, и координатно-привязанная не-объектированная, координатно-привязанная объектированная и объектно-привязанная ГИ, являющиеся исходной основой банков данных.

В докладе И. С. Комарова (МГРИ) «Значение системного анализа для развития инженерной геологии как учения о геологической среде» особое внимание уделено рассмотрению всех сторон геотехнической деятельности человека с позиций системного подхода. Подчеркнута важность учета экологического фактора во всей системе природопользования.

Выступление Г. П. Щедровицкого (ПНИИИС) было посвящено основным направлениям системных исследований в геологии и геотехнике. В рамках системного подхода автор рассматривает геологию не только как науку, но и как сферу сложно организованной геотехнической практики. Отсюда делается вывод, что для решения сложных практических задач необходимо формирование специальной области научных разработок и прикладных исследований, которые должны строиться на базе иных методологических принципов, чем традиционная наука галилеевского типа. Именно в этой области в первую очередь необходим системный подход как методологическое основание для соорганизации разных научных дисциплин и подходов.

Доклад В. Д. Наливкина, В. И. Назарова, А. А. Ильинского (ВНИГРИ) посвящен системному подходу к геолого-экономической оценке ресурсов нефти и газа. Авторы счита-

ют необходимым рассматривать всю систему процессов, начиная с подготовки запасов, добычи, транспорта, переработки, а также учитывать рациональность баланса топливно-энергетических ресурсов страны и вопросы экспорта. Взаимную увязку геолого-экономических задач, оценки ресурсов целесообразно проводить на основе так называемого «дерева целей».

В сообщении А. Д. Петровского (ЦИНГРИ) излагаются теоретические и методологические основы развиваемого автором системно-экономического подхода как дополнения и альтернативы современного системного подхода в геологии.

На заседаниях первой секции были заслушаны доклады по теме «Общеметодологические проблемы системных исследований в геологии». Участники конференции отметили важность сближения различных позиций в толковании понятий системного подхода в геологии, использовании единой терминологии, понимания универсальности системной методологии. Во избежание разных толкований понятий «система» и «системный подход» в основу последнего должно быть положено представление о системе как о материальном объекте, состоящем из частей, определенно связанных между собой. Отмечалось, что при изучении одного и того же геологического объекта (независимо от его размеров) могут выделяться системы, состоящие из разных по сущности частей (материальные тела, свойства, процессы и их стадии и т. п.), обладающих разными структурами. Рассматривая геологический объект в качестве конкретной системы (или конкретной совокупности систем), необходимо опираться на принципы, позволяющие из бесконечного множества систем выбирать именно ту (или те), которая нам нужна.

В докладах секции особое внимание было уделено иерархичности структуры геологической системы и созданию иерархических (общенаучных), систематических (конкретно-научных) и целевых классификаций геологических объектов. Подчеркивалось, что для развития геологической науки, совершенствования ее теоретических основ необходимо широкое и осознанное применение геологами системной методологии, базирующейся на принципах диалектического материализма. Разработка методов системного подхода в геологии должна быть направлена на создание конкретных способов выделения систем в геологическом пространстве, методов их описания и организации практических работ для изучения и эксплуатации геологических объектов именно как сложных систем.

На заседаниях второй секции обсуждались доклады по проблеме «Системно-мыслительный подход в геологии и геотехнике». Отмечено, что распространение системных идей стало фактом научной жизни в сфере геологии и геотехники. Однако распространение системной идеологии не сопровождается применением системных методов в работе (в случае чего сама системная идеология превращается в псевдосистемную и сводится к терминологическим заимствованиям). Осуществление перестройки мышления и деятельности в геологической сфере подразумевает работу по построению новых объектов исследования и технического действия (место традиционных

геологических объектов начинают занимать сложные техноприродные системы), созданию новых методов научной и практической деятельности, новой организации систем геологических знаний.

Заседания третьей секции проводились по теме: «Системная организация геологического знания и геологической информации».

