

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

2 • 1979

Пролетарии всех стран, соединяйтесь!

2 • 1979

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Ежемесячный научный журнал
Орган Министерства геологии СССР

Основан в 1933 году

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Н. П. Лаверов

В. В. Белоусов, К. Д. Беляев, Т. В. Билибина, В. А. Вахрамеев, И. А. Гаркаленко, В. Г. Гарьковец, А. А. Геодекян, Л. Ф. Думлер, А. Н. Еремеев, А. И. Жамойда (зам. главного редактора), Б. М. Зубарев, П. Ф. Иванкин, Г. А. Израилеза (зам. главного редактора), А. Б. Каждан, Е. В. Карус, А. И. Кринари, А. М. Палий, А. В. Пейве, Н. И. Погребнов, В. Н. Полуэктов (зам. главного редактора), Н. Н. Предтеченский, Н. В. Роговская, Д. А. Родионов, В. В. Семенович, Л. Н. Смирнов, М. А. Фаворская, Н. И. Хитаров, А. Д. Щеглов, А. Л. Янин, В. А. Ярмолюк



МОСКВА • НЕДРА

© Издательство «Недра»
«Советская геология» 1979

Содержание

206	Каждан А. Б. ✓	15	Хомичев В. Л. ✓
	Геологические критерии уранового оруденения	3	Формы связи медно-молибденового оруденения с магматизмом
9830	Алексеева В. И., Трохименко М. С. ✓	153	Долгушин С. С. ✓
	Особенности формирования и нефтеносность прибрежно-континентальной толщи юры на востоке Прикаспийской впадины	13	О закрытых эксплозиях и связи с ними оруденения на скарново-магнетитовых месторождениях Алтае-Саянской складчатой области
97	Али-заде А. А. ✓		81
	Районирование нефтегазоносных областей Азербайджана	27	КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ
9143	Мелькановицкий И. М. ✓	9725	Михайлов М. В., Харьюзов Л. С., Штейн Л. Ф. ✓
	Региональные комплексные гидрогеологические и геофизические исследования	37	Стратиграфия каменноугольных отложений северо-востока Сибирской платформы
9715	Лагунова И. А. ✓	9216	Ефимов Ф. Н. ✓
	Условия проявления и особенности формирования вод пониженной минерализации в глубоких зонах осадочных бассейнов	48	Петромагнитная классификация осадочных и вулканогенных образований на примере изучения разреза Кустинской опорной скважины
50	Хитаров Н. И., Кравцов А. И., Войтов Г. И., Фридман А. И., Ортенберг Н. А., Павлов А. С. ✓	9210	Наливкина Э. Б. ✓
	Газы свободных выделений Хибинского массива	62	Раннепротерозойская офиолитовая ассоциация (на примере Украины) 112
		13	Тархов А. Г. ✓
			Опыт региональных электроразведочных съемок в США
			120
			КРИТИКА И РЕЦЕНЗИИ
		9921	Никонов В. Ф. ✓
			Нефть и газ в двух книгах
			124

Художественный редактор Л. Э. Немировский
Технический редактор А. Г. Иванова
Корректор В. А. Бобринская

Сдано в набор 22.12.78. Подписано в печать 26.01.79. Т-02444 Формат 70×108¹/₁₆.
Печать высокая. Усл. п. л. 11,2. Уч.-изд. л. 12,9. Тираж 3620 экз. Заказ № 917

Адрес редакции: 123812, ГСП, Москва, Бол. Грузинская, д. 4/6. Телефон 254-29-56
Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»

УДК 553.495

А. Б. КАЖДАН

Геологические критерии уранового оруденения

Для выполнения решений XXV съезда КПСС по расширению минерально-сырьевой базы атомной энергетики необходимо совершенствование методов прогноза и поисков месторождений атомного сырья, в частности геологических критериев уранового оруденения.

Под геологическими критериями уранового оруденения подразумеваются геологические факторы, определяющие условия нахождения урановых месторождений в земной коре [7]. По совокупности этих критериев выделяются перспективные территории, в пределах которых наиболее вероятно формирование урановых месторождений.

Урановые месторождения всегда считались масштабным эталоном природных скоплений урановых руд, поскольку к их выявлению и оценке сводятся, в конечном итоге, цели геологоразведочных работ. Однако использование только одного масштабного эталона ограничивает возможности применения поисковых критериев в тех случаях, когда масштабы изучения рудоносных структур соответствуют масштабам оцениваемых месторождений. При мелкомасштабных геологических исследованиях рудоносные структуры остаются непознанными, а при крупномасштабных выявляются не только геологические условия локализации месторождений, но и рудоконтролирующие структуры их отдельных участков или рудных тел. Учитывая различные размеры и прерывистость строения природных урановорудных скоплений, в соответствии с принципом последовательных приближений при определении критериев уранового оруденения, правильнее ориентироваться не на один, а на несколько разномасштабных эталонов [6, 11, 12 и др.].

Необходимость в разработке иерархических систем природных скоплений урановых руд особенно остро проявилась в последнем десятилетии в связи с возросшими требованиями к качеству прогнозов на каждой подстадии геологоразведочных работ.

Применяя системный подход к изучению геологических явлений, В. А. Зубаков, Д. В. Рундквист и др. [5] выделили ряд уровней организации вещества земной коры, из которых три уровня — парагенезисы минералов (породы или руды), пород (формаций) и формаций (формационные комплексы) — имеют непосредственное отношение к данной проблеме. Однако практическое использование такого подхода затрудняется в связи с изменением масштабов исследований при переходе от одного уровня организации вещества к другому. Так, при переходе от парагенезисов минералов к формациям из поля зрения выпадают такие реально существующие урановорудные скопления, как рудные узлы, рудные поля, месторождения, прерывистые урановорудные зоны и тела. Поскольку именно они представляют собой объекты прогноза и оценки при проведении геологосъемочных, поисковых и разведочных работ, для практического использования системного подхода необходимо дополнительно выделить ряд промежуточных структурных уровней. Элементы их строения могут различаться лишь количественно, но по масштабам они должны быть сопоставимы с объектами прогноза и оценки на каждой стадии и подстадии изучения недр.

Исходя из опыта металлогенического районирования, целей и задач геологоразведочных работ в статье рассматривается иерархическая система природных скоплений урановых руд, включающая: урановые провинции, урановорудные районы, узлы (пояса), поля, месторождения, продуктивные зоны и тела (залежи).

Иерархия региональных и среднемасштабных природных скоплений урановых руд (до рудного поля) строится на геолого-формационной металлогенической основе с учетом требований к стадийности геологосъемочных и поисковых работ. При выделении крупномасштабных структурных уровней (от рудного месторождения до продуктивной залежи) учитываются также требования горной промышленности к изучению минерально-сырьевой базы. В предлагаемой иерархической системе масштабы природных урановорудных скоплений изменяются в широком диапазоне, различаясь примерно на порядок при переходе от одного структурного уровня к другому.

К урановым провинциям отнесены территории планетарного масштаба (сотни тысяч квадратных километров), объединяющие группы сближенных урановорудных районов. В пределах провинций развиты месторождения различных промышленных типов (урановорудных формаций) и металлогенических эпох.

Урановорудные районы — территории регионального масштаба (тысячи и десятки тысяч квадратных километров), объединяющие группы сближенных урановорудных узлов (поясов). Для урановорудных районов типичны месторождения нескольких промышленных типов (урановорудных формаций) двух и более металлогенических эпох.

Урановорудные узлы — площади (сотни квадратных километров), объединяющие группы пространственно сближенных рудных полей. В пределах урановорудных узлов проявляются месторождения одного, реже двух промышленных типов (урановорудных формаций), формирование которых могло происходить в течение одной или нескольких металлогенических эпох.

Урановорудные поля — локальные участки земной коры (десятки квадратных километров), объединяющие группы пространственно сближенных месторождений одного промышленного, но разных фациальных типов.

Урановые месторождения — узколокальные участки в приповерхностных слоях земной коры (до нескольких квадратных километров), объединяющие системы сближенных урановорудных (продуктивных) зон или крупных залежей. Они могут служить минерально-сырьевой базой самостоятельного участка горнодобывающего предприятия (рудника), а по запасам и качеству руд удовлетворяют современным требованиям горной технологии. Месторождения могут быть сложены рудами одного, реже двух минеральных типов.

Урановорудные (продуктивные) зоны — участки месторождений, объединяющие группы сближенных урановых тел (продуктивных залежей), вскрытие которых может быть осуществлено единым комплексом капитальных горных выработок (в том числе открытых и подземных). Площади продуктивных зон могут достигать нескольких десятков гектар в продольных плоскостях.

Урановорудные тела (продуктивные залежи) — представлены сближенными скоплениями промышленно-ценных урановых руд, которые могут быть подготовлены к отработке единым комплексом горно-подготовительных выработок. Площади урановорудных тел (продуктивных залежей) достигают нескольких гектар в продольных сечениях.

Перечисленные геолого-структурные уровни и определяющие их масштабы отражают только общую тенденцию к размещению урановорудных скоплений в земной коре. Применительно к конкретным регионам и отдельным металлогеническим единицам необходима корректировка их масштабов, а иногда и числа выделяемых геолого-структурных уровней.

Наиболее крупные металлогенические подразделения — урановые провинции — определяются, как правило, только после обобщения результатов поисков, разведочных и горно-эксплуатационных работ. Урановорудные районы, узлы и рудные поля представляют собой объекты прогноза при проведении специализированных региональных геологосъемочных работ, а урановорудные месторождения — объекты поисков при проведении геологопоисковых работ. Продуктивные зоны, залежи и их участки являются объектами разведочных работ.

Соответственно в зависимости от масштаба исследования следует выделять оценочные, прогнозные, поисковые и поисково-разведочные критерии уранового оруденения. Для целей поисков и разведки природных скоплений урановых руд их целесообразно рассматривать применительно к важнейшим промышленным типам урановых месторождений, каждый из которых может быть связан с конкретной урановорудной формацией [3].

Урановые провинции развиты только на континентах, а их положение определяется глубинными структурами Земли, охватывающими всю толщу тектоносферы [2, 3, 4, 6, 7, 12 и др.]. Границы их часто совпадают с крупными линейными элементами или краевыми швами, глубоко проникающими в верхнюю мантию.

Урановые провинции известны на древних платформах, в складчатых поясах и в областях мезо-кайнозойской тектонической активизации [4]. В пределах древних платформ они тяготеют к архейским массивам, представляющим собой их остовы, часто претерпевшие более позднюю (протерозойскую) гранитизацию и метаморфизм [9]. В пределах складчатых поясов урановые провинции приурочены к областям полициклического геосинклинального развития и пространственно тяготеют к древним массивам платформенного типа [2, 4].

Часто урановые провинции располагаются на активных окраинах континентов или во внутренних их частях в пределах перигеосинклинальных или интракратонных эпиплатформенных орогенных поясов [1]. Первые из них обычно рассматриваются как области отраженной, а вторые — как области автономной тектоно-магматической активизации [14], возникающие в результате процессов эпиплатформенного орогенеза или рифтообразования. Некоторые урановые провинции такого рода имеют тесную пространственную связь с краевыми вулканическими поясами [13].

Все урановые провинции расположены на древнем гранитоидном кристаллическом основании и являются тектонически стабильными областями. В их пределах земная кора обладает двух- или трехслойным строением. На древних платформах осадочный слой практически отсутствует, а суммарная мощность земной коры составляет 30—35 км, из которых примерно две трети приходится на «гранитный» слой. Для урановых провинций складчатых поясов типично увеличение мощности земной коры до 35—40 км, в том числе «базальтового» слоя до 20 км, при мощностях осадочного слоя порядка нескольких километров и «гранитного» — около 15 км. В верхних слоях мантии ураноносных провинций можно ожидать [10] наличие реликтовых неоднородностей — участков повышенных скоростей продольных сейсмических волн на глубине до 100 км ниже поверхности Мохоровичича и волноводов невысокой емкости (порядка единиц км²/с). В складчатых областях и областях эпиплатформенного орогенеза перспективы ураноносности должны возрастать с увеличением числа завершенных тектоно-магматических циклов и периодов тектоно-магматической активизации.

Являясь частями планетарных структур, урановые провинции не занимают отчетливого положения в планетарной металлогенической зо-

нальности. Они встречаются в пространственной связи с золоторудными, флюоритовыми, медно-молибденовыми и медно-полиметаллическими, реже вольфрам-оловянными рудными провинциями.

Важнейшая особенность урановых провинций заключается в тесной взаимосвязи урановорудных проявлений различных формаций, видов и металлогенических эпох. В пределах одной провинции урановорудные проявления различных формаций могут встречаться в породах кристаллического основания, складчатого фундамента и молодого чехла. На оруденение древних металлогенических эпох часто накладываются урановые проявления более поздних периодов, в том числе мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации.

Строение урановорудных районов определяется структурами литосферы, т. е. земной коры и верхов мантии. По масштабам и положению в структурах рудных провинций урановорудные районы сопоставимы с отдельными структурно-формационными зонами. В пределах древних платформ они располагаются в зонах сопряжения архейских гранито-гнейсовых массивов с ранне- или среднепротерозойскими складчатыми системами, в позднепротерозойских складчатых областях малых поясов [9] или в участках древнего архейского фундамента, охваченных позднепротерозойской гранитизацией. Для таких урановорудных районов характерно практически полное отсутствие верхнего осадочного слоя земной коры, широкое развитие процессов ультраметаморфизма с последующим внедрением магматических пород вулканоплутонической и других магматических формаций периодов протоактивизации платформ.

В геосинклинальных складчатых областях урановорудные районы располагаются в орогенных поднятиях наиболее молодого тектоно-магматического цикла, особенно по их периферии, захватывая краевые зоны сопряженных с ними орогенных прогибов. Они отличаются широким развитием многократного орогенного и посторогенного магматизма в интрузивной, субвулканической и континентальной эффузивных фациях, причем наиболее поздние (предрудные) магматические проявления представлены в большинстве случаев трещинными интрузиями базальтоидных или близких к ним пород.

Строение этих районов и формационные комплексы урановых месторождений определяются геоструктурными особенностями фундамента, на котором формируются орогенные поднятия и прогибы. При их заложении непосредственно на метаморфизованном кристаллическом фундаменте срединных массивов обычно формируются жильные месторождения кварц-карбонатной настурановой формации. Если же орогенные структуры формируются на геосинклинальном складчатом основании, то в них образуются месторождения низкотемпературных ураноносных альбититов или березитов [3].

В связи с процессами мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации в кристаллическом фундаменте древних платформ формируются месторождения ураноносных калиевых метасоматитов, а в породах складчатого фундамента и в отложениях молодых платформ — месторождения ураноносных аргиллитов, песчаников, углей и глин [3].

В пределах урановорудных районов встречаются месторождения нескольких урановорудных формаций и металлогенических эпох. Весьма характерно развитие формационных комплексов магматических, осадочных и метаморфических пород, первично обогащенных ураном и его спутниками. Контуры урановорудных районов часто совпадают с очертаниями континентальных глыб или срединных массивов, ограниченных долгоживущими глубинными или подкоровыми разломами типа внутренних швов. Орогенные поднятия, сопоставимые по масштабам с об-

ластями протоактивизации или мезо-кайнозойской активизации древних и молодых платформ, обнаруживаются при дешифрировании телевизионных космических фотоснимков по крупным структурам овального или кольцевого типов диаметром 150—200 км и более. Молодые поднятия отчетливо проявляются в рельефе, а от более древних кольцевых структур, осложненных позднейшими тектоническими движениями, сохраняются только реликты.

Строение урановорудных узлов определяется структурами всего разреза земной коры, в частности блоковыми структурами, ограниченными подкоровыми или глубокими коровыми активизированными разломами. Допалеозойские блоки с месторождениями эндогенного происхождения сложены метаморфическими породами древнего кристаллического фундамента с проявлениями процессов ультраметаморфизма, гранитизации, натрового или карбонатно-магнезиального метасоматоза. Рудные узлы приурочены к участкам пересечения региональных изгибов коровых и верхнекоровых разломов, которыми на протяжении длительного периода контролировалось внедрение различных по составу комплексов магматических пород. Рудные узлы чаще тяготеют к периферическим частям ураноносных районов, где ограничивающие их коровые разломы сопрягаются с подкоровыми или пересекают их. Если же они расположены в центральных частях ураноносных районов, то один из сопряженных рудоконтролирующих разломов обычно достигает поверхности Мохоровичича или пересекает ее.

Урановорудные узлы складчатых областей характеризуются близкповерхностным залеганием древнего гранито-гнейсового или метаморфизованного складчатого фундамента, располагаются по периферии крупных орогенных и посторогенных интрузивных гранитных куполов, в пределах вулканотектонических структур типа сводовых поднятий или остаточных вулканогенных депрессий. Для них характерно развитие процессов низкотемпературного натрового метасоматоза в образованиях флишовой и других геосинклинальных формаций или континентальных вулканогенных образований с широким проявлением березитизации [2, 3].

В фундаментах активизированных древних платформ урановорудные узлы сложены глубокометаморфизованными образованиями с отчетливыми признаками диафтореза, часто с развитием платформенных щелочных интрузий и связанных с ними процессов калиевого метасоматоза [8]. В активизированных складчатых областях урановорудные узлы известны в отложениях метаморфизованных геосинклинальных формаций, подвергшихся аргиллизации [3].

В активизированных чехлах молодых платформ в краевых зонах орогенных межгорных и предгорных впадин, особенно вблизи или по периферии нефтегазоносных бассейнов, располагаются урановорудные пояса с месторождениями отчетливо экзогенного (гидрогенного) происхождения [1]. Рудоносные депрессии выполнены образованиями молассоидных формаций и по разломам сопряжены с блоками орогенных поднятий, в строении которых участвуют литолого-фациальные комплексы изверженных или осадочно-метаморфических пород с повышенными содержаниями урана. По масштабам проявления урановорудные пояса сопоставимы с урановорудными узлами. Они формируются в зонах сопряжения блоковых разломов с системами газоносных тектонических нарушений и трещин в свитах и толщах пород с повышенной восстановительной емкостью. Рудовмещающие литолого-фациальные комплексы отличаются контрастными физико-механическими и резко различными фильтрационными свойствами.

Специализированным геохимическим картированием [11] в пределах урановорудных узлов и поясов устанавливаются региональные зоны привноса и выноса щелочей, углекислоты, кремнекислоты и других химических компонентов, отражающих характер предрудных метасоматических изменений вмещающих пород, особенно альбитизации, березитизации, калиевого метасоматоза и аргиллизации, развитие межпластовых зон окисления или обеления пород.

Постороженные вулканоплутонические и тектонические сводовые поднятия, сопоставимые по масштабам с урановорудными узлами и поясами, обнаруживаются на космических фотоснимках в виде кольцевых и овальных структур диаметром порядка нескольких десятков километров, иногда сопряженных с системами линейных разломов или осложненных ими. Они располагаются внутри или по периферии крупных локальных структур и различаются по степени сохранности. Наиболее отчетливо выявляются молодые кольцевые структуры, в то время как от древних структур, переработанных позднейшими тектоническими движениями, часто сохраняются только реликты.

В пределах отдельных рудоносных узлов или поясов встречаются урановые месторождения одного, реже двух промышленных типов (урановорудных формаций). В последнем случае наиболее типично сочетание месторождений эндогенных урановых формаций в кристаллическом или складчатом фундаменте с месторождениями гидрогенного типа в отложениях чехла молодых платформ.

Строение урановорудных полей определяется структурами верхней части земной коры — тектоническими блоками корового и верхнекорового происхождения. Рудные поля располагаются в тектонических узлах на сопряжениях и пересечениях коровых разломов с тектоническими нарушениями различных порядков и ориентировки, развитых преимущественно в осадочном чехле и верхней части «гранитного» слоя. Структуры урановорудных полей существенно различаются в рудных узлах древнего кристаллического фундамента, складчатых и активизированных областей.

В пределах древних платформ положение урановорудных полей контролируется системами коровых разломов, осложненных тектоническими нарушениями различных направлений, узлами их пересечений, изгибами по простиранию, участками сложного строения и благоприятного литолого-петрографического состава пород с контрастными физико-механическими свойствами, широкими зонами проявления магнетиально-карбонатного или среднетемпературного натрового метасоматоза. В складчатых областях основная роль принадлежит экзоконтактовым зонам орогенных и постороженных гранитоидных массивов, субвулканическим интрузивным телам, дайковым поясам или вулканотектоническим структурам в неоднородных складчатых толщах благоприятного литолого-петрографического состава в связи со скрытыми («сквозными») коровыми и верхнекоровыми разломами [4]. Часто рудные поля располагаются в линейных или дугообразных зонах, ориентированных вдоль зон тектонических нарушений с повышенными концентрациями щелочей, карбонатов и других химических компонентов, указывающих на развитие процессов предрудного метасоматоза.

Прогнозные критерии урановорудных полей в областях тектономагматической активизации зависят от их положения в структурных этажах активизированных районов.

В активизированных породах древнего кристаллического фундамента они контролируются системами омоложенных коровых разломов с признаками метасоматоза и диафореза, а в активизированных складчатых областях тяготеют к краевым зонам наложенных впадин перио-

да тектономагматической активизации, к участкам интенсивной тектонической переработки складчатых толщ с контрастными физико-механическими свойствами или к площадям проявления гипергенных процессов, особенно аргиллизации пород.

В активизированных молодых платформах урановые рудные поля часто имеют поясовое строение. Они располагаются на пологих крыльях грабен-синклиналей или межгорных впадин, на выклинивании фронтальных участков зон пластового окисления в толщах и горизонтах проницаемых пород. Протяженные рудные поля тяготеют к пачкам литологически благоприятных пород, содержащих углефицированные остатки, углеродистое или окисленно-битумное вещество и занимающих четкое положение в стратиграфических разрезах [1]. Положение рудных полей может контролироваться участками пересечения зон пластового окисления, системами тектонических нарушений или другими структурами, обеспечивающими повышенную газоносность и вертикальную проницаемость разреза с участками обеленных пород.

Участки гранитоидных массивов, вулканические купола, кальдерообразные вулканотектонические структуры типа грабен-синклиналей и горст-антиклиналей, сопоставимые по масштабам с размерами урановорудных полей, хорошо выявляются на высотных аэрофотографических и радарных снимках в виде овальных, кольцевых, полукольцевых или секториальных структур. Их поперечные сечения измеряются километрами, а степень сохранности зависит от времени формирования. Как правило, они развиваются вблизи или внутри более крупных кольцевых и овальных структур, сопрягаясь с ними или с разновозрастными тектоническими нарушениями линейного типа.

Строение урановых месторождений зависит от характера структур осадочного слоя земной коры, а при его отсутствии — от характера структур приповерхностной части «гранитного» слоя. В зависимости от промышленного типа урановых месторождений (урановорудной формации) рудоносные структуры определяются составом и физико-механическими свойствами минерализованных слоев и пачек пород, условиями формирования дорудных магматических пород, сочетаниями складчатых и разрывных тектонических нарушений, особенностями проявления рудно-метасоматических и иных процессов изменения рудовмещающих пород. Поэтому поисковые критерии различны и индивидуальны для месторождений каждой урановорудной формации. Они широко описаны в литературе [2, 4, 6, 7, 12 и др.].

Так, например, главными поисковыми критериями ураноносных безрезитов являются [4]:

- участки сопряжения разноориентированных тектонических нарушений вблизи от коровых разломов или в сочетании с ними;
- участки совмещения сквозных крутопадающих тектонических разрывов и сопряженных с ними трещинных структур с пачками и слоями эффузивных пород, благоприятных для развития послорудных трещинных зон;

- мелкие интрузивные купола палеовулканов, контакты тел секущих и согласных субвулканических интрузивов;

- серии даек и малых интрузий в сочетании с рудоконтролирующими структурами;

- ореолы зональных безрезитовых метасоматитов на участках сочетания благоприятных структур.

Таким образом, при поисках урановых месторождений в конкретных геологических условиях следует ориентироваться на поисковые критерии, присущие месторождениям ожидаемого промышленного типа.

Большинство урановых месторождений состоит из продуктивных зон, каждая из которых включает несколько рудных залежей, разделенных участками безрудных пород или некондиционных руд. Рудные тела обычно обладают прерывистым строением и состоят из групп сближенных рудных скоплений различных масштабов, участков пустых пород или некондиционных руд.

Пространственное положение и условия залегания продуктивных зон определяются сочетанием основных рудоконтролирующих элементов геологического строения урановых месторождений, а положение рудных тел и более мелких скоплений — рудоконтролирующими элементами геологического строения второго и более высоких порядков.

Поскольку понятия о продуктивных зонах, залежах и более мелких промышленно-ценных скоплениях урановых руд определяются совокупностью геолого-экономических данных, представления об их размерах, морфологии и строении зависят не только от природных свойств месторождений, но также от кондиций горной технологии, принятых для их оконтуривания.

Типы и сочетания элементов геологического строения, контролирующих размещение продуктивных зон и, тем более, продуктивных залежей, весьма разнообразны. Часто они различны не только для каждого фациального типа, но и для минеральных типов данной урановорудной формации.

Так, пространственное размещение продуктивных зон, залежей и более мелких урановорудных скоплений на месторождениях ураноносных альбититов определяется [4]:

- участками приоткрывания, пересечения, сопряжения и изгибов систем рудовмещающих трещин, блоками трещиноватых пород между сближенными параллельными трещинами;
- участками и зонами постальбитового катаклаза и расщепления на контактах гетерогенных пород, в зонах их частой перемежаемости, в литологически благоприятных слоях и прослоях вмещающих пород, часто в замковых частях складок;
- послойными нарушениями, осложняющими крылья складок, зонами развития брекчий, микроскладчатости и милонитизации;
- внутренними, наиболее интенсивно измененными зонами альбититов.

Размещение продуктивных зон на месторождениях ураноносных песчаников и углистых отложений контролируется:

- слоями, пластами и пропластками проницаемых пород благоприятного литологического состава (обогащенными рассеянным органическим или углеродистым веществом), ограниченных водупорами;
- фронтальными пиритизированными участками зон пластового окисления или внутренними зонами ореолов аргиллизированных (иногда битумизированных) пород;
- мелкими линзами и прослоями литологически благоприятных пород, скоплениями органического или углеродистого вещества;
- участками сложной фациальной изменчивости литологически благоприятных слоев, пластов и пропластков;
- системами и группами секущих, реже согласных рудовмещающих трещин, окруженных ореолами обеленных пород;
- морфологическими осложнениями мелких купольных структур или крыльев складок высоких порядков с признаками эпигенетического изменения пород.

Таким образом, в зависимости от детальности исследования для оценки, прогноза, поисков или разведки уранового оруденения должны использоваться критерии, сопоставимые с рудоконтролирующими эле-

ментами геологического строения. Несопоставимость масштабов геологических структур и изучаемых рудных объектов приводит к ошибочным оценкам и выводам. С позиций системного подхода правильной рассматривать не глобальные и локальные поисковые критерии урановых месторождений, а оценочные критерии урановых провинций, прогнозные критерии урановорудных районов, узлов и полей, поисковые критерии урановых месторождений и поисково-разведочные критерии их участков.

Такой подход полностью обеспечивает принцип последовательных приближений при изучении геологического строения и оценке перспектив рудоносности разномасштабных участков недр. В его основе лежит идея о том, что формирование промышленно-ценных концентраций полезных минералов в конкретных участках земной коры обеспечивается лишь при сочетании благоприятных глобальных, региональных и локальных геологических факторов. Поэтому использование геологических поисковых критериев урановых месторождений эффективно лишь в пределах урановорудных полей; прогноз полей имеет смысл лишь в урановорудных узлах и т. д. вплоть до оценки урановорудных районов в пределах урановых провинций. Вне ураноносных участков по совокупности геологических поисковых критериев урановых месторождений часто не удастся выявить даже признаков урановой минерализации или обнаруживаются мелкие непромышленные ее проявления.

Несопоставимость масштабов рудоконтролирующих структур и исследуемых рудоносных объектов оказывает отрицательное влияние на результаты количественных прогнозов и оценок их перспектив, что приводит к незаслуженной дискредитации геолого-математических методов прогнозирования. Так, например, процесс распознавания образа месторождения для целей прогноза перспектив ураноносности должен быть многоактным. Прежде всего, пользуясь совокупностью прогнозных критериев, следует распознать образы урановорудных районов в пределах урановорудных провинций. Затем, отбраковав все малоперспективные районы, распознать образы урановорудных узлов в пределах перспективных рудных районов и, отбраковав все малоперспективные узлы, — образы урановорудных полей в пределах перспективных узлов. Только после такого последовательного многоступенчатого анализа можно переходить к выявлению совокупности геологических, геофизических и геохимических признаков, описывающих образ уранового месторождения в пределах урановорудного поля, используя лишь те признаки, которые сопоставимы с ним по масштабу и могут рассматриваться как поисковые критерии.

Знание оценочных критериев урановых провинций позволяет своевременно отбраковывать (или относить к числу второстепенных) обширные малоперспективные территории с проявлениями уранового оруденения. В уже выявленных урановорудных провинциях с помощью региональных критериев ураноносности можно уточнить их контуры, обеспечивая тем самым локализацию наиболее перспективных площадей. Это особенно важно потому, что в приповерхностных слоях земной коры повсеместно формируются повышенные концентрации урана, которые легко обнаруживаются современными высокочувствительными поисковыми методами.

Пути практического использования прогнозных критериев определяются тем, что ураноносные районы, узлы и поля представляют собой объекты оценок и прогнозов при проведении геологоразведочных работ различных масштабов. Критерии прогноза ураноносных районов необходимы при региональном металлогеническом анализе. На основе металлогенических карт масштаба 1 : 1 000 000—1 : 200 000 возможен прог-

ноз урановорудных узлов, а на основе карт масштаба 1:50 000—1:25 000 — урановорудных полей. В дальнейшем эти прогнозы должны быть подкреплены определением региональных поисковых признаков.

Поисковые критерии используются для прогноза и оконтуривания площадей, перспективных на обнаружение урановых месторождений, обоснованное выделение которых производится с учетом обнаруженных проявлений урановой минерализации, ореолов рассеяния урана и других поисковых признаков.

Поисково-разведочные критерии продуктивных урановорудных зон и залежей используются при поисково-оценочных работах, предварительной и детальной разведках, для проектирования и направления работ, обоснованной увязки разведочных пересечений и разрезов, оконтуривания и оценки запасов урановых руд. В совокупности с поисковыми признаками они определяют направление поисков новых урановорудных зон и залежей при проведении поисков и разведки в пределах горных отводов действующих предприятий.

По мере перехода от региональных участков недр к локальным заметно снижается роль вулcano-тектонических и особенно магматических критериев. В масштабах месторождений и крупнее они уже не имеют практического значения. В этом же направлении постепенно возрастает роль геохимических и литолого-стратиграфических критериев, которые при крупных масштабах исследования приобретают основное значение. Что же касается тектонических поисковых критериев, то, сохраняя ведущее значение во всем рассматриваемом диапазоне, они различаются лишь масштабом рудоконтролирующих структур.

Системный подход к выявлению критериев оценки, прогноза, поисков и разведки урановорудных скоплений различного масштаба будет способствовать повышению эффективности специализированных геологических съемок, поисков и разведок урановых месторождений. Однако пока еще не всегда удается выделить критерии различных масштабных уровней, а для некоторых урановорудных формаций даже уверенно сформулировать их важнейшие оценочные, прогнозные, поисковые и поисково-разведочные критерии. Поэтому приведенные соображения о геологических критериях природных скоплений урановых руд на различных структурных уровнях еще весьма далеки от совершенства. Необходимы дальнейшие исследования, которые будут способствовать успешному разрешению проблемы системного подхода к оценке благоприятных геологических критериев уранового оруденения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антропов П. Я., Евсеева Л. С., Полуаршинов Г. П. Месторождения урана в осадочных породах депрессий. — Сов. геология, 1977, № 9, с. 32—36.
2. Геология месторождений уран-молибденовой формации. М., Атомиздат, 1966.
3. Каждан А. Б. Формационная принадлежность промышленных типов урановых месторождений. — Сов. геология, 1978, № 1, с. 38—53.
4. Казанский В. И., Лавров Н. П. Месторождения урана. — В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 2. М., Недра, 1974, с. 319—386.
5. Изучение пространственно-временных соотношений/В. А. Зубаков, Д. В. Рундквист, В. В. Соловьев и др. — В кн.: Проблемы развития советской геологии. Л., 1971, с. 221—299. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 177).
6. Константинов М. М., Куликова Е. Я. Урановые провинции. М., Атомиздат, 1960.
7. Красников В. И. Геологические предпосылки поисков месторождений урана. М., Атомиздат, 1964.
8. Мигута А. К. Ураново-титановые рудные формации. — Сов. геология, 1976, № 12, с. 23—36.
9. Муратов М. В. Происхождение материков и океанических впадин. М., Недра, 1975.
10. Резанов И. А. О связи неоднородностей верхней мантии с тектоникой. — Сов. геология, 1978, № 4, с. 51—64.

11. Смыслов А. А., Плющев Е. В. Основные принципы и методы составления радио-геохимических карт. — В кн.: Основные принципы и методика радиохимического картирования горных пород. Л., 1968, с. 104—136. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 164).
12. Суражский Д. Я. Методы поисков и разведки месторождений урана. М., Атомиздат, 1960.
13. Шумилин М. В. Классификация месторождений урана. — Сов. геология, 1978, № 5, с. 8—15.
14. Щеглов А. Д. Основные особенности металлогении областей тектоно-магматической активизации и новые пути прогноза рудных месторождений. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XI. М., Наука, 1975, с. 7—17.

УДК 551.31 : 551.762 : 552.14'57 (2-925.22-11)

В. И. АЛЕКСЕЕВА (Актюбинское отделение КазНИГРИ),
М. С. ТРОХИМЕНКО (трест «Казнефтегазразведка»)

Особенности формирования и нефтеносность прибрежно-континентальной толщи юры на востоке Прикаспийской впадины

Терригенная сероцветная толща юрского возраста на востоке Прикаспийской впадины уже несколько десятилетий привлекает внимание исследователей. Это в известной мере объясняется приуроченностью к ней большинства открытых в надсолевых отложениях проявлений нефти. Необходимо также отметить, что находящийся в мезозойской части разреза и наиболее полно характеризующий ее структурные особенности III опорный отражающий горизонт располагается на границе юры и нижнего мела. Несмотря на имеющиеся данные о строении юрских отложений впадины, многие вопросы их стратиграфии, формирования, геохимии и нефтеносности до сих пор остались нерешенными.

Установлено, что в юрское время существенные изменения физико-географических условий на территории северного полушария произошли между средней и поздней эпохами [8]. С указанным отрезком геологической истории связана активизация тектонической деятельности и обусловленное ею изменение характера осадконакопления. По мнению большинства исследователей, к началу поздней юры на востоке Прикаспийской впадины закончился своеобразный и длительный этап седиментации, в течение которого сформировалась толща песчано-глинистых осадков, относимых к нижнему и среднему отделам юрской системы [1, 2, 27, 32 и др.]. Предположение о келловейском возрасте верхней части угленосных отложений [34, 37, 38] не подтвердилось фактическим материалом.

Сведения о распространении и особенностях формирования верхнеюрских морских отложений на территории, расположенной к востоку от р. Урала, приведены в работах многих авторов [17, 21, 22, 27, 36, 38]. Наиболее полное представление о взаимоотношении континентальных и морских условий осадконакопления на рубеже средней и поздней юры отражено в книге «Геология СССР», т. XXI. В частности, скользкий характер границы юрских континентальных отложений обосновывается тем, что в Актюбинском Приуралье и на Подуральском плато низы морских осадков верхней юры имеют среднекелловейский возраст, к западу и юго-западу — в Южно-Эмбенском районе и на Мангышлаке установлены морские отложения нижнего келловей, а на Северном Устюрте и в южной части Мугуджар в течение всего келловейского ве-

ка существовали континентальные условия, морская серия верхней юры начинается здесь слоями оксфордского яруса. Тот факт, что в ряде пунктов Западного Казахстана морской нижний келловей залегает на размытой поверхности угленосных образований, позволил высказать мнение о наиболее вероятном положении границы континентальных и морских отложений в Актюбинском Приуралье и на большей части восточной половины Прикаспийской впадины в кровле батского яруса. Континентальные осадки нижнего келловей, если они и существовали, были, по-видимому, уничтожены трансгрессией позднеюрского моря [16].

В результате проведенных за последние годы на востоке Прикаспийской впадины исследований получены новые данные как по тектонике и нефтегазоносности, так и по стратиграфии юрских отложений. На ряде соляных куполов под отложениями морской верхней юры или нижнего мела скважинами вскрыта лишенная фаунистических остатков песчано-глинистая толща, возраст которой традиционно, по аналогии с ранее изученными разрезами, определялся как среднеюрский.

Керновый материал из этих отложений в разное время исследовался палинологами Актюбинского отделения КазНИГРИ Т. С. Сергеевой, В. И. Алексеевой, Т. П. Спициной и А. Х. Вафиной. Затруднения в установлении возраста по комплексам спор и пыльцы возникали, как правило, только при изучении самой верхней части средней юры в опущенных крыльях или на далекой периферии солянокупольных структур. Неполнота сведений позволяла датировать вмещающие отложения предположительно средней юрой, иногда верхней, а в некоторых случаях их возраст считался переходным от батского к келловейскому.