Отмечено, что науки о Земле все еще отличаются неупорядоченностью их понятийно-терминологической базы, что затрудняет приведение основных идей этих наук в систему. Создание системы наук и поиск места конкретной науки в системе знаний более широкого ранга является важнейшей методологической проблемой высшего этапа развития каждой науки, характеризующегося системным подходом к объекту исследований, поискам связей между его компонентами, т. е. стремлением к упорядоченности с помощью принципов целостности иерархической структуризации. Указывалось, что одним из важнейших путей системной организации геологического знания является разработка вопроса о классификации. Подчеркивалось, что важной особенностью системного подхода является то, что не только объект, но и сам процесс его исследования должны рассматриваться с системных позиций, что безусловно повысит эффективность познания изучаемых геологических систем.

На заседаниях четвертой секции «Системный подход в планировании, управлении и организации геологоразведочных работ» рассмотрены вопросы системного подхода как методологической основы перспективного планирования геологоразведочных работ, программно-целевого обеспечения поисковых и разведочных работ, системного подхода к управлению минерально-сырьевыми ресурсами. Отмечалась необходимость совершенствования принципов прогнозирования главных направлений геологоразведочных работ на базе системного подхода.

В докладах пятой секции «Системный подход при общегеологических исследованиях недр» освещались вопросы системного подхода к стратиграфии, литологии, тектонике, палеонтологии. Значительное внимание было уделено определению и классификации предметов геологического исследования, уточнению понятий «классификация», «определение». Подчеркивалось, что при геологических исследованиях существенное значение имеет правильный выбор методов в зависимости от иерархической сложности геологических тел. Последнее возможно лишь при четком знании и практическом умении распознавать системные уровни структурной организации породословесных сообществ. На заседаниях секции рассмотрены также вопросы системного подхода к моделированию различных геологических процессов, применения математических методов для решения различных задач геологии.

На заседаниях шестой секции «Системный подход в нефтегазовой геологии, геофизике и геохимии» были заслушаны доклады, в которых рассмотрены основные аспекты системного подхода при проведении нефтегазопоско-вых и разведочных работ, геолого-геохимических и геофизических исследований. В докладах освещались методологические основы системного подхода к анализу эволюции нефте-

газоносных бассейнов, районированию нефтегазоносных территорий, рассмотрению вопросов онтогенеза углеводородов и их скоплений. Отмечалось, что системный анализ эволюции НГБ осуществляется на основе представлений о процессе как системе, характеризующей движение со стороны изменения свойств и отношений. Значительное внимание было уделено задачам дальнейших исследований в разработке системного подхода к прогнозу нефтегазоносности недр. В докладах рассмотрены различные направления системного прогнозирования, показаны принципы их применения в реальных геологических условиях.

В докладах седьмой секции «Системный подход в рудной геологии и металлогении» освещен широкий круг вопросов системного подхода в исследовании структур рудных полей, пути совершенствования генетической классификации рудообразующих процессов на основе принципов системного подхода, применение системного подхода к моделированию рудных систем.

На заседании восьмой секции «Системный подход при аэрокосмическом исследовании недр» рассмотрены вопросы применения системного подхода к структурному дешифрированию аэро- и космических снимков и другим видам интерпретации дистанционной информации, методологические аспекты системного анализа при дистанционных исследованиях.

Подчеркивалось, что системный характер изначально составляет существо дистанционных исследований, через которое реализуется их преимущество и определяется место в сложном поисково-разведочном процессе на различные виды полезных ископаемых.

Заседания девятой секции «Системный подход в инженерной геологии, гидрогеологии и организации природопользования» были посвящены решению проблем системного подхода при исследовании инженерно-геологических и гидрогеологических условий территорий, при изучении гидрогеологии и гидрогеохимии нефтегазоносных бассейнов и рудных полей, при исследовании экологических проблем.