Неопределенность возраста весьма сходных по литологическому составу и четко сопоставляющихся по электрометрической характеристике отложений вынудила нас провести специальные исследования. Тщательно изучены споры и пыльца более 50 образцов керна, взятых в верхней пачке самых полных разрезов средней юры 15 солянокупольных структур. Одновременно проводилась ревизия коллекции образцов из ранее изученных разрезов. Использованы результаты других палинологических исследований, известных по публикациям и фондовым материалам. Все это позволило В. И. Алексеевой выявить своеобразный спорово-пыльцевой комплекс, существенно отличающийся от батского.

При детальной корреляции разрезов верхней части юрской толщи выяснено, что пачка, выделяемая по наличию указанного палинокомплекса, залегает, по-видимому, с небольшим перерывом на отложениях батского яруса. Возраст последних определен по комплексу спор и пыльцы, обнаруженных в 164 образцах. В нем всегда преобладают споры папоротников и папоротникообразных, составляющие 57—68%. В большом количестве (28—35%) встречены споры: *Cyathidites minor* Coupr., *Coniopteris* sp., *Leiotriletes* sp. (меньше 10—20%), *Osmundacidites jurassicus* (К.-М.) Куз., *Osmunda papillata* Bolch., *Neoraistrickia rotundiforma* (К.-М.) Таг., *Eboracia* sp., *Tripartina variabilis* Mal., *Converrucosissporites dispartuberculatus* Vin., *Gleicheniidites* sp., *Cheiropleuria compacta* Bolch., *Sphagnumsporites psilatus* (Ross) Coupr.

В пыльцевой части комплекса появляется *Classopollis* (обычно 1—3%, а в отдельных спектрах до 4—6%), значительную роль играют *Pinaceae* и *Podocarpaceae* (5—12%), гинкго-цикадофиты (1—11%). Обнаружены также (2—7%) *Eucommidioides troedssonii* Erdtm., *Quadraeculina limbata* Mal. Присутствует пыльца древних хвойных *Protocniferus* и *Paleocniferus*, а на западе восточной половины Прикаспийской впадины в спектрах появляется микрофитопланктон. Это не противоречит предположению о том, что граница морских и континенталь-

ных отложений батского яруса проходит между куполом Телсу и компенсационной мульдой Кандык, простираясь почти в юго-западном направлении [18, 19].

Описанный комплекс хорошо сопоставляется по видовому составу и количественным соотношениям с эталонными комплексами, выделенными из батских отложений Средней Азии [5, 9] и Русской платформы [29]. Их возраст, установленный по спорам и пыльце, подтвержден данными палеофлористических исследований. Из наших сборов в образце керна структурной скважины, пробуренной на куполе Санкубай, А. И. Киричкова определила характерную для батского яруса форму *Coniopteris vialovae* Т.-К.

На батских отложениях залегает пачка, состоящая преимущественно из глин, в которых встречаются небольшие прослои песков, значительно реже — линзы и слойки бурого угля и глин, сильно обогащенных углефицированным растительным детритом. Глины серые, темно- и зеленовато-серые (этим они несколько отличаются от повсеместно однообразных темно-серых глин батского яруса) неизвестковистые, с включением обуглившихся растительных остатков, обычно алевролиты, местами песчанистые. По данным рентгеноструктурного анализа, выполненного в лаборатории Нижне-Волжского НИИГГ, в этих глинах по сравнению с батскими более значительна примесь каолинита и монтмориллонита, присутствуют лишь следы хлорита.

В изученном нами спорово-пыльцевом комплексе в отличие от батского всегда преобладает (53—68%) пыльца голосеменных растений (рис. 1): то *Classopollis* (5,5—42%), то *Pinaceae* — *Podocarpaceae* и *Quadraeculina limbata* Mal. (11—25%). Необходимо отметить, что на северо-востоке рассматриваемой территории, севернее широты площади Акжар, в спектрах увеличивается значение пыльцы *Pinaceae* — *Podocarpaceae*, *Quadraeculina limbata* Mal., а *Classopollis* встречается в небольших количествах. Южнее названной широты (на юго-востоке впадины) в пыльцевых спектрах доминирует *Classopollis*. Другие голосеменные имеют подчиненное значение, заметную роль играют гинкговые (3—7%) и беннетитовые (1—4%). Споры папоротников, плаунов и папоротникообразных утрачивают систематическое разнообразие, однако их количество остается значительным (28—43%). Преобладают споры *Cyathidites* sp. sp., *C. minor* Coupr. (23—28%). Мхи *Sphagnumsporites* и плауновидные *Lycopodiumsporites subrotundus* (К.-М.) Vin., *Neoraittskia rotundiformis* (К.-М.) Тагас. немногочисленны (0,5—2%). Особенностью комплекса является участие спор *Gleicheniidites* sp., *G. senonicus* Ross., *Lygodiumsporites adriennis* Pot. et Gell., *Lygodiumsporites* sp. (1,5—14,5%), *Klukisporites variegatus* Coupr. (0,5—2%). Количество осмундовых *Osmundacidites wellmannii* Coupr., *O. jurassica* (К.-М.) Куз. 8,5—17,5%. Единичны *Tripartina variabilis* Mal., *Concavisporites juriensis* Balme, *Trachytriletes* sp.

К западу, в компенсационной мульде Кандык, в спектрах вновь появляется микрофитопланктон (*Applanopsis*). Заметное сокращение количества спор *Cyathidites*, увеличение роли *Gleicheniidites*, появление *Lygodiumsporites adriennis* и присутствие во всех спектрах *Quadraeculina limbata* позволяет относить вмещающие отложения к самым низам верхней юры.

Весьма близкие к описанному комплексы из юрских отложений Западного Узбекистана изучены И. Н. Бархатной [5], юго-западных отрогов Гиссарского хребта и Мангышлака — К. В. Виноградовой [9]. Для них характерно повышенное содержание пыльцы *Classopollis* и преобладание спор *Coniopteris*, *Cyathidites* (3—29%), которым сопутствуют единичные плауновидные, осмундовые, глейхениевые и др. Осад-

Во-вторых, рассматриваемая территория в юрский период служила областью замедленного прогибания. Это и обусловило сравнительно небольшие мощности некоторых стратиграфических подразделений. Мощности континентального нижнего келловоя (обычно 15—40 м, в единичных случаях до 60 м) вполне с ними соизмерима. Находки переотложенных фаунистических остатков среднего келловоя чаще всего на структурах, где установлены его максимальные мощности (Жидели, Майкудук, Жидекараганда, Соркудукская группа куполов), указывают на то, что если нижнекелловейские континентальные отложения здесь и размыты, то лишь незначительно. Приведенные факты позволяют утверждать, что в течение всего раннекелловейского времени на востоке Прикаспийской впадины продолжали накапливаться континентальные осадки, близкие по облику к среднеюрским.

Континентальные условия в раннем келловее на территории, обрамляющей с востока и юго-востока Прикаспийскую впадину, существовали не только в Актыбинском Приуралье. На западной и южной периферии Мугуджар Р. Г. Гарецкий под названием узынтальской свиты выделил толщу серых, черных, буровато- и зеленовато-серых глин с прослоями песков, песчаников и бурого угля (до 0,5 м). Из верхней части свиты изучен спорово-пыльцевой комплекс, в котором присутствуют споры *Asplenium* sp. (1,8%), *Schizaea* sp. (11,2%) и имеется значительное количество пыльцы *Classopollis* sp. (*Brachyphyllum* sp.) (13%), что свидетельствует о верхнеюрском возрасте вмещающих пород. Нижняя часть свиты по палинологическим данным отнесена к средней юре. Мощность узынтальской свиты колеблется от 0 до 429 м в разрезе Северо-Устьюртской опорной скважины [11, 12, 16].

На п-ове Куланды, Северном и Центральном Устьюрте к келловейскому ярусу отнесены зеленоцветные и пестроцветные осадки [13, 16, 30]. Позднее их стратиграфическое положение было определено как нерасчлененный келловей — оксфорд [6]. Уточнение положения верхней границы этой толщи не входит в задачу наших исследований. В отношении ее нижней границы отметим, что большинство исследователей, основываясь на палинологических данных, по крайней мере низы терригенных пестроцветных отложений датируют нижним келловеем. Местами они подстилаются сероцветными угленосными породами. В спорово-пыльцевых комплексах из верхей части угленосных образований среди голосеменных преобладает пыльца *Classopollis* (83%), имеется большая примесь *Ginggoales*, *Pinaceae* и *Tsugaepollenites mesozoicus* С. о. р., присутствуют споры *Coniopteris* sp. (9,5%), *Cibotium* sp. (2,5%), *Tripartina variabilis* M. a. l. (1,5%) и др. Из нижних слоев здесь, как и в узынтальской свите Примугуджарья, выделен палинокомплекс, характерный для средней юры. Следовательно, и на данной территории граница между средней и верхней юрой проходит внутри однородной сероцветной толщи [13].

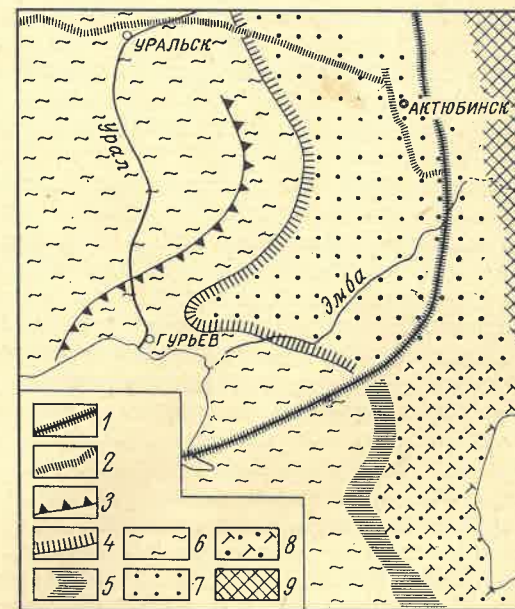
На Устьюрте к западу от полосы развития континентальных пестроцветных пород установлены морские отложения келловоя — оксфорда, уверенно сопоставляющиеся с одновозрастными образованиями Южно-Эмбенского поднятия [6, 16]. Граница между разнофациальными областями осадконакопления в келловее — оксфорде разделяет также зоны развития континентальных и морских отложений нижнего келловоя. С той же долей условности, что и на Устьюрте, граница бассейна преимущественно морского осадконакопления в раннем келловее прослеживается в Прикаспийской впадине (рис. 2). На севере она проходит несколько западнее среднего течения р. Сухой Песчанки. К юго-востоку, в компенсационной мульде Кандык Хобдинской опорной скважины в интервале 584—638 м вскрыты нерасчлененные отложения келловоя —

оксфорда — кимериджа [40]. Присутствие микрофитопланктона, выявленного В. И. Алексеевой в нижней части этой толщи, позволяет считать, что береговая линия раннекелловейского моря проходила между мульдой Кандык и куполом Адаланбек, на котором установлены только континентальные образования нижнего келловоя.

В центральной части Эмбенского района на куполах Макат, Корсак, Кыркмерген наличие келловоя подтверждено комплексами спор и пыльцы [17]. Отсутствие морской фауны, обилие обуглившегося растительного детрита, развитие углистых глин и тонких прослоев углей объясняется, вероятнее всего, существованием в раннем келловее и здесь преимущественно континентальных условий осадконакопления. На Южно-Эмбенском поднятии келло-

Рис. 2. Схема распространения типов разреза нижнекелловейских отложений в восточной части Прикаспийской впадины и на ее обрамлении (составлено по данным разных авторов и собственным материалам)

1 — граница Восточно-Европейской платформы и внешнее ограничение Прикаспийской впадины; 2 — внутренние ограничения Прикаспийской впадины; 3—5 — предполагаемые зоны, разделяющие области с морскими и континентальными условиями осадконакопления в различные времена: 3 — бат, 4 — ранний келловей, 5 — келловей — оксфорд; 6—7 — отложения нижнего келловоя: 6 — морские и прибрежно-морские, 7 — континентальные; 8 — преимущественно континентальные образования келловоя — оксфорда; 9 — область сноса



вейский ярус установлен в полном объеме [16, 17], а к востоку и северо-востоку в ряде пунктов (Терескен, Тулагай, Санкубай, Чикембай) нами изучены разрез континентальных отложений нижнего келловоя. Поэтому граница раннекелловейского морского бассейна трассируется здесь наиболее уверенно.

Схематическая палеогеографическая карта (см. рис. 2) позволяет с известной достоверностью оценить масштаб и относительную скорость трансгрессии келловейского моря. Так, по отношению к границе морских отложений батского яруса [18, 19] в раннем келловее море продвинулось в восточном направлении на 60—90 км. Среднекелловейские морские осадки известны на крайнем востоке Прикаспийской впадины и в Актыбинском Приуралье. Следовательно, граница морского бассейна в это время переместилась еще на 200 км к востоку. Увеличение скорости затопления данной территории в среднем келловее привело к размыву континентальных отложений нижнего келловоя на приподнятых участках локальных структур.

Климатические условия, восстановленные для раннего келловоя путем анализа систематического состава спорово-пыльцевого комплекса, близки к среднеюрским. На это указывает все еще значительное содержание (28—43%) в породах данного возраста спор папоротников и папоротникообразных (преобладают *Cyathedites*, *Coniopteris*). В комплексе относительно много гинкговых, осмундовых и хвощовых. Направляется сравнение с составом растительности Сибирской фитогеогра-

фической области, где в позднеюрскую эпоху, по-прежнему, доминировали папоротники, хвощи, гинкговые, чекановские, подзамиты и древние сосновые [8].

На северо-востоке Прикаспийской впадины и в Актюбинском Приуралье в раннем келловее продолжали накапливаться угленосные осадки, что свидетельствует о широком распространении заболоченных низин и сохранившемся влажном, прохладном климате. В то же время резкое увеличение в составе растительных сообществ роли хейролепидиевых служит доказательством начавшегося в раннекелловейское время заметного потепления. Это отразилось на характере осадков в юго-восточной части впадины и Западном Примугоджарье, отлагавшихся в озерах, часто проточных. Значительная аридизация климата отмечалась на Центральном Устюрте и в Приуралье, где в спектрах из сероцветных отложений, подстилающих пестроцветную толщу келловоя — оксфорда, присутствует до 83% пыльцы *Classopollis*.

В начале позднеюрской эпохи восточная окраина Прикаспийской впадины, судя по особенностям растительных сообществ, predeterminedенных климатическими условиями, располагалась в пограничной полосе между Индоевропейской и Сибирской палеофлористическими областями. Практически на всей территории Западного Казахстана отложения нижнего келловоя тесно связаны с подстилающей среднеюрской толщей. Это находит отражение как в литологическом сходстве монотонных песчано-глинистых разрезов, так и в отсутствии сколько-нибудь значительного несогласия в основании верхней юры. Только на западе Прикаспийской впадины нижний келловей представлен преимущественно карбонатными глинами. На остальной площади впадины, где он известен также в морских фациях, это обычно серые, темно- и зеленовато-серые некарбонатные глины [16, 19]. Очень сходные разрезы известны на Мангышлаке и Северном Устюрте [16]. Для них характерны: обилие обуглившегося растительного детрита, появление в континентальных толщах углистых глин и слоев бурого угля. Границу между средне- и верхнеюрским отделами можно провести здесь только по палинологическим данным, т. е. строго на рубеже средней и поздней юры.

Физико-географические условия в Западном Казахстане на указанном рубеже каких-либо изменений не испытали. Начиная со среднего келловоя, отложения становились карбонатными, в разрезе появлялись известняки и мергели. Степень карбонатности пород возрастала вверх по разрезу. Существование необходимого условия для образования толщ с преобладанием карбонатов — сухого и влажного климата — хорошо подтверждается данными определения палеотемператур химико-аналитическим методом по органогенным известнякам. Согласно Н. А. Ясманову [39], на юге европейской части СССР в келловейском веке температуры приповерхностных частей моря колебались от 19 до 23°С, т. е. термический режим был переходным между тропическим и субтропическим.

Наиболее четко смена физико-географических условий и прежде всего климата проявилась в особенностях лагунных и континентальных отложений [8]. Континентальные нижнекелловейские образования в Прикаспийской впадине перекрыты морским средним келловеем, а сопоставимые с ними и относимые нами тоже к нижнему келловею верхняя часть узунтальской свиты на Северном Устюрте и сероцветные угленосные отложения, вскрытые скважинами выше палинологически подтвержденной средней юры, на Центральном Устюрте, — толщей «континентальных, скорее всего наземных отложений, формировавшихся в условиях слабо расчлененной равнины» [6, с. 54]. Добавим, что нерасчлененный келловей — оксфорд представлен пестроцветными и красно-

цветными осадками, которые по сравнению с нижнекелловейскими формировались в совершенно иной геохимической обстановке, predeterminedенной аридным климатом. Начало образования этой толщи, вероятно, приходится на конец раннего — начало среднего келловоя.

Изложенное выше позволяет утверждать, что в восточной части Прикаспийской впадины и на ее обрамлении изменение физико-географических условий, характерное для рубежа средней и поздней юры северного полушария, произошло между ранним и средним келловеем. И, следовательно, формирование юрской сероцветной угленосной толщи на этой территории завершилось в конце раннего келловоя.

Юрская континентальная толща и ее прибрежно-морские аналоги регионально нефтеносны. Большинство залежей приурочено к верхнему байосу и нижнему бату. Отложения верхнебатского подъяруса и верхней юры состоят преимущественно из глин, залежи нефти установлены лишь на отдельных куполах — Сагиз, Кульсары [27], Акжар [32] и др. На некоторых локальных участках при отсутствии морской верхней юры роль покрывки для среднеюрских залежей играют образования верхнего бата и нижнего келловоя (южный полусвод восточного крыла купола Караганда).

Многолетняя практика поисковых работ на соляных куполах показала, что лишь незначительная часть юрских пластов с хорошими коллекторскими свойствами содержит нефть. Это подтверждается данными изучения за последние годы структур на востоке Прикаспийской впадины. Так, из всех куполов Соркудукской группы только на небольшом участке купола Караганды выявлены юрские и триасовые нефтяные залежи. В остальных куполах (Соркудук, Шубаржилан, Кербие), несмотря на наличие пластов-коллекторов и благоприятные условия, нефтеносные горизонты отсутствуют. Купола Боржер, Караоба, Хата, по данным геологической съемки, сейсморазведки и структурного бурения, окружены обширными межкупольными депрессиями и слабо нарушены сбросами. На их приподнятых и опущенных крыльях имеются структурные ловушки, способные обеспечить накопление и сохранение углеводородов. Однако скважинами, вскрывшими надсолевые отложения, не выявлены даже признаки нефтеносности.

Подобные факты свидетельствуют о том, что сложившееся представление о возможности нефтеобразования в мезозойских осадках недостаточно обоснованно. Выполненные за последние годы комплексные изотопные и физико-химические исследования нефтей из надсолевых и подсолевых отложений позволили установить их генетическое единство, а именно то, что источником нефтяных залежей в надсолевой толще служат докунгурские палеозойские отложения. Известное разнообразие состава нефтей объясняется спецификой условий миграции, длительным нахождением в чуждой для них среде вмещающих надсолевых пород, воздействием биогенных и гидрогеологических факторов [14, 15]. О масштабах вертикальной миграции углеводородов Прикаспийской впадины можно судить по изученным в надсолевых нефтях комплексам растительных микроостатков, характерных для значительно более древних отложений, чем пласт-коллектор. Так, в юрских нефтях выделены споры, пыльца и фитопланктон (акритархи) верхнего и нижнего палеозоя [14].

В настоящее время степень катагенеза осадочных пород наиболее достоверно определяется, по всеобщему признанию, показателем преломления и отражательной способностью витринита углистых включений. Установлено, что из-за своеобразного геотермического режима, обусловленного наличием соляных куполов, степень метаморфизма рассеянного органического вещества (РОВ) в недрах Прикаспийской впа-

дины аномально низкая [35]. Определения углепетрографическим методом, выполненные В. И. Горшковым, Г. М. Парпаровой и А. И. Уткиной, показали, что практически единственно нефтепроизводящие отложения надсолевого комплекса — юрские — достигли на большей части востока Прикаспийской впадины буроугольно-длиннопламенной и длиннопламенной стадий. Только на крайнем юго-востоке (структуры Азнагул, Сазтюбе, Прорва, Актюбе) органическое вещество из самых низов юрской толщи находится на длиннопламенно-газовой стадии метаморфизма.

Обращает на себя внимание отсутствие связи между степенью катагенеза и глубиной залегания отложений. На площади Азнагул в юрских отложениях метаморфизм РОВ на глубине более 1805 м достигает буроугольной, до глубины 2124 м — длиннопламенной, а ниже — длиннопламенно-газовой стадий, а в Южно-Эмбенской опорной скв. 2 в интервале 2357—2362 м фиксируется только буроугольно-длиннопламенная стадия. Поскольку основная масса углеводородов образуется на стадии, переходной от длиннопламенной к газовой, оптимальные термобарические условия могли существовать лишь в незначительной части юрской толщи на ограниченной территории. Масштабы нефтеобразования, если оно и происходило здесь, были недостаточными для формирования залежей.

Известно, что пространственное положение нефтяных месторождений на платформах обусловлено строгой приуроченностью зон нефтегазонакопления к определенным типам структур осадочного чехла. До недавнего времени считалось, что эта закономерность сохраняется и в Северном Прикаспии. При этом для региональных построений чаще всего использовалась кровля юрских отложений, как наиболее информативная поверхность юрско-палеогенового структурно-тектонического комплекса. Исходными служили материалы сейсморазведки по III отражающему горизонту, корректируемые, где это возможно, данными бурения. Различные допущения и методические приемы, применяемые авторами региональных схем, должны исключить влияние локальных движений, хорошо заметное в надсолевом комплексе Прикаспийской впадины [4, 10, 26, 27 и др.].

Точность большинства построений невысокая, несмотря на использование ЭЦВМ [10] и применение математически обоснованных количественных методов [4]. Сечение карт составляет 100—200 м. Поскольку не удается исключить влияния субъективного фактора, неудивительно, что авторы предлагают схемы, весьма отличные друг от друга, а иногда и взаимоисключающие. Это еще одно доказательство того, что однозначное представление о региональном структурном плане мезозойских отложений Прикаспийской впадины отсутствует. По тем же причинам невозможно отдать предпочтение ни одному из многочисленных вариантов интерпретации структурных особенностей надсолевого комплекса.

На региональных структурных схемах, построенных по другим поверхностям, в частности по кровле кунгурских отложений в наиболее приподнятой части соляных куполов [25], также не выделяется региональная составляющая сложного тектонического процесса, контролирующего формирование как кунгурской, так и надсолевой толщ. Противоречивость таких построений не позволяет связывать зоны нефтегазонакопления с каким-либо одним типом структур третьего порядка. Причина, очевидно, заключается не в недостатке данных, а в отсутствии зависимости нефтегазонакопления надсолевой толщи от региональных особенностей ее строения. И в этом проявляется аномальность солянокупольного региона.

Некоторые исследователи полагают, что главным фактором, предопределившим отсутствие связи в размещении нефтяных месторождений с региональным структурным планом Прикаспийской впадины, служит ограниченная возможность для латеральной миграции углеводородов в надсолевых отложениях [31]. Не менее важным, по крайней мере для восточной части Прикаспийской впадины, является вторичный характер надсолевой нефти. Следовательно, установление закономерности размещения продуктивных куполов сводится к выявлению системы каналов миграции углеводородов из докунгурского палеозоя в надсолевые отложения. Существует предположение, что каналами миграции могут служить зоны региональных дизъюнктивных нарушений, а также участки контакта подсолевых и надсолевых отложений в бессолевых межкупольных мульдах.

Особенности строения осадочного чехла Прикаспийской впадины в значительной степени определяются блоковой структурой кристаллического фундамента. Глубинные разломы, ограничивающие блоки, проявляются в докунгурском осадочном комплексе в виде зон тектонических нарушений или флексур, которые с различной степенью достоверности прослеживаются на региональных и поисковых сейсмических профилях. Вопрос о проникновении глубинных разломов в надсолевою толщу практически не изучен и заслуживает специального рассмотрения. Ограничимся лишь некоторыми аспектами этой проблемы.

Попытки проследить региональные нарушения в надсолевом комплексе только по геологическим данным предпринимали Н. А. Калинин, П. Е. Харитонов и др. Выделенные ими флексуры и разломы не подтверждены последующими работами, хотя нет убедительных доказательств и их отсутствия.

Изучение традиционными методами движений вдоль глубинных разломов в надсолевых отложениях Прикаспийской впадины значительно сложнее, чем в обычных платформенных условиях. Для сравнения можно привести данные об определяющем влиянии системы субмеридиональных разломов на условия осадконакопления в оксфорде — келловее на территории Устюрта [6]. Несмотря на вуалирующие локальные движения, блоковые подвижки фундамента отразились и в надсолевой толще Северного Прикаспия. Косвенным доказательством, по мнению М. В. Проницовой и Г. Н. Саввиновой [33], может служить «... проявляющийся на различных стратиграфических уровнях палеорельефа определенный „пространственный консерватизм“ речной сети» (с. 161). Так, в различные континентальные эпохи смещение долины Палеозембы не превышало 10—20 км. Предполагается, что тектонические зоны, сохранявшие активность на протяжении ряда эпох, определяли конфигурацию речных долин.

Большинство региональных структурных схем не позволяет установить какие-либо смещения или изменения мощностей надсолевых осадочных пород вдоль разломов. Наиболее обнадеживающими нам представляются результаты исследований Г. Е.-А. Айзенштадта, М. В. Горфункеля и В. П. Шептунова [3, 4]. Несмотря на схематичность построений, принципиально важным является предположение о том, что некоторые особенности (угловатость очертаний и линейность ограничений) структур второго порядка обусловлены проявлением в надсолевой толще зон дислокаций, генетически связанных с движениями блоков фундамента. В то же время степень изученности надсолевых отложений и применяемые методические приемы вряд ли дадут более достоверную информацию о положении зон разломов. Для этого необходимо использование новых методических разработок и выявление еще не известных причинно-следственных связей.

Нами изучены купола, характеризующиеся своеобразным развитием, и установлена их пространственная связь с глубинными разломами. На одном из таких куполов — Караулкельды, расположенном в верховье р. Сагиз, в разрезе юго-западного крыла наблюдалось выпадение отложений нижней юры, ааленского яруса и нижнего байоса. Данные структурного бурения исключают предположение о дизъюнктивной природе этого явления. К тому же контакт пород верхнего байоса с триасовыми красноцветами вскрыт несколькими скважинами на близких гипсометрических уровнях. На северном и южном крыльях купола Караулкельды, а также на соседних структурах подобного выпадения значительной части юрской континентальной толщи не отмечено. Примечательно, что эти же отложения отсутствуют на северо-западе Прикаспийской впадины, где юрская трансгрессия началась в позднебайосское время. Купол Караулкельды в плане совпадает с зоной Караулкельдинского глубинного разлома и, следовательно, упомянутый феномен служит индикатором проявления глубинной дизъюнктивной тектоники в надсолевых отложениях.

К настоящему времени известно несколько десятков пунктов, где фиксируются региональные зоны дислокаций. Нарушения нормальной последовательности в залегании стратиграфических подразделений надсолевого комплекса локализованы узко (обычно на площади не более нескольких квадратных километров). Кроме юры, они отмечены также в отложениях нижнего и верхнего мела. Доказательством активности глубинных разломов в Прикаспийской впадине в конце завершающего этапа формирования юрской прибрежно-континентальной толщи, возможно, является установленное на небольшом участке месторождения Прорва налегание верхних горизонтов келловее на отложения триаса [20]. Исходя из вышеизложенного, можно предположить, что Прорвинская структура расположена в зоне регионального разлома, с которым, по-видимому, генетически связано аномальное несогласие, выявленное в надсолевых отложениях. Некоторые исследователи на основании геофизических данных выделяют этот разлом в фундаменте под названием Прорвинского [29].

Давно известные в Актюбинском Приуралье так называемые дизъюнктивные мульды [24, 34], согласно общепринятому мнению, образовались в результате проседания отложений над гидрохимическими породами ядер антиклинальных структур. Во многих случаях такой механизм их формирования не вызывает сомнений. Однако в некоторых мульдах накопление юрских континентальных отложений, имеющих аномальные мощности, только за счет активного подземного выщелачивания при широком распространении заболоченных равнин и влажном гумидном климате вряд ли возможно. Эти дизъюнктивные мульды находятся в зонах глубинных разломов, под влиянием которых могло происходить конседиментационное прогибание на обособленных участках антиклинальных складок. Все вышесказанное позволяет сделать вывод о том, что разломы фундамента, отраженные в надсолевом комплексе, могут быть установлены путем детального анализа особенностей формирования локальных структур.

Значение бессолевых, не осложненных разрывными нарушениями межкупольных мульд как возможных каналов миграции углеводородов, по-видимому, невелико. Гидродинамическая связь между подсолевыми и надсолевыми отложениями в этих мульдах может осуществляться в исключительных случаях только при соблюдении определенных условий. Прежде всего, сульфатно-терригенные отложения, разделяющие подсолевой и надсолевой комплексы, должны иметь небольшую мощность и быть проницаемыми для флюидов. Кроме того,

непосредственно под бессолевой мульдой должен находиться эродированный свод подсолевого поднятия. Данные глубокого бурения показывают, что сочетание таких условий на востоке Прикаспийской впадины маловероятно.

Многие исследователи отмечают [3, 4, 25, 28, 31, 35 и др.] определенную пространственную связь надсолевых нефтяных месторождений с зонами глубинных разломов. Этим подтверждается мнение о том, что основными путями для миграции углеводородов служили плоскости региональных тектонических нарушений, вблизи которых и формировались залежи нефти. На последнем этапе, безусловно, сказывалось влияние стратиграфических и структурных факторов, степени нарушения мезозойских отложений и т. п. [3, 28], а также палеогеографических и палеогеоморфологических условий формирования нефтесодержащих толщ [23, 33]. Изучение таких особенностей надсолевого комплекса необходимо, хотя в конечном счете не они определяют выборочную нефтеносность солянокупольных структур и поэтому не могут служить основными поисковыми критериями.

Тектонические схемы и схемы перспектив нефтегазоносности надсолевых отложений в построениях различных авторов настолько расходятся, что их использование при выборе конкретных объектов для постановки поисковых работ становится сомнительным. Только при надежной трассировке региональных разломов на участках их проявления в надсолевом комплексе и при рассмотрении подсолевых отложений в качестве основного источника углеводородов в мезозойской толще можно решить вопрос о закономерном пространственном расположении нефтеносных соляных куполов в восточной части Прикаспийской впадины.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамович К. Ф. Стратиграфия мезозойских угленосных отложений Урало-Каспийского буроугольного бассейна. — Труды треста «Южуралуглеразведка», 1948, вып. 11, с. 141—244.
2. Айзенштадт Г. Е.-А. Нижне- и среднеюрские отложения Южной Эмбы. Л., Гостоптехиздат, 1951, с. 5—112 (Труды ВНИГРИ. Нов. серия, вып. 55).
3. Айзенштадт Г. Е.-А., Горфункель М. В., Шептунов В. П. О структурных закономерностях распределения нефтегазоносности в надсолевом комплексе Прикаспийской впадины. — В кн.: Геология и геохимия горючих ископаемых. Вып. 43. Киев, Наукова думка, с. 3—11.
4. Айзенштадт Г. Е.-А., Шептунов В. П., Горфункель М. В. О связи промышленной нефтегазоносности надсолевых отложений Эмбенской области с региональной структурой. — Сов. геология, 1973, № 10, с. 127—133.
5. Бархатная И. Н., Кутузова В. В. Спорново-пыльцевая характеристика юрских отложений Западного Узбекистана. М., Недра, 1967 (Труды ВНИГРИ, вып. 52).
6. Безносов Н. В., Кирюхин Л. Г., Шебуева И. Н. Особенности геологического развития Устюрта в позднеюрское время. — Бюл. МОИП. Отдел геол., т. XLVIII, вып. 3, 1973, с. 53—59.
7. Варюхина Л. М. Спорново-пыльцевая характеристика юрских отложений Нижнего Поволжья. — В кн.: Научная конференция по стратиграфии мезозоя и палеогена Нижнего Поволжья. Саратов, изд-во Саратовск. ун-та, 1953.
8. Вахрамеев В. А., Долуденко М. П. Граница средней и поздней юры — важный рубеж в истории развития климата и растительности Северного полушария. — Сов. геология, 1976, № 4, с. 12—23.
9. Виноградова К. В. Стратиграфия и палинология юрских нефтегазоносных отложений Мангышлака и Западной Туркмении. М., Наука, 1971, с. 27—29.
10. Волож Ю. А., Куни Н. Я. Региональная структура Прикаспийской впадины в позднеюрское время. — Геология нефти и газа, 1971, № 9, с. 27—30.
11. Гарецкий Р. Г. Юрские, юрско-триасовые и палеозойские отложения Чушкакульской антиклинальной к югу от Мугуджар. — Бюл. МОИП. Отдел геол., т. XXXIV, вып. 5, 1959, с. 103—117.
12. Гарецкий Р. Г. Унаследованные дислокации платформенного чехла периферии Мугуджар. М., Изд-во АН СССР, 1962 (Труды ГИН АН СССР, вып. 60).
13. Гарецкий Р. Г., Котова И. З., Шлезингер А. Е. Верхнеюрские континентальные толщи Устюрта. — Докл. АН СССР, т. 154, № 1, 1964, с. 98—101.

14. Генетическая взаимосвязь подсолевых и надсолевых залежей нефти в восточной части Прикаспийской впадины/О. В. Барташевич, И. Б. Дальян, В. И. Ермакова и др. Экспресс-информация «Геология, методы поисков и разведки месторождений нефти и газа», № 10. М., изд. ВИЭМС, 1973, с. 1—35.
15. Генетическое единство надсолевых и подсолевых нефтей восточной части Прикаспийской впадины/Ф. А. Алексеев, О. В. Барташевич, Т. А. Крылова и др. — Сов. геология, 1976, № 9, с. 108—113.
16. Геология СССР. Т. XXI, ч. I, кн. I Западный Казахстан. Под ред. А. Л. Яншина и др. М., Недра, 1970.
17. Грачев Р. И., Донскова Г. Е., Рыгина П. Т. Новые данные о стратиграфии и распространении отложений келловоя и оксфорда на территории Прикаспийской впадины. — Докл. АН СССР, т. 113, № 2, 1957, с. 418—420.
18. Демчук Л. В., Кочарьянц С. Б. О распространении прибрежно-континентальных фаций средней юры на территории Прикаспийской впадины. — В кн.: Новые материалы по истории геологического развития и нефтегазоносности Прикаспийской впадины. М., 1970, с. 166—175 (Труды ВНИГНИ, вып. 101).
19. Демчук Л. В., Кочарьянц С. Б. Корреляция юрских отложений Прикаспийской впадины. — В кн.: Стратиграфия и корреляция мезозойских отложений Прикаспийской впадины и некоторые черты ее развития в мезозойское время. М., 1971, с. 80—134 (Труды ВНИГНИ, вып. 109).
20. Долицкий В. А., Долицкая Т. В. Пологий надрыв на площади Прорва (Западный Казахстан). — Докл. АН СССР, т. 232, № 2, 1977, с. 417—419.
21. Журавлев В. С. Стратиграфия верхней юры северо-восточной части Прикаспийской синеклизы. — Бюл. МОИП. Отдел геол., т. XXXV, вып. 2, 1960, с. 12—23.
22. Журавлев В. С., Демидов В. А. Особенности развития верхнеюрских отложений в восточной части Прикаспийской впадины. — В кн.: Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления. М., Наука, 1975, с. 112—116.
23. Кирюхин Л. Г., Проничева М. В. Погребенная юрская дельта Прикаспийско-Туранской области и перспективы ее нефтегазоносности. Экспресс-информация «Геология, методы поисков и разведки месторождений нефти и газа». М., изд. ВИЭМС, 1976, № 4, с. 1—15.
24. Климов П. И. Дизъюнктивные мульды восточной части междуречья Урала и Илека. — Бюл. МОИП. Отдел геол., т. XIII, вып. 2, 1935, с. 175—190.
25. Колтыпин С. Н. Региональный структурный план пермских галогенных и надсолевых отложений Прикаспийской впадины в связи с нефтегазоносностью. — В кн.: Актуальные вопросы геологии и нефтегазоносности Прикаспийской впадины. Л., Недра, 1976, с. 88—97 (Труды ВНИГРИ, вып. 386).
26. Неволлин Н. В. Мезо-кайнозойская структура Прикаспийской впадины. — Докл. АН СССР, т. 119, № 4, 1958, с. 769—771.
27. Нефтегазоносные толщи Прикаспийской впадины/Г. Е.-А. Айзенштадт, С. Н. Колтыпин, С. С. Размыслова и др. Л., Недра, 1967 (Труды ВНИГРИ, вып. 253).
28. О взаимоотношении нефтяных месторождений юга Прикаспийской впадины с тектоническими нарушениями/В. С. Днепров, Г. И. Слепакова, М. В. Горфункель, В. С. Соболев. — В кн.: Актуальные вопросы геологии и нефтегазоносности Прикаспийской впадины. Л., Недра, 1976, с. 122—135 (Труды ВНИГРИ, вып. 386).
29. Орлова Е. Д. Спорово-пыльцевая характеристика юрских и нижнемеловых отложений Ершовской разведочной площади в Саратовском Заволжье. — В кн.: Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Вып. 9. Саратов, изд-во Саратовск. ун-та, 1974, с. 105—114.
30. О соотношении верхнего и нижнего структурных ярусов платформенного чехла Туранской плиты/Р. Г. Гарецкий, И. Б. Дальян, С. Н. Наумова, А. Е. Шлезингер. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1963, № 3, с. 83—94.
31. Перспективы нефтегазоносности надсолевых отложений Прикаспийской впадины/Н. Я. Кунин, А. П. Андреев, Ю. А. Волож, Л. И. Иогансон. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1976, № 7, с. 21—31.
32. Посадская А. С., Сергеева Т. С. Стратиграфия и нефтегазоносность юрских отложений восточной окраины Прикаспийской впадины. — Изв. АН КазССР. Серия геол., 1965, № 3, с. 28—36.
33. Проничева М. В., Саввинова Г. Н. Палеогеографические методы выявления палеодолин и палеodelьт. — В кн.: Литологические и структурно-литологические ловушки нефти и газа. М., Недра, 1975, с. 154—161 (Труды ВНИГРИ, вып. 173).
34. Руженцев В. Е. Основы тектоники Урало-Эмбенского района. — Бюл. МОИП. Отдел геол., т. VIII, вып. 1—2, 1930, с. 81—185.
35. Соболев В. С., Парнарова Г. М. О метаморфизме рассеянного органического вещества палеозойских и мезозойских отложений восточной части Прикаспийской впадины в связи с их нефтегазоносностью. — Докл. АН СССР, т. 221, № 3, 1975, с. 722—725.
36. Соколова Е. И. К стратиграфии верхнеюрских отложений Урало-Эмбенской области. Л., изд. ГОНТИ, 1939 (Труды ИГРИ, серия А, вып. 114).