На заключительном заседании отмечена актуальность вывода о наличии в современной геологии трех концепций использования системного подхода: естественной (естественно-объектной), целевой (модельно-целевой) и системно-деятельностной. Первая ориентирует исследователя на познание закономерностей строения материального мира. Однако она неконструктивна в смысле быстрого достижения конечных результатов, так как предполагает изучение всех объектов в том виде, в котором они заданы природой. Второй подход, наоборот, динамичен, имеет четкие целевые установки. В то же время он в значительной мере направлен на решение прикладных задач, подчинен скорейшему достижению поставленной цели и не ориентирован на выявление фундаментальных основ материального мира.

Конференция признала целесообразным выделить рациональные сильные стороны обеих концепций в один системный естественно-целевой подход, развиваемый в последние годы А. Н. Дмитриевским.

В то же время участники конференции считают, что достигнутый уровень применения системного подхода в геологии и все расширя-

щийся интерес к системной методологии со стороны геологов требует объединения их усилий на базе единой теоретико-методологической платформы, обобщающей накопленный опыт системного подхода в геологии и служащей основой его дальнейшего совершенствования. Для разработки указанной платформы и координации научной и практической деятельности по применению системного подхода в геологии конференция рекомендует создать при АН СССР Межведомственный научный совет по системным исследованиям в геологии.

Конференция считает необходимым сконцентрировать дальнейшие усилия по применению системного подхода в геологии на следующих направлениях:

системные исследования геологических объ-

ектов;

системная организация геологического знания и геологической информации в условиях широкого применения компьютерной технологии и обработки данных;

системная организация геологической деятельности и оптимизация геологоразведочного процесса;

системный подход в комплексировании геолого-геофизических, аэрокосмических и геохимических методов изучения геологического строения, минеральных и энергетических ресурсов недр;

системный подход при технико-технологическом обеспечении геологоразведочных работ; системный подход при решении проблем экологии и природопользования.

80-летие Георгия Павловича Воляровича



С 1940 г. дальнейшая научно-производственная деятельность Г. П. Воляровича связана с НИГРИЗолото (ныне ЦНИГРИ), где он сначала работал начальником поискового отдела, а с 1971 г. — заместителем директора института по научной работе. При его участии в ЦНИГРИ были организованы широкомасштабные исследования золотонности нашей страны. Г. П. Волярович был одним из руководителей работ по составлению первой карты золотонности и платиноносности СССР, за что ему в 1950 г. присуждена Государственная премия СССР.

Являясь одним из крупнейших специалистов по геологии месторождений благородных металлов и будучи длительное время куратором Мингео СССР, Г. П. Волярович для многих рудных районов СССР дал оценку их перспектив и обосновал основные направления геологоразведочных работ по расширению минерально-сырьевой базы горнодобывающей промышленности.

Г. П. Волярович уделяет большое внимание подготовке научных кадров, под его руководством защищено более 40 кандидатских и докторских диссертаций. Среди его учеников известные специалисты научно-исследовательских и производственных организаций Мингео СССР и Минцветмета СССР.

Многогранная творческая деятельность Г. П. Воляровича отмечена высокими правительственными наградами — орденом Ленина и медалями.

Желаем юбиляру доброго здоровья и новых творческих успехов.

Е. А. Козловский, Ф. К. Салманов, А. И. Бабиков, В. М. Волков, М. Д. Пельменёв, В. Ф. Рогов, Р. А. Сумбатов, В. Ю. Зайченко, А. Н. Золотов, Ю. Б. Казмин, Н. Ф. Карпов, А. И. Кривцов, В. А. Максимов, В. А. Чернов, В. А. Нарсеев, И. Б. Флеров, Ю. М. Щепотьев

Исполнилось 80 лет со дня рождения и 60 лет научной и производственной деятельности заслуженного деятеля науки и техники РСФСР, доктора геолого-минералогических наук, профессора Георгия Павловича Воляровича.

Г. П. Волярович родился в г. Москве в семье горного инженера-геолога. В 1930 г. он окончил Ленинградский горный институт и одним из первых советских геологов уехал на Дальний Восток, где работал 10 лет начальником партии, научным сотрудником Дальневосточного филиала АН СССР, начальником Приморского отдела ДВГУ. В этот период им была составлена первая сводная геологическая карта Сихотэ-Алиня. В результате проведенных исследований были выявлены перспективные структуры, в которых впоследствии были выявлены месторождения золота.

За открытие и изучение оловорудных месторождений Г. П. Воляровичу в 1946 г. была присуждена Государственная премия СССР.



РЕЦЕНЗИИ

УДК (002 : 55) : 001.8(049.3)

И. П. ШАРАПОВ

О методологическом основании геологической информатики

В науках о Земле информатика используется недостаточно. В семидесятые годы в нашей стране развернулись работы по созданию системы АСУ-Геология. Одновременно начали создавать геологический тезаурус, но не было разработано его логическое основание. Данному вопросу посвящена книга А. С. Смирновой*.

В этой книге семь глав. В первой дано определение информационного анализа, описаны его методы и принципы. В главах 2, 3, 4 и 5, рассматривающих соответственно геологическое знание, документы, задачи и геологический язык, обсуждаются методологические вопросы геологии в связи с информатикой. В главе 6 приведены основные принципы информационного обеспечения автоматизированных систем. Глава 7 посвящена обобщениям.

Понимая всю сложность и актуальность проблем, связанных с массовым применением информатики и ЭВМ, необходимо остановиться на некоторых методологических моментах.

Под информационным анализом автор книги понимает «исследование состава, свойств и особенностей геологической информации, зафиксированной в различных геологических документах или участвующей в решении геологических задач» (с. 5). Здесь неясно, почему участие в решении геологических задач противопоставляется фиксации информации в геологических документах.

В определении информационного анализа было бы более правильным отталкиваться от информатики, которая является отраслью науки, исследующей структуру и общие свойства научной информации, а также вопросы, связанные с ее сбором, хранением, поиском, переработкой, распространением и использованием в различных сферах деятельности. Информационный анализ — это часть информатики, выясняющая состав и качество информации для решения геологических задач. Однако это не только анализ, но и синтез. Таким образом, информационный анализ — это исследование информации, которую несут геологические документы.

Информационный анализ, по А. С. Смирновой, базируется на следующих трех принципах.

1. «Решение многих геологических задач и ответы на большинство геологических вопросов уже сейчас можно найти в геологическом знании, если найти подходящие методы его анализа. В качестве таких методов, по-видимому, могут быть как собственные методы геологии, так и методы общенаучные, логические или привлеченные из других наук» (с. 7—8). Это верно, однако необходимо использовать и метод синтеза.

* Смирнова А. С. Информационный анализ в геологии. М.: Недра, 1985. 157 с. Тираж 2450 экз.

2. «Любая информация, либо знание становится более понятным, если оно расклассифицировано и уложено в какую-то структуру, поскольку и сама наука представляет собой лишь систематизированное знание» (с. 8). Эта мысль — в основном верная, но требует некоторого уточнения: «более понятным» нужно было бы заменить «более продуктивным», вместо: «уложено в какую-то структуру» — «исследовано со стороны структуры». Автор книги употребляет понятие «структуризация задачи» (с. 8), но не объясняет его. Структурой системологии называют системообразующее отношение.

3. «Признание необходимости и возможности перевода части интуитивного, неформализованного и образного знания на более высокую ступень познания — в логическую форму путем уточнения и экспликации его содержания» (с. 8).

В этой фразе есть подлежащее, но нет сказуемого. Автор книги, по-видимому, хотела сказать, что на базе эмпирического знания можно и нужно создавать знание теоретическое, используя для этого метод дискурсии, а не только «уточнение» и «экспликацию».

Заслуживает одобрения то, что автор дает определения различных терминов и предметов, хотя и с некоторыми неточностями.

Объектом геологии в книге названы планета Земля в целом и отдельные геологические тела в ее пределах, а также участки земной коры разного размера, вычленяемые с определенной целью при геологическом изучении и описании (с. 12).