37. Юркевич И. А. Юрские континентальные отложения. — В кн.: Соляные купола Урало-Эмбенской нефтеносной области. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1943, с. 203—275.
38. Яншин А. Л. Верхняя юра, мел и палеоген. — В кн.: Соляные купола Урало-Эмбенской нефтеносной области. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1943, с. 276—364.
39. Ясаманов Н. А. Температуры позднеюрских морей европейской части СССР. — Докл. АН СССР, т. 231, № 5, 1976, с. 1206—1209.
40. Ясенева М. А., Егорова Р. И., Эвентов Я. С. Мезозойские отложения и перспективы нефтегазоносности восточной части Хобдинской зоны. — В кн.: Новые материалы по истории геологического развития и нефтегазоносности Прикаспийской впадины. М., Недра, 1970, с. 176—188 (Труды ВНИГНИ, вып. 101).

УДК 553.98(479.24)

А. А. АЛИ-ЗАДЕ (Ин-т геологии АН АзССР)

Районирование нефтегазоносных областей Азербайджана

Несмотря на более чем столетнюю историю разработки нефтяных месторождений, Азербайджан долгое время занимал ведущее место по добыче нефти в стране. В связи с все возрастающими потребностями в топливно-энергетическом сырье XXV съезд КПСС определил в качестве главных направлений развития нефтяной промышленности улучшение использования природных ресурсов нефти и повышение нефтеотдачи пластов. Республика располагает большими резервами в части реализации этих решений XXV съезда КПСС. Решение вопросов, связанных с перспективами развития нефтегазодобычи в Азербайджане, возможно на основе правильного районирования нефтегазоносных областей.

Первая попытка такого районирования нефтегазоносных областей Азербайджана принадлежит акад. И. М. Губкину, который в 1937 г. [9] выделил следующие нефтегазоносные районы: Апшеронский полуостров, Кобыстан-Шемахинский, Прикуринскую низменность, Аджиноурский, район северных склонов Малого Кавказа и Прикаспийский. Каждый из этих районов им был подразделен на более мелкие территориальные единицы. Позднее предпринимались попытки районирования нефтегазоносных областей как Советского Союза в целом, так и Азербайджана, однако все они в той или иной степени не отвечали современному уровню нефтегеологической науки [6, 7, 8, 10, 11, 15].

Особо следует сказать о вышедшей в последнее время статье А. Н. Гусейнова и Ф. А. Ширинова [10], в которой дано описание трех нефтегазоносных бассейнов Азербайджана: Южно-Каспийского, Иори-Аджиноурского и Евлах-Агдабабдинского. Не вдаваясь здесь в подробности, отметим, что в этой статье имеются серьезные недостатки, её авторы, по нашему мнению, не справились с задачей нефтегеологического районирования.

После окончания Великой Отечественной войны на территории республики в широких масштабах развернулись поиски и разведка новых нефтяных и газовых месторождений как на суше, так и в море. В 1948 г. было открыто первое морское нефтяное месторождение вдали от берега Гюргяны, в 1949 г. — Нефтяные Камни и на суше Аташкя, затем площади: банка Дарвина, Песчаный-море, Грязевая сопка, Кюровдаг, Зыря, Карадаг, Мишовдаг, Калмас, Карабаглы, Кюрсангя, Южная, Сангачалы — о. Дуваный — о. Булла, Бахар, Булла-море, Гарасу, Загли-Зейва и, наконец, Мурадханлы. Многие из этих месторож-

дений находятся за пределами Апшеронского полуострова и приурочены к различным тектоническим зонам. Если до последнего времени основным продуктивным объектом республики служила толща среднего плиоцена, то сейчас нефть добывается также из более древних стратиграфических горизонтов, начиная от верхнего мела до чокрака включительно. Особо следует отметить открытие в 1971 г. залежей нефти в вулканогенных породах верхнего мела на Мурадханлинском месторождении [3].

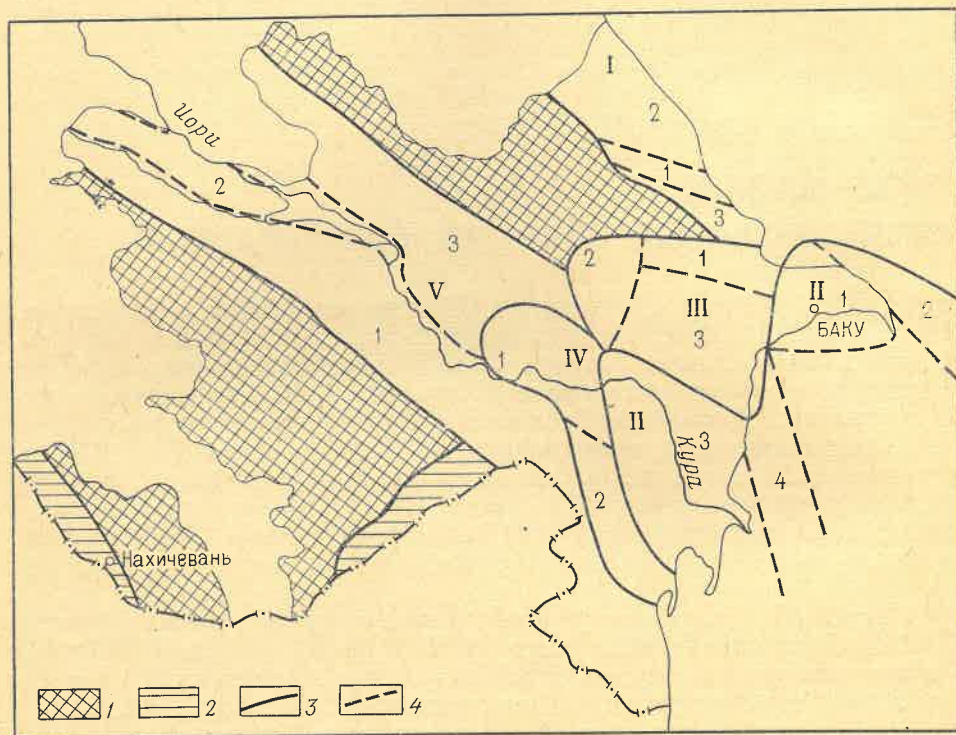


Схема районирования нефтегазоносных областей Азербайджана.

1 — территории бесперспективные; 2 — территории неопределенной перспективности; 3 — границы нефтегазоносных областей; 4 — границы нефтяных районов. Нефтегазоносные области и районы: I — Прикаспийско-Кубинская: 1 — Сиязанской моноклинали; 2 — Кусаро-Дивичинский; 3 — Бешбармак-Советабдский; II — Апшероно-Нижнекуринская: 1 — Апшеронский, 2 — Апшеронского архипелага, 3 — Нижнекуринский, 4 — Бакинского архипелага; III — Шемахино-Кобыстанская: 1 — Северо-Кобыстанский, 2 — Шемахинский, 3 — Джейранкечмезский; IV — Кюрдамирская: 1 — Мурадханлинский, 2 — Джалилабадский; V — Среднекуринская: 1 — Кировабадский, 2 — междуречья Куры и Иори, 3 — Аджиноурский

Нами проанализированы главные геолого-геохимические, геотектонические, палеогеографические, литофациальные и палеогидрогеологические критерии оценки нефтегазоносности областей и районов Азербайджана и разработана новая детальная схема нефтегазоносности, которая дает ясное представление об условиях пространственного распределения залежей нефти и газа и позволяет наметить очередность их освоения в зависимости от степени перспективности. При этом автор исходит из основных положений работ [2, 16] и подразделений, принятого в процессе составления карты нефтегазоносности СССР [12].

Нефтяные и газовые месторождения Азербайджана, по существующей схеме [12], относятся к Южно-Каспийской нефтегазоносной провинции, которая на севере ограничена мегантиклинориями Большого Кавказа и Большого Балхана, на западе — Дзирульским массивом, на

востоке — западными отрогами Копетдага, на юге — северными склонами Малого Кавказа, Талыша и Эльбруса [12, 16]. В пределах этой огромной территории расположены также нефтегазовые месторождения Западной Туркмении и Восточной Грузии.

Нефтегазоносные и возможно нефтегазоносные территории Азербайджана нами группируются в следующие области и районы (см. рисунок).

1. Прикаспийско-Кубинская нефтегазоносная область с районами:
 - а) нефтегазоносным Сиязанской моноклинали;
 - б) Кусаро-Дивичинским газонефтеносным;
 - в) Бешбармак-Советабдским нефтегазоносным.
2. Апшероно-Нижнекуринская нефтегазоносная область с районами:
 - а) Апшеронским нефтегазоносным;
 - б) нефтегазоносным Апшеронского архипелага;
 - в) Нижнекуринским нефтегазоносным;
 - г) нефтегазоносным Бакинского архипелага.
3. Шемахино-Кобыстанская нефтегазоносная область с районами:
 - а) Северо-Кобыстанским нефтегазоносным;
 - б) Шемахинским нефтегазоносным;
 - в) Джейранкечмезским нефтегазоносным.
4. Кюрдамирская нефтегазоносная область с районами:
 - а) Мурадханлинским нефтегазоносным;
 - б) Джалилабадским нефтегазоносным.
5. Среднекуринская нефтегазоносная область с районами:
 - а) Кировабадским нефтегазоносным;
 - б) нефтегазоносным междуречья Куры и Иори;
 - в) Аджиноурским возможно нефтегазоносным.

Кроме того, выделены области с неопределенной нефтегазоносностью, которые до выяснения перспективности нельзя считать самостоятельными подразделениями — территория Нахичеванской АССР и Араксинская низменность (см. рисунок).

Прикаспийско-Кубинская нефтегазоносная область выделена в самостоятельное подразделение на основании расположения в пределах северо-восточного крыла юго-восточного окончания мегантиклинория Большого Кавказа, испытывавшего в позднемезойское и кайнозойское время сложное геологическое и палеогеографическое развитие. В связи с этим мезо-кайнозойские отложения в разных частях области распространены неравномерно и различаются строением, составом и характером нефтегазоносности, что дает основание выделить в ее пределах ряд нефтегазоносных районов.

Нефтегазоносный район Сиязанской моноклинали по тектоническому положению отвечает северо-восточному опрокинутому и круто поставленному крылу Тенги-Бешбармакского антиклинория. Крыло осложнено крупным разломом, протягивающимся на расстоянии десятков километров, который получил в геологической литературе название «Сиязанский разлом, или надвиг». По этому разлому меловые отложения надвинуты на третичные, в результате чего вдоль него в северо-западной части района происходит выпадение из разреза ряда стратиграфических единиц мела, палеогена и миоцена.

Сиязанская моноклиналь в северо-восточном направлении переходит в синклиналь, а затем в Кайнарджинскую антиклиналь. Основными нефтегазоносными свитами являются отложения верхнего мела, палеогена и нижнего миоцена, промышленная разработка которых сосредото-

точена в пределах моноклинали. Гидрогеологические условия месторождений мало чем отличаются друг от друга. Форма и характер залежей почти одинаковы. Перспективы района связаны с освоением новых участков в северо-западной части моноклинали и прилегающих с юго-запада сводовых и присводовых частях меловых структур полосы Клитдага—Чирахкала. Перспективной является также зона Кайнарджинской складки на палеоген-миоценовые и меловые отложения. Определенный интерес могут представлять также среднеюрские осадки погребенного поднятия в районе Талаби.

Кусаро-Дивичинский газонефтеносный район охватывает одноименную наложенную мульду, имеющую в плане треугольную форму и расположенную на различных структурных этажах. На северо-западе она ограничена Самурским разломом, а на юго-западе Кайнарджинской антиклинальной зоной. Мульда раскрывается в Среднекаспийскую впадину, захватывая, по-видимому, и часть эпигерцинской платформы. Нижний структурный этаж сложен среднеюрскими отложениями, на размытой поверхности которых залегают различные стратиграфические единицы мела. Перспективы газонефтеносности района связаны со средне-нижнеюрскими и, возможно, триасовыми осадками как в прибрежной полосе суши, так и в прилегающей части акватории моря.

Бешбармак-Советабдский нефтегазосный район охватывает юго-восточное погружение Тенгинско-Бешбармакского антиклинория; сложен юрскими и меловыми отложениями. В процессе бурения и освоения поисковых и разведочных скважин притоки нефти, конденсата и газа были получены из нижнемеловых пород на площадях Бегимдаг—Текчай и Советабд, а приток газа — из среднеюрских осадков на площади Кешчай. Перспективы нефтегазосности связаны с валанжин-готеривскими, верхне- и среднеюрскими отложениями.

Апшероно-Нижнекуринская нефтегазосная область занимает территорию двух смежных депрессий второго порядка — Апшеронского периклинального прогиба [2] и Нижнекуринской впадины [18]. Эти депрессионные участки с прилегающей акваторией Каспия имеют почти идентичную историю геотектонического развития в плиоцене и антропогене, здесь в основном накапливалась продуктивная толща среднего плиоцена мощностью до 4000 м. Название Апшероно-Нижнекуринской депрессии впервые было дано В. В. Федынским [17] в 1937 г. Затем она была описана нами [4] и В. И. Куликовым [13]. Разрез продуктивной толщи насыщен нефтегазовыми залежами. Обе депрессии осложнены многочисленными брахиантиклинальными складками, большинство которых характеризуется развитием грязевых вулканов. Брахиантиклинали имеют куполовидный, криптодиapiровый, диапировый характер; осложнены продольными и поперечными разрывами. Нефтегазосность приурочена к алевро-песчаным пластам продуктивной толщи, отчасти к отложениям акчагыльского и апшеронского ярусов верхнего плиоцена.

Перспективы области связываются с возможностью открытия новых нефтегазовых месторождений в море и Нижнекуринской депрессии, а также в нижних горизонтах продуктивной толщи на суше.

Апшеронский нефтегазосный район охватывает территорию Апшеронского полуострова, в геологическом строении которого принимают участие верхнетретичные и четвертичные отложения. В тектоническом отношении район является частью Апшеронского периклинального прогиба второго порядка и отличается развитием брахиантиклинальных складок криптодиapiрового и диапирового строения. К этому району относятся также и морские структуры о. Песчаного и банки

Бахар. Почти все складки осложнены грязевулканическими явлениями. Нефтегазосность связана с отложениями продуктивной толщи и апшеронского яруса. В разрезе ее выделяются до 50 нефтегазосных пластов, объединенных в 20 эксплуатационных горизонтов. Несмотря на более чем 100-летнюю историю разработки нефтегазовых залежей района, в его недрах еще сохранилось большое количество остаточной нефти, для полного извлечения которой необходимо применение новейших методов воздействия на пласты. Прилегающие с юга к Апшеронскому полуострову до конца не разведанные морские структуры весьма перспективны. Возможно перспективны в северной части района верхнемеловые, а в юго-западной — миоценовые отложения как на суше, так и в прилегающей части акватории моря.

Нефтегазосный район Апшеронского архипелага входит в состав Апшеронского периклинального прогиба. Он начинается от Камней Два Брата и продолжается до середины Апшеронского порога включительно, образуя вытянутую цепь антиклинальных складок. Складки имеют форму брахиантиклиналей, осложнены продольными и поперечными разрывами, с которыми связаны грязевулканические явления. Нефтегазосными служат породы продуктивной толщи, в которых формировались многопластовые залежи нефти и газа. Перспективы района связаны с открытием новых нефтегазовых, а также с доразведкой и доразработкой эксплуатируемых месторождений.

Нижнекуринский нефтегазосный район охватывает территорию Нижнекуринского прогиба второго порядка, в пределах которого выделяются три антиклинальные зоны, вытянутые с северо-запада на юго-восток (Пирсагат-Хамамдагская, Каламадин-Бяндованская и Кюровад-Нефтечалинская), имеющие продолжение и в акватории моря. Все складки осложнены разрывами, с которыми связаны мощные грязевулканические проявления. Основные нефтегазосные горизонты района приурочены к отложениям продуктивной толщи; кроме того, залежи нефти и газа обнаружены в разрезе акчагыльского и апшеронского ярусов. Перспективы нефтегазосности связаны с доразведкой и доразработкой эксплуатируемых месторождений, а также с открытием новых площадей на недоразведанных структурах.

Нефтегазосный район Бакинского архипелага расположен на продолжении двух тектонических прогибов второго и третьего порядков — Нижнекуринского и Джейранкечмезского. Здесь прослеживается шесть антиклинальных зон: Сангачалы — Булла-море, Аляты-море — банка Андреева, Хамамдаг-море — площадь им. Фиолетова, Бяндован-море — площадь им. Шаумяна, Нефтечала-море — Куринский Камень и Кызылагач — Ленкорань-море. Все складки имеют форму брахиантиклиналей и осложнены продольными и поперечными разрывами, с которыми связаны крупные грязевые вулканы, большинство из которых активно действуют. Нефтегазосной является продуктивная толща. В северо-западной прибрежной части архипелага возможно нефтегазосны также олигоцен-миоценовые отложения [11].

Шемахино-Кобыстанская нефтегазосная область охватывает территорию одноименного краевого прогиба второго порядка, именуемого в геологической литературе также Шемахино-Кобыстанским синклинием [14]. Прогиб сложен в основном отложениями верхнего мела, палеогена и неогена, собранными в сундучные, изоклинальные, гребневидные и веерообразные складки, строение которых осложнено разрывами как надвигового, так и сбросового типа. С последними связаны многочисленные грязевые вулканы. В северной части прогиба отмечается наличие тектонического покрова. Плиоценовые осадки с резким несогласием плащеобразно покрывают

нижележащие слои, выполняя наложенную Джейранкечмезскую мульду. В тектоническом строении отмечается многоэтажность и резко выраженной дисгармония. Нефтегазоносность приурочена к отложениям верхнего мела, палеогена и неогена, которые изучены недостаточно полно.

Северо-Кобыстанский нефтегазоносный район охватывает область развития верхнемеловых и палеогеновых пород, представленных в основном глинистыми фациями; разрез верхнего мела приобретает флишевый характер. Район отличается сложностью строения, наличием тектонического покрова и развитием грязевых вулканов, расположенных в полосе распространения меловых осадков. Нефтегазоносность связана с меловыми отложениями, а также с разрывами и грязевыми вулканами. Перспективна толща нижнего мела и верхней юры.

Шемахинский нефтегазоносный район занимает западную часть прогиба и сложен отложениями верхнего мела и третичной системы. Тектоника осложнена наличием трех структурных этажей (мезозойский, палеоген-миоценовый и плиоценовый), между которыми имеется явная дисгармония. Район с севера ограничен крупным Зангинским и с юга — Аджичайским разломами надвигового типа. Складки разорваны продольными и поперечными сбросами, с которыми связаны активно действующие грязевые вулканы. Нефтегазоносными являются слои майкопской свиты, а перспективными — карбонатные породы верхнего мела; майкопская свита должна быть объектом попутных поисков.

Джейранкечмезский нефтегазоносный район охватывает одноименную наложенную мульду третьего порядка с локально развитыми куполовидными и брахиантиклинальными складками, сложенными плиоценовыми отложениями. Эта мульда широко раскрывается в юго-восточном направлении в сторону моря. Все складки ее осложнены сбросами, с которыми связаны крупные грязевые вулканы Азербайджана. Складки ориентированы в различных направлениях, и своды их не совпадают со структурами, сложенными палеоген-миоценовыми отложениями.

Нефтегазоносность приурочена к майкопской свите, чокракскому горизонту и продуктивной толще в юго-восточной части мульды. Перспективными являются карбонатные породы верхнего мела, слои олигоцен-миоцена и продуктивная толща в юго-восточной части, на прибрежных участках. Ввиду сложности тектоники района (многоэтажность строения) до заложения поисковых скважин глубокого бурения необходимо проведение комплекса геофизических исследований с целью уточнения положения мезозойского структурного этажа, прежде всего в районе погребенного Явандагского максимума аномалии силы тяжести.

Кюрдамирская нефтегазоносная область выделена нами после открытия залежей нефти на Мурадханлинской площади [3]. Это месторождение приурочено к локальному погребенному выступу, расположенному в пределах Талыш-Вандамского максимума аномалии силы тяжести [17], который в литературе именуется также Кюрдамирским гравитационным «мостом», или Кюрдамирским гравитационным «хребтом». Эта область охватывает территорию Талыш-Вандамского максимума, вытянутого почти в меридиональном направлении от предгорий Талыша до селений Лагича и Вандама. В пределах погребенного выступа мощность осадочных образований сокращается до 3 км за счет выпадения из разреза ряда стратиграфических горизонтов, что указывает на тектоническую мобильность этого «хребта» в мезо-кайнозойское время.

Мурадханлинский нефтегазоносный район расположен в наиболее высокой части максимума аномалии силы тяжести, где сейсморазведенной выявлен ряд локальных поднятий. В строении последних участвуют как магматические, так и осадочные породы. Магматические представлены базальтами, андезитами и порфиритами, абсолютный возраст которых определяется от 74 до 95 млн. лет, что соответствует кампан-туронскому времени. Осадочные образования охватывают разновозрастной диапазон от верхней юры до антропогена. Тектоника осадочных отложений в нижней части разреза отражает строение поверхности проявления магматических локальных поднятий и отличается пологим падением пластов, а плиоцен-антропогеновые осадки залегают почти горизонтально. Поверхность магматических пород на площади Мурадханлы под влиянием денудационных процессов приобрела вторичную пористость и проницаемость, что явилось причиной накопления в них вторичных залежей. Промышленная нефтегазоносность приурочена к верхнемеловым толщам, эродированной части магматических пород, а также к отложениям эоцена. Мурадханлинская залежь является новым типом не только для Азербайджана, но и для всего Советского Союза. Перспективы нефтегазоносности связаны, во-первых, с доразведкой Мурадханлинского месторождения, где необходимо вскрыть залежи в осадочных верхнемеловых отложениях, и, во-вторых, с возможным открытием подобного типа залежей и на других поднятиях, расположенных в пределах тектонической зоны Мурадханлинской структуры и близлежащих площадей.

Джалилабадский нефтегазоносный район расположен в южной половине Талыш-Вандамского максимума аномалии силы тяжести. В геологическом строении принимают участие отложения от палеоцена до антропогена. Здесь выявлен ряд локальных структур, на которых проводилось бурение поисковых скважин. Кроме поверхностных проявлений, слабая нефтегазоносность отмечена при бурении и опробовании скважин как картировочного, так и глубокого бурения. Возможно перспективными являются отложения олигоцен-миоцена, нефтегазоносными могут быть также и верхнемеловые породы.

Среднекуринская нефтегазоносная область — наиболее обширная в Азербайджане, общие перспективы ее изучены еще недостаточно. Она охватывает территорию Среднекуринской впадины второго порядка и отделена от Нижнекуринской «крупнейшим тектоническим элементом Восточного Закавказья» — Талыш-Вандамским поперечным максимумом [17]. Среднекуринская впадина имеет сложное строение, тесно связанное с историей геологического развития Южно-Каспийского межгорного прогиба. Описываемая впадина с востока ограничена западным склоном Талыш-Вандамского выступа, с севера — южным склоном Большого Кавказа, с запада — Тбилиско-Ахметским поперечным поднятием, а с юга — предгорьями Малого Кавказа (западная часть Среднекуринской впадины входит в состав территории Грузинской ССР).

В пределах Среднекуринской впадины на территории Азербайджана выделяются следующие тектонические единицы третьего порядка: Алазан-Агричайский и Аджиноурский предгорные прогибы, восточное продолжение Чатлинского антиклинория и Малокавказский (Кирово-Абадский) предгорный прогиб. Каждая из этих тектонических единиц отличается сложными условиями геотектонического развития, с которыми тесно связан и характер их нефтегазоносности.

Кирово-Абадский нефтегазоносный район занимает территорию Малокавказского (Кирово-Абадского) предгорного прогиба, где геологопоисковыми и геофизическими работами выявлен ряд локальных подня-

тий, содержащих залежи нефти. Следует отметить, что глубинное строение погруженной полосы прогиба изучено недостаточно: имеется пробел в познании пространственной последовательности складчатых зон и деталей тектоники выявленных структур. Складки Малокавказского (Кировабадского) прогиба ориентированы как в общекавказском направлении, так и в направлении, перпендикулярном к нему, — почти меридиональном. Нефтегазоносными отложениями являются фораминиферовые (эоценовые) и олигоцен-миоценовые (майкопские) слои. Единственная в мире лечебная нафталанская нефть приурочена к верхам майкопской свиты, а также к отложениям акчагыльского яруса. Перспективы нефтегазоносности связаны прежде всего с верхнемеловыми отложениями, а фораминиферовые и майкопские слои должны быть объектами попутной разведки. Возможно обнаружение залежей нефти подобных Мурадханлинской (Кызыладжили, Далимамедли, Борсунли и др.).

Нефтегазоносный район междуречья Куры и Иори на территории Западного Азербайджана охватывает восточную часть Чатминского антиклинория и Джейранчельского синклинория, детально изученные М. Г. Агабековым и А. В. Мамедовым [1]. В геологическом строении района принимают участие отложения от майкопских до антропогенных включительно, при этом в разрезе отмечается выпадение ряда стратиграфических интервалов. В пределах указанных тектонических структур выделяется ряд антиклинальных зон, вытянутых почти в широтном направлении. В каждой зоне четко прослеживаются обособленные антиклинальные складки, осложненные чешуйчатыми разрывами. В отдельных случаях глины майкопа выжаты по разрывам и образуют диапировые структуры. Отмечается несовпадение структурных этажей палеоген-миоцена и плиоцена.

Нефтегазоносность приурочена к майкопской свите и сарматскому ярусу. Перспективы района связаны, прежде всего, с отложениями верхнего мела, а также эоцена; практическая оценка промышленной нефтегазоносности майкопской свиты и сармата должна быть определена попутно при разведке нефтегазоносности нижележащих толщ. Учитывая сложность тектоники района, для выявления структурного плана мезозойского комплекса необходимо проведение комплекса геофизических исследований с тем, чтобы правильно ориентировать заложение поисковых скважин глубокого бурения.

Аджиноурский возможно нефтегазоносный район охватывает территорию двух смежных наложенных предгорных прогибов (Алазан-Агричайского и собственно Аджиноурского) и заключен между реками Алазань на западе и Гирдыманчай на востоке. Район сложен плиоценовыми и антропогенными осадками, представленными в основном континентальными грубообломочными толщами. Тектоника характеризуется наличием пяти антиклинальных зон: Дашюзской, Кудбарекдагской, Аджиноур-Хошавандской, Коджашен-Геокчайской и Караджа-Карамярджамской [1]. Все складки асимметричны и осложнены разрывами, главным образом надвигового типа. Хотя в отдельных поисковых скважинах были отмечены слабые проявления нефти и газа, сказано определенно, с какими отложениями они связаны, пока затруднительно. Однако по аналогии с соседними районами можно предполагать, что перспективными здесь должны быть верхнемеловые, эоценовые, а также майкопские и сарматские отложения. До выяснения тектонического строения этих комплексов пород, бурение глубоких поисковых скважин следует ограничить.

На основании приведенного подробного нефтегеологического районирования территории Азербайджанской ССР можно дать сравнитель-

ную оценку описанных подразделений и наметить очередность освоения их богатств.

Анализ показывает, что в первую очередь необходимо продолжать поисково-разведочные работы в Апшероно-Нижекуруинской нефтегазоносной области, так как за ее пределами продуктивная толща находится в неблагоприятных геолого-геохимических условиях. Открытие новых залежей нефти, газа и конденсата связывается с морскими площадями Апшеронского и Бакинского архипелагов; первоочередными являются также недоразведанные структуры Нижекуруинского района и нижние горизонты продуктивной толщи на разрабатываемых площадях.

Для максимального использования потенциальных возможностей месторождений Апшеронского нефтегазоносного района и увеличения нефтеотдачи пластов необходимо расширить объем внедрения вторичных и третичных методов эксплуатации, применив наиболее прогрессивные из них.

В Кюрдамирской нефтегазоносной области следует резко усилить темпы разведочных работ и значительно расширить объемы их с целью открытия новых месторождений, в частности подобных Мурадханлинскому.

В Прикаспийско-Кубинской нефтегазоносной области первоочередные объекты сосредоточены в районе Сиазанской моноклинали. Здесь полоса к северо-западу от Загли-Зейва и присводовая часть Клит-Чирахкалинской антиклинальной зоны должны рассматриваться как первоочередные объекты разведки. Бешбармак-Советабадский нефтегазоносный район нами относится ко второй очереди, а Кусаро-Дивинский — к третьей.

Шемахино-Кобыстанская нефтегазоносная область по своим потенциальным возможностям также относится к числу первоочередных, однако слабая изученность структурного плана мезозойского тектонического этажа является сильной помехой в освоении богатств ее недр. При получении положительных результатов комплексных геофизических исследований по изучению положения тектонических структур, сложенных мезозойскими осадками, первоочередными объектами должны быть структуры Джейранкечмезского нефтегазоносного района и прежде всего район Явандагского погребенного выступа. К объектам второй очереди следует отнести антиклинальные складки Шемахинского и к третьей — Северо-Кобыстанского района.

В Среднекуруинской нефтегазоносной области первоочередные объекты сосредоточены в Кировабадском нефтегазоносном районе. Здесь поисково-разведочные работы целесообразно сконцентрировать на погребенных структурах, сложенных мезозоем и имеющих относительно высокое гипсометрическое положение. В этой связи есть все основания предполагать, что в Кировабадском нефтегазоносном районе кроме залежей обычного типа могут быть залежи, подобные залежам Мурадханлинского месторождения.

Для нефтегазоносного района междуречья Куры и Иори характерно весьма сложное строение складок; без детального изучения структурного положения мезозойского и палеогенового этажей комплексом геофизических методов нецелесообразно расширять объемы глубокого бурения. Учитывая это, следует максимально ускорить изучение глубинного строения складчатых зон междуречья Куры и Иори.

В Аджиноурском возможно нефтегазоносном районе также необходимо провести комплексные геофизические исследования с целью изучения глубинного строения этого тектонически и стратиграфически сложного района; только после этого можно приступить к бурению параметрических скважин для изучения разреза отложений, прини-

мающих участие в строении тех или иных погребенных складок, иб неогеновые континентальные толщи с точки зрения промышленно нефтегазоносности интереса не представляют.

Значительные территории Азербайджана в пределах Нахичеванской АССР и Араксинской низменности с точки зрения перспективы нефтегазоносности комплексно не изучены, в связи с чем здесь необходим комплекс геолого-геофизических исследований для выявления погребенных структур и бурение на них параметрических скважин.

Таким образом, даже очень краткие практические выводы, которые сделаны при сравнительной оценке перспектив нефтегазоносности областей и районов Азербайджана, ясно показывают, что в недрах республики таятся еще не освоенные богатства; их поиски и разведка требуют соответствующего объема глубокого бурения и проведения комплекса геофизических исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агабеков М. Г., Мамедов А. В. Геология и нефтегазоносность Западного Азербайджана. Баку, Азернешр, 1960.
2. Али-Заде А. А. Газовые ресурсы Азербайджана и направление их поисков и разведки. — Изв. АН АзССР, серия геол.-геогр. наук и нефти, 1961, № 6, с. 28—32.
3. Али-Заде А. А. О новом типе залежей нефти в Азербайджане. — Сов. геология, 1975, № 1, с. 16—24.
4. Али-Заде А. А., Цимельзон И. О. Глубинное строение Азербайджана. М., Изд-во АН СССР, 1966.
5. Бакиров А. А. Развитие учения И. М. Губкина о принципах нефтегеологического районирования. — В кн.: Губкинские чтения. М., Недра, 1972, с. 140—142.
6. Геология Азербайджана. Месторождения нефти и газа. Баку, Изд-во АН АзССР, 1954.
7. Геология нефтяных и газовых месторождений Азербайджана/А. А. Али-Заде, Г. А. Ахмедов, А. М. Ахмедов и др. М., Недра, 1966.
8. Геология СССР, т. XLVII. Азербайджанская ССР, ч. II. Полезные ископаемые. М., Недра, 1975.
9. Губкин И. М. Запасы нефти СССР. Азербайджанская и Грузинская ССР, вып. 1. ОНТИ НКТП, 1937.
10. Гусейнов А. Н., Ширинов Ф. А. Нефтегазоносные бассейны Азербайджана (в порядке обсуждения). — АНХ, 1977, № 8, с. 7—12.
11. Зоны нефтегазоаккумуляции в кайнозойских отложениях Азербайджана/А. А. Али-Заде, А. А. Путкарадзе, С. Г. Салаев, А. Н. Алиев. Баку, Изд-во АН АзССР, 1976.
12. Карта нефтегазоносности СССР м-ба 2 500 000 (под ред. В. В. Семеновича). М., Недра, 1976.
13. Куликов В. И. Результаты геофизической разведки в Азербайджане. Баку, 1976.
14. Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа, Изд-во МГУ, 1976.
15. Нефтегазоносные бассейны земного шара/И. О. Брод, В. Г. Васильев, И. В. Васильев и др. М., Недра, 1965.
16. Нефтегазоносные провинции СССР. М., Недра, 1977.
17. Федьинский В. В. Аномалии силы тяжести в Азербайджане. Баку, ОНТИ, 1937.
18. Хаин В. Е., Шарданов А. Н. Геологическая история и строение Куринской впадины. Баку, Изд-во АН АзССР, 1952.

УДК 550.83 : 556.3

И. М. МЕЛЬКАНОВИЦКИЙ (ВСЕГИНГЕО)

Региональные комплексные гидрогеологические и геофизические исследования

Привлечение геофизических методов в практику гидрогеологических работ на всех стадиях геологического процесса является одним из основных путей внедрения достижений научно-технического прогресса в гидрогеологию [4, 15]. Комплексное использование этих методов способствует выявлению основных гидрогеологических закономерностей в широком диапазоне глубин: позволяет получить по небольшому числу скважин практически непрерывную гидрогеологическую характеристику разреза, расчленить его на водоносные и водоупорные комплексы, оценить изменения фильтрационных свойств пород, степень минерализации, температуру подземных вод и т. п. [9—12, 18]. Особенно эффективны геофизические методы при исследовании слабоизученных территорий. В результате мелкомасштабных и обзорных комплексных гидрогеологических и геофизических исследований создается научно обоснованная база для целеустремленного и высокоэффективного проведения последующих среднемасштабных и детальных (поисково-разведочных) работ.

Важнейшим источником информации для региональных гидрогеологических построений служат полевые геофизические работы, сопровождающие государственные среднемасштабные гидрогеологические съемки. Наибольшей информативностью гидрогеологические съемки обладают в том случае, если они выполнены на основе геологической съемки, в процессе которой также использовались наземные геофизические методы [7].

При среднемасштабных гидрогеологических съемках наземными геофизическими методами успешно могут быть решены следующие задачи [7, 13, 16]: 1) гидрогеологическая стратификация изучаемого разреза (до глубины 200—300 м, реже 500—1000 м); 2) приближенная оценка литологического состава и фильтрационных свойств пород, выделяющих зону аэрации, водоносные комплексы и водоупорные толщи; 3) прослеживание погребенных долин; 4) изучение условий обводненности зон разломов, эндогенной и экзогенной трещиноватости, а также закарстованных зон; 5) выявление гидрогеологических «окон», областей питания и разгрузки подземных вод; 6) характеристика по площади и разрезу минерализации подземных вод; 7) оценка мощности многолетнемерзлых пород, выявление глубоких и сквозных таликов, установление связи наледей с зонами разломов и гидрогеологическими «окнами».

По этим материалам и данным ранее проведенных геофизических исследований (на нефть, уголь, руду и другие полезные ископаемые) могут быть решены различные геологические (прослеживание зон разломов, выявление локальных складчатых структур, геологическое картирование пород фундамента под покровом рыхлых отложений и т. п.), а также гидрогеологические задачи, связанные с исследованием глубин, не освещаемых проводимой съемкой.

При среднемасштабной съемке наибольшее распространение получили наземные модификации электроразведки постоянным током — вертикальное электрическое зондирование (ВЭЗ) и электропрофилиро-

вание (ЭП). В значительно меньших объемах используются другие методы (сейсмо-, грави-, магниторазведка и др.).

Гидрогеологические региональные исследования обширных труднодоступных районов Сибири, Дальнего Востока и других малоизученных территорий страны предъявляют определенные требования к технике и методике проведения геологических, гидрогеологических, ландшафтных, геофизических и других работ, входящих в комплекс средне-масштабных гидрогеологических съемок.

1. Геофизические работы следует проводить до гидрогеологических, но вслед за ландшафтными (особенно аэро- и космическими), создающими в комплексе с данными ранее проведенных исследований различных направлений и масштабов прочную основу для полевых геофизических работ, позволяя вместо сплошной площадной съемки выполнять отдельные маршруты и профили на наиболее важных (ключевых) участках.

2. Геофизические исследования должны проводиться по методу групповой съемки с охватом определенного гидрогеологического региона, включая смежные листы; такая методика позволяет ускорить работы и сократить на них расходы (до 30%) при одновременном повышении их качества.

3. Целесообразно изучить возможность выполнения значительной части работ воздушным способом, используя аэроэлектроразведку, аэромагниторазведку, гамма-спектрометрию, инфракрасную съемку, комплексируя аэрогеофизические наблюдения с космическими, аэрогеологическими, ландшафтными и гидрогеологическими [6, 7, 20]; при этом сократится объем наземных геофизических исследований, которые следует ориентировать главным образом на глубинную разведку по редкой сети, а также на детализационные работы.

4. Необходимо шире привлекать высокоэффективные геофизические методы: сейсморазведку (КМПВ, МОВ, без взрывных источников колебаний с накоплением сигналов), высокоточную гравиметрию, микромагнитную съемку и др.

5. В целях удешевления работ рекомендуется сочетать геофизические исследования с аналогичными инженерно-геологическими, а также со съемками рудного, нефтяного и других направлений, выполняя их одновременно.

В настоящее время лишь около 20% территории, заснятой средне-масштабными гидрогеологическими съемками, изучено наземными геофизическими методами с гидрогеологическими целями. Как показывает опыт региональных гидрогеологических исследований [9, 10], при этом можно использовать также имеющиеся материалы, полученные ранее при геофизических работах всевозможных направлений: государственные гравиметрические и аэромагнитные съемки, сейсмические исследования (МОВ, КМПВ, ГСЗ, сейсмологические наблюдения и т. п.), различные модификации электроразведки. Особенно эффективно использование данных электроразведки постоянным током (главным образом ВЭЗ). Специализированная интерпретация этих материалов позволяет извлечь из них ценную гидрогеологическую информацию, что экономически чрезвычайно выгодно.

В зависимости от полноты изученности и особенностей геологического строения территории сводные региональные гидрогеологические построения по геофизическим данным проводятся в следующих масштабах: а) 1:200 000—1:500 000 — в зоне бассейнов трещинных вод (щиты и горноскладчатые сооружения); б) 1:500 000—1:1 000 000 — в артезианских бассейнах, где геофизические исследования выполнены при среднемасштабных гидрогеологических съемках; в) 1:1 000 000—

1:2 500 000 — в тех же бассейнах, где геофизические съемки применялись главным образом для поисков и разведки нефтяных и газовых месторождений, но не сопровождали гидрогеологическое картирование.

Региональные гидрогеологические обобщения по данным геофизических исследований в наибольшей мере проведены по площадям разнотипных артезианских бассейнов [9—12, 17, 18]: Московского, Западно-Сибирского, Тургайского, Сырдарьинского, Приташкентского, Ферганского и др., а также ведутся в Восточной Сибири. Эта работа ВСЕГИНГЕО показала возможность привлечения полевых геофизических материалов для решения многих гидрогеологических задач. Наибольшую гидрогеологическую информацию содержат данные электро- и сейсморазведки.

Интерпретация геофизических полей выполняется не только с целью изучения геометрии среды, но и ее гидрогеологических параметров. Такие исследования основаны на выявлении корреляционных и функциональных связей гидрогеологических данных с геофизическими характеристиками и последующем многофакторном анализе, в котором учитываются также некоторые ландшафтные, геологические и другие показатели. В качестве исходных данных, получаемых в результате интерпретации геофизических материалов, используются параметры: электрические — удельное сопротивление ρ , продольная проводимость S и поперечное сопротивление T_s ; скоростные — средние V , граничные V_r и пластовые $V_{пл}$ скорости; объемная плотность σ ; тепловое сопротивление ξ и др. Обычно в пределах артезианских бассейнов проведенными геолого-геофизическими исследованиями хорошо изучена морфология основных маркирующих горизонтов, сделана оценка мощности важнейших литолого-стратиграфических комплексов и т. п. Это существенно облегчает решение гидрогеологических задач, повышает точность оценки геофизических, а следовательно, и гидрогеологических параметров.

Рассмотрим приемы интерпретации при решении задач, связанных с региональным изучением гидродинамических, гидрохимических и гидрогеотермических условий артезианских бассейнов.

При изучении динамики подземного потока наиболее сложным является определение фильтрационных свойств пород водоносных и слабопроницаемых (водоупорных) горизонтов. Электрическое сопротивление слабопроницаемых однородных глинистых толщ ρ связано с их коэффициентом фильтрации K , однако корреляционная зависимость между этими величинами для большинства бассейнов не установлена. Используя балансовые уравнения фильтрационного потока, перекрытого этими породами, и взяв за основу степенную зависимость между ρ и K , можно найти количественную связь между ними. Указанным способом дана характеристика фильтрационных свойств мощных толщ глини морского палеогена в Сырдарьинском и смежном с ним Тургайском бассейнах [10, 11].

Значительно сложнее оценить фильтрационные свойства неоднородной толщи континентальных отложений, представленных переслаиванием глинистых и песчаных горизонтов. Такая картина наблюдается в центральных и северных районах Восточно-Европейской платформы, где широко распространены ледниковые образования. По геофизическим данным количественно оценить коэффициент фильтрации слабопроницаемых песчано-глинистых толщ пока не удается. Однако пользуясь величиной продольной электрической проводимости S , можно приближенно оценить суммарную мощность H глинистых горизонтов, что дает качественную (сравнительную) характеристику фильтра-

ционных свойств терригенной толщи в целом. Такие построения проведены вблизи Рыбинского водохранилища.

В условиях Восточно-Европейской платформы и некоторых других регионов иногда необходимо оценить фильтрационные свойства мало-мощных горизонтов глин, залегающих в толще палеозойских карбонатно-хемогенных пород. Сейсморазведочным методом отраженных волн четко прослеживаются указанные глинистые горизонты в Московском и аналогичных артезианских бассейнах. Выклинивание этих горизонтов или, наоборот, существенное увеличение их мощности устанавливается при анализе сейсмограмм.

При изучении водоносных комплексов значительной мощности сложенных терригенными породами, целесообразно выявлять корреляционную зависимость между водопроводимостью пород K_m и их поперечным электрическим сопротивлением $T_s = \rho h$ (где h — мощность этих отложений). Как показывает опыт исследований в Средней Азии, Забайкалье, Западной Сибири и в центральных районах РСФСР, между этими величинами существует прямая связь, что позволяет приближенно охарактеризовать водопроводимость указанных комплексов на обширных площадях при наличии редкой сети гидрогеологических скважин. Иногда, например, при литификации пород на локальных участках (когда электрическое сопротивление пород резко возрастает независимо от изменения их фильтрационных свойств) в целях однозначности интерпретации необходимо привлечение данных сейсморазведки для определения величины пластовых скоростей исследуемых отложений.

Для определения фильтрационных свойств карбонатных пород недостаточно знания только их электрического сопротивления, необходим многофакторный анализ. Так, на территории Московского артезианского бассейна требовалось определить водопроводимость карбонатных пород C_2-P_1 , перекрытых песчано-глинистыми отложениями мощностью до 250 м. Путем сопоставления данных опробования гидрогеологических скважин, рассредоточенных на площади около 50 тыс. км², с результатами комплексных геофизических исследований масштаба 1 : 200 000—1 : 500 000 выявлены факторы, влияющие на величину водопроводимости изучаемых пород. В числе их: наличие древних и современных речных долин; мощность и продольная электрическая проводимость песчано-глинистых пород, перекрывающих карбонатный комплекс; электрическое сопротивление верхней части разреза карбонатных пород; наличие крупных структур типа флексур в карбонатной толще и разломов в фундаменте и нижних горизонтах осадочного чехла (рис. 1, а).

В результате этих сопоставлений дана сравнительная оценка (в баллах) каждого из перечисленных факторов; суммирование баллов в зависимости от сочетания названных факторов позволило провести районирование изучаемой территории с оконтуриванием участков различной водопроводимости карбонатных пород. Дополнительное сравнение выделенных зон с результатами гидрогеологического опробования около 50 скважин убеждает в целесообразности использования предложенной методики изучения водообильности. Вероятность выявления наиболее водообильных площадей указанным способом составляет около 90%. Это создает основу для проведения последующих поисково-разведочных работ на подземные воды (рис. 1, б).

По региональным геофизическим данным можно также определить границы условия водонапорных систем: уточнить контуры водоносных горизонтов, выявить гидрогеологические «окна», определить уровень грунтовых вод и т. п. [1, 2]. Все эти материалы вместе с оценкой

фильтрационных параметров водоносных и водоупорных пластов позволяют составлять гидродинамические модели напорных водоносных горизонтов различных артезианских бассейнов при весьма ограниченном числе гидрогеологически опробованных скважин. Модели могут быть выполнены на основе аналогового моделирования или вычислены с привлечением ЭВМ [2].

Гидрохимические исследования по геофизическим данным сводятся главным образом к оценке степени минерализации мощных водоносных комплексов. При изучении терригенных пород в качестве основного метода используется электроразведка с детальной послойной интерпретацией разреза. На основе выявления на опорных участках корреляционной связи удельного электрического сопротивления пород изучаемого комплекса с минерализацией насыщающих его подземных вод последняя устанавливается на площадях, гидрогеологически не изученных.

В аридных зонах большое значение имеет также учет глубины залегания зеркала подземных вод и литологического состава зоны аэрации; эти сведения могут быть получены по данным электро- и сейсморазведки. При значительном погружении водоносных пород (на глубину 500—1000 м) в величину электрического сопротивления пород необходимо вносить поправки на температуру и изменение литологического состава, что улучшает надежность гидрохимических расчетов. Для определения поправок целесообразно использовать сейсморазведочные данные и результаты бурения [9].

Значительно сложнее оценить на всем диапазоне глубин минерализацию подземных вод, циркулирующих в карбонатных породах. Определенные заключения можно сделать по верхним горизонтам карбонатного комплекса, пользуясь геофизической информацией. Как показали исследования А. А. Огильви и др. [17], в Волго-Камском артезианском бассейне существует связь между минерализацией подземных вод и глубиной их залегания. В центральной части Московского артезианского бассейна намечается зависимость между удельным электрическим сопротивлением (ρ) карбонатных пород, определяемым по анализу кривых ВЭЗ, и минерализацией (M) насыщающих их подземных вод:

ρ , Ом·м	>200	200—150	150—110	110—90
M , г/л	0,5	0,5—1	1—2	2—5

Таким образом, совместное использование сведений о глубине залегания поверхности карбонатного комплекса и электрического сопротивления верхних горизонтов этих пород позволяет приближенно судить о степени минерализации напорных вод.

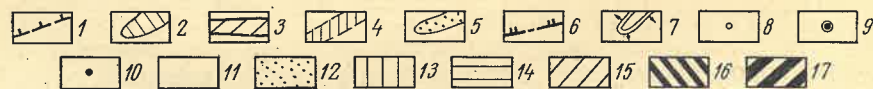
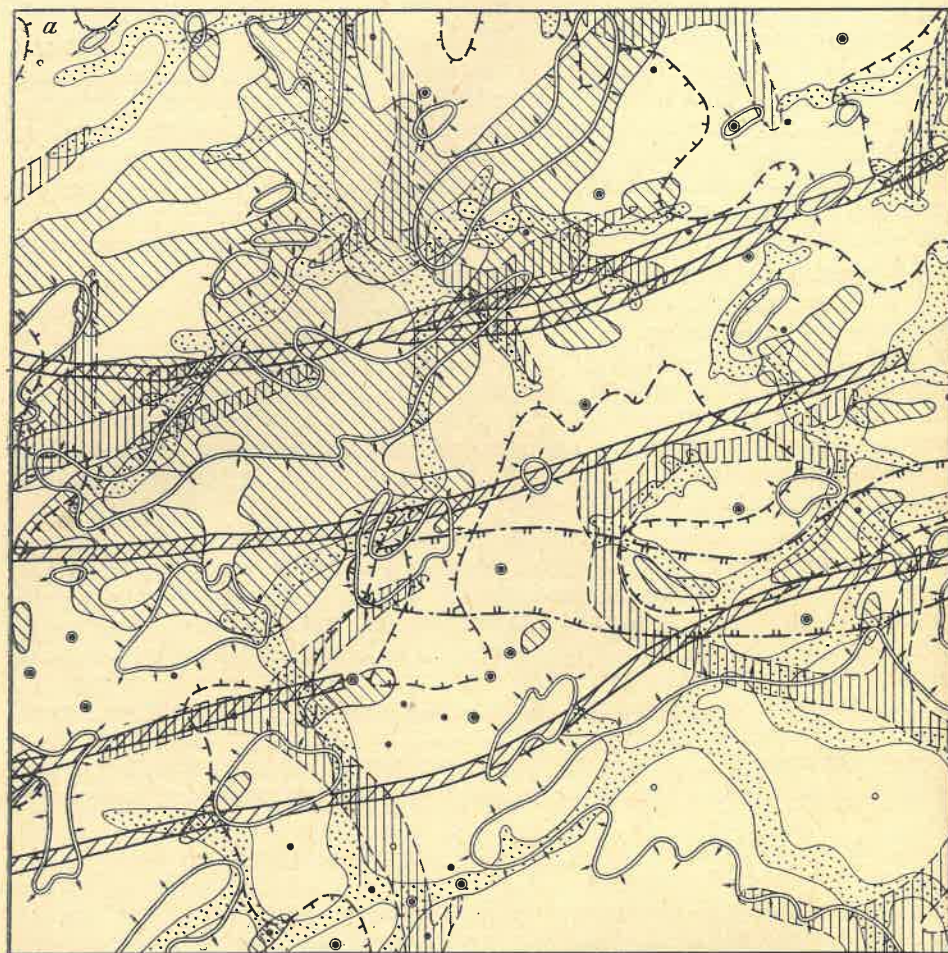
Резкое уменьшение величины электрического сопротивления карбонатных пород вдоль узких вытянутых зон свидетельствует о наличии разломов, по которым идет разгрузка напорных высокоминерализованных подземных вод. Такое явление отмечается в Ангаро-Ленском артезианском бассейне вдоль крупных речных долин: электрическое сопротивление здесь падает с 1000—3000 до нескольких десятков ом-метров.

В условиях артезианских бассейнов Восточно-Европейской платформы по данным региональных геофизических наблюдений можно приближенно охарактеризовать минерализацию подземных вод глубоких горизонтов осадочного чехла, приуроченных к мощному нижнему терригенному комплексу. Для этого целесообразно проанализировать карту* суммарной электрической проводимости S_z осадочного покро-

* Указанная карта построена по сводным данным ВНИИгеофизики, ЦГТ и ВСЕГИНГЕО.

ва, используя данные ВЭЗ, ДЗ, МТТ, МТП, МТЗ, ЗСП и других методов электроразведки (рис. 2).

Величина S_z определяется главным образом мощностью и электрическим сопротивлением пород нижнего терригенного комплекса;



влияние остальных толщ сравнительно невелико. Сопротивление (ρ_l) в свою очередь определяется степенью минерализации подземных вод, литологическим составом и температурой пород, степенью их метаморфизма и некоторыми другими факторами.

Как показывает сопоставление геофизических и гидрогеологических материалов, имеется четкая связь между величиной S_z и гидрохимической обстановкой артезианских бассейнов. Действительно, с увеличением минерализации подземных вод заметно возрастает проводимость S_z : при наличии в разрезе пресных напорных вод она составляет первые десятки, солоноватых и соленых вод — сотни, рассолов — более 1000—2000 См. Одновременно отмечается в целом большая про-

водимость пород нижнего терригенного комплекса в Восточно-Европейской платформе по сравнению с осадочным чехлом Западно-Сибирской плиты; наличие в разрезе галогенных и сульфатных пород влияет на величину минерализации подземных вод и проводимости S_z .

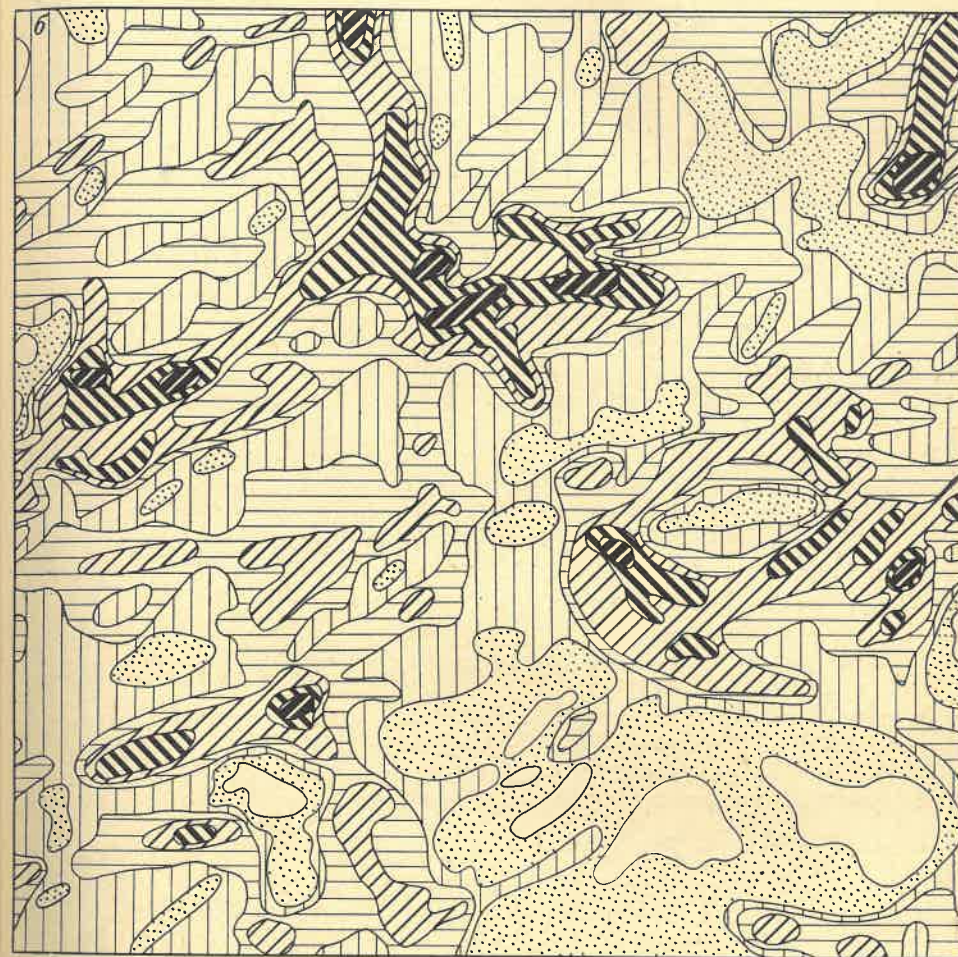


Рис. 1. Районирование карбонатных отложений центральной части Московского артезианского бассейна по величине водопроводимости (по материалам ТГУЦР МГ РСФСР)

а — контуры распространения факторов, благоприятствующих повышению водопроводимости пород: 1 — мощность рыхлых отложений верхнего терригенного комплекса менее 50—60 м, 2 — продольная электрическая проводимость S менее 0,5 См, 3 — зоны крупных разломов в фундаменте и нижних горизонтах осадочного покрова, 4 — древние погребенные долины рек, 5 — современные долины рек, 6 — крупные флексуры в карбонатных отложениях S_2 — P_1 , 7 — удельное электрическое сопротивление карбонатных пород ρ в интервале от 100 до 300 Ом·м; б — контуры участков различной водопроводимости пород: 8—10 по данным опробования скважин (м/сут): 8 — до 100, 9 — от 100 до 500, 10 — более 500; 11—17 — по геофизическим данным (баллы): 11—0, 12—1, 13—2, 14—3, 15—4, 16—5, 17—6

Анализ величины S_z совместно с другими геофизическими данными может оказать существенную помощь при гидрохимическом прогнозировании на площади малоисследованных артезианских бассейнов. Например, карта S_z по Западной Сибири дает несколько иное положение зоны максимальной минерализации артезианских вод по сравнению с гидрохимической картой, изданной в 1966 г. Но она лучше увязывается с более поздними материалами, в частности, с данными



Рис. 2. Карта суммарной продольной электрической проводимости осадочного покрова Восточно-Европейской платформы и Западно-Сибирской плиты. 1 — выходы кристаллического фундамента на поверхность; 2 — линии равных значений продольной электрической проводимости S , См; 3-6 — интервалы значений S , См: 3 — до 100, 4 — от 100 до 200, 5 — от 200 до 400, 6 — от 400 до 600, 7 — от 600 до 2000, 8 — от 2000 до 20 000

Б. П. Ставицкого [3]. К подобному заключению можно прийти, анализируя аномальные значения продольной проводимости S_a [9, 10].

При геотермических исследованиях особенно важна оценка температур на глубинах, не изученных бурением. Геофизические методы, особенно сейсморазведка, позволяют достаточно надежно решить эту задачу. При этом учитывается не только глубина залегания горизонта и геотермический градиент, обычно определяемый на сравнительно малых глубинах, но и изменение с глубиной тепловых параметров пород.

Скорость распространения упругих волн в осадочных отложениях имеет четкую корреляционную зависимость от теплового сопротивления пород. Это позволяет по данным сейсморазведки прогнозировать тепловое сопротивление пород на значительную глубину. Зная распределение величины теплового потока, определяемого по неглубоким скважинам, можно рассчитать также и температуру на глубинах, не достигнутых бурением. Корреляционная связь между тепловым сопротивлением пород и их плотностными и некоторыми другими параметрами создает предпосылку для построения по данным наземных геофизических исследований соответствующих карт и разрезов. Например, для территории Западно-Сибирского артезианского бассейна составлены карты теплового сопротивления пород как рыхлого покрова в целом, так и его отдельных горизонтов. На них оконтурены области геотермически открытые и закрытые; последние обычно совпадают с нефтеперспективными.

Геотермические построения, основанные на геофизической информации, позволяют также выявить области питания артезианских бассейнов. Такие построения выполнены по Западно-Сибирскому и Сырдарьинскому бассейнам [10]. Наконец, сведения о глубинном строении земной коры могут использоваться при составлении мелкомасштабных карт тепловых потоков в случае малого количества скважин, по которым имеются исходные данные [19 и др.].

Региональные геофизические исследования при изучении гидрогеологических условий трещинных массивов, вулканогенных супербассейнов и адартезианских бассейнов [3] (т. е. бассейнов трещинно-жильных, трещинно-пластовых и пластово-трещинных) следует проводить более детально, чем при изучении площадей артезианских бассейнов. В результате этих работ могут быть выявлены условия формирования подземных вод, осуществляется прогнозирование площадей распределения месторождений пресных, некоторых видов минеральных и термальных вод.

В таблице приводятся конкретные задачи геофизических исследований, а также перечень методов и модификаций, которые могут быть использованы при решении этих задач. Вопрос об оптимальном (рациональном) комплексе геофизических методов при среднемасштабных гидрогеологических съемках решен в настоящее время лишь предварительно [7, 13], он требует дополнительных исследований и использования новых методов (аэрогеофизических и др.).

В качестве примера региональных геофизических исследований, посвященных прогнозированию пресных подземных

Основные задачи и методы геофизических исследований при региональном гидрогеологическом изучении бассейнов трещинно-жильных, трещинно-пластовых и пластово-трещинных вод *

Задачи геофизических исследований	Наземные методы										Аэрогеофизические методы			
	Электроразведка			Сейсморазведка			Гравиметрия				Аэрогеофизические методы			
	ВЭЗ	Различные методики	ВП	КМПВ	МОВ	ГСЗ и сейсмонотации	Магниторазведка	Гравиметрия	Радиометрия	Термометрия	Аэроэлектро-разведка	Аэроманнитная съемка	Гамма-спектрометрия	Инфракрасная аэросъемка
	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Оценка мощности и литологического состава рыхлых пород, изучение эрозийного рельефа поверхности коренных пород	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Геологическое картирование коренных пород с выделением потенциально водообильных образований	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Прослеживание зон крупных разломов с классификацией последних на "активные" и "неактивные"	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Расчленение разреза коренных пород (при слабой их метаморфизации) на отдельные комплексы, различающиеся по фильтрационным свойствам (в условиях адартезианских бассейнов и т. п.)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Выделение зон и площадей с повышенной трещиноватостью массивных пород	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Оценка мощности многолетнемерзлых пород, выявление крупных сквозных таликов и некоторые другие геофизические исследования	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Прослеживание границы между пресными и солеными водами в прибрежной зоне	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Выделение площадей, перспективных в отношении проведения поисковых работ на пресные, минеральные и термальные воды	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+

вод в условиях трещинных массивов, можно привести работы, проведенные в северной части Украинского кристаллического щита [16]. Гидрогеологические съемки масштаба 1:200 000 не выявили здесь площадей, перспективных на поиски месторождений пресных подземных вод, и не обеспечили региональную оценку их ресурсов. Ранее на Украинском щите были проведены гравиметрические съемки, большой объем электроразведочных работ (ВЭЗ и ЭП), проложены отдельные сейсморазведочные профили КМПВ. В результате комплексной интерпретации геофизических данных и использования имеющихся материалов геологических и гидрогеологических скважин сделана серия построений, позволяющих достаточно надежно проследить тектонические нарушения, оконтурить под покровом рыхлых отложений области распространения различных кристаллических пород, выявить и проследить зоны повышенной трещиноватости, определить мощность и состав рыхлых осадков и т. п. Все это в конечном счете позволило произвести районирование изученной территории по степени перспективности обнаружения месторождений пресных подземных вод. Используемые приемы гидрогеологической интерпретации геофизических данных могут быть с успехом перенесены на другие объекты, имеющие близкое геологическое строение, например Балтийский щит, казахский мелко-сопочник и т. п.

Весьма сложной является проблема прогнозирования термальных и минеральных вод в зоне горноскладчатых сооружений [2]. В отношении термальных вод намечены достаточно четкие критерии, выявляемые с помощью глубинных геофизических исследований [8, 19]. В то же время вопрос о региональном прогнозировании минеральных вод по геофизическим данным еще не разработан. Представляется возможным решить эту задачу для отдельных весьма важных с практической точки зрения типов вод, например, углекислых и радоновых. Исходя из некоторых достаточно обоснованных построений [2, 5], можно заключить, что их образование связано с глубинным строением земной коры, ее вещественным составом, наличием зон глубинных разломов, региональной трещиноватости и т. п. В частности, для образования радоновых вод большое значение имеет локальная гранитизация земной коры [1]. Сопоставление строения земной коры с известными проявлениями минеральных вод, видимо, позволит на первом этапе установить между ними эмпирические связи, которые можно будет использовать для объяснения генезиса этих вод и их прогнозирования.

В заключение необходимо отметить высокую эффективность геофизических методов при региональном гидрогеологическом изучении различных типов бассейнов подземных вод. Эти исследования следует расширить. Состояние имеющихся методических разработок позволяет выполнять в настоящее время такие работы силами производственных организаций. Вместе с тем необходимо усилить научно-исследовательские работы как в части совершенствования приемов гидрогеологической интерпретации геофизических материалов, так и в отношении методики полевых геофизических исследований при глубинном гидрогеологическом изучении территории СССР.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., Недра, 1967.
2. Варганян Г. С. Поиски и разведка месторождений минеральных вод в трещинных массивах. М., Недра, 1973.
3. Гидрогеология СССР. Сводный том. Вып. 1. Основные закономерности распространения подземных вод на территории СССР. Под ред. Н. В. Роговской. М., Недра, 1976.

4. Гурьев С. А. О роли геофизических методов исследований при решении гидрологических и инженерно-геологических задач. — В кн.: Использование современных методов развед. геофизики при гидрогеол. и инж.-геол. исследованиях. М., 1975, с. 4—7. (Труды ВСЕГИНГЕО, вып. 52).
5. Елманова Н. М., Арбузов В. П. Природные ресурсы лечебных радоновых вод в СССР и их современное использование. — Труды ЦНИИ курортологии и физиотерапии, т. 30, 1975, с. 105—115.
6. Ильина Н. П., Завьялова Л. И., Харинская И. Ф. Состояние методов аэроэлектроразведки за рубежом. Обзор. Рег., разв. и промысл. геофизика. М., ВИЭМС, 1975.
7. Комплексирование геофизических методов при решении геологических задач. Под ред. О. О. Бродового и В. Е. Никитского. М., Недра, 1976.
8. Маврицкий Б. Ф. Термальные воды складчатых и платформенных областей СССР. М., Наука, 1971.
9. Мелькановицкий И. М. Применение наземных геофизических исследований при региональном гидрогеологическом изучении артезианских бассейнов, сложенных кристаллическими породами. М., ВСЕГИНГЕО, 1973.
10. Мелькановицкий И. М. Региональные геофизические исследования гидрогеологических условий артезианских бассейнов. М., Недра, 1975.
11. Мелькановицкий И. М., Воронина Т. Н. Методические рекомендации по геофизическим исследованиям при геологических работах в условиях Западно-Сибирского артезианского бассейна. М., ВСЕГИНГЕО, 1975.
12. Мелькановицкий И. М., Огильви Н. А. Перспективы использования поисково-геофизических методов при изучении глубоких артезианских вод. — В кн.: Геофиз. и тем. методы при гидрогеол. и инж.-геол. исслед. М. Изд-во МГУ, 1970, с. 8—14.
13. Мелькановицкий И. М., Соколовский Л. Г. Наземные геофизические методы в среднемасштабной гидрогеологической съемке. — Водные ресурсы, 1977, № 1, с. 89—101.
14. Огильви Н. А., Семендяева Л. В. Гидродинамическая модель системы артезианских водоносных горизонтов по геофизической информации. — В кн.: Подземный вод и методы его исследования. М., Наука, 1972, с. 88—100.
15. О новом подходе к региональным гидрогеологическим исследованиям/В. Н. Кузнецов, Н. В. Роговская, Л. Г. Соколовский, В. М. Фомин. — Сов. геология, 1976, № 1, с. 46—52.
16. Применение геофизических методов для решения прогнозно-гидрогеологических задач на территории Украинского щита в связи с оценкой прогнозных ресурсов подземных вод/М. Н. Байсарович, Е. Л. Беспалая, С. А. Шмарьян, И. М. Мелькановицкий. — Водные ресурсы, 1977, № 1, с. 127—135.
17. Применение методов геофизики при изучении областей формирования стоков в карбонатных отложениях артезианских бассейнов/В. А. Богословский, В. Н. Кожникова, Э. Н. Кузьмина, А. А. Огильви. — Обзор. Гидрогеология и инж. геология. М., ВИЭМС, 1969.
18. Региональные геофизические исследования гидрогеологических условий артезианских бассейнов СССР/И. М. Мелькановицкий, Н. А. Огильви, Е. В. Попов, Л. В. Семендяева. — В кн.: VIII Всесоюз. научн.-техн. геофиз. конференция. 1976, с. 26—27.
19. Смирнов Я. Б. Связь теплового поля со строением и развитием земной коры и верхней мантии. — Геотектоника, 1968, № 6, с. 3—25.
20. Трофимов Д. М., Курдиновская О. В. Аэрокосмические исследования в зарубежных странах и использование их результатов в геологии. Обзор. Общ. и рег. геология, геол. картирование. М., ВИЭМС, 1975.

УДК 556.3 : 552.5

И. А. ЛАГУНОВА (ВНИГРИ)

Условия проявления и особенности формирования вод пониженной минерализации в глубоких зонах осадочных бассейнов

Установлено, что для большинства артезианских бассейнов характерно увеличение с глубиной минерализации подземных вод, сопровождающееся изменением их состава (повышение концентрации хлора, кальция, брома и т. д.). Однако в ряде случаев ниже зоны развития более минерализованных вод и рассолов наблюдаются и маломинерализованные воды преимущественно гидрокарбонатно-натриевого типа — так называемые глубинные щелочные. Наряду с низкой минерализацией и высоким содержанием гидрокарбонатов щелочей эти воды отличаются также своеобразным микроэлементным составом ($B > I > Br$), повышенным содержанием сульфатов, кремнезема, ртути, органических кислот и т. д. (см. таблицу).

Области проявления глубинных щелочных вод, как правило, характеризуются повышенными и аномально высокими пластовыми давлениями (АВПД), в 1,5—2 раза и более превышающими условные гидростатические [5, 10, 17]. Существование глубинных щелочных вод в нижних зонах осадочного чехла осадочных бассейнов и взаимодействие их с водами регионального гидрохимического фона обуславливает образование в разрезе бассейна инверсионной гидрогеохимической зональности.

Анализ показывает, что глубинные щелочные воды концентрируются также в областях интенсивного прогибания и накопления мощных осадочных толщ, в зонах предгорных и межгорных прогибов, расположенных в пределах альпийской складчатости, и молодых платформ. Вместе с тем исследования последних лет говорят о существовании гидрохимической инверсии и в палеозойских отложениях (Днепровско-Донецкая впадина, Волго-Уральский прогиб и др.), в зонах развития АВПД [1, 15]. Правда, инверсия эта выражена здесь значительно слабее, чем в молодых структурах: снижение минерализации хотя и сопровождается изменениями в составе вод, но тип их остается прежним — хлор-кальциевым.

Вопрос о генезисе глубинных щелочных вод и обусловленной ими гидрогеохимической инверсии осадочных бассейнов имеет достаточно длительную историю. В 30—60-х годах исследователи (В. А. Сулин, А. П. Ушаков, А. А. Карцев и др.) связывали происхождение этих вод с современной или древней инфильтрацией, способствующей опреснению бассейна седиментации, и с дальнейшим преобразованием их в восстановительной обстановке.

В. Б. Порфирьев и Н. К. Игнатович для объяснения гидрохимической инверсии в низах красноцветной толщи Западной Туркмении и продуктивной толщи Апшеронского полуострова выдвинули гипотезу, согласно которой формирование маломинерализованных вод глубоких горизонтов происходило путем инфильтрации из атмосферы в горном обрамлении артезианских бассейнов (Главный Кавказский хребет в Азербайджане, Копетдаг, Малый и Большой Балханы в Западной Туркмении). Эта гипотеза затем была развита Г. А. Борщевским, Ю. В. Добровым, Ш. А. Панахи, А. Г. Аскеровым, К. А. Исмаиловым и др. Образование вод гидрокарбонатно-натриевого типа связывалось ими с процессами катионного обмена между кальцием пресных вод, выщелачивающих карбонатные породы, и адсорбированным натрием водовмещающих пород, сохранившимся от первоначального морского комплекса. Подобных взглядов придерживались также Н. Н. Ростовцев и другие исследователи, допускавшие опреснение вод Западной Сибири либо со стороны восточного склона Урала, либо со стороны Пуровского хребта, перекрытого осадками лишь в готерив-барреме.

Однако гипотеза эта оказалась несостоятельной; она противоречит целому ряду геологических и гидрогеологических фактов.

1. От областей питания на пути инфильтрующихся вод в Керченско-Таманском прогибе, Южно-Каспийской впадине, Западной Сибири и других районах существуют многочисленные тектонические экраны,

Характеристика геологических, геотермических и геохимических условий проявления глубинных щелочных вод в осадочных бассейнах

	Керченско-Таманский прогиб		Южно-Каспийская впадина		Западная Сибирь	
	Керченский полуостров	Западный борт (Азербайджан)	Восточный борт (Западная Туркмения)	Запад	Север	Усть-Енисейский прогиб
Геологические условия проявления глубинных щелочных вод. Основные характеристики их солевого и газового состава						
Мощность осадочного чехла, км	До 11—12	До 22		3,0—3,5	7—9	До 10
Средний геотермический градиент осадочного чехла, °C/100 м*	3,0—6,2	1,5—2,0	2,5—3,0	3,5—5,0	2,5—3,5	2,0—3,0
Глубина залегания аномальных вод, м	200	420—4000	750—2600	1700—2300	1700—2900	1950—2400
Возраст отложений, в которых обнаружены аномальные воды	Грязевые вулканы с поверхности					
	N ₂ -K ₁	N ₂ -J	N ₂ -P	K ₁ -J ₁₋₂	K ₁ -J ₁	K ₁
Характер развития аномальных вод по площади бассейна	Локальный Региональный (K)	Локальный Региональный? (K ₁ -J ₂)		Региональный	Региональный	Региональный
Степень опреснения, раз	2—5	17—25	10—20	0—1,5	4	4—7
Максимальное содержание HCO ₃ ' в аномальных водах, %-экв.**	28	13—29	5,5—8,8	26—40	33—35	28—37
Глубина появления сульфатов в аномальных водах, м	900—1400	2300—2500	1500—1700	1500	—	1950—2400
Максимальное содержание SO ₄ '' в аномальных водах, г/л	3,0	5,0	3,3	0,2	—	0,2
Содержание в водах В:1:В (гидрохимический фон), абсолютное, мг/л	70:30:5	—	574:0:15	40:10:10	30:3:5	20:3:5
	2:1:0,2	—	38:0:1	4:1:2	10:1:2	7:1:2
То же, в аномальных водах	15:60:140	48:15:117	53:23:175	60:40:40	(10—20):(125):(0—5)	(10—20):(125):(0—5)
	0,2:1:2,4	3:1:8	2,5:1:7	2:1:1	(4—2):1:1	(4—2):1:1
Максимальное содержание SiO ₂ в аномальных водах, мг/л	170	—	—	300	—	62
Максимальное содержание Hg в водах (мкг/л) и газах (г/м ³ ·10 ⁻⁷)	До 5	Грязевые вулканы		До 47	До 8,0	—
	До 96	Нет сведений	Нет сведений	(100—180)	—	—
Максимальное содержание CO ₂ в свободных и растворенных газах зоны распределения аномальных вод, % об.	45—80 (N)	—	—	88—96	6	2
Источник сведений	С. В. Альбов, 1967 г.; М. А. Карасик и др., 1966 г.; данные автора	М. З. Рачинский, 1972, 1973 гг.; А. А. Сауков, 1972 г.; данные автора	В. В. Колодий, 1969, 1976 гг.; данные автора	В. М. Матусевич, 1976 г.; Г. Д. Гинсбург и др., 1974 г.; данные автора; [6]		

* Данные сняты с Карты распределения геотермического градиента в верхней части земной коры, под ред. Ф. А. Макаренко, М., ГИН АН СССР, 1972.
 ** A'+K'=100%-экв.