Далее говорится о том, что геология изучает уровни организации вещества (с. 17) и что под веществом здесь понимается не геологическая материя вообще, а ее качественная характеристика, одно из химических свойств (с. 18). Это ошибка: материя не имеет свойств, по которым ее можно было бы разделить на разновидности; это абстрактное понятие. Другое дело вещество — оно разное, так что нет геологической материи, а есть геологическое вещество.

Спорно представление автора о путях построения науки, о разделении геологических наук на теоретические (включающие в себя геоинформатику), прикладные и синтетические. В списке теоретических наук пропущена наука о методах поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. На наш взгляд, каждая наука должна быть теоретической и прикладной одновременно. Неверно определение геологического факта как сведения о составе, строении, размещении, свойствах и взаимоотношениях объектов (с. 42). Более правильно считать факт зарегистрированным событием.

В число теоретических наук автор книги включает прежде всего метагеологию (в нее входит геоинформатика, математическая геология и другие дисциплины). В описании гео-

ретического знания не упомянуты прогнозы, ретрогнозы и номологические положения (законы, принципы и пр.). По нашему мнению, теория — это достаточно полная, внутренне непротиворечивая система новых, логически истинных идей вообще и номологических высказываний в особенности, причем система, имеющая описательную, номологически-объяснительную, эвристическую, экстраполяционную, прагматическую и эротематическую* способности. Каждая создаваемая теория должна быть новой, полной, непротиворечивой, доказуемой и эффективной.

А. С. Смирнова руководствуется следующими методологическими положениями.

«1. Все наше знание относительно, одни теории неизбежно сменяются другими, каждая из них отвечает своему времени и своему уровню развития науки.

2. Доказать никакую теорию невозможно в принципе, теорию можно либо опровергнуть, либо аргументировать.

3. Логические методы и формальная логика не могут создать нового знания. Новое знание нельзя вывести из старого логическим путем. Создание нового лежит за пределами логики и математики.

4. Ни одна из теоретических наук не может создаваться целевым методом. Это удел прикладных наук. Подлинная теория возникает независимо от практики и намного ее опережает» (с. 43).

Эти положения А. С. Смирнова называет «общеизвестными положениями диалектического материализма и теории познания», но согласиться с этим нельзя.

Каждая теория должна отвечать своему времени, но это значит, что она должна соответствовать требованиям практики. Аргументация теории дается для доказательства ее истинности, и оно в принципе возможно. Критерием

* Эротематика — искусство вопрошания, умение находить и формулировать проблемы.

истины служит практика. Третье положение верно в том смысле, что формальная логика не открыла ни одного закона природы, но без этой логики любое открытие в науке вообще невозможно. Новое знание можно вывести из старого. Для этого существуют силлогизмы. Выводное знание играет важную роль в науке. Разделение наук на теоретические и прикладные нелогично. В каждой науке должны быть теоретические основы и практические приложения. Подлинная теория возникает для удовлетворения требований практики настоящего и будущего времени. Теория иногда опережает практику, но базируется она все-таки на практике и логике. Теоретические науки могут создаваться целевым методом, как, например, науки о космических полетах, об использовании внутриядерной энергии или об управлении системами (кибернетика).

Указанные выше замечания относятся к главам 1 и 2, посвященным основным методологическим вопросам геологии, которые неоднократно обсуждались в литературе. Однако в книге А. С. Смирновой содержится и уникальный геологический материал. Это — информационные модели геологических объектов, информационный анализ документов, подсчет количества информации, принципы построения базы знаний и базы данных и др.

Интерес для информатики и теоретической геологии представляет раздел о геологическом языке, выделение в нем нескольких уровней и особенностей, выделение видов геологического знания (фактографического, методического, методологического, рефлексивного и др.).

По существу, книга является первой попыткой обобщения проблем информатики в геологии, в ней заложены основы геологической информатики и указываются большие возможности для ее развития.

Тираж книги оказался явно недостаточным, поэтому необходимо второе издание, в котором следовало бы исправить указанные ошибки.