Продолжение табл

	Северо-Крымский прогиб	Южно-Ман-гашлакский прогиб	Предкавказье			Днепровско-Донецкая впадина	Волго-Уральский прогиб
	Тарханкут-ский полуостров		Западное	Восточное (Герско-Сувженский прогиб)	Северо-Восточное (вал Карпинского)	Юго-восточная часть	Уметовско-Линевская депрессия
Геологические условия проявления глубинных щелочных вод. Основные характеристики их солевого и газового состава							
Мощность осадочного чехла, км	До 7—10	До 12	До 12	До 10	До 3,5	До 10—12	До 7
Средний геотермический градиент осадочного чехла, °C/100 м*	3,5—4,5	2,5—3,0	2,5—3,0	2,5—3,0	3,0—3,5	2,5—3,0	2,0—2,5
Глубина залегания аномальных вод, м	2700—3500	3130—4150	1500—4000	4070—4540	1200—2250	1750—3670	3000—3500
Возраст отложений, в которых обнаружены аномальные воды	K ₁	T	K—J	P—K ₂	K ₁	C ₁₋₂	D ₃ ¹
Характер развития аномальных вод по площади бассейна	Локальный	Локальный?	Локальный	Локальный	Локальный	Региональный	Региональ-ный
Степень опреснения, раз	4—6	8	3—10	20—23	2—50	1,2—2,0	2,0—2,5
Максимальное содержание HCO ₃ ' в аномальных водах, %-экв.**	20	8—10	17—25	11	25	0,1	0,3—0,4
Глубина появления сульфатов в аномальных водах, м	—	—	—	4200—4500	—	—	4000—4900
Максимальное содержание SO ₄ ' в аномальных водах, мг/л	0,5	0,5—0,7	0,3	3,0	0,3	0,27	0,5
Максимальное содержание SO ₄ ' в аномальных водах, мг/л (фон), абсолютное, мг/л	40:15:4	400:10:20	—	—	—	(6—550):(5:30)	1112:22
относительное	3:1:0,3	40:1:2	—	—	—	(12—18):1	50:1
То же, в аномальных водах	10:11:5	29:5:114	—	95:5:46	—	Br:B	Br:I
	1:1:0,5	6:1:23	—	19:1:9	—	(20—90):(20:409)	373:160
Максимальное содержание SiO ₂ , в аномальных водах, мг/л	—	—	—	303	—	200	—
Максимальное содержание Hg в водах (мкг/л) и газах (г/м ³ ·10 ⁻⁷)	—	—	—	—	—	До 9	—
Максимальное содержание CO ₂ в свободных и растворенных газах зоны распределения аномальных вод, % об.	43,9	72	11—30	—	60	7—8	15,5
Источник сведений	О. Д. Штог-рин и др., 1967 г.; В. В. Ко-лодий, 1971 г.; И. Н. Ли-хоманова и др., 1975 г.	В. Н. Кор-ценштейн, 1976 г.	В. Г. Ермо-лаев, 1964 г.; Н. Е. Ми-тин, П. К. Ляхо-вич, 1964 г.	А. М. Ни-каноров и др., 1977 г.	О. И. Се-ребряков и др., 1970 г.; В. Н. Кор-ценштейн, 1972 г.; В. Е. Дини-сенко и др., 1975 г.	В. А. Тереще-нко и др., 1976 г.; В. Е. Динисенко и др., 1975 г.; [2]	Л. А. Ани-симов, 1977 г.

* Данные сняты с Карты распределения геотермического градиента в верхней части земной коры, под. ред. Ф. А. Макаренко, М., ГИН АН СССР, 1972.
 ** A+K = 100%-экв.

изолирующие внутренние области бассейна и препятствующие проникновению инфильтрационных вод из горных обрамлений. Кроме того, в направлении регионального погружения пород в этих районах увеличивается глинистость разреза.

2. Для объяснения АВПД, характерного для неогеновых отложений Азербайджана, Западной Туркмении, меловых Керченского полуострова, меловых и юрских Западной Сибири, следует предполагать наличие более высоко расположенных областей создания напоров, чем те, которые имеются в действительности.

3. В направлении регионального погружения меловых отложений Западной Туркмении, меловых и юрских Западной Сибири воды приобретают хлор-кальциевый тип уже недалеко от областей современной инфильтрации [7, 10]. В ряде случаев (Керченский полуостров) в направлении регионального погружения осадков минерализация подзерновых вод не увеличивается (как следовало бы ожидать), а уменьшается; причем в составе их возрастает содержание гидрокарбонатов щелочей, бора [13].

Однако, несмотря на очевидную несостоятельность рассмотренных выше представлений, некоторые исследователи (А. Д. Резниченко, В. М. Кирьяшкин) вплоть до настоящего времени стремятся объяснить возникновение опресненных зон в глубоких недрах Западной Сибири и Восточного Предкавказья влиянием вод инфильтрационного происхождения.

Исследователи шестидесятых годов (Г. М. Сухарев, Е. А. Барановский, Е. Ф. Станкевич, Б. П. Ставицкий и др.) связывают происхождение глубинных щелочных вод с разбавлением морских седиментационных поровыми, отжатыми из глин в процессе их гравитационного уплотнения; глины при этом отдают сначала свободную, а затем связанную воду. Эта точка зрения основывается на результатах экспериментальных исследований, в ходе которых установлено, что первые порции воды, отжимаемые из глинистых пород при постепенном увеличении нагрузок, более минерализованы, чем последующие. Однако снижение минерализации в результате отжима поровых вод, по данным экспериментальных исследований, может осуществляться при давлениях, соответствующих глубинам порядка 10—13 км, и объяснить с этих позиций снижение минерализации на меньших глубинах вряд ли возможно. Кроме того, опреснение вод, наблюдаемое в лабораторных условиях, не сопровождается изменением их состава и типа.

В настоящее время большинство исследователей (А. А. Карпачев, Н. М. Кругликов, Л. Н. Капченко, В. А. Терещенко, Г. Д. Гинсбург, Г. А. Иванова и др.) одним из наиболее вероятных процессов, способствующих образованию вод пониженной минерализации в глубоководных зонах осадочных бассейнов, считают минеральные преобразования глинистых пород.

Как известно, в процессе стадийно эпигенетических изменений глинистых пород, в ходе их направленного погружения, наблюдается гидрослюдизация монтмориллонитов через фазу смешаннослойных монтмориллонит-гидрослюдистых образований. Этот процесс сопровождается выделением в поровое пространство пород «межслоевых» вод, составляющих до 10—15% от объема породы. В связи с тем, что эти воды в момент своего образования были, видимо, пресными, они способствовали снижению минерализации пластовых седиментационных вод. Помимо выделения «межслоевых» вод, гидрослюдизация монтмориллонитов сопровождается уменьшением сорбционной емкости пород, поступлением в раствор катионов и анионов, некоторые из которых входили в решетку монтмориллонитов или находились в сор-

ованном состоянии. Это прежде всего относится к Na, Ca, Mg, а также к B, I и др.

Условия и масштабы описанных процессов весьма различны и зависят от целого ряда факторов, в первую очередь от геотермического режима региона. Значительное влияние на глубину их проявления оказывает характер строения и вещественный состав осадочных толщ. Торжественное гидрослюдизации сильнее происходит в более мощных глинистых толщах (чем в глинистых перемычках внутри песчаных толщ), в прослоях туфогенных пород (в том числе пепловых туфах), в битуминозных породах и т. д. [3].

Влиянием «межслоевых» вод, образующихся в результате дегидратации глинистых толщ, вероятнее всего, объясняется региональное развитие глубинных щелочных вод в юрских и нижнемеловых отложениях Западной Сибири (западный район) и нижнемеловых Усть-Енисейского прогиба. Ультращелочные воды Южно-Каспийской впадины также, по-видимому, являются производными дегидратации валанжин-среднеюрских осадков этого региона [18].

Различия в глубинах проявления данного процесса в том или ином бассейне (Западная Сибирь — 1700—2300 м; Усть-Енисейский прогиб — 1950—2400 м, Южно-Каспийская впадина — более 5000—6000 м), вероятно, связаны с различиями геотермического режима регионов (значения геотермического градиента соответственно 3,5—5°С/100 м, 2—3°С/100 м, 1,5—2°С/100 м). Следует отметить, что в ряде районов (Западная Сибирь, Усть-Енисейский и Керченско-Таманский прогибы) граница зоны регионального распространения глубинных щелочных вод совпадает с зоной, где заканчивается переход глин в аргиллиты. Как известно, увеличение глубины погружения глинистых пород и рост температур наряду с преобразованием монтмориллонитов в неразбухающие глинистые минералы способствуют трансформации пластичных глин в уплотненные аргиллиты, что значительно ухудшает экранирующие свойства глинистых водоупоров и способствует вертикальным перемещениям через них глубинных щелочных вод в верхние зоны осадочного чехла.

И, наконец, в условиях катагенетических и метаморфических преобразований пород опреснение может быть связано с влиянием вод, образующихся в результате дегидратации минералов не только монтмориллонитового ряда, но также и цеолитов, гидроокислов, гипсов и минералов метаморфического и магматического происхождения.

Однако с позиции дегидратации глинистых толщ трудно объяснить целый ряд фактов даже в пределах регионально развитых глубинных щелочных вод, к условиям проявления которых названная гипотеза наиболее применима. Это объясняется как недостаточной изученностью механизма и скорости протекания данного процесса, так и многообразием условий, способствующих развитию однородных явлений.

В последние годы широко распространилось мнение об образовании гидрохимических аномалий особого типа, генетически связанных явлениями дистилляции и конденсации вод в пластовых условиях нефтегазоносных районов. Высказанное впервые Б. И. Султановым предположение о конденсации вод из парогазовой смеси было затем развито В. В. Колодием, П. Е. Митиным, П. К. Ляхович, А. М. Никанором, Л. Н. Шалаевым, А. Ф. Романюком и другими исследователями. Образование конденсационных и солюционных вод при этом происходит вследствие миграции углеводородов из сравнительно высокотемпературных в низкотемпературные зоны осадочного чехла. Масштабы данного явления зависят от перепада давлений и температур, скорости

и пути миграции смеси и др. [11]. Наиболее благоприятные условия для образования этих вод создаются при вертикальной миграции последних в осадочных бассейнах с большой мощностью осадочного чехла. Их участие наиболее ярко проявилось в формировании локально-гидрогеохимической инверсии в областях развития грязевого вулканизма, в Предкавказье, на севере Западной Сибири и др.

Однако опреснение конденсационными водами имеет ограниченное значение, поскольку: 1) объемы седиментационных вод и рассолов не соизмеримо велики по сравнению с количеством вод, способных к выделению из мигрирующей газовой фазы [8, 15, 19]; 2) геохимический облик конденсационных и солюционных вод, характеризующихся пониженной минерализацией и довольно пестрым составом, вряд ли может обусловить закономерное увеличение с глубиной содержания гидрокарбонатных ионов, бора, иода, наблюдаемое в водах Южно-Каспийской впадины и Керченско-Таманского прогиба.

В районах Севера с развитой вечной мерзлотой определенное значение в формировании вод аномального состава имеют процессы разрушения залежей гидратов природных газов. Выделяющаяся при разрушении газовых гидратов кристаллогидратная пресная вода обладает высокой агрессивностью по отношению к силикатным породам. Вследствие повышенной способности CO_2 к гидратообразованию воды, выделяющиеся при разложении гидратов, обогащены гидрокарбонатами. С этим, по-видимому, связана сложная гидрогеохимическая обстановка, существующая в меловых отложениях на севере Западной Сибири и в Усть-Енисейском прогибе [8].

Таким образом, опреснение обусловлено самыми разнообразными процессами. Основным источником опреснения, очевидно, являются осадочные породы, отдающие воду на различных стадиях своего преобразования в конкретных геологических и термобарических условиях.

Большое значение для выяснения генезиса глубинных щелочных вод имеет также механизм образования и накопления в них гидрокарбонатов щелочей. Первоначально основная роль в преобразовании седиментационных вод по щелочному типу отводилась микробиологической десульфатизации (в присутствии органического вещества пород) ионно-обменной адсорбции. Однако эти процессы активно протекают только на начальных стадиях преобразования осадка. По мере формирования осадочной толщи они затухают, поскольку на них отрицательно сказываются высокие температуры, давления и т. д.

В настоящее время большинство исследователей (Н. М. Круглов, О. В. Равдоникас, Л. Г. Учителева, Б. П. Ставицкий, И. Г. Зимин, Е. Ф. Станкевич, Л. Н. Капченко и др.) главным фактором формирования вод гидрокарбонатно-натриевого типа считают преобразование органического вещества пород на разных стадиях их метаморфизма. Однако образование значительных количеств углекислоты в результате анаэробного окисления углей и рассеянного органического вещества пород происходит преимущественно на ранних стадиях диагенеза осадков. В условиях повышенных температур и давлений по мере роста метаморфизма органического вещества состав газов закономерно изменяется, причем возрастает количество углеводородов и уменьшается количество углекислого газа.

Генезис двуокиси углерода глубинных зон осадочного чехла, видимо, следует связывать с другими процессами. Экспериментальные исследования показывают, что с ранних стадий прогрессивный региональный метаморфизм сопровождается образованием значительных масс таких летучих компонентов, как H_2O и CO_2 . Возможность образования CO_2 при умеренно высоких температурах ($75-200^\circ$) в резу-

льтате гидролиза карбонатов установлена И. Г. Киссиным и С. И. Паховым, при этом окисление органического вещества играет весьма незначительную роль. Генерация углекислоты может происходить также при температурах $200-400^\circ$; значительные количества двуокиси углерода образуются в процессе термической диссоциации карбонатов при температурах $500-800^\circ$.

Сторонники магматического генезиса CO_2 (С. В. Альбов, В. Н. Корценштейн и др.) предполагают поступление глубинной углекислоты из магматических очагов в результате недавно угасшей вулканической деятельности. По мнению В. Н. Корценштейна [12], углекислота поступала и продолжает поступать в наиболее прогнутые части Предкавказского прогиба; по мере удаления от главного источника — глубинных разломов и кристаллического фундамента — ее концентрация снижается.

В пользу глубинности двуокиси углерода нижних зон осадочного чехла Керченско-Таманского прогиба, Южно-Каспийской впадины и Сахалина свидетельствует целый ряд фактов: повсеместное присутствие CO_2 в газах грязевых вулканов, иногда достигающее $70-90\%$; связь двуокиси углерода этих газов с современным сейсмическим режимом районов, с активностью грязевулканических процессов; геологическая приуроченность аномально высоких концентраций CO_2 к зонам глубинных разломов; сходство изотопного состава углерода углекислоты газов грязевых вулканов с изотопным составом углерода CO_2 вулканических газов и газов изверженных пород [14]. В мезо-кайнозойских отложениях названных прогибов наибольшие концентрации CO_2 характерны для газов структур, осложненных тектоническими нарушениями и грязевыми вулканами.

Широко известны проявления глубинной углекислоты, поступающей из фундамента Западно-Сибирского бассейна [7, 19]. На Сахалине повышенные концентрации CO_2 отмечаются в газах месторождений, приуроченных к наиболее нарушенным Эхабинской и Паромайской антиклинальным зонам. Воды этих месторождений отличаются повышенной щелочностью и бороносностью [4].

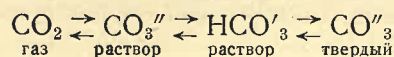
Таким образом, вся масса углекислоты, образующаяся в пределах молодых платформ и прогибов, складывается из ряда источников. Не отрицая определенной роли CO_2 , образующейся в результате метаморфизма органического вещества пород, следует отметить, что в условиях высоких температур и давлений, характерных для зон глубинного катагенеза и метаморфизма, основная роль принадлежит глубинной углекислоте, поступающей из фундамента и образующейся в недрах осадочного чехла в результате термометаморфических преобразований минерального вещества пород.

И, наконец, среди множества других, еще недостаточно изученных процессов, ведущих к преобразованию химического состава подземных вод в зонах глубинного катагенеза и метаморфизма, следует указать радиолиз. Радиоактивные излучения, воздействуя на систему газ — вода — порода, вызывают нарушение связей атомов в кристаллической решетке и соответствующие изменения их свойств. Это способствует переходу химических элементов из горных пород, минералов в воду, а также высвобождению прочно связанной воды [2]. Радиолиз наравне с другими процессами позволяет объяснить накопление в глубинных щелочных водах сульфатов, иода, кремнезема и других характерных компонентов этих вод.

Большое значение для выяснения генезиса глубинных щелочных вод и их роли в гидросфере земной коры имеет изучение как изотопного состава элементов самой воды, так и компонентов, в ней раство-

ренных. Вследствие того, что глубинные щелочные воды являются чуждыми той гидрогеохимической среде, в которой они проявляются, естественно ожидать, что их изотопный состав также будет отличаться от изотопного состава регионально распространенных вод седиментационного генезиса. Данные на этот счет немногочисленны, к тому же они не всегда однозначны.

Так, например, изучение дейтерия глубинных щелочных вод Азербайджана [16] показало, что содержание его возрастает с увеличением щелочности вод и уменьшением их минерализации. Максимальные концентрации дейтерия (1,06—1,09 отн. ед) обнаружены в высокощелочных водах низов продуктивной толщи; минимальные (1,01—1,05 отн. ед) отмечены в верхних свитах продуктивной толщи, характеризующихся распространением минерализованных вод хлор-кальциевого типа. По другим данным [11], маломинерализованные воды гидрокарбонатно-натриевого типа, характерные для низов красноватой толщи Западной Туркмении (аналога продуктивной толщи Азербайджана), наиболее обогащены дейтерием по сравнению с пластовыми водами хлор-кальциевого типа вышележащих горизонтов и регионального гидрохимического фона. Основная часть вод пониженной минерализации в Крыму, Днепровско-Донецкой впадине имеет избыточную плотность 1—2γ, в то время как в пластовых водах фона она достигает 2—4γ [11]. Большое значение для выяснения генезиса глубинных вод может иметь изучение изотопного состава углерода в системе карбонатного равновесия



для различных геологических и термобарических условий.

Поступление глубинных углекислых растворов в верхние горизонты осадочного чехла наряду с формированием специфической гидрогеохимической зональности инверсионного типа сопровождается целым рядом изменений минералогического характера.

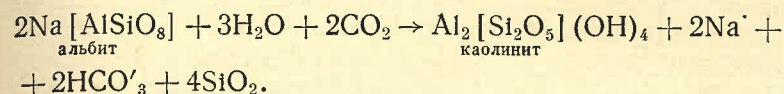
В карбонатных породах воздействие углекислых растворов приводит к выщелачиванию известняков и отложению новообразованного кальцита за пределами зон выщелачивания. В Западной Сибири эти процессы интенсивно развиваются в карбонатных породах фундамента Шаимского и Межевского районов, где известны современные проявления двуокси углерода [3, 6, 19]. В пользу наложенно-эпигенетических процессов при формировании карбонатов в осадочном чехле Западно-Сибирского бассейна свидетельствуют так называемые «карбонатные столбы», в которых карбонатизация развивается во всех толщах от фундамента по породам, образовавшимся в совершенно различных фациальных условиях (различный вещественный состав и т. д. [3].

Травертины в виде мощных жил, прожилков и покровов в толще плиоценовых и бакинских пород, известные в Западной Туркмении (п-ов Челекен), свидетельствуют о миграции в прошлом и настоящей огромных масс — не менее $15 \cdot 10^8 \text{ м}^3$ — щелочных вод из глубоких недр по тектоническим нарушениям и жерлам грязевых вулканов. При этом следует учесть, что до настоящего времени сохранилась лишь небольшая часть древних травертинов [20]. Наличие карбонатных образований (травертинов, кальцитовых жил, трещин отдельности, заполненных карбонатами и т. д.) на Апшеронском полуострове связано с разгрузкой щелочных вод примерно такого же объема [18].

В Керченско-Таманской области также широко известны травертиновые и другие карбонатные налеты в местах современной повер-

ностной разгрузки глубинных щелочных вод (грязевые вулканы, источники) [9].

Весьма важным процессом, происходящим в песчаных породах под действием углекислых растворов, является каолинизация силикатов и алюмосиликатов. Наиболее простой пример — каолинизация полевых шпатов (эта реакция характерна для процессов выветривания, гидротермальных изменений и т. д.):



В нефтегазоносных бассейнах наблюдается замещение каолинитом слоистых минералов силикатов — гидрослюд, хлоритов, реже монтмориллонитов и слюд. При этом в раствор переходят ионы щелочных (Na , K), щелочноземельных (Ca , Mg) элементов, HCO_3' , SiO_2 и др. Эти процессы сопровождаются образованием в водах гидрокарбонатов щелочей, карбонатов кальция, магния, железа и выделением последних в осадок [3].

Явления эпигенетической каолинизации широко развиты в Западной Сибири, Днепровско-Донецкой впадине, Предкавказье, Западной Туркмении, Керченско-Таманской области и др. Ряд геологических и геохимических факторов свидетельствует о глубинном источнике углекислоты, вызывающей эпигенетическую каолинизацию в юрско-нижнемеловых отложениях Западной Сибири. Наиболее важны из них: 1) низкое содержание $C_{орг}$ в песчаных породах, недостаточное для каолинизации, требующей больших масс углекислоты; 2) незначительное содержание в органическом веществе песчаных пород нестойких компонентов, способных перейти в CO_2 ; 3) образование каолинита происходит на самых разных стратиграфических, гипсометрических и температурных уровнях [3].

Изучение роли углекислых растворов в возникновении новых минералогических ассоциаций имеет большое теоретическое и практическое значение. Как показали исследования Г. Н. Перозио, З. Я. Сердюк, Б. А. Лебедева, В. А. Терещенко и др., наложенно-эпигенетические процессы (карбонатизация, каолинизация и др.) способствуют образованию вторичной емкости пород. Это связано с тем, что выщелачивание карбонатов и замещение каолинитом большинства алюмосиликатов сопровождается растворением химических компонентов [3, 15, 19]. В процессе вертикальной миграции флюидов — щелочных вод, CO_2 , углеводородов — углекислые растворы способствуют образованию вторичных емкостей в породах, которые впоследствии могут заполняться углеводородами.

Следствием вертикальной миграции углеводородов и глубинных углекислых растворов, осуществляемой в этапы наибольшей тектонической активности региона, является пространственная взаимосвязь щелочных вод и углеводородов. Установленная в ряде промышленно нефтегазоносных районов (Южно-Каспийская впадина, о. Сахалин, Западная Сибирь, Предкавказье и т. д.) она позволяет рассматривать глубинные щелочные воды (и соответственно гидрохимическую инверсию) в качестве нефтегазопоискового (регионального или локального) гидрогеологического критерия.

Анализ пространственного развития глубинных щелочных вод и обусловленной ими гидрохимической инверсии (см. таблицу) показал, что образованию этих вод в глубоких зонах осадочных бассейнов способствуют следующие основные факторы.

1. Геотектонический режим — прежде всего приуроченность областей развития гидрохимической инверсии в основном к подвижным тектонически активным системам — молодым платформам и глубоким межгорным и предгорным прогибам, расположенным в области алпийской складчатости. В пределах древних платформ она приурочена к наиболее активным и погруженным участкам. Геотектонический режим обуславливает масштабы проявления инверсионной гидрохимической зональности, причем с фазами проявления его максимальной активности тесно связана наибольшая степень насыщенности осадочного чехла глубинными щелочными водами. Так, например, Керченско-Таманский прогиб и о. Сахалин характеризуются повышенной геотектонической активностью. Глубинные щелочные воды залегают здесь (в сравнении с другими районами) ближе всего к поверхности. В Западной Сибири неотектонические движения проявляются наиболее интенсивно в северных районах. Соответственно возрастает и степень опрессованности юрско-нижнемеловых отложений.

В областях локального развития глубинных щелочных вод влияние геотектонического фактора обуславливает гидрохимическую инверсию в пределах сводовых поднятий, наиболее нарушенных элементами дисъюнктивной тектоники и грязевого вулканизма; чем выше тектоническая нарушенность конкретной структуры, тем ближе к поверхности земли они залегают.

2. Мощность, характер строения и вещественный состав осадочной толщи наряду с геотектоническим режимом играют значительную роль в создании определенного геотермического режима региона, в формировании типа (регионального, локального) инверсионного гидрохимического разреза и т. д.

Геотермический режим осадочной толщи бассейна определяется: 1) гипсометрическое положение глубинных щелочных вод в разрезе бассейна; 2) глубину залегания переходной гидрохимической зоны; 3) глубину появления сульфатов в глубинных водах.

Глубинные щелочные воды в разрезе приурочены к нижним вышесказанным температурным зонам осадочного чехла, а по площади — к наиболее прогретым его частям. Наиболее глубоко щелочные воды залегают (регионально) на севере Западной Сибири, в Усть-Енисейском прогибе, в Южно-Мангышлакском прогибе, Волго-Уральской впадине (геотермический градиент осадочного чехла 2—3°С/100 м); наиболее близко — в Керченско-Таманском прогибе (3—6,2°С/100 м). Независимо от характера проявления глубинных щелочных вод ареолы их распространения и частота встречаемости с глубиной (и соответственно с ростом температуры) возрастают.

Глубину залегания переходной гидрохимической зоны обуславливает взаимодействие глубинных щелочных и постседиментационных хлор-кальциевых вод; для этой зоны характерно присутствие всех четырех типов вод, сближение концентраций В, I и Вг.

Глубина появления сульфатов в глубинных щелочных водах определяется температурными границами порядка 70—80° (выше которых активная деятельность микроорганизмов, в том числе сульфатредуцирующих бактерий, подавлена). В ряде бассейнов (Керченско-Таманский прогиб, Южно-Каспийская впадина, Днепровско-Донецкая впадина и др.) с момента появления сульфатов происходит их закономерное увеличение с глубиной; максимальные содержания сульфатов приурочены к наиболее глубоким горизонтам.

Верхним частям осадочных бассейнов вне проявления локальных аномалий свойственна нормальная гидрохимическая зональность. Локальное проявление глубинных щелочных вод в пределах нарушенных

участков структур не исключает, однако, наличия на больших глубинах регионально распространенных щелочных вод. Примером этого могут служить меловые отложения Керченско-Таманской области, нижнемеловые севера Западной Сибири, нижнемеловые — среднеюрские Южно-Каспийской впадины [13, 18].

Источниками опреснения подземных вод являются мощные регионально выдержанные глинистые толщи (майкопского и нижнемелового — верхнеюрского времени); вместе с тем они способствуют сохранению инверсионного гидрохимического разреза, препятствуя охлаждению и дегазации глубоких недр.

3. Геологическое время — этот фактор играет большую роль в формировании инверсионной гидрохимической зональности, сохранении ее в осадочной толще. На протяжении геологического времени происходит метаморфизация вод гидрокарбонатно-натриевого типа и инверсионный гидрохимический разрез не сохраняется. Таким образом, наличие в недрах земли глубинных щелочных вод и инверсионного гидрохимического разреза свидетельствует о молодости процессов, происходящих в осадочном чехле артезианских бассейнов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анисимов Л. А., Новиков А. А. Пластовые воды глубоких горизонтов девона Нижнего Поволжья. — Докл. АН СССР, т. 236, 1977, № 1, с. 188—191.
2. Варава К. Н., Вояк И. Ф., Негода Г. Н. Формирование подземных вод Днепровско-Донецкого бассейна. Киев, Наукова думка, 1977.
3. Влияние эпигенетических процессов на параметры коллекторов и покрышек в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности/Б. А. Лебедев, Г. Б. Аристов, Е. Г. Бро и др. Л., Недра, 1976.
4. Гальцев-Безюк С. Д., Завадский В. А. К вопросу миграции нефти и газа на Сахалине в антропогене. — Изв. Сах. отдел. Геогр. общ. СССР, вып. 3, 1972, с. 42—51.
5. Геологические предпосылки прогноза АВПД в Западной Сибири/Г. П. Евсеев, Н. В. Шаблинская, Т. В. Дорофеева и др. — В кн.: АВПД и методы прогноза в процессе бурения. Л., 1977, с. 106—118 (Тр. ВНИГРИ, вып. 397).
6. Геология нефти и газа Западной Сибири/А. Э. Конторович, И. И. Нестеров, Ф. К. Салманов и др. М., Недра, 1975.
7. Гидрогеология СССР, т. XVI. Под ред. В. А. Нуднера. М., Недра, 1970.
8. Гинсбург Г. Д., Иванова Г. А. Основные черты геохимии подземных вод в юрско-меловой толще юго-западной части Енисей-Хатангской нефтегазоносной области. Л., 1974, с. 71—85.
9. Грязевой вулканизм и рудообразование/Е. Ф. Шнюков, П. И. Науменко и др. Киев, Наукова думка, 1971.
10. Колодий В. В. Гидрогеология плиоценовых отложений Западно-Туркменской нефтегазоносной области. М., Недра, 1969.
11. Колодий В. В. Подземные конденсационные и солюционные воды нефтяных, газоконденсатных и газовых месторождений. Киев, Наукова думка, 1975.
12. Корценштейн В. Н., Кирьяшкин В. М., Филин А. С. Первые данные по глубинной гидрогеологии триасовых отложений Восточного Предкавказья. — В кн.: Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений. М., 1972, с. 3—42 (Тр. ВНИИгазпрома, вып. 6).
13. Лагунова И. А. О причинах гидрохимической инверсии в мезокайнозойских отложениях Керченско-Таманской области. — В кн.: Геология и геохимия горючих ископаемых, вып. 41. Киев, Наукова Думка, 1974, с. 66—73.
14. Лагунова И. А. О генезисе CO₂ в газах грязевых вулканов Керченско-Таманской области. — Геохимия, 1974, № 11, с. 1711—1716.
15. Литвин И. И., Терещенко В. А. Аномально высокие пластовые давления в палеозойских отложениях Днепровско-Донецкой впадины. — В кн.: Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений. М., 1976, с. 3—56 (Тр. ВНИИгазпрома, вып. 2).
16. Рачинский М. З. О распределении дейтерия в пластовых водах продуктивной толщи Апшеронской нефтегазоносной области. — В кн.: Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений. М., 1972, с. 21—25 (Тр. ВНИИгазпрома, вып. 4).
17. Рачинский М. З., Мурадян В. М., Дурмишьян В. А. Закономерности развития АВПД в разрезе осадочного чехла западного борта Южно-Каспийской впадины. —

В кн.: АВПД и методы прогноза в процессе бурения. Л., 1977, с. 119—127 (Тр. ВНИГРИ, вып. 39).

18. Рачинский М. З., Дурмишьян А. Г. Генетические связи подземных вод и углеводородных скоплений в среднеплиоценовых отложениях западного борта Южно-Каспийской впадины как показатель особенностей их формирования. — ДАН ВИНТИ, № 7337—73 от 19.XI.1973.
19. Розин А. А. Подземные воды Западно-Сибирского артезианского бассейна и их формирование. Новосибирск, Наука, 1977.
20. Щербаков А. В. Геохимия термальных вод. М., Недра, 1968.

УДК 552.578.1(—924.16)

Н. И. ХИТАРОВ (ГЕОХИ АН СССР), А. И. КРАВЦОВ,
Г. И. ВОЙТОВ, А. И. ФРИДМАН, Н. А. ОРТЕНБЕРГ,
А. С. ПАВЛОВ (МГРИ)

Газы свободных выделений Хибинского массива

Газы свободных струй несут новую информацию об особенностях ходов процессов на больших глубинах, могут характеризовать кинетику, направленность процессов изменения физико-химической обстановки на глубине, связь с тепловыми, тектоническими и химическими процессами, а также особенности взаимосвязи с сейсмическими [20, 21] и даже космическими явлениями [9, 18]. Поступление свободных газов может быть связано не только с глубинами в пределах коры, но и с подкоровой областью, поэтому их изучение приобретает особое значение. Это тем более важно, что струи из метаморфической оболочки Земли даже в пределах наиболее консолидированных ее частей (щитов) проявляются достаточно часто.

Природные газы Хибинского щелочного массива можно разделить на две морфологически обособленные группы: газы во включениях в горные породы и газы свободных струй. Помимо морфологических различий эти газы различаются химическим и изотопным составом и особенностями проявлений.

Изучению газов в Хибинах, их химического и изотопного состава посвящена обширная литература. Однако в большинстве работ [7, 11 и др.] основное внимание уделено газам в породах и минералах, а их свободные проявления описываются значительно реже [12].

Особенности локализации струй природных газов. Слабые струи природных газов проявляются достаточно часто (табл. 1), однако на дневной поверхности они не обнаружены. Струи вскрываются забоями горных выработок и скважинами в рудниках, разрабатывающих апатит-нефелиновые месторождения; проявляются в виде внезапных выделений в тектонически ослабленных зонах (с повышенной микротрещиноватостью пород). Частота их проявления не связана с определенными участками рудного пояса или конкретными породами, хотя наибольшее количество выделений свободных газов обнаружено в породах ийолитово-уртитового комплекса, подстилающих апатит-нефелиновые рудные тела.

Увеличение числа свободных газовыделений в Хибинском щелочном массиве отмечается с глубиной, что, по-видимому, обусловлено снижением в том же направлении интенсивности инфильтрации вод метеорного происхождения. Поскольку уровень проникновения последних в условиях горного рельефа не фиксируется какой-то определенной отметкой, а отражает глубину эрозионного вреза ручьев и рек и наличие разрывных нарушений, свободные выделения газов встречены на самых

Таблица 1

Химический состав газов свободных струй в Хибинах (% по объему)

Место отбора	Год отбора	H ₂	He	N ₂	CO ₂	CH ₄	ΣТУ
Юкспор, передовая штольня тоннеля [13]	1951	13,90	He опр.	4,30	—	79,50	1,90
Юкспор, горизонт +410 м	1964	2,40	0,690	70,30	1,90	24,06	0,65
То же	1965	2,88	0,087	35,98	2,88	56,0	2,17
Скважина в районе м-ния Ньорпахк [14]	1961	0,28	He опр.	He опр.	—	56,10	1,60
Кукисвумчорр, наклонный ствол на горизонт +252 м	1971	1,68	0,150	52,31	—	42,09	3,78
Расвумчорр, передовая штольня тоннеля, шпур 7	1971	1,40	0,540	1,58	—	91,59	4,68
То же, шпур 28	1966	19,48	3,670	3,50	0,55	70,78*	

* Сумма углеводородов.

различных горизонтах рудников. Например, под горным плато Расвумчорр их абсолютная отметка составляла +670 м, в то время как в долинах рек не превышала +300—+350 м. С глубиной также увеличивается интенсивность и продолжительность разгрузки газов в атмосферу из индивидуальных источников.

Химический состав газов. Газы в основном представлены смесями углеводородов, свободным водородом и азотом, содержат повышенные количества гелия (иногда более процента) и по принятой классификации определяются как водородно-азотно-углеводородные. В то же время соотношения между индивидуальными газами в струях различны. Особенно велики вариации водорода и азота. Например, в газах наиболее хорошо изученных свободных струй месторождения Кукисвумчорр и передовой штольни Расвумчоррского тоннеля (см. табл. 1) содержание водорода изменяется от 1 до 20% по объему, азота — от 10 до 52% при чистоте отбора образцов, обеспечивающей содержание в пробах кислорода не более 0,5—1,0%.

Основными компонентами свободных струй являются углеводороды, которые определяют химический облик газов. Их содержание варьирует от 25 до 90%. Наиболее богаты углеводородами газы из шпура 7 Расвумчоррского тоннеля, где они составляют свыше 90% их объема. Углеводороды представлены всеми компонентами ряда алканов, включая изомеры C₄—C₅ (табл. 2). В составе углеводородов обнаружены олефины, однако их содержание, как правило, на 1—2 порядка ниже содержания соответствующих алканов. Соотношения между индивидуальными компонентами этой функциональной группы газов близки к соотношению между углеводородами, характерному для газовых и даже газоконденсатных месторождений. Относительное содержание метана в углеводородной части газов, как правило, не превосходит 98%, этана — 9—10% и пропана — 4%. В большинстве образцов содержание CO₂ не превышает 0,5%, лишь на месторождении Юкспор оно поднимается до 2—3%.