Contents

METHODOLOGY, ECONOMICS, MANAGEMENT

- Pogrebnov N. N., Troshchenko V. V., Makeev V. F.
Automated prediction of tectonic dislocation in coal strata 3
- Dodretsov G. L., Leskov S. A.
Differentiation and mapping principles for granitoid intrusions 9
- Slabospitskaya E. A.
Spores and pollen content local distribution function 17

ENERGY RESOURCES

- Surkov V. S., Zhero O. G., Smirnov L. V.
Deposition of Jurassic sediments and trends of the exploration for oil and gas in West Siberia 21
- Gavrish V. K.
Prediction of oil and gas traps in the Dneprovsko-Donetskaya Depression 26
- Neruchev S. G., Mukhin V. V., Rogozina E. A., Chervyakov I. B.
Abnormal formation pressure: consequence of the generation and cause of the hydrocarbons migration of blast character 33
- Lukin A. E., Krivosheev V. T., Larchenkov A. Ya.
Oil and gas-bearing structures associated with major sandy bodies 39

METALS AND NON-METALS

- Ozol A. A.
Problems of predicting non-metallic deposits 45
- Lashtabeg V. I., Lugov S. F., Pozdeev A. I.
The Koryakskaya tin province 54
- Saksin B. G.
A geological-geophysical model and an assessment of prospects in the Khingano-Olonovskiy tin region 60
- Nagorskiy M. N., Goryukhin E. Y., Kriventsov A. V.
Presence of manganese in the marine Paleogene, Tomskaya region 66

REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

- Ivankin P. F., Nazarova N. I.
Vertical zonation of deep-seated faults and classification of their tectonites 69
- Malakhov V. D.
Fault morphology at the boundary of mountains and intermountain areas, the North Tien Shan 78
- Otmas A. A.
On the relation of structural patterns throughout West Yakutia 84

MINERALOGY, PETROGRAPHY, LITHOLOGY

- Blokh A. M., Dagaeva I. V.
The nature of sulphates in the Middle Paleozoic sediments filling in the Tuvinskiy Trough 91

GEOCHEMISTRY

- Lugovaya I. P., Karpov G. A., Zagnitko V. N., Berezovskiy F. I.
Origin of spontaneous gas and thermal water in the hydrothermal system Uzon (Kamchatka) according to isotope data 99

DISCUSSIONS

- Maslennikov V. V.
Similarity of conditions of accumulation of oil and gas fields and mercury deposits 108

NEWS IN BRIEF. INFORMATION

- Krivtsov A. I., Chan Dyk Lyong, Nguen Suan An, Nguen Suan Boa, Le Tak Sin, Gatinskiy Yu. G., Mareichev A. M., Tong Zyui Than, Chan Van Chi.
The First Conference on geology of Indo-China 114
- Favorskaya M. A.
All-Union Conference on the problem of "Deep-seated ore-concentrating structures" 117
- Korenkov A. S.
Present state and prospects of systematic studies in geology 121
- 80-th anniversary of Georgiy Pavlovich Volarovich 124

BOOK REVIEWS

- Sharapov I. P.
On the methodological basis of geological information service 125

КНИГИ ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА» ПРЕДЛАГАЕТ МАГАЗИН № 3 «АКАДЕМКНИГА»

- Агбунов М. В. Античная логия Черного моря (Страны и народы). 1987, 153 с. 60 к.
- Андрианов В. Н. Пермские и некоторые каменноугольные амmonoидеи Северо-Востока Азии. 1985. 176 с. 2 р. 60 к.
- Бреховских Л. М. Океан и человек. Настоящее и будущее (Наука. Мирозрение. Жизнь). 1987. 303 с. 1 р. 70 к.
- Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, № 51, 1981. 191 с. 2 р. 90 к.

- Варенцов М. И. Избранные труды. Геология и нефтегазоносность платформ и краевых прогибов. 1982. 268 с. 3 р. 50 к.
- Вернадский В. И. Проблемы биогеохимии (Труды Биогеохимической лаборатории. Т. 16). 1980. 320 с. 2 р. 60 к.
- Геохимические методы поисков в северных районах Сибири. 1984. 176 с. 3 р. 10 к.
- Космическая информация в геологии (Космическая геология). 1985. 533 с. 3 р. 10 к.
- Мещеряков Ю. А. Избранные труды. Рельеф и современная геодинамика. 1981. 274 с. 2 р. 50 к.
- Непско-Ботуобинская антеклиз — новая перспективная область добычи нефти и газа на Востоке СССР. 1986. 243 с. 3 р. 90 к.
- Ордовик Сибирской платформы. Палеонтологический атлас. 1984. 239 с. 3 р. 20 к.
- Осадочный чехол дна Мирового океана и суши (по данным сейсморазведки) (Труды Геологического института АН СССР. Вып. 388). 1984. 172 с. 2 р. 80 к.
- Резанов И. А. Эволюция земной коры (Планета Земля и Вселенная). 1985. 142 с. 50 к.
- Северный Ледовитый и Южный океаны (География Мирового океана). 1985. 491 с. 4 р. 40 к.
- Советская география (Современные проблемы географии). 1984. 343 с. 3 р. 20 к.
- Соколова М. Н. Типоморфизм минералов ультраапатитовых ассоциаций (на примере Хибинского массива). 1986. 116 с. 1 р. 60 к.
- Сребродольский Б. И. Коралл (Человек и окружающая среда). 1986. 132 с. 50 к.
- Страницы истории Московской геологической школы (Очерки истории геологических знаний. Вып. 22.). 1985. 180 с. 1 р. 90 к.
- Страхов Н. М. Избранные труды. Проблемы осадочного рудообразования. 1986. 577 с. 7 р. 90 к.
- Юрские отложения южной части Закавказья. 1985. 205 с. 3 р. 60 к.
- Заказы направляйте по адресу: 117192, Москва, Мичуринский просп., 12. Магазин № 3. «Книга — почтой». «Академкнига».

ВНИМАНИЮ СПЕЦИАЛИСТОВ!

Новые книги

Справочная литература по геологии

Издательство «Недра» выпустит в 1988 г. следующие книги

- Барсков И. С., Пелымский Г. А., Прозоровская Е. Л. Стратиграфические шкалы СССР и зарубежных стран: Справочное пособие. 5 л. 25 к.
План 1988 г., № 64.
- Вахрушев В. А. Рудные минералы изверженных и метаморфических пород: Справочное пособие. 17 л. 1 р. 10 к.
План 1988 г., № 50.
- Декоративные разновидности цветного камня СССР/Л. С. Путолова, Т. И. Менчинская, Т. Л. Баранова и др. 29 л. 2 р. 30 к.
План 1988 г., № 127.
- Куликов Б. Ф., Буканов В. В. Словарь камней-самоцветов. — 2-е изд., перераб. и доп. 18 л. 1 р. 50 к.
План 1988 г., № 51.
- Рыка В., Малишевская А. Петрографический словарь. Пер. с польск. 56 л. 4 р. 30 к.
План 1988 г., № 52.
- Современная палеонтология. Методы, направления, проблемы, практическое приложение: Справочное пособие. В 2-х томах. Том I/Под ред. акад. В. В. Меннера, В. П. Макридина, 43 л. 2 р. 60 к.
План 1988, № 144.
- Современная палеонтология. Методы, направления, проблемы, практическое приложение: Справочное пособие. В 2-х томах. Том II/Под ред. акад. В. В. Меннера, В. П. Макридина. 32 л. 2 р.
План 1988 г., № 145.

УВАЖАЕМЫЙ ТОВАРИЩ!

Оформить предварительный заказ и приобрести интересующие Вас издания можно в магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, и в магазинах — опорных пунктах издательства «Недра», а также через отделы «Книга — почтой» магазинов:

- № 115 — 117334, Москва, Ленинский проспект, 40. Дом научно-технической книги;
№ 17 — 199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61.

Издательство «Недра»

1 р. 60 к.

Индекс 70824

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ, 1987, № 10, 1-128