Изотопный состав газов. Изучение изотопии углерода углеводородов и углекислого газа свободных струй показало [1, 5]: а) углерод углеводородных газов уникально обогащен изотопом ¹³C, б) содержание ¹³C имеет тенденцию последовательно уменьшаться в ряду индивидуальных углеводородов от CH₄ к его более тяжелым гомологам (табл. 3). Особенности распределения указанного изотопа стали рас-

Состав углеводородной части газов из свободных струй (% отн.)

Место отбора	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₄ H ₁₀	н-С ₄ H ₁₀	изо-С ₄ H ₁₀	н-С ₅ H ₁₂	изо-С ₅ H ₁₂	н-С ₆ H ₁₄
Юкспор, передовая штольня тоннеля	97,64	0,76	Не опр.	1,52	Не опр.	0,04*	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Юкспор, горизонт +410 м	96,10	3,19	*	0,43	*	0,28*	*	*	*
То же	96,00	3,32	*	0,48	*	0,20*	*	*	*
Скважина в районе м-ния Ньорпахк	88,90	7,06	*	4,04	Не опр.	Не опр.	*	*	*
Кукисвумчорр, наклонный ствол на горизонт +252 м	91,80	6,28	*	1,55	18,3·10 ⁻⁴	0,11	0,17	0,07	0,017
Расвумчорр, передовая штольня тоннеля, шпур 7	94,88	4,36	*	0,58	3,3·10 ⁻⁴	0,03	0,003	0,02	0,005
То же, шпур 28	89,50	9,84	*	0,50	Не опр.	0,16*	Не опр.	—	—

смаиваться как универсальный признак, характеризующий углеводороды высокотемпературного синтеза. Изотопный состав углерода CO₂ варьирует от —0,85‰ δ¹³C в газах из полевых шпатов до —1,06‰ δ¹³C в газах из эвдиалитов.

Особого внимания заслуживает изотопный состав химических элементов нулевой группы — He, Ar и Xe. Отношение ³He/⁴He в газах из шпура 7 тоннеля Расвумчорр [15] составляет 10⁻⁶; средняя величина этого отношения в газах газовых месторождений 1,3·10⁻⁸ [4]. Изотопный состав ксенона из газов шпура 28 [17] представлен рядом (%): ¹³⁶Xe +20,8±10,0; ¹³⁴Xe +9,8±5,0; ¹³²Xe 0,00; ¹³¹Xe +5,2±5,0; ¹³⁰Xe 0±±5,0; ¹²⁹Xe +5,6±5,0.

Эти же газы дали следующие изотопные отношения аргонов:

	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³⁶ Ar/ ³⁸ Ar	He/Ar _{рад}
Шпур 7	375±9	5,35±0,01	270
Шпур 28	375±5	5,12±0,15	160

Ожидаемое отношение He/Ar_{рад} в породах Хибин при кларковом содержании урана и тория [3] и 3% калия [6] должно быть равно примерно 7; если учесть разницу в потерях магматическими породами Ar и He, оно может подняться до 20. В свободных газах, отобранных в шпуре 7, это отношение на порядок больше.

Изменение химического состава газов во времени. Набор компонентов в газовых струях Хибин выдерживается на протяжении 15 лет после начала каптажа газа из отдельных газоподводящих зон. В табл. 4 для примера приводятся данные за несколько лет о составе газа в каптажной скважине (шпур 7). В то же время соотношения между индивидуальными газами струй, по данным свыше 1000 измерений за период 1961—1975 гг., имеют тенденцию гармонично изменяться во времени. Изменяется также и напор, под которым газы проявляются в местах разгрузки.

Обсуждение результатов. Приводимые данные, по-видимому, свидетельствуют о субвертикальном движении водородно-азотно-углеводородных газов с высоким содержанием гелия в атмосферу Земли с площади Хибинского массива щелочных пород. Плотность потока крайне неравномерна по площади и в общем коррелируется со степенью тектонического расчленения массива. Наибольшей величины она достигает в зонах крутопадающих (80—90°) тектонических разломов, ориентированных на северо-восток (простираение 110—120°).

Поскольку газы в газовых и газовой-жидких включениях в породы представляют изолированные системы, то вполне вероятно, что интегральный поток с площади массива в основном формируется газами, поступающими по тектонически ослабленным (трещиноватым) участкам пород. Среднестатистическая удельная плотность этого потока может быть определена методом баланса по содержанию индивидуальных компонентов в исходящих струях горных выработок.

Такие определения выполнены на месторождениях Кукисвумчорр и Расвумчорр, где измерялись концентрации газов в исходящих струях выработок и количество проходящего по ним воздуха, что позволяет получить объем газов, выделяющихся с поверхности выработок, и соответственно определить относительную плотность потока (например, по CH₄ она составила около 60—80 см³/м² в год). В пересчете на всю площадь массива эти данные представляют существенную величину (только расход CH₄ составляет порядка $n \cdot 10^5$ м³ в год).

Полученные оценки масштаба явления хорошо коррелируются с плотностью потока, определенной по количеству индивидуальных струй

Таблица 3

Проба	Химический состав газов, % по объему										Σ ¹³ C, ‰ PDB			
	H ₂	He	O ₂	N ₂	CO	CO ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₄ H ₁₀	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	
Из уртита [5]	2,75	0,12	—	—	—	Сл.	61,64 (97,09)*	1,68 (2,65)	0,15 (0,24)	0,014 (0,02)	—1,28	—2,45	—2,60	
Из хибинита [5]	5,60	0,005	0,8	8,0	0,05	—	76,64 (95,60)	3,16 (3,94)	0,25 (0,31)	0,119 (0,15)	—0,32	—0,91	—2,57	
Из эвдиалита [5]	34,40	—	2,1	10,5	0,50	—	45,70 (79,95)	9,00 (15,75)	2,28 (3,99)	0,180 (0,31)	—0,79	—1,42	—	
Свободный газ из шпура 7 (1967 г.) То же (1975 г.)	1,40 4,88	1,57 0,77	— —	1,6 4,0	— —	— —	90,59 89,55	ΣТУ 4,81 ΣТУ 0,81	ΣТУ 4,81 ΣТУ 0,81	—	—1,06 —0,65	—2,39 —1,17	He опр.	

* В скобках указан состав углеводородов в % отн.

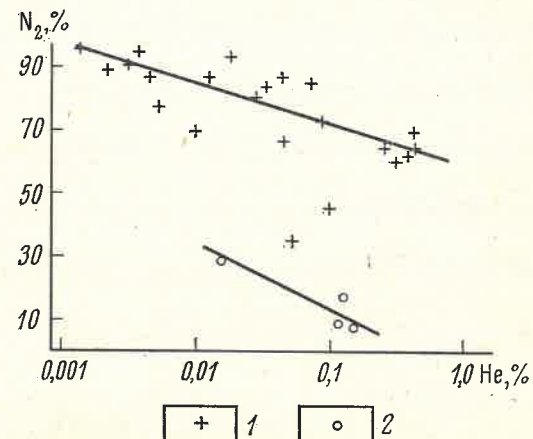
Таблица 4

Дата отбора	Химический состав газов, % по объему										Состав углеводородов, % отн.			
	H ₂	He	N ₂	CO ₂	CH ₄	ΣТУ	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₄ H ₁₀	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₄ H ₁₀
1965	3,34	2,99	5,30	—	81,50	6,30	92,82	6,60	He опр.	0,43	He опр.	He опр.	0,15*	He опр.
1966	2,98	0,15	13,60	1,05	65,60	16,62	79,77	18,12	"	0,08	"	"	0,93*	"
1971	1,39	0,49	9,15	—	84,95	4,02	95,38	3,88	0,066	0,54	1,8·10 ⁻⁴	"	0,029	0,003
1971	1,39	0,54	1,74	—	91,29	5,04	94,75	4,34	0,085	0,58	3,3·10 ⁻⁴	"	0,082	0,003
1972	4,03	0,80	3,82	0,85	86,38	4,12	96,04	3,47	He опр.	0,42	He опр.	"	0,111	He опр.
1973	4,87	0,60	5,30	0,20	83,60	5,43	90,36	5,49	"	0,50	"	"	0,032	"
1974	4,26	0,06	2,95	He опр.	80,40	5,92	93,14	6,45	"	0,25	1,0·10 ⁻⁴	"	0,014	0,001
1975	4,88	0,76	4,00	"	89,55	0,81	—	—	—	—	—	—	0,114	—

He определялись

и интенсивности их проявлений в выработках. Исключение составляют оценки плотности потока наиболее летучего компонента природных газов — водорода, более низкие (примерно на порядок) по сравнению с оценками по его балансу в исходящих струях горных выработок, что вполне объяснимо с позиций кинетических свойств индивидуальных газов.

Формирование углеводородных газов, которыми определяется специфика свободных струй, по-видимому, обусловлено квазиравновесными процессами в системах С—Н—О при низких парциальных давлениях свободного кислорода*. Тектонические условия проявления свободных газов в Хибинах позволяют считать их геологически молодыми, т. е. существует стабильное во времени соотношение между количеством газов, возникающих в глубоких очагах генерации, и их оттоком в обменный бассейн — атмосферу Земли. Действительно, если принять, что масса пород Хибинского массива составляет величину порядка $4 \cdot 10^{13}$ т, их газонасыщенность метаном — $0,02 \text{ м}^3/\text{т}$ ($20 \text{ см}^3/\text{кг}$), то при найденной

Рис. 1. Соотношение между He и N₂ в газах свободных струй
1 — Юкспор; 2 — Кукисвумчорр

плотности потока газов ($70 \text{ см}^3/\text{м}^2$ за год) с площади массива последний будет полностью дегазирован за $0,9$ — $1,0$ млн. лет, т. е. время, не большое по сравнению с возрастом Хибин (280 — 300 млн. лет). Вероятно, под плутоном существуют изолированные очаги генерации газа, характеризующиеся как различными давлениями и температурами, так и степенью развития процесса синтеза углеводородов. В пользу такой гипотезы говорят следующие факты.

1. Существенное отличие химического состава газов индивидуальных источников особенно в содержании низкокипящих газов — He, N₂, N₂ в ряде случаев CO₂ (влияние техногенных причин на проявления свободных газов исключается). Так, содержание водорода в газах свободных струй изменяется (см. табл. 1) более чем на порядок — от $0,28$ до $19,48\%$, гелия — от $0,087$ до $3,67\%$ и т. д. Наиболее резко такая тенденция проявляется в вариациях отношения He/N₂ (рис. 1), которое изменяется от одного газового проявления к другому в пределах конкретных месторождений. Газы свободных струй на месторождениях Кукисвумчорр и Юкспор различаются по содержанию азота. Такая тенденция сохраняется и на месторождении Расвумчорр, в газах свободных проявлений которого содержание азота наименьшее. Не наблюдается прямой корреляции между гелием и азотом, свойственной для газовых месторождений [22]. Более того, отмечается общая тенденция понижения гелия в составе газов при увеличении содержания в них азота.

* Существует мнение, что такое различие в составе свободно выделяющихся газов свидетельствует об их миграции из скоплений в изолированных трещиноватых зонах в породах массива [19].

2. Различие состава газов в свободных струях и породах массива, особенно низкокипящих газов. Углеводороды свободных струй в среднем тяжелее углеводородов, извлекаемых из пород (табл. 5). Последнее (исключение составляют газы из эвдиалитов) характеризуются меньшим содержанием этана и пропана по сравнению с содержанием этих компонентов в газах свободных струй.

Таблица 5
Средний состав углеводородных газов в породах Хибинского массива, % [8]

Средняя проба по комплексам пород	CO ₂	H ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈
Хибиниты	1,07	1,50	93,75 (96,05)*	3,75 (3,84)	0,11 (0,11)
Хибиниты трахитоидные	0,01	1,12	95,85 (96,92)	2,91 (2,94)	0,14 (0,14)
Рисчорриты	10,95	5,43	78,69 (94,10)	4,64 (5,55)	0,29 (0,35)
Ийолит-уртиты	2,24	3,54	90,23 (95,77)	3,71 (3,94)	0,28 (0,29)
Средняя по Хибинам	—	1,61	95,65 (97,22)	2,68 (2,72)	0,06 (0,06)

* В скобках — состав углеводородов в % отн.

3. Различия изотопного состава углерода CH₄ газов в породах и свободных струях, выходящие за пределы погрешности стандартного изотопного анализа (см. табл. 3). Кроме того, в струях изотопный состав углерода CH₄ не остается стабильным во времени, при этом его вариации достигают 0,4% (от —1,06% в 1967 г. до —0,65% в 1975 г.).

4. Вариации отношений He/Ar_{рад} в газах из различных струй — от 160 до 270.

5. Различные вариации амплитуд статического напора в тектонических каналах, по которым газы с глубины выводятся в область разгрузки — атмосферу Земли.

При стабильном во времени выделении газов из источников соотношение между их индивидуальными компонентами испытывает квазигармоничные колебания; их амплитуда и период являются сложными функциями многих природных факторов. Среди них, по-видимому, наибольшее значение имеют сезонные, барометрические, тектонические и космические факторы.

Влияние сезонного хода температур на интенсивность естественной тяги в горных выработках и соответственно на содержание газов в свободных струях незначительно, т. е., по-видимому, не влияет на их режим. Этого следовало ожидать также в связи с большой инерционностью сезонного хода температур.

На режим газовых струй гораздо больше влияет суточный ход барометрического давления, на что указывают величины коэффициентов корреляции между этими параметрами (0,5—0,7). Анализ фактически данных свидетельствует, что вариации величины отношения H₂/ΣУВ в большой степени связаны с изменениями содержания водорода — наименее инерционного компонента газовой смеси.

Систематические изменения плотности потока газов из глубинных коллекторов в зону разгрузки обусловлены причинами иного характера.

При стабильности химического состава струй (см. табл. 4) наблюдаются некоторые кратковременные (двухнедельные) вариации содержания индивидуальных газов, хорошо проявляющиеся при анализе отношений H₂/ΣУВ, H₂/N₂ и др. Этим объясняется широкий разброс значений H₂/ΣУВ и асимметрия гистограммы рассматриваемых величин (рис. 2); последняя возникает в основном за счет колебания содержания наиболее подвижного компонента — водорода. При этом основное количество значений рассматриваемой величины (более 70%) располагается в узких пределах (0,030—0,051), что обусловлено систематическими причинами (по-видимому, космическими и связанными с ними колебаниями атмосферного давления). Около 25% рассматриваемых величин выходит за пределы указанного интервала, характеризуя внутреннее (сейсмические) возмущения квазистационарного потока газа при его движении по зоне нарушений в область разгрузки — в атмосферу Земли.

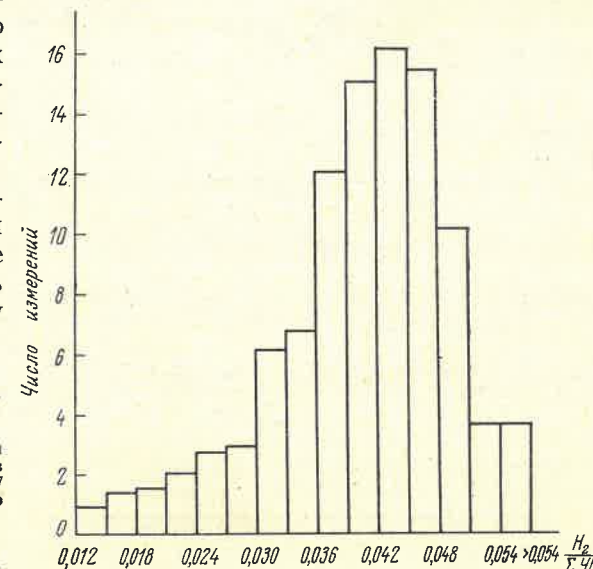


Рис. 2. Гистограмма распределения величины отношения H₂/ΣУВ в газах, отобранных из шпура 7 (Расумчорр) за период с 1961 по 1975 г.

Влиянием космических сил (лунно-солнечных приливов в земной коре) пытались объяснить неравномерности выделения газов в шахты, однако в дальнейшем было показано [16], что рассматриваемый эффект перекрывается более сильными газовыделениями, обусловленными техногенными причинами. Развитие теории приливов в твердой оболочке Земли и наблюдения над показаниями наклономеров привели к количественным оценкам этого явления [10, 11 и др.]. Поскольку последнее оказалось весьма значимым (дважды в сутки амплитуда колебаний твердой оболочки Земли в средних широтах достигает 30 см), с упругими деформациями кристаллической оболочки, вызванными лунно-солнечными приливами, пытаются связать вариации плотности потока He и Ar в атмосферу в сейсмически активной зоне — Восточном Предкавказье [18], а также механизм развязывания выбросов угля и газа в шахты [9].

Данные систематических наблюдений за составом газовых струй в Хибинах позволяют подойти к оценке влияния космического фактора на неравномерность разгрузки газов в атмосферу Земли в пределах широт. Однако сложность спектра сил гравитации, под влиянием которых Земля деформируется как упругое тело, чрезвычайно осложняет задачу; поэтому здесь сделана попытка рассмотреть только элементы парной корреляции между вариациями отношения H₂/ΣУВ и вектором лунно-солнечной гравитации, предполагающей наличие некоторого периодического тренда. Период последнего, а также его начальная фаза указывают на зависимость между составом эманулирующих газов и от-

носителем положением тройной системы (Солнце—Земля—Луна), которое реализуется в величине и направлении вектора гравитационного возмущения. Методы гармонического анализа временных рядов [2] позволяют уловить такие зависимости и оценить их силу. Выбранная гипотеза проверялась на материалах наблюдений вариации величины $N_2/\Sigma UB$ за период, когда был выполнен максимально частый отбор

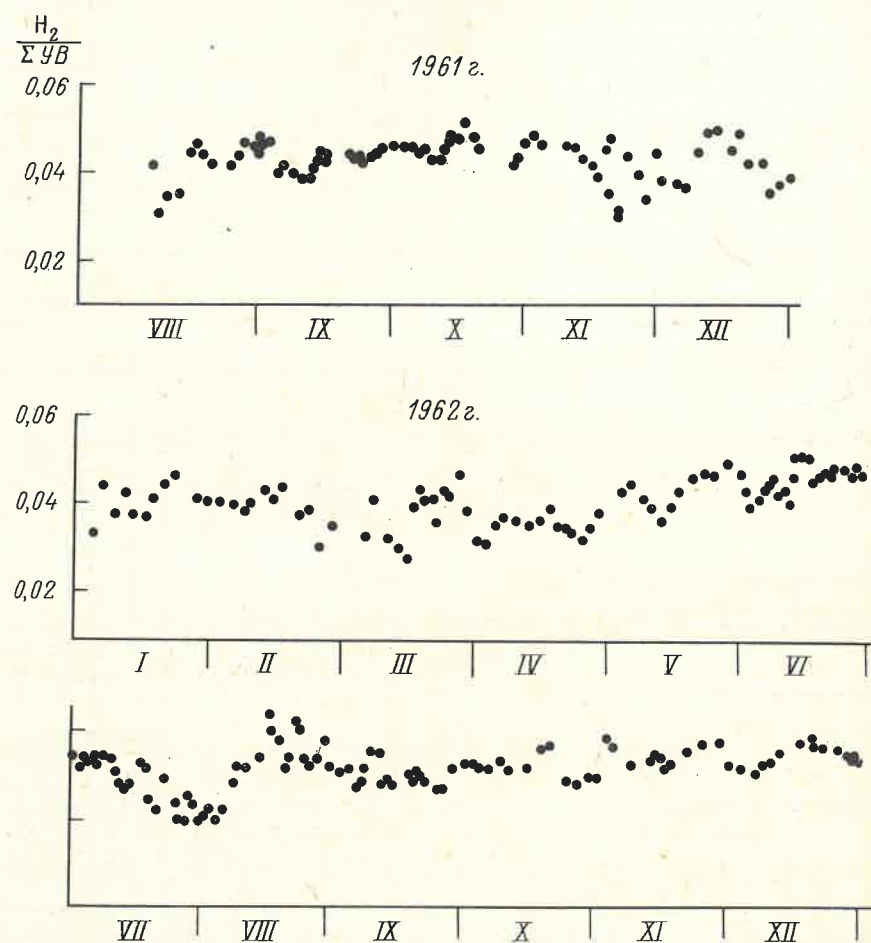


Рис. 3. Характер изменения величины отношения $N_2/\Sigma UB$ в газах, отобранных из шпура (Расвумчорр)

образцов газа (рис. 3). При этом существование периодов во временном ряде $X=x(t)$, имитирующем выбранную модель, проверялось методом построения периодограмм, а начальная фаза наиболее значительного периода находилась разложением выбранной функции в ряд Фурье.

Модель была реализована на ЭВМ «Наири-К». При построении периодограмм использованы равноотстоящие точки t_i ; значение функции $X=x(t)$ в этих точках $X_i=x(t_i)$. В ряде случаев не доставало измеренных величин; последние получены простым интерполированием (число таких точек не превышает 10%). Разложение в ряд Фурье выполнено только по наблюдаемым значениям, так как использован алгоритм, не требующий обязательно равных интервалов между точками наблюдений.

На периодограмме (рис. 4), построенной по данным машинного анализа результатов наблюдений за изменением величины отношения $N_2/\Sigma UB$, хорошо проявляется 30-суточный период, спектральная плотность которого составляет около 60% всей дисперсии. Разложение в ряд Фурье $X=x(t)$ подтверждает наличие указанного периода, т.е. в природных условиях, по-видимому, существуют временные вариации плотности субвертикального потока газов с глубины, обусловленные приливами в земной коре.

На фоне квазигармонических колебаний величины $N_2/\Sigma UB$, по-видимому, обусловленных космическими причинами, которые имеют систематический характер (см. рис. 2), на гистограмме выделяются неоднородности, вызванные современной сейсмичностью Хибин. Отклонения

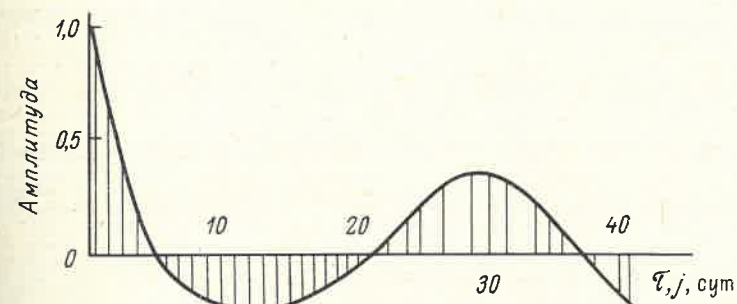


Рис. 4. Периодограмма, имитирующая характер отношения между вектором гравитации и величиной $N_2/\Sigma UB$ за период τ (сут) при частоте отбора j (сут)

этой величины от ее среднего значения проявляются даже при слабых возмущениях сейсмического фона массива [12, 19].

Высокоэнергетические возмущения напряженного состояния недр (релаксации упругих деформаций пород в гипоцентрах тектонических напряжений) приводят к спонтанным разгрузкам газов, химический облик которых резко реагирует на землетрясения. При этом изменение соотношений между компонентами свободных струй при изменении напряженного состояния массива, по-видимому, наступает задолго до момента его релаксации. Например, изменения соотношений между индивидуальными газами, поступающими в Расвумчоррский откаточный тоннель, начали проявляться задолго до землетрясения (энергетический класс 8—9) 30 сентября 1974 г. с эпицентром в районе оз. Малый Вудъявр (табл. 6, рис. 5). Они выразились в резком увеличении содержания азота в составе выделяющихся газов на стадии подготовки очага и после снятия упругих деформаций в массиве, в появлении CO_2 , уменьшении содержания N_2 и CH_4 . Отношения между последними компонентами также изменились, хотя и не столь резко, как N_2/N_2 и N_2/CH_4 .

Подобное поведение индивидуальных газов свободных струй (особенно на стадии накопления упругих деформаций в массиве горных пород), по-видимому, отражает изменения напряженного состояния горных пород в гипоцентре землетрясения. Поскольку землетрясения в Хибинах локализируются на глубинах порядка 15—20 км, указанное обстоятельство свидетельствует о связи газов свободных струй с глубокими (высокотемпературными) горизонтами массива.

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Помимо газов во включениях в породы выделяется морфологически обособленная группа — газы свободных струй, локализованные в зонах тектонических нарушений. Их химический облик определяется

углеводородами. Газы содержат свободный водород и азот, большое количество гелия; CO_2 не характерен. Углеводороды обогащены изотопом ^{13}C , отмечается последовательное изотопное облегчение углерода от CH_4 к C_3H_8 . Газы характеризуются повышенным отношением $^3\text{He}/^4\text{He}$, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, повышенным содержанием тяжелых изотопов ксенона ^{136}Xe и ^{134}Xe и т. д.

2. С увеличением в составе газов свободных струй азота содержание в них гелия падает, что противоречит установленной прямой зависимости между указанными компонентами в газах газовых месторождений. Возможно, это связано с глубиной природных газов и температурными условиями их формирования.

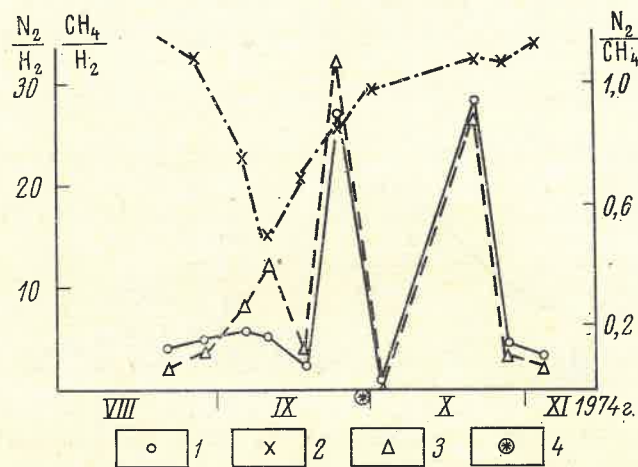


Рис. 5. Изменения содержания компонентов в свободных газах из шпура 7 (Расвумчорр), вызванные тектоническим землетрясением

1 — $\frac{\text{N}_2}{\text{H}_2}$; 2 — $\frac{\text{CH}_4}{\text{H}_2}$; 3 — $\frac{\text{N}_2}{\text{CH}_4}$; 4 — дата землетрясения

3. Химический состав газов свободных струй и их интенсивность стабильны на протяжении всего периода наблюдений (1961—1975 гг.). В то же время отмечаются периодические колебания содержаний индивидуальных газов во времени, что, по-видимому, обусловлено систематическими причинами (возможно, лунно-солнечными приливами в земной коре).

4. Влияние сейсмичности Хибинского массива на изменение интенсивности свободных струй и их химический состав выражается в резких

Вариации химического состава газов из шпура 7 (Расвумчорр) в связи с землетрясением 30 сентября 1974 г.

Дата отбора	Химический состав газов, %				$\frac{\text{N}_2}{\text{H}_2}$	$\frac{\text{CH}_4}{\text{H}_2}$	$\frac{\text{N}_2}{\text{CH}_4}$
	CO_2	H_2	N_2	CH_4			
21.8	Не обн.	2,12	8,58	89,16	4,05	42,06	0,096
27.8	"	2,49	10,93	86,58	4,39	34,77	0,13
6.9	"	3,33	19,56	77,11	5,87	23,16	0,25
11.9	"	4,51	25,28	70,20	5,61	15,56	0,36
18.9	"	3,86	10,61	85,53	2,56	22,16	0,12
25.9	0,46	1,83	50,00	47,72	27,32	26,07	1,05
2.10	1,12	3,36	0,28	95,24	0,08	28,35	0,003
21.10	1,05	1,57	44,76	52,62	28,51	33,52	0,85
28.10	0,43	2,60	11,05	85,92	4,25	33,05	0,13
4.11	0,70	2,46	8,80	88,03	3,53	35,78	0,10

ких кратковременных нарушениях соотношений между отдельными компонентами.

5. Средняя плотность потока CH_4 — ведущего компонента природных газов свободных струй — с площади Хибинского массива в атмосферу Земли составляет 60—80 $\text{см}^3/\text{м}^2$ за год. Эта величина не может в геологическое время поддерживаться только газами, локализованными во включениях в породах; для ее обоснования необходимо привлечение других источников природных газов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев Ф. А., Готтих Р. П., Лебедев В. С. Использование ядерных методов в нефтегазовой геологии. М., Недра, 1973.
- Андерсон Т. Статистический анализ временных рядов. М., Мир, 1976.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.
- Воронов А. Н., Тихомиров В. В., Якуцени В. П. Научные основы поисков гелия. — Сов. геология, 1974, № 1, с. 9—19.
- Галимов Э. М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. М., Недра, 1973.
- Иванов Т. Н. Апатитовые месторождения Хибинских тундр. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Икорский С. В. Органическое вещество в минералах изверженных горных пород. — Л., Наука, 1967.
- Икорский С. В., Припачкин В. А. О некоторых особенностях распределения углеводородных газов в интрузивных комплексах Хибинского массива. — В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. М., Наука, 1971, с. 283—288.
- Кравцов А. И., Войтов Г. И. Приливные явления и распределение внезапных выбросов угля и газа в шахтах. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1967, № 9, с. 42—46.
- Мельхиор П. Земные приливы. М., Мир, 1968.
- Молодянский М. С. Упругие приливы, свободная нутация и некоторые вопросы строения Земли. — Труды Геофизического ин-та АН СССР, № 19, 1953, с. 3—52.
- О содержании водорода в свободных струях в Хибинах/А. И. Кравцов, Г. И. Войтов, А. И. Фридман и др. — Докл. АН СССР, т. 177, № 5, 1967, с. 1190—1192.
- Онохин Ф. М. Горючие газы Хибинского щелочного массива. — Сов. геология, 1959, № 5, с. 109—118.
- Петерсилье И. А. Геология и геохимия природных газов и дисперсных битумов некоторых геологических формаций Кольского полуострова. Л., Наука, 1964.
- Применение магнитного резонансного масс-спектрометра для изотопного анализа природного гелия/Б. А. Мамырин, И. Н. Толстихин, Г. С. Ануфриев, И. Л. Каменский. — Геохимия, 1969, № 5, с. 595—602.
- Скопинский А. А., Комаров В. Б. Рудничная вентиляция. М.—Л., Углетехиздат, 1949.
- Толстихин И. Н., Шуколюков Ю. А., Войтов Г. И. Об изотопном составе аргона и ксенона из метановых газов Хибинского массива. — Записки ЛГИ, т. 51, вып. 2, 1966, с. 111—113.
- Тугаринов А. И., Сардаров С. С. Изменения в глубинных потоках радиогенных газов как следствие упругих деформаций земной коры. — Докл. АН СССР, т. 223, № 4, 1975, с. 856—859.
- Фридман А. И., Линде И. Ф. Новые данные о наличии и приуроченности скоплений горючих газов в породах Хибинских апатитовых месторождений. — Труды ГИГХС, 1965, вып. 10, с. 309—316.
- Хитаров Н. И., Войтов Г. И., Лебедев В. С. О геохимических предвестниках землетрясений. — В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М., Наука, 1974, с. 165—170.
- Хитаров Н. И. Физико-химические особенности глубинных процессов и вопросы глобальной тектоники. М., Наука, 1976.
- Якуцени В. П. Геология гелия. М., Недра, 1968.

УДК 552.11 : 553.462'43(571.51)

В. Л. ХОМИЧЕВ (СНИИГГИМС)

Формы связи медно-молибденового оруденения с магматизмом

Проблема связи медно-молибденового оруденения с магматизмом как одним из ведущих рудоконтролирующих факторов и принципов оценки перспектив рудных районов и отдельных месторождений имеет первостепенное значение.

По этому вопросу существуют две точки зрения. По одной из них оруденение связано с вулканоплутоническими комплексами среднего — кислого состава. Причем в противовес прежней чисто вулканогенной гипотезе Н. И. Наковника и К. С. Газизовой малые порфировые интрузии, с которыми тесно ассоциирует оруденение, и само оруденение связываются с плутонической ветвью такого сложного комплекса; сюда относятся вулканические штоки и дайки рассматриваются как производные промежуточных очагов, которые на ранней стадии поставляли вулканические продукты [1, 2, 6, 8, 12, 14, 15, 25, 28]. Другие исследователи связывают штокверковые медно-молибденовые месторождения с плутоническими гранитоидными комплексами средних этапов развития геосинклинальных областей или зон активизации [3, 4, 9, 10, 11, 16, 19, 20, 26, 27].

В обширной группе штокверковых медно-молибденовых месторождений выделяют два типа — существенно медный, в котором молибден присутствует только как второстепенный компонент, и существенно молибденовый, в котором роль меди и молибдена обратная. Несмотря на большое сходство между ними и наличие промежуточных связующих членов эти две группы месторождений принципиально различаются.

Собственно медные (молибденово-медные, меднопорфировые) месторождения ассоциируют с гранитоидами повышенной основности (габбро-диорит-гранодиоритовая формация); порфировые штоки, с которыми прямо или косвенно связано оруденение, сложены гранодиоритами, порфирами, монзонитами-порфирами или диоритами-порфиритами. Размещаются они в вулканогенных фемических линейных структурно-формационных зонах эвгеосинклинального типа. Предрудные метасоматические изменения пород очень интенсивные и относятся к фации вторичных кварцитов — пропилитов с широким развитием андалузита, диаспора, хлорита, эпидота, карбонатов, алунита. Вкрапленный тип оруденения преобладает над прожилковым. Главные рудные минералы — пирит, халькопирит, борнит, энаргит, блеклые руды, подчиненные — молибденит, сфалерит, галенит. Зона окисления глубокая, часто хорошо прорваная, что обуславливает развитие вторичного сульфидного обогащения с наиболее ценными промышленными рудами.

Собственно молибденовые (медно-молибденовые) месторождения ассоциируют с нормальными биотитовыми и лейкокатовыми гранитами (гранитовая формация), и порфировые тела представлены гранитами, порфирами и кварцевыми порфирами. Размещаются они в салических блоковых структурно-формационных зонах многоэвгеосинклинального типа или в активизированных консолидированных глыбах. Предрудные метасоматические изменения пород менее значительны, локализуясь главным образом вдоль трещинных зон и относятся к фации полецистовых метасоматитов — березитов. Поэтому прожилковое оруденение

хорошо выражено и превалирует над вкрапленным. Главными рудными минералами являются пирит, молибденит, халькопирит, второстепенными — шеелит (или вольфрамит), сфалерит, галенит, флюорит. Зона окисления развита ограниченно, а вторичное сульфидное обогащение вообще отсутствует.

Таким образом, объединение этих двух типов месторождений в одну формацию основано только на внешних признаках: прожилково-вкрапленном характере оруденения и пространственно-временной связи его с порфировыми породами. Перечисленные различия между ними имеют принципиальное значение и в отношении главных минеральных ассоциаций, и в отношении геологических условий образования месторождений. Они свидетельствуют о принадлежности их к отдельным самостоятельным рудным формациям, если под последними понимать группу месторождений, образующихся в близких геологических условиях и обладающих сходными по составу устойчивыми минеральными ассоциациями [7].

Именно поэтому в классификации Н. А. Хрушова [22, 23] для них предусмотрены кварц-серицит-молибденитовая (собственно молибденовые штокверковые месторождения) и кварц-серицит-молибденит-халькопиритовая (медные месторождения) формации. В. Т. Покалов [17] также выделяет молибденовую и медно-молибденовую (молибденово-медную) формации, отмечая их различную геотектоническую позицию.

Рассмотрим связь с магматизмом молибденового оруденения юга Красноярского края и прежде всего наиболее изученных месторождений и рудопоявлений Кузнецкого Алатау (Сорское, Ипчульское, Агаскырское, Ничкурюпское, Бейское и др.).

Сорское месторождение расположено на северо-восточном окончании Сайгачинского массива крупнозернистых порфировидных биотитовых гранитов, которые прорваны небольшим штоком мелкозернистых лейкокатовых гранитов. В пределах двух сближенных крутопадающих зон повышенной трещиноватости лейкокатовые граниты подверглись фельдшпатизации, окварцеванию (вплоть до пегматитов и монокварцевых тел) и серицитизации. Несколько позже в те же структуры внедрились небольшие штоки и дайки гранит-порфиров и сформировались вкрапленно-прожилковые руды [19].

На Ипчульском месторождении рудоносные лейкокатовые граниты обнажаются среди зеленокаменных диабазов протерозоя в виде небольших штоков, сливающихся на глубине в одно крупное тело. Крутопадающая зона повышенной трещиноватости северо-западного простирания огибает штоки гранитов и вокруг одного из них образует трубообразный кварцевый штокверк, уходящий корнями в интрузив.

Агаскырское месторождение, Карасукское и Ничкурюпское рудопоявления расположены по периферии Саралинского массива, сложенного теми же порфировидными биотитовыми гранитами. Последние прорваны небольшими штоками лейкокатовых гранитов, к одному из которых приурочено Карасукское рудопоявление. Но обычно лейкокатовые граниты образуют многочисленные дайки вдоль тектонических зон. В такой же ситуации находится Ничкурюпское рудопоявление.

На Агаскырском месторождении лейкокатовые граниты образуют штокверк мелких ветвящихся жилок в диабаз-кварц-кератофировой толще раннего кембрия, с которым в общих чертах совпадают штокверк сульфидно-кварцевых прожилков (рудная зона). Рудогенерирующее гранитное тело на поверхности не обнажается и не встречено скважинами под рудной зоной. Однако по геофизическим данным установ-

лено, что граниты Саралинского массива продолжают в направлении Агаскырского месторождения под девонскими отложениями, и к окончанию отрицательных гравитационной и магнитной аномалий склоняются гранитный штокверк и рудная зона.

В противоположность Агаскырскому месторождению, наиболее удаленному от магматического источника, Бейское рудопроявление представляет глубокие уровни штокверкового молибденового оруденения. Оно находится внутри крупного эродированного массива мелкозернистых лейкократовых и биотитосодержащих гранитов. Метасоматическое окварцевание, фельдшпатизация и серицитизация развиты на большой площади вдоль многочисленных мелких трещинных зон. Тонкие прожилки кварца с бедной вкрапленностью сульфидов также рассеяны в гранитах, не образуя значительных концентраций.

Таким образом, рассмотренные месторождения и рудопроявления по геологическому строению индивидуальны, но в отношении двух главных рудоконтролирующих факторов — магматического и структурного — они однотипны. Связь оруденения с лейкократовыми гранитами настолько постоянна, что ни у кого не возникает сомнений в ее генетическом характере. Подчеркивая специфическую молибденоносность этих гранитов, Д. И. Мусатов предложил выделить их в отдельный сорский комплекс. Однако подобная идея не получила поддержки. Во-первых, лейкократовые граниты постоянно ассоциируют с массивами крупнозернистых порфировидных биотитовых гранитов и в отрыве от них (что могло бы свидетельствовать об их структурно-временной самостоятельности) не известны. Во-вторых, минеральный и химический составы лейкократовых и порфировидных биотитовых гранитов очень близки. В-третьих, лейкократовые граниты имеют мелкозернистую структуру и резкие контакты с вмещающими крупнозернистыми гранитами на неглубоких эрозионных срезах; с переходом на более низкие уровни размер зерен в них увеличивается, содержание биотита возрастает и контакты становятся менее резкими. Все это свидетельствует о зарождении лейкократовых гранитов внутри массивов порфировидных биотитовых гранитов в качестве остаточного продукта кристаллизации, отжатого на более высокие уровни.

Раннепалеозойский тигертышский комплекс издавна выделяется на восточном склоне Кузнецкого Алатау (Ю. А. Кузнецов, Г. А. Иванкин, Ю. Д. Скобелев, И. И. Ипатов, В. Л. Хомичев и др.). Массивы его локализируются исключительно в блоковых зонах многоэосинклинального профиля в орогенную стадию развития и знаменуют их консолидацию [21]. При этом на Кузнецком Алатау не известны вулканические граниты близкого возраста, состава и структурного положения, с которыми можно было бы комагматично увязать граниты тигертышского комплекса, поэтому он всегда относился к плутоническим палинггенным образованиям.

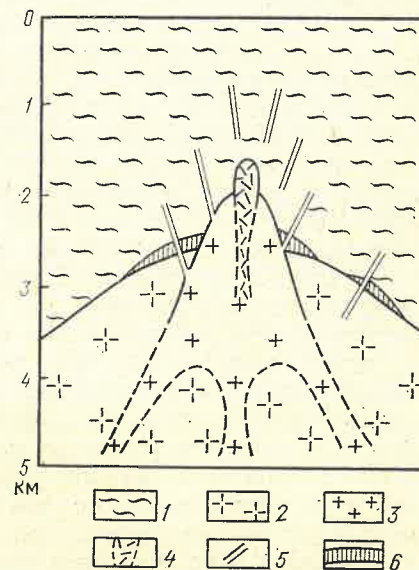
Как отмечалось выше, молибденовое оруденение Кузнецкого Алатау связано с лейкократовыми гранитами тигертышского комплекса, характер этой связи не анализировался. Несколько раньше автор [20] отмечал, что с тигертышским комплексом кроме штокверкового молибденового оруденения связано и скарновое вольфрам-медно-молибденовое (Глафиринская, Туимская, Карышская группы месторождений). Оно локализуется на контакте порфировидных биотитовых гранитов и генетически связано с ними, так как рассекается дайками лейкократовых гранитов. Однако скарновые и штокверковые месторождения разобщены не только во времени, но и в пространстве: в тех участках и районах, где с биотитовыми гранитами связаны рудоносные скарны, лейкократовые граниты безрудны, а в районах развития штоквер-

кового оруденения на контакте биотитовых порфировидных гранитов скарнов вообще нет.

Создается впечатление, что в одном случае летучие и рудные компоненты выносятся из гранитного массива в контактовую зону на позднемагматической стадии и образуют многочисленные мелкие скарновые месторождения и рудопроявления, а остаточный лейкократовый расплав оказывается безрудным. Принципиальная схема рудно-магматической системы этого типа показана на рис. 1. В другом случае рудные и летучие компоненты, распыленные в большом объеме исходной магмы, концентрируются в остаточном лейкократовом расплаве, придают ему резко выраженную медно-молибденовую специализацию и при инъеции его на верхние уровни формируют крупные штокверковые месторождения. Этим и обусловлена в первую очередь прямая генетическая связь штокверковых месторождений с небольшими телами лейкократовых гранитов.

Однако металлогеническая специализация лейкократового расплава во многом зависит от последующей его дифференциации. На примере хо-

Рис. 1. Принципиальная схема рудно-магматической системы скарнового вольфрам-медно-молибденового оруденения юга Красноярского края. 1 — вмещающие породы; 2 — крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты; 3 — мелкозернистые лейкократовые граниты; 4 — гранит-порфиры; 5 — дайки лейкократовых гранитов и гранит-порфиров; 6 — скарновое вольфрам-медно-молибденовое оруденение



рошо изученного Сорского месторождения установлено, что в ходе кристаллизации лейкократовых гранитов от них отделяются пневматолито-гидротермальные растворы, насыщенные подвижными петрогенными (K, Na, H₂O, SiO₂ и др.) и летучими компонентами. В результате на апикальные зоны гранитов и отчасти породы кровли накладываются процессы калишпатизации, альбитизации, окварцевания и серицитизации. Наиболее интенсивно метасоматические процессы протекают в осевых частях зон повышенной трещиноватости, где образуются кварцполевошпатовые (пегматиты) и монокварцевые тела.

После некоторого перерыва в связи с дополнительными тектоническими подвижками внедряются дайко- и штокообразные тела гранит-порфиров и формируется главная масса руд. Гранит-порфиры настолько характерны для крупных штокверковых медно-молибденовых месторождений и так тесно ассоциируют с оруденением, что многие исследователи придают им решающее значение в генезисе руд и иногда выделяют их в самостоятельный рудоносный комплекс. Однако это не так.

О генетической связи гранит-порфиров с лейкократовыми гранитами свидетельствуют следующие факты. Гранит-порфиры отдельно от лейкократовых гранитов нигде в Кузнецком Алатау не встречаются. Ареал их на поверхности настолько мал, что нельзя допустить существования сколько-нибудь глубокого источника [18]. Состав гранит-порфиров и лейкократовых гранитов или близкий, или тождественный; наряду с резкими секущими контактами на верхних уровнях с глубиной

между ними наблюдаются постепенные переходы через мелкопорфировые разности гранитов. Мелкие тела гранит-порфиров представляют бескорневые «подвешенные» в гранитах блоки, а крупные — с глубиной быстро расщепляются и выклиниваются, «растворяясь» в гранитах. Иными словами, образование гранит-порфиров представляет не отдельный самостоятельный акт магматической деятельности со своим очагом, а отщепления лейкократовых гранитов из неглубоких их частей на поздней стадии становления. Поэтому правильнее их называть не субвулканическими породами, как это часто встречается в литературе, а гипабиссальными или близповерхностными.

В то же время гранит-порфиры тесно связаны с рудным процессом, внедряясь в промежутках между отдельными его стадиями. Так на Сорском месторождении издавна выделяются предрудные (вернее сорудные) порфиры I, которые подвергаются оруденению, и позднерудные порфиры II, которые рассекают рудную зону, но испытывают минерализацию на заключительной полиметаллической стадии. На месторождении Клаймакс выделяются три генерации гранит-порфиров и после каждой из них следует отдельная стадия оруденения. В Алма-лыкском рудном районе насчитываются три-четыре генерации порфиров интрузий, что, очевидно, имеет прямое отношение к широко проявленному здесь молибденово-медному оруденению*.

Нельзя не отметить и постоянной строго выдержанной структурной сопряженности метасоматитов, гранит-порфиров и оруденения, обусловленной контролем их одними и теми же зонами повышенной трещиноватости. Ориентировка зон метасоматического изменения пород, тел гранит-порфиров, рудных жил и прожилков подчиняется элементам залегания зон повышенной трещиноватости. Между вертикальным размахом и масштабом развития метасоматитов, гранит-порфиров и оруденения наблюдается прямая зависимость, и выклинивание их в гранитах происходит на одном уровне. Если в верхних, фронтальных частях месторождений метасоматиты, гранит-порфиры и оруденение могут значительно разобщаться в силу многократного расширения контролирующей их структуры, то с глубиной они все более сближаются и выклиниваются одним корнем.

Все это свидетельствует о близких или общих для них источниках локализующих структурах, путях движения, причинах и механизме образования и позволяет рассматривать метасоматиты, гранит-порфиры и штокверковое оруденение во взаимосвязи, как одну рудно-магматическую систему [5], развивающуюся на базе лейкократовых гранитов в пределах тектонически нарушенных участков типа зон повышенной трещиноватости. Последние дренировали остаточные расплавы и растворяли из неглубоких частей штоков лейкократовых гранитов, обуславив высокую степень его дифференциации и контролировали последующее возникновение рудно-магматических продуктов.

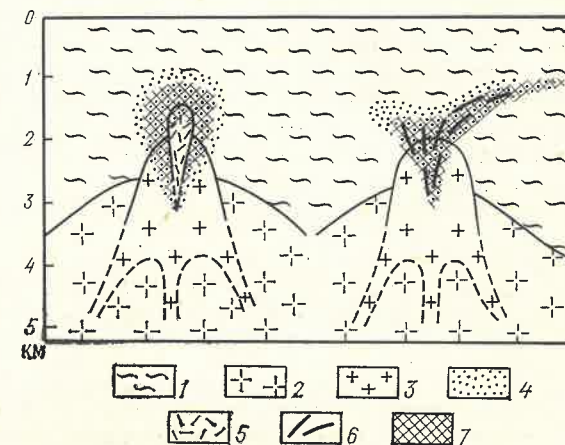
Таким образом, медно-молибденовое оруденение и гранит-порфиры связаны только парагенетически, как сопряженные во времени и пространстве производные одного источника — лейкократовых гранитов. По нашим представлениям, непосредственно в предрудный период лейкократовый расплав был весьма насыщен рудными и летучими компонентами (S, F, Cl, CO₂, H₂O, SiO₂ и др.), представлял неустойчивую гетерогенную рудно-магматическую систему, поднимался вверх в связи с тектоническими подвижками и при резком падении давления распался на силикатную (гранит-порфиры) и кварцеворудную фазы.

* Штокверковые месторождения этого района относятся к меднопорфировому типу, однако роль порфировых тел та же, что и на молибденовых.

Вероятность ликвации остаточного гранитного расплава на поздних стадиях находит подтверждение в современных представлениях об ионно-электронном микрогетерогенном строении магм с ярко выраженными тенденциями расслоения на фазы, сложенные разнородными сиботаксическими комплексами, — высококонцентрированную атомно-электронную рудную жидкость, с одной стороны, и бедный рудными компонентами ионный силикатный расплав, с другой [3, 24]. Такой распад мог происходить многократно с наиболее полным отделением рудных компонентов. Однако в относительно спокойных условиях эволюция лейкократового расплава могла идти и без распада (например, на Агаскырском месторождении, на котором нет гранит-порфиров), но в этом случае трудно ожидать значительного и концентрированного оруденения. Поэтому многократное отделе-

Рис. 2. Модель рудно-магматической системы штокверкового медно-молибденового оруденения юга Красноярского края.

1 — вмещающие породы; 2 — крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты; 3 — мелкозернистые лейкократовые граниты; 4 — метасоматически измененные породы; 5 — шток гранит-порфира; 6 — дайки гранит-порфира, аплита, микрогранита; 7 — штокверковое медно-молибденовое оруденение.



ние и широкое развитие гранит-порфиров являются показателями степени дифференцированности рудоносной лейкократовой магмы, размеров и интенсивности сопряженного с ними оруденения.

Аналогичную позицию штокверковое молибденовое оруденение имеет на Западном и Восточном Саянах. На Западном Саяне в связи с гранитоидами джойского комплекса известны пока слабо изученные рудопоявления Чолбанак, Озерное, Карагошские, Монгунтайгинское и др. По вещественному составу и строению джойский комплекс идентичен тигертышскому и представляет его формационный аналог. Основу комплекса составляют крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты, среди которых залегают небольшие тела мелко-среднезернистых лейкократовых гранитов, а также штоки и дайки гранит-порфиров. Молибденит-кварцевые штокверки локализуются в зонах трещиноватости или в лейкократовых гранитах (Озерное, Карагошское, Монгунтайгинское) вне связи с гранит-порфирами, или в гранит-порфирах (Чолбанак), представляющих апикальные выступы более крупных гранитных массивов.

На Восточном Саяне однотипное оруденение ассоциирует с микроклиновыми биотитовыми гранитами, лейкократовыми гранитами и гранит-порфирами (Теплый ключ, Багринское, Агульское), но в качестве самостоятельного комплекса они пока не выделяются, а включаются в буюдзульский (бренский) граносиенит-гранитовый, или в беллыкский гранодиорит-граносиенит-гранитовый, или даже в ольховский диорит-гранодиоритовый комплексы. Позиция штокверкового оруденения по отношению к материнским гранитоидам на Восточном Саяне та же, что и в Кузнецком Алатау.

Таким образом, приведенный материал позволяет уверенно говорить о генетической связи молибденового оруденения юга Красноярского края с формацией нормальных микроклиновых коровых гранитов, а точнее с их поздними производными — лейкократовыми гранитами. Порфировые штоки и дайки как сорудные образования имеют большое значение при поисках и оценке перспектив оруденения. С одной стороны, они свидетельствуют о глубокой дифференциации лейкократового расплава, с другой — определяют пространственно-структурную локализацию штокверковых руд в непосредственной близости от штоков. Схема рудно-магматической системы штокверковых медно-молибденовых месторождений юга Красноярского края представлена на рис. 2.

Следует иметь в виду, что оруденение этого типа может формироваться и без участия порфириновых пород. Поэтому решающим фактором при разбуровке площадей и оценке перспектив оруденения является развитие гранитов определенной формационной принадлежности и в особенности неглубоко залегающих их куполов, в апикальной и надкровельной частях которых чаще всего размещаются порфировые тела и молибденовое оруденение [17].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Башкиров Б. Г., Куденко А. А., Нурбаев З. М. Основные типы меднопорфириновых месторождений Казахстана и методика их поисков. — В кн.: Геология, геохимия и минералогия меднопорфириновых месторождений Казахстана. Алма-Ата, 1969, с. 26—46.
2. Власов Г. М. О рядах рудных формаций и магматогенно-рудных системах. — Геология рудных месторождений, 1975, № 5, с. 18—24.
3. Голованов И. М. Меднопорфириновые месторождения Кураминской металлогенической зоны Среднего Тянь-Шаня. — В кн.: Геология меднопорфириновых месторождений Казахстана и Средней Азии. Алма-Ата, 1971, с. 61—70.
4. Зейлик Б. С. Критерии прогноза меднорудных месторождений в Центральном Казахстане. — В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., 1971, с. 302—304.
5. Иванкин П. Ф. Морфология глубокозакрываемых рудных полей. М., Недра, 1970.
6. Котляр В. Н. Вулканогенные гидротермальные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., Недра, 1968, с. 490—543.
7. Кузнецов В. А. Рудные формации. — Геология и геофизика, 1972, № 6, с. 3—14.
8. Медно-молибденовая рудная формация/В. И. Сотников, А. П. Берзина, Е. И. Никитина и др. Новосибирск, Наука, 1977.
9. Мкртчян С. С. Медно-молибденовая формация Армении. — В кн.: Вопросы металлогении. XXI сессия МГК, пробл. 20. М., Госгеолтехиздат, 1960.
10. Мовсесян С. А., Исаенко М. П. Комплексные медно-молибденовые месторождения. М., Недра, 1974.
11. Молибден/И. Г. Магакьян, С. С. Мкртчян, С. А. Мовсесян, К. А. Карамян. — В кн.: Геология Армянской ССР, т. VI. Ереван, 1967, с. 123—190.
12. Нурбаев З. М., Полетаев А. И. О геологических особенностях и поисковых критериях меднопорфириновых месторождений коунрадского типа. — В кн.: Геология меднопорфириновых месторождений Казахстана и Средней Азии. Алма-Ата, 1971, с. 23—31.
13. Овчинников Л. Н. Некоторые закономерности магматогенного рудообразования (по экспериментальным данным). — В кн.: Генетические проблемы руд. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 24—25.
14. Основы научного прогноза медно-молибденовых месторождений в зонах субвулканических порфириновых интрузивов. М., СЭВ, 1971.
15. Павлова И. Г. О региональных закономерностях размещения молибденово-медных месторождений порфирикового типа. — В кн.: Условия образования и закономерности размещения полезных ископаемых. Л., 1971, с. 289—297.
16. Покалов В. Т. Условия образования эндогенных месторождений молибдена в СССР. М., Недра, 1964.
17. Покалов В. Т. Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена. М., Недра, 1972.
18. Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой/М. А. Фаворская, И. Н. Томсон, Р. Г. Иванов и др. М., Недра, 1969.

19. Сорское медно-молибденовое месторождение. М., Недра, 1976. (Тр. СНИИГГИМС, вып. 202).
20. Характер связи медно-молибденового оруденения с тигертышским гранитоидным комплексом на восточном склоне Кузнецкого Алатау/В. Л. Хомичев, Н. С. Лидин, А. Е. Сольцман, Е. С. Шабалина. — В кн.: Магматизм и металлогения Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1971, с. 161—164.
21. Хомичев В. Л. Тектоно-магматическое развитие Кузнецкого Алатау. — В кн.: Магматизм и металлогения Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1971, с. 37—43.
22. Хрущов Н. А. Молибден. Оценка месторождений при поисках и разведках, вып. 19. М., Госгеолтехиздат, 1961.
23. Хрущов Н. А. Классификация молибденовых месторождений. — Геология рудных месторождений, 1959, № 6, с. 52—67.
24. Шипулин Ф. К. Особенности кристаллизации силикатного расплава и скарнообразование. — В кн.: Эндогенные рудные месторождения. М., Наука, 1968, с. 42—51.
25. Щерба Г. Н. Связь рудных месторождений Казахстана с герцинским вулканизмом. — В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. М., Недра, 1965, с. 71—87.
26. Clark K. F. Stockwork molybdenum deposits in the Western Cordillera of North America. — Econ. Geol., vol. 67, N 6, 1972, p. 731—758.
27. James A. H. Hypothetical diagrams of several porphyry copper deposits. — Econ. Geol., vol. 66, № 1, 1971, p. 43—47.
28. Sillitoe R. H. The tops and bottoms of porphyry copper deposits. — Econ. Geol., vol. 68, № 6, 1973, p. 799—815.

УДК 553.22 : 553.311 (571.1)

С. С. ДОЛГУШИН (СНИИГГИМС)

О закрытых эксплозиях и связи с ними оруденения на скарново-магнетитовых месторождениях Алтае-Саянской складчатой области

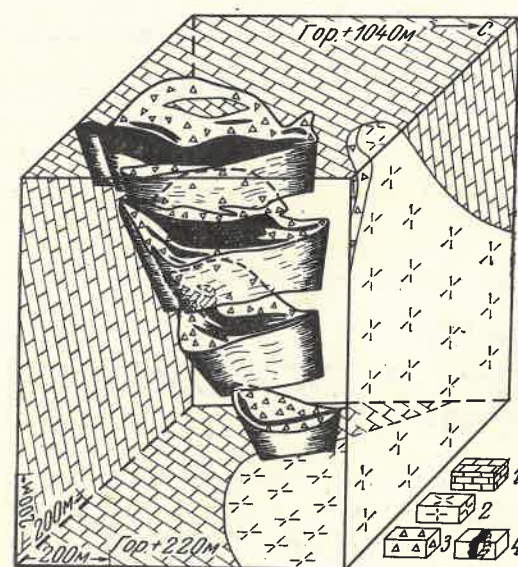
Проблема происхождения и соотношения с оруденением пород брекчиевидного облика привлекает внимание многих исследователей. Эти породы обычно описываются как туфы, туфобрекчии, лавобрекчии, туфоконгломераты или тектонические брекчии. Они широко распространены на многих эндогенных месторождениях разных металлов и характеризуются тесными пространственно-временными соотношениями с рудами. Неоднократно возникавшие дискуссии по происхождению этих образований показали, что представления об их природе во многом определяют направление геологической мысли и взгляды на генезис и перспективы соответствующих месторождений.

В последние годы доказано, что породы брекчиевидного облика часто являются продуктами закрытых эксплозий (эксплозивными брекчиями), сопровождающими рудно-магматический процесс [1—16].

На большинстве магнетитовых месторождений Алтае-Саянской складчатой области породы брекчиевидного облика развиты чрезвычайно широко, однако указаний на присутствие среди них продуктов закрытых эксплозий нет, за исключением нескольких случаев, отмеченных в статьях П. Ф. Иванкина, Н. И. Соколовой [1, 8, 9, 10] и С. С. Долгушина [6, 7]. Между тем проведенное нами изучение многих магнетитовых месторождений этой области показало, что закрытые эксплозии — процесс, типичный для становления рудно-магматических систем железорудных месторождений и что его продукты — eksploзивные брекчии — играют существенную роль в строении рудных полей многих месторождений, нередко определяя их структуру и контролируя пространственное размещение оруденения.

Для примера коротко остановимся на характеристике взрывных брекчий некоторых наиболее глубоко разведанных скарново-магнетитовых месторождений, где эти брекции, во-первых, широко распространены, во-вторых, в определенной степени являются петротипами для других месторождений, в-третьих, в связи с разведкой этих месторождений на большую глубину хорошо изучены с точки зрения формы их тел, что имеет немаловажное значение при определении их генезиса. К числу таких объектов относятся наиболее крупные скарново-магнетитовые месторождения Алтае-Саянской складчатой области — Тейское, Анзасское и Табратское.

Тейское месторождение разведано скважинами колонкового бурения до глубины 1200 м, отвечающей почти полному выклиниванию рудного поля (рис. 1). С 1964 г. оно разрабатывается карьером, глубина которого на начало 1978 г. составляла 170 м.



Вмещающими породами на Тейском месторождении служат известняки, прорванные граносиенитами и брекциями. Граносиениты залегают в виде штока, падающего под месторождение, в связи с чем, находясь на поверхно-

сти на северном фланге месторождения, они на глубине 1000 м оказываются под его центральной частью. Все исследователи связывают оруденение именно с этими граносиенитами [1, 8, 11].

Брекции, составляющие основу геологического строения месторождения, образуют среди вмещающих их известняков воронкообразное тело размером в плане на современной поверхности 1250×650 м. Оно постепенно сужается и на глубине 1100—1200 м переходит в узкое дайкообразное тело. Основная масса брекчий оруденелая, они и представляют собой рудную зону Тейского месторождения.

По составу и отношению к оруденению эти брекции неоднородны и разделяются на три группы: дорудные ортофировые, сорудные смешанного состава и пострудные карбонатные. Наиболее развиты брекции смешанного состава, две другие разновидности имеют подчиненное значение.

Дорудные брекции распространены незначительно, главным образом в юго-западной части брекчиевой воронки, где они образуют небольшое штоковидное тело размером 150×80 м на дневной поверхности. По мере проходки карьера было видно, что сначала до глубины

100 м оно расширялось под вмещающие известняки, затем постепенно сужалось и на глубоких горизонтах (по данным бурения) превратилось в уплощенный столб мощностью всего 20—30 м.

Брекции этого типа представляют собой породы резко выраженной брекчиевой текстуры с обломками округлой формы размером от 1—10 до 50—70 см. Они составляют до 70% объема породы. Все обломки имеют близкий состав, отвечающий граносиенитам Тейского штока, а точнее его периферической фации — ортофирам, в связи с чем они могут быть названы ортофировыми брекциями. Цемент того же состава, что и обломки, представлен неравномерно раскристаллизованной массой. Нередко она имеет вид интрузивной породы, насыщенной мелкими (доли миллиметра в поперечнике) обломками пород. Эти брекции не содержат рудной минерализации и подвержены лишь слабой пятнисто проявленной гидротермальной проработке. Их контакт с вмещающими известняками резкий, эруптивного типа, с ороговикованием известняков в полосе шириной 10—15 см. Ортофировые брекции прорываются сорудными брекциями смешанного состава и оруденевают в зоне контакта.

Сорудные брекции наиболее широко развиты и по существу являются единственными рудовмещающими породами, представляя собой рудную зону Тейского месторождения. Это несортированные крупно- и среднеобломочные (до глыбовых) образования, с заметно выраженной тенденцией к уменьшению размера обломков сверху вниз от крупноглыбовых (размер глыб 0,5—1,0 м и в единичных случаях до 3 м) в верхней части месторождения до средне- или даже мелкообломочных (с размером обломков 10—20 см и менее) в нижней прикоровой части месторождения. По сравнению с ортофировыми брекциями состав обломков более разнообразен, и эти породы имеют вид брекчий смешанного состава. Резко преобладают обломки субщелочных пород, весьма близкие по составу и структуре к обломкам ортофировых брекчий. Подчиненное значение имеют обломки известняков, доломитов и диабазовых порфиритов. Известны единичные обломки габбро и гранитов, залегающих под месторождением на небольшой глубине.

Цемент брекчий представлен кварц-кальцит-актинолит-хлорит-биотит-полевошпатовой массой с различным содержанием магнетита (вплоть до руды). Цементирующая масса насыщена мельчайшими обломочками пород и минералов, обуславливающими широкое развитие литокристаллопластических структур. По керну скважин отмечается, что с глубиной, по мере приближения к граносиенитовому штоку, в составе цемента увеличивается количество кварц-полевошпатового материала, в связи с чем он приобретает облик интрузивной породы (магматогенная брекчия по А. Л. Павлову [14]).

На поверхности тело брекчий имеет размер 600×1200 м. С глубиной площадь их развития постепенно сокращается почти до полного выклинивания на глубине 1200 м, где они имеют вид узкого дайкообразного тела мощностью всего 30—50 м. Форма тела брекчий может быть определена как слабо уплощенная конусовидная воронка (отношение осей которой в горизонтальном сечении 1:2), вертикальной протяженностью 1200 м, с крутым падением. Выклинивание брекчий на глубине приходится на область их сопряжения с граносиенитовым штоком. Тесная структурно-пространственная связь брекчий и граносиенитов, господствующее развитие в брекциях обломочного материала состава граносиенитов и, наконец, близость времени их образования позволяют рассматривать брекции и граносиениты как фациальные об-

разования, а сами брекчии — как продукты закрытых эксплозий [8, 9]. Рудная минерализация представлена магнетитом, неравномерно распределенным в цементе в виде вкрапленности, гнезд, линзовидных, обломковидных или даже шаровидных обособлений.

Пострудные брекчии имеют существенно карбонатный состав и представляют собой дробленные вмещающие карбонатные породы, сцементированные кальцитом. В виде полуколыца шириной 100 м они охватывают с западной стороны (т. е. со стороны висячего бока) брекчии двух предыдущих типов, прослеживаясь вглубь до корневой части месторождения. В участках соприкосновения с рудами они содержат их обломки. Образование этих брекчий связано уже с пострудным этапом, когда карбонатные породы вдоль висячего контакта ранее сформированного тела оруденелых брекчий были раздроблены в связи с прорывом газовой фазы.

Анзасское месторождение пространственно и генетически связано с габбро-альбитовым комплексом, среди производных которого в пределах рудного поля наиболее распространены габбро, натровые сенииты, альбитит-порфиры, рудные порфиры, разнообразные метасоматиты, а также эксплозивные брекчии [6, 7].

По структурно-морфологическим особенностям, закономерностям пространственного размещения поздних фаз интрузивных пород, эксплозивных, метасоматических и рудных образований в рудно-магматической системе Анзасского месторождения выделяется несколько зон (сверху вниз): фронтальная, прифронтальная, корневая и прикорневая. Фронтальной зоне отвечает область развития вверх и по восстанию ореола гидротермально измененных пород, прифронтальной — область максимального развития брекчий и руд, прикорневой — область схождения рудных зон на глубине с широким развитием интрузивных производных поздних фаз рудоносного комплекса и их брекчиевых разновидностей. Корневая зона, соответствующая области выклинивания руд и сплошного развития интрузивных пород габбро-альбитового комплекса, находится глубже современного уровня разведки, располагаясь в направлении склонения месторождения.

Эксплозивные брекчии играют существенную роль в строении рудного поля, для значительной части месторождения они служат рудовмещающими породами. По составу и условиям образования брекчии могут быть разделены на два пространственно разобщенных типа: эксплозивно-гидротермальные и эксплозивно-магматогенные. Первые развиты в профронтальной, вторые — в прикорневой зонах.

Эксплозивно-гидротермальные брекчии представлены как рудными, так и нерудными разновидностями. Нерудные брекчии развиты в виде широких ореолов вокруг верхних выклиноков рудных тел, сложенных рудными брекчиями, последние служат как бы стержнем нерудных брекчий. Брекчии на 70% сложены угловатыми и округлыми обломками размером 1—2 см, редко до 5 см местных пород — преимущественно образований последних фаз комплекса: альбитит-порфирами, рудными порфирами, гидротермолитами (тонкозернистыми альбит-амфибол-магнетитовыми породами) и рудами. Цементом является мелкозернистая, часто с флюидалой текстурой эпидот-биотит-кальцит-актинолит-альбитовая масса, в разной степени насыщенная магнетитом, обычно концентрирующимся в неясновыраженные полосы, гнезда и линзочки. С увеличением количества магнетита наблюдается постепенный переход нерудных брекчий в рудные. Значение брекчиевой тек-

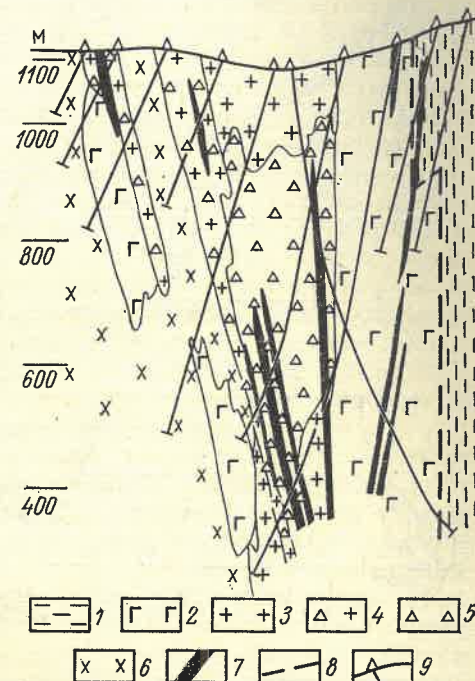
стуры в рудных телах возрастает снизу вверх, вследствие чего в пределах единых рудных тел имеются переходы от слабо брекчиевидных руд в их нижних частях до типичных брекчий в верхних.

Брекчии этого типа (рис. 2) образуют единое тело крутого падения, длиной около 1000 м, шириной до 200 м, высотой около 400 м, полого склоняющееся, как и вся рудно-магматическая система, в западном направлении. В связи со склонением в своей западной части оно имеет «слепое» залегание, т. е. не выходит на поверхность, имея тупые выклиники вверх. Кроме главного тела в рудной зоне имеется еще несколько мелких гнездообразных «слепых» тел таких же брекчий, часть из которых, без сомнения, является его апофизами.

Эксплозивно-магматогенные брекчии развиты в западной прикорневой части месторождения всегда в тесной связи с рудными порфирами и являются их брекчиевой разновидностью. Рудные порфиры слагают дайки и представляют собой магнетитсодержащие разновидности интрузивных альбит-порфиров с содержанием железа от 10—15 до 20—25%. При увеличении в них содержания магнетита они постепенно переходят в руды [7].

Нередко, особенно вблизи рудных тел, рудные порфиры имеют брекчиевидную или брекчиевую текстуру. Количественные соотношения цемента и обломочной части непостоянны. При резком преобладании цемента порода имеет вид рудного порфира, лишь частично

Рис. 2. Геологический разрез Анзасского месторождения, иллюстрирующий характер залегания эксплозивных брекчий
1 — вмещающие рудное поле, вулканогенно-осадочные породы; 2—7 — образования рудоносного комплекса: 2 — габбро, 3 — альбитит-порфиры интрузивные, 4 — эксплозивно-магматогенные брекчии, 5 — эксплозивно-гидротермальные брекчии, 6 — альбититы, преимущественно метасоматические, 7 — руда; 8 — тектоническое нарушение; 9 — скважины колонкового бурения



засоренного мелкими обломками, при преобладании обломков — вид флюидизированной мелкообломочной массы, скрепленной рудным порфиром.

В обломочной части этих брекчий наиболее широко распространены не обломки, а обломковидные образования округлой, а чаще линзовидно-овальной или даже каплевидной формы преимущественно с четкими границами. По составу они близки к цементу, представленному рудным порфиром, но отличаются от него структурными особенностями и содержанием железа. Им свойственно большое разнообразие по степени зернистости, трахитоидности, порфировидности, величине и количеству микролитов и повышенному содержанию магнетита. Нередко содержание магнетита столь высокое, что эти обломковидные образования представляют собой уже не рудный порфир, а порфировидную руду

с сидеронитовой структурой. В удлиненных обломковидных образованиях микролиты альбита всегда ориентированы вдоль удлинения, а в овальных или круглых — кругообразно вдоль границ, свидетельствуя тем самым о пластичном состоянии вещества в момент их формирования. Состав брекчий, структурно-текстурные особенности, форма их тел, тесная временная и структурно-пространственная связь (вплоть до взаимопереходов с интрузивными породами наиболее поздних фаз рудоносного комплекса, в первую очередь с рудными порфирами) свидетельствуют о том, что эти брекчии представляют собой образования, связанные с закрытыми взрывами, сменяющими интрузивный про-

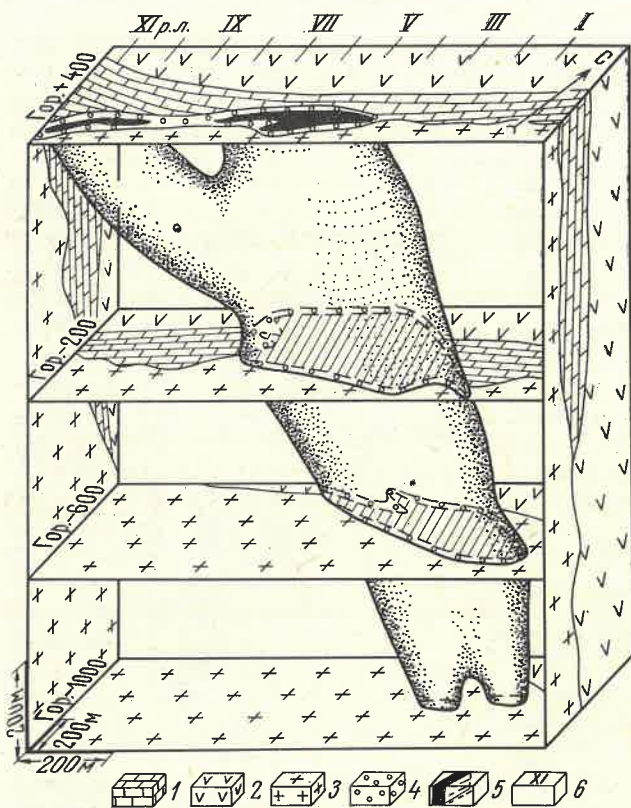


Рис. 3. Блок-диаграмма рудного поля Табратского месторождения (димерия)
1 — известняки; 2 — порфиры средне-основного состава; 3 — диориты и гранодиориты рудоносного комплекса; 4 — метасоматиты; 5 — руда; 6 — разведочные линии

цесс на заключительной стадии развития рудно-магматической системы. Взрывные брекчии в генетическом ряду интрузивная порода — руда служат переходным звеном между ними, контролируя пространственное размещение оруденения.

Табратское месторождение располагается в контакте гранодиоритового массива с вулканогенно-осадочными породами. Падение контакта крутое ($65-70^\circ$) от массива. Лежащий бок месторождения представлен диоритами, висячий — мраморизованными известняками, распространяющимися от поверхности до глубины 600 м, и порфирами на глубине более 600 м (рис. 3).

Рудой Табратского месторождения являются рудные брекчии, контур распространения которых и определяет границы промышленного оруденения. Рудные брекчии представляют собой в разной степени минерализованные гидротермальные или гидротермально-метасомати-

ческие существенно амфиболовые или амфибол-пироксен-магнетитовые породы с резко выраженной брекчиевой текстурой. Состав обломков и цемента одинаковый и различие между ними сводится к структуре и количественным отношениям слагающих их минералов. Для пород обломочной части характерны мелкозернистая структура и существенно амфиболовый (актинолитовый) состав, для цементирующей — более крупнозернистые структуры и преимущественно пироксен-магнетитовый состав при широком участии дашкесанита и кальцита. Размер обломков измеряется обычно первыми сантиметрами, форма их неправильная, угловатая. Выделяется несколько генераций магнетита и сорудных минералов как в обломках, так и в цементе, что свидетельствует о многоэтапности рудного процесса.

Рудные брекчии (рудное тело) Табратского месторождения имеют резко выраженную столбообразную форму при вертикальной протяженности 1400 м и максимальной мощности 420 м (см. рис. 3). Падение крутое, близкое к падению контакта массива. Поперечные сечения тела брекчий овальные, они увеличиваются по площади до глубины 600 м, а глубже уменьшаются. Так, сечение у поверхности 200×100 м, на глубине 600 м 600×420 м, а на глубине 1200 м 500×100 м. Корневая часть месторождения, отвечающая нижней выклинке, располагается уже не в контакте с массивом, а внутри него, совпадая пространственно с областью развития интрузивных пород, материнских по отношению к оруденению.

Табратское месторождение является одним из немногих рудных объектов большой вертикальной протяженности (1400 м) с установленной верхней и нижней выclinками. Нижняя выclinка рудного тела, т. е. тела брекчий, находящаяся на глубине 1400 м, происходит путем распада его на ряд корней, уходящих в материнский интрузив, верхняя почти совпадает с уровнем эрозионного среза. Особенности морфологии тела брекчий, их состава и соотношения с окружающими породами однозначно свидетельствуют о происхождении этих брекчий в результате закрытого взрыва гидротермально-газовой системы.

По происхождению и характеру связи с интрузивными породами и рудами взрывные брекчии железорудных месторождений могут быть разделены на две группы. К первой относятся брекчии, образовавшиеся при взрыве магматического расплава и представляющие собой лишь текстурные разновидности интрузивных пород наиболее поздних фаз рудоносного комплекса. Это взрывно-магматогенные брекчии в основном дорудные. Ко второй группе относятся брекчии, образование которых связано с взрывными процессами на основе рудоносного флюида. Это рудоносные взрывно-гидротермальные брекчии, контролирующие пространственное размещение промышленного оруденения.

Основные диагностические признаки, свидетельствующие о принадлежности брекчиевидных пород к продуктам закрытых взрывов и тесной генетической связи с рудами, касаются в первую очередь формы их тел, структурного положения, состава, характера связи с материнскими породами, наличия рудокласт и формы обломков.

Форма тел брекчий. Одним из наиболее надежных критериев отнесения брекчий к продуктам закрытых взрывов является форма тел, свидетельствующая об их интрузивном залегании. Это штоко- или столбообразные, дайковидные, конусовидные или гнездообразные тела. Особенно показательны случаи «слепого» залегания брекчий с тупыми выclinками вверх или наличие апофиз от главного рудного

тела. Однако в наиболее типичных для Алтае-Саянской области месторождениях, в значительной степени вскрытых эрозией, «слепое» залегание брекчий встречается редко, так как области их верхней выклинки находятся обычно выше зоны эрозии.

Состав брекчий. Состав брекчий для explosивно-гидротермальных и explosивно-магматогенных их разновидностей различен. Состав обломков и цемента типичных explosивно-магматогенных брекчий близок к составу материнской интрузии. При этом особенностью обломочной части является значительно меньшая степень раскристаллизации пород и разнообразие структурных особенностей по сравнению с материнским интрузивом, свидетельствующие о быстрой потере тепла и неустойчивости режима охлаждения расплава, что свойственно explosивному процессу. Для explosивно-гидротермальных брекчий характерны цемент гидротермального типа с рудной минерализацией и присутствие в обломочной части наряду с обломками пород материнского интрузива также гидротермалитов и метасоматитов, причем последние могут даже резко преобладать, как например, на Табратском месторождении. Боковые породы, вмещающие месторождения в обломочной части, как правило, незначительно распространены.

Характер связи с материнскими породами. Explosивные брекчии характеризуются тесной структурно-пространственной и генетической связью с интрузивными породами наиболее поздних фаз рудоносного комплекса вплоть до прослеживания непрерывных переходов между ними, как это отмечается на Анзасском месторождении. Для определения природы этих образований особенно показательны случаи, когда брекчии венчают гребневидные выступы малоглубинных интрузий, являясь их своеобразной ореольной фацией.

В плане анализа связи интрузивных образований с рудоносными explosивными брекчиями особое место занимают интрузивные породы, первично обогащенные магматогенным магнетитом, объединяемые нами в группу рудных порфиров и порфиритов. Обращаясь к рассмотренным примерам, отметим, что на Анзасском месторождении эта связь прямая и заключается в непосредственном переходе рудных порфиритов в explosивно-магматогенные брекчии. Однако наиболее распространен случай, когда брекчии, не имея в пределах разведанных частей месторождения прямой видимой связи с рудными порфиритами или рудными порфирами, содержат их многочисленные обломки, вынесенные из корневых частей рудных зон, находящихся ниже уровня разведки.

Рудокласты и рудная минерализация. Одной из характерных особенностей сорудных explosивных брекчий является наличие в них рудокласт — рудных обломков, обломковидных образований, рудных сгустков, оруденелых гидротермалитов и метасоматитов. Нередко количество рудокласт и рудных сгустков настолько велико, что вся брекчия становится рудой. Появление рудных обломков в брекчиях связано с дроблением при взрыве руд ранних генераций. Рудные обломковидные образования и рудные сгустки имеют иную природу, чем рудные обломки. Их образование связано в одних случаях с дезинтеграцией бурно отделяющимися газами частично закристаллизованной, но еще достаточно пластичной рудно-силикатной массы, в других — с расслоением (нередко путем ликвации) рудного расплава, его

обособлением и последующей кристаллизацией в виде линзочек, округлых или даже шаровидных обособлений.

Именно наличие рудокласт создает базу для острых дискуссий о природе этих брекчий и в целом генезиса месторождений. Дело в том, что часто рудокласты, особенно если они имеют остроугольную форму, рассматриваются как обломки более ранних руд в брекчиях, которые на этом основании считаются пострудными образованиями и определяются как тектонические брекчии, конгломераты, туфы и т. д. В то же время линзообразная или гнездообразная форма рудных обособлений способствует развитию не менее популярных представлений о них как о метасоматических образованиях и наложенном, метасоматическом характере оруденения по отношению к вмещающим их брекчиям. Между тем появление рудокласт при широком проявлении метасоматоза в explosивных брекчиях — явление типичное и закономерное, обусловленное взрывообразным становлением рудно-магматической системы на «рудном» этапе ее развития.

Форма обломков. Степень округленности обломков для брекчиевидных пород всегда была одним из ведущих диагностических признаков при определении их природы. При этом господствовали представления, что округленность обломков является следствием их транспортировки по поверхности земли водой, и соответственно обломки определялись как гальки. Однако это далеко не всегда так. Дело в том, что округлый обломочный материал, по форме напоминающий гальку, нередко встречается и в explosивных брекчиях, что, например, отмечается для ортофиловых брекчий Тейского месторождения. В этом нет ничего необычного, так как совершенно очевидно, что при перемещении массы брекчий даже на небольшие расстояния, но при большом давлении, свойственном explosивному процессу, обломочный материал в силу большого трения неизбежно будет округлен. В американской литературе издавна существует термин «галечные или валунчатые дайки» применительно к дайкам интрузивного происхождения, содержащим округлые обломки различных пород, похожих на гальки. Не лишне отметить, что в горнорудном округе Тинтик наличие «галечных даек» служит поисковым признаком на руды [13, с. 25].

Из других наиболее характерных особенностей explosивных брекчий следует отметить многофазность процесса их формирования и связанного с ними оруденения, зональное строение их тел, контактовое воздействие на вмещающие породы, широкое развитие флюидальных текстур и общий «магматогенный» облик, особенно explosивно-магматогенных разновидностей.

Характеризуя критерии выделения рудоносных брекчий, связанных с закрытыми explosиями, следует отметить, что труднее всего отличить их от сходных брекчий жерл вулканических аппаратов, т. е. вулканических брекчий. По наиболее легко сравниваемым признакам — составу и структурно-текстурным особенностям — брекчии обоих типов одинаковые. Однако, будучи сходными по ряду весьма важных признаков, эти брекчии принципиально отличаются по происхождению, их роли в рудно-магматическом процессе и, как следствие этого, отношению к оруденению. В вулканической трубке (жерле) руда моложе вмещающих их брекчий, так как при оруденении жерло служит только как благоприятная дорудная структура. Другими словами, в вулканическом жерле пространственно совмещены продукты двух разновозрастных и весьма отдаленно связанных друг с другом процессов. При закрытых explosиях брекчие- и рудообразование одновременны, как порожденные единым процессом дифференциации рудоносной магмы.

В то же время широкое проявление процессов метасоматоза при становлении рудоносных брекчий, связанных с закрытыми эксплозиями, создает впечатление наложенности оруденения на брекчий и не позволяет однозначно судить о временных соотношениях брекчие- и рудообразования. В этом случае наиболее объективные данные могут быть получены при изучении структуры месторождения, его морфологии и характера взаимоотношений брекчий с интрузивными породами. Совершенно очевидно, что такие данные, как фациальный характер взаимоотношений между брекчиями и интрузивными породами рудоносного комплекса, как на Тейском и Анзасском месторождениях, тупые выклинки брекчий вверх или вниз, характерные, например, для всех трех вышеописанных месторождений, или резко выраженная конусовидная форма их тел, подобная той, что имеет Тейское месторождение, однозначно свидетельствуют о принадлежности брекчий к продуктам закрытых эксплозий. В свою очередь отнесение брекчий к образованиям жерловой фации должно подтверждаться объективными данными, прежде всего их структурой и соотношением с интрузивными породами рудоносного комплекса.

Широкое распространение эксплозивных брекчий на многих эндогенных месторождениях, в том числе и железорудных, связано с направленным развитием рудно-магматических систем, нередко приводящим на заключительных этапах к переходу интрузивного процесса в эксплозивный. По П. Ф. Иванкину [9], эксплозии почти неизбежно сопровождают малоглубинные интрузии рудоносных магм, так как являются результатом их дифференциации. Они возникают в заключительный этап становления интрузивов, когда в зону малых глубин из остаточных очагов проникают относительно поздние порции магм, обогащенных летучими, щелочами и рудными элементами. Будучи системами равновесными на глубине, эти магмы, перемещаясь вверх, на определенных уровнях приобретают свойства самовзрывающихся жидкостей. Эти уровни определяются соотношением внешнего давления на систему и потенциальной энергией растворенных газов. При преобладании последней над внешним давлением процесс принимает форму взрыва, особенно часто проявляющегося на фронте быстро поднимающейся колонны рудоносной магмы.

Если изменения происходят быстро, то вмещающие породы дробятся, а сама рудоносная магма, включая продукты ее частичной кристаллизации, дезинтегрируются. Отделяющиеся газы вызывают дальнейшее раздробление и разрыхление пород (на стадии дистилляции) и их минерализацию (на стадии конденсации). Поэтому очень характерным признаком скрытых эксплозий является сопряженность дробления пород и гидротермально-метасоматического минералоотложения. Подобное соотношение процессов дробления пород и оруденения находит свое выражение в тесной структурно-пространственной связи брекчий и руд, когда оруденение не выходит за пределы брекчий, которые и представляют собой рудные тела.

Эксплозивный процесс многоактный, так как эксплозии неоднократно возникают на различных стадиях заключительного этапа становления рудно-магматической системы. Ранние эксплозии наиболее тесно связаны с интрузивным процессом и возникают непосредственно на базе магматического расплава, обуславливая формирование дорудных эксплозивно-магматогенных брекчий. Более поздние эксплозии связаны с образованиями типа рудного остатка, происходят при значительном участии концентрированных гидротермальных растворов и приводят к формированию рудоносных эксплозивно-гидротермальных брекчий с широко проявленным аутометасоматозом.

Эксплозивные рудоносные брекчий являются частью рудно-магматической системы и среди прочих магматических образований рудоносного комплекса наиболее тесно связаны с рудами, представляя собой по существу связующее звено между интрузивными породами и рудами. В тех рудно-магматических системах, где эксплозивные процессы играют существенную роль, они в значительной степени и предопределяют структуры месторождений, нередко отражающие расширение системы вверх. В связи с этим для месторождений этого типа характерны пучковые, конусовидные или воронкообразные структуры, в разной степени приспособляющиеся к анизотропии вмещающей среды.

На железорудных месторождениях Алтае-Саянской складчатой области рудоносные эксплозивные брекчий развиты широко, по всей вероятности, гораздо шире, чем представляется в настоящее время. Это связано с тем что брекчиевидные породы, которые являются во многих случаях продуктами закрытых эксплозий, обычно относят к породам другого генезиса — тектоническим брекчиям, лавобрекчиям, туфам, туфоконгломератам, конгломератам и т. д. Между тем выделение эксплозивных брекчий и установление их роли в строении рудного поля имеет принципиальное значение, так как нередко позволяет по-новому подойти к пониманию ряда коренных вопросов геологического строения месторождения, касающихся в первую очередь его структуры, морфологии, соотношения оруденения с магматизмом, характера рудно-магматической зональности и в конечном счете оценки перспектив оруденения на глубину.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас морфоструктур рудных полей/В. Н. Акчурина, В. А. Булытников, Ю. Д. Зубков и др. Л., Недра, 1973.
2. Бобохов А. С. Магматогенные брекчий кислого состава колчеданных месторождений Южного Урала. М., Наука, 1976.
3. Борсук А. М., Масуренков Ю. П. Об эксплозивных формах интрузивного процесса. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1964, № 4, с. 28—55.
4. Бриннер Л. Брекчиевые и галечные столбчатые тела, связанные с эпигенетическими месторождениями. — В кн.: Проблемы эндогенных месторождений, вып. 2. М., Мир, 1964, с. 649—684.
5. Генетические и физико-химические особенности рудообразующего процесса месторождений медно-молибденовой формации/В. И. Сотников, А. П. Берзина, Е. И. Никитина и др. — В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск, Наука, 1976, с. 75—93.
6. Долгушин С. С. Оценка перспектив скарново-магнетитовых месторождений Западного Саяна и Кузнецкого Алатау на основе представлений о рудно-магматических системах. — В кн.: Критерии поисков и прогнозной оценки железорудных месторождений Сибири. Новосибирск, 1976, с. 15—22.
7. Долгушин С. С. Рудные порфиры Анзасского магнетитового месторождения Западного Саяна. — В кн.: Новые данные по магматизму Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1974, с. 96—102.
8. Долгушин С. С., Микубаев В. М. Структура и перспективы Тейско-Абагасского рудного поля. — Геология и геофизика, 1976, № 12, с. 79—86.
9. Иванкин П. Ф. Морфология глубоководных магматогенных рудных полей. М., Недра, 1970.
10. Иванкин П. Ф. О закрытых эксплозиях, сопровождающих гипабиссальные интрузии и их роли при формировании рудных месторождений. — В кн.: Вулканические и вулканоплутонические формации. М., Наука, 1966, с. 171—176.

11. Иванкин П. Ф., Соколова Н. И. О морфологии и зональности Тейской рудно-магматической системы. Новосибирск, 1969, с. 14—25.
12. Иншин П. В. О механизмах дифференциации магмы. Алма-Ата, Наука, КазССР, 1971.
13. Ловеринг Т. С. Об изменении пород как поисковом признаке. М., Изд-во иностр. лит., 1951.
14. Павлов А. Л. О некоторых особенностях формирования брекчиевидных пород Тейского рудного поля. — Геология и геофизика, 1964, № 6, с. 83—96.
15. Тащинина М. В., Чепрасов Б. Л. О своеобразных эруптивных брекчиях на Алтае. — Изв. АН КазССР. Серия геол., 1955, вып. 21, с. 14—28.
16. Туговик Г. И. Эксплозии и рудный процесс. М., Недра, 1974.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.735(571.5-18)

М. В. МИХАЙЛОВ, Л. С. ХАРЬЮЗОВ,
Л. Ф. ШТЕЙН (ВСЕГЕИ)

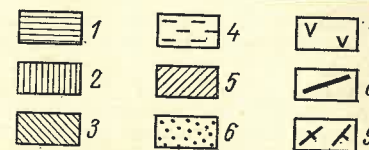
Стратиграфия каменноугольных отложений северо-востока Сибирской платформы

Каменноугольные отложения Кютингдинского грабена в бассейне нижнего течения р. Оленек (реки Кютингде, Толуопка, Нучча-Юреге) впервые описаны в 1951 г. В. М. Муравленко. Позднее они изучались К. К. Демокидовым и В. Я. Кабанько-маном, Е. С. Кутейниковым и др. [2]. Согласно этой схеме, в составе нижнекаменноугольных отложений по вещественному составу выделяются четыре толщи (снизу вверх): терригенная, нижняя карбонатная, гипсоносная и верхняя карбонатная. Затем Л. М. Натапов [3] предложил новую стратиграфическую схему среднепалеозойских отложений Кютингдинского грабена. По его мнению, немая гипсоносная толща, датируемая девоном, залегает в основании разреза и несогласно перекрывается терригенной толщей, выше которой находится карбонатная. Последние две толщи отнесены к карбону.

Авторами настоящей статьи в 1973 г. проведено детальное геологическое картирование с использованием аэрофотоснимков и изучение разрезов среднего палеозоя в бассейне нижнего течения р. Кютингде по рекам Толуопке и Нучча-Юреге, на левобережье р. Оленек против устья р. Кютингде и по долине р. Оленек (рис. 1).



Рис. 1. Схематическая геологическая карта бассейна нижнего течения р. Кютингде
1 — кембрийская система; 2—5 — турнейский ярус, свиты: 2 — нуччаюретинская, 3 — толупская, 4 — кысылханская, 5 — удаганская, 6 — пермская система; 7 — траппы; 8 — разломы; 9 — элементы залегания пород



Была подтверждена принципиальная правильность стратиграфической схемы И. М. Битермана и Е. С. Кутейникова. Установлены сложное строение терригенной и большая мощность нижней карбонатной толщ. На левобережье р. Оленек против устья р. Кютингде закартированы значительные поля развития пород нижней карбонатной толщи, ранее относимых к верхнему кембрию. Кроме того, изучены контакты всех толщ нижнего карбона, в частности, непосредственный контакт нижней карбонатной и гипсоносной толщ (рис. 2, разрез 4).

По литолого-фаціальным особенностям, мощностям и площади распространения упомянутые выше четыре толщи отвечают требованиям, предъявляемым к стратиграфическим подразделениям, которые выделяются в ранге свит. Они, с одной стороны, могут быть объединены в серию, с другой, — каждая из них делится на пачки. Авторы статьи предлагают выделить каменноугольные отложения бассейна р. Кютингде в типичную серию (название дано по острову, расположенному в устье р. Кютингде). Эта серия включает четыре свиты (снизу вверх): нуччаюретинскую, толупскую, кысылханскую и удаганскую, соответствующие ранее выделявшимся толщам (см. рис. 2).

Нуччаюретинская свита. Названа по р. Нучча-Юреге (левый приток р. Оленек), на левом берегу которой в 0,9 км от устья расположен стратотипический разрез свиты, представленный конгломератами, песчаниками и пестрыми алевролитами мощностью

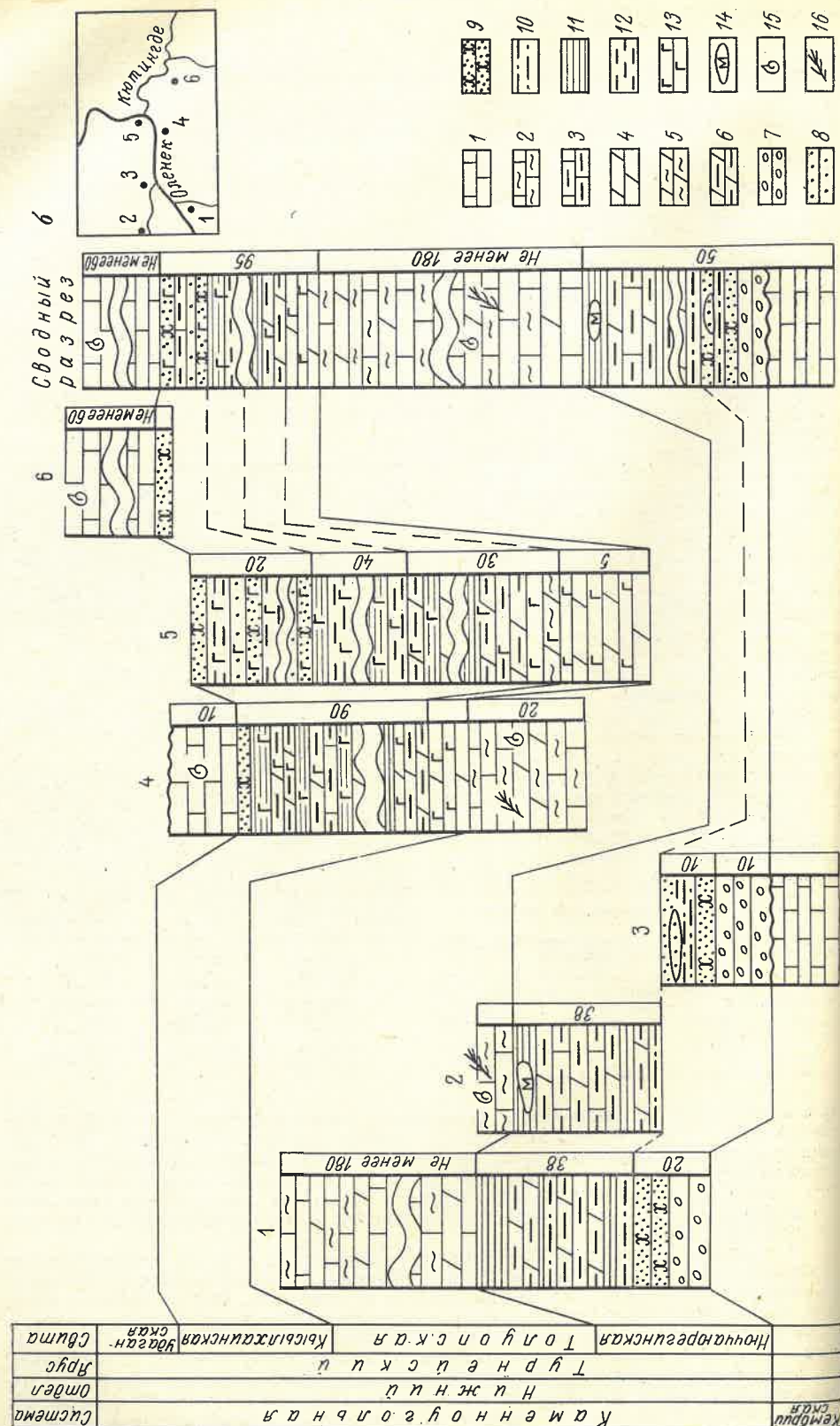


Рис. 2. Схема сопоставления (а) и расположения (б) разрезов каменноугольных отложений бассейна нижнего течения р. Кютинге. 1 — известняк; 2 — глинистый известняк; 3 — известковистый мергель; 4 — доломит; 5 — глинистый доломит; 6 — доломитистый мергель; 7 — конгломерат; 8 — гравелит; 9 — песчаник; 10 — алевролит; 11 — аргиллит; 12 — глина; 13 — гипс; 14 — стяжения марказита; 15 — фауна; 16 — разрез; 1 — левый берег р. Толуопки, 2 — левый берег р. Нучча-Юреге в 10 км от устья, 3 — левый берег р. Нучча-Юреге в 0,9 км от устья, 4 — правый берег р. Оленек, 5 — левый берег р. Оленек, 6 — левобережье р. Кютинге, руч. Удатан

58 м. Нижняя граница свиты проводится по подошве конгломератов, залегающих на разных горизонтах известняков верхнего кембрия. По литологическому составу свита может быть разделена на три пачки. Нижняя пачка начинается плотными конгломератами светло-серого цвета с песчанисто-карбонатным базальным цементом. Обломочный материал состоит в основном из кембрийских известняков, доломитов, кремней, реже кварца. Присутствуют обломки от псаммитовых зерен до галек средней величины, реже валуны. Мощность конгломератов изменяется от 2 до 10 м. Средняя пачка — алевролит-песчаник, грязно-зеленовато-серые полевошпат-кварцевые состава, в верхней части с линзами гравелитов. Цемент их доломитовый, реже кальцитовый, базальный или соприкосновения; текстура слоистая и прерывисто-слоистая, не всегда отчетливая. В нижней части отмечаются прослои кирпично-красных и розовых мергелей, тонкослоистых и равноплитчатых. Мощность пачки 20 м (см. рис. 2, разрез 3). Верхняя пачка сложена пестрыми алевроитовыми мергелями и аргиллитами. В ее основании залегают голубовато-серые и красные алевролиты кремнисто-кварцевые состава с единичными зернами глауконита и доломитовым цементом (10 м). Выше следуют красноцветные доломитовые мергели с примесью обломочного кварцевого материала (до 10%) и характерной комковато-скорлуповатой текстурой (12 м). Мергели постепенно сменяются голубовато-серыми тонкослоистыми шибенчатыми аргиллитами (6 м) с линзовидными стяжениями диагенетического пирита мощностью до 8 см и тонкими секущими прожилками вторичного гипса. Мощность пачки 28 м (см. рис. 2, разрез 2). Пачка хорошо обнажена на левом берегу р. Нучча-Юреге в 10 км от ее устья.

В пачке песчаников нуччаюреевской свиты на р. Кютинге в 30 км от устья Е. С. Кутейниковым собраны растительные остатки *Pseudolepidodendron igrischense* (A. R. Apapiev nov. comb.), по мнению Н. М. Петросян, свидетельствующие о турнейском возрасте вмещающих отложений.

Толуопская свита. Названа по р. Толуопке, где в 2 км от устья на левом берегу расположен стратотипический разрез свиты. Сложена она однообразной толщей светло- и желтовато-серых глинистых пелитоморфных доломитов и известняков. В разрезе тонкоплитчатые глинистые известняки чередуются с более массивными пелитоморфными и отдельными прослоями доломитизированных разностей. На поверхностях напластования глинистых известняков отмечаются знаки волнообразной ряби, трещины усыхания, глиноморфозы по галиту. Для известняков средней части свиты характерны желваки и прослои серого кремня, прожилки и гнезда кальцита, вкрапления сульфидов и налеты закисной меди на органических остатках. Общая мощность свиты не менее 180 м.

Нижняя ее граница проводится в основании пачки глинистых известняков, постепенно сменяющихся мергелями и аргиллитами верхней части нуччаюреевской свиты. Нижний контакт наблюдался на левом берегу р. Нучча-Юреге в 10 км выше устья и на левом берегу р. Толуопки, в 2 км от устья, в стратотипическом разрезе. Верхний контакт толуопской свиты с перекрывающей гипсоносной кислыханской свитой описан на правом берегу р. Оленек в 6 км выше устья р. Кютинге (см. рис. 2, разрез 4).

В основании свиты в глинистых известняках отмечены массовые скопления пелеципод *Cypricardina bistrata* (Portlock), *Sanguinolites abdenensis* Ether., *Leiopteria rostrata* Kon., известные в турнейских отложениях Казахстана (русаковский и ишимский горизонты). Из брахиопод в этой части разреза присутствуют: *Ovatia ovata* Hall., *Camarotoechia biplex* Tolm., *Tomiproductus elegantulus* Tolm., *Schuchertella lens* White и единичные обрывки бурых растительных остатков.

Известняки средней части свиты содержат пелециподы *Pernopecten tenuis* Kon., *Aviculopecten praelineatus* Kon., *Leptodesma* Hall. и богатый комплекс брахиопод — *Rugosochonetes hardensis* Phill., *Camarotoechia biplex* Tolm., *Cleiothyridina kusbassica* Besn., *Spirifer ussienensis* Tolm., *Fussella mediocris* (Tolm.), *Ovatia ovata* Hall., *Avonia minima* Tolm., *Athyris* (?) sp., *Martinia* (?) sp., *Crurithyris* (?) sp. Комплекс пелеципод, по мнению В. А. Муромцевой, свидетельствует о верхнетурнейском возрасте отложений, хотя отдельные формы имеют более широкий диапазон распространения. По сообществу брахиопод (определения Н. Н. Лапиной) отложения толуопской

свиты датируются верхним турне и могут быть сопоставлены с тайдонским горизонтом Кузбасса или ханельбиринским горизонтом северо-запада Сибирской платформы (бассейн р. Фокиной). Карбонатные отложения толупской свиты Кюitingдинского грабена представляют собой аналог мелководной фации юго-восточной части Кузнецкого бассейна, в которой присутствует большое количество камаротехий, шухертелл, оватий и чрезвычайно характерных *Spirifer ussiensis* Tolm.

Впервые в карбонатных отложениях Кюitingдинского грабена наряду с богатой раковинной фауной обнаружены фрагменты водорослей *Staurofucus* sp. nov., типичные для раннего карбона, а также растительные остатки *Stauropteris* sp. nov., *Radicitis* sp., *Minussopteris tricauliaceae* Radcz., отмечаемые в турнейских отложениях (бустрянская свита) Минусинского бассейна. В более высоких горизонтах толупской свиты встречаются стрехии папоротников, отнесенные к роду *Pteridorachis* sp.

Описанный комплекс растительных остатков, по заключению Н. М. Петросян, является раннекаменноугольным и характеризует отложения турнейского возраста. Таким образом, брахиоподы, пелециподы и флористические остатки свидетельствуют о верхнетурнейском возрасте толупской свиты.

Кысылхайнская свита. За стратотип свиты принято обнажение на горе Кысыл-Хая, по левому берегу р. Оленек, против устья р. Кюitingде (см. рис. 2, разрез 5). Указанная свита широко распространена в центральной части Кюitingдинского грабена и сложена преимущественно красноцветными мергелями, аргиллитами с многочисленными прослоями, линзами и прожилками гипса, гравелито-песчаников в верхней части разреза. Мощность свиты 96 м.

По литологическим особенностям могут быть выделены четыре пачки. Мало-мощная нижняя пачка (5—6 м) является переходной между толупской и кысылхайнской свитами. Нижние 3 м пачки, состоящие из серых доломитов с прослоями белого гипса и голубовато-серого ангидрита, обнажены на правом берегу р. Оленек в основании склона, в 6 км выше устья р. Кюitingде. Доломиты залегают непосредственно на известняках толупской свиты, а выше по разрезу переходят в грязно-серые глинистые доломиты и гипсо-доломиты видимой мощностью 2—3 м. Гипсо-доломиты подстилают мощную красноцветную толщу.

Вторая пачка представлена в основном красноцветными мергелями с прослоями аргиллитов, насыщенных гипсами розового и серого цвета. Гипсы образуют пласты мощностью до 1,5 м, прослои, линзы и густую сеть секущих прожилков. В этой части разреза они слагают не менее 50% пород. Мощность пачки 30 м. Третья пачка мощностью 40 м состоит из чередующихся пластов красных и голубовато-серых аргиллитов и глин. Отмечаются многочисленные прослои и желваки гипса, в верхней части — пласты розового гипса (до 1 м).

Верхняя, четвертая, пачка включает серые гравелиты и песчаники с прослоями красноцветных глин. Гравелиты и песчаники кремнисто-кварцевые с доломитовым цементом, в котором наблюдаются единичные зерна глауконита и гидроокислы железа. Породы, обладающие линзовидной или косой слоистостью, вследствие неравномерного распределения цемента имеют бугристые поверхности напластования, принимаемые иногда за поверхности размыва. В песчаниках встречаются обрывки углефицированной флоры и рассеянные углистые частицы. Присутствует гипс в виде мелких включений и гнезд, отдельных линз и секущих прожилков. Разрез заканчивается слоем серых кварцевых среднезернистых песчаников мощностью 7—10 м. Мощность всей пачки 17—20 м. В восточной части Кюitingдинского грабена, по данным предыдущих исследователей [2], в составе кысылхайнской свиты увеличивается количество алевролитовых и глинистых прослоев, мощность же пластов гипса достигает 10 м.

Органические остатки, позволяющие судить о возрасте отложений, здесь не обнаружены. Свита датируется турнейским временем на основании положения в разрезе между фаунистически охарактеризованными образованиями толупской и удаганской свит.

Удаганская свита. Названа по левому притоку р. Кюitingде — ручью Удаган, где в 7,2 км от устья (на правом берегу ручья) расположен стратотипический разрез свиты (см. рис. 2, разрез 6). Отложения свиты развиты преимущественно в южной и юго-восточной частях Кюitingдинского грабена, в нижнем течении р. Кюitingде. Нижняя ее граница проводится в основании толщи известняков, которые залегают на песчаниках, венчающих разрез кысылхайнской свиты.

Удаганская свита сложена монотонной толщей серых и буровато-серых известняков, тонкокристаллических плотных, массивных и толстоплитчатых, с прослоями органично-обломочных и глинистых разностей в нижней части разреза. Мощность ее 60 м. Указанные осадки, перекрытые терригенными образованиями перми и кайнозоя, содержат брахиоподы *Athyris* cf. *sublamellosa* Hall., остракоды — *Paraparchites*, *Glyptopleura*, *Cavellina*, *Carbonita*, *Yaungiella*, мшанки — *Hemitripa* cf. *burulica* Nikif., *Stenopora* sp., *Dyscritella* sp., свидетельствующие о турне-визейском возрасте. Кроме того, среди фораминифер, собранных Л. М. Наталовым в породах свиты, Е. А. Рейтлингер определил формы, характерные для визейского яруса Кузбасса и Омолонского массива, — *Eoendothyranopsis* aff. *ermakiensis* (Leb.); *Eotubertinae reitlinger*

M. Maclay, *Endothyra tchikmanica* Mal., *E. paracosvensis* Lip., *E. cosvensis* Lip., *E. (?) chernyschinelliformis* Lip.

Следовательно, отложения удаганской свиты принадлежат верхнему турне — визе. В целом каменноугольные отложения Кюitingдинского грабена датируются турне-визейским временем. Выделенные в них свиты и пачки могут быть использованы при крупномасштабном геологическом картировании.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологическое строение северной части Средне-Сибирского плоскогорья/Б. В. Ткаченко, М. И. Рабкин, К. К. Демокидов и др. — Труды НИИГА, 1957, т. 81, с. 133.
2. Новые данные о нижнекаменноугольных отложениях северо-востока Сибирской платформы/И. М. Битерман, Е. С. Кутейников, Б. Н. Леонов и др. — Докл. АН СССР, № 3, т. 144, 1962, с. 613.
3. Проявления соляной тектоники, связанные со среднепалеозойскими галогенными толщами/Г. С. Фрадкин, М. К. Калинин, В. В. Меннер и др. Новосибирск. Наука, 1973. (Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 65).

УДК 552.21 : 552.5+551.3

Ф. Н. ЕФИМОВ (ВНИГНИ)

Петромагнитная классификация осадочных и вулканогенных образований на примере изучения разреза Кустинской опорной скважины

С помощью петромагнитной информации и вариационных кривых магнитной сепарации образцов с учетом данных капаметрии керна исследуемых скважин (литолого-магнитная информация) удалось экспериментально доказать справедливость теоретических положений о закономерном характере природных проявлений магнитной минерализации пород литосферы [1, 3]. Литолого- и петромагнитная информация дополняют одна другую. Вместе с тем, только петромагнитный анализ пород может дать развернутую характеристику природных проявлений магнитной минерализации.

По мере накопления петромагнитной информации появилась возможность использовать ее в целях классификации горных пород. Принципиальные теоретические соображения на этот счет изложены в работе [1]. Однако оказалось, что реализовать эти соображения дело трудное и долгое. Трудное — потому, что новое и по идее, и по ее методическому воплощению; долгое — потому, что требовало накопления очень большого экспериментального петро- и литологомагнитного материала. В конце концов была разработана классификационная система петромагнитной информации [4]. Ниже рассматриваются результаты петромагнитной классификации на примере осадочных и вулканогенных пород досилурийской Кустинской опорной скважины, расположенной в пределах Брестской впадины.

Диаграмма капаметрии керна в сопоставлении с литолого-стратиграфической колонкой представлена на рис. 1. Расчленение разреза дано по схеме авторов работы [6]. Позже было предложено различными авторами еще несколько вариантов расчленения данного разреза. В ходе капаметрических исследований отобраны образцы для петромагнитного анализа. Места отбора образцов соответствуют положению их номеров в колонке разреза (см. рис. 1).

Диаграмма капаметрии керна полностью согласуется со стратиграфическим расчленением разреза. Средние и крайние значения, а также особенности поведения кривой капаметрии, отражающие суммарные проявления магнитной минерализации в измеряемом объеме керна, оказываются специфическими для каждого стратиграфического и даже литологического (пачка, покров) подразделения разреза.

В осадочной части разреза привлекает внимание поведение кривой капаметрии керна в интервале залегания толщи однородных кварцевых песчаников и алевролитов нерасчлененного среднего — верхнего кембрия. Здесь в отличие от ниже и выше залегающих толщ кварцевых песчаников среднего и верхнего кембрия наблюдаются сложные по конфигурации аномальные участки, где кривая восприимчивости до 10⁻⁶ — 15·10⁻⁶ СГС, осложняясь узкими максимумами (до 20·10⁻⁶ — 80·10⁻⁶ СГС). Это обусловлено неравномерным распределением железистокарбонатного цемента в кварцевых песчаниках и высокой концентрацией его в тонких прослоях кварцевых алевролитов.

Для пород верхнего кембрия характерна спокойная кривая капаметрии, преобладает среднее значение 2·10⁻⁶ — 3·10⁻⁶ СГС. Редкие прослои песчаников, обогащенные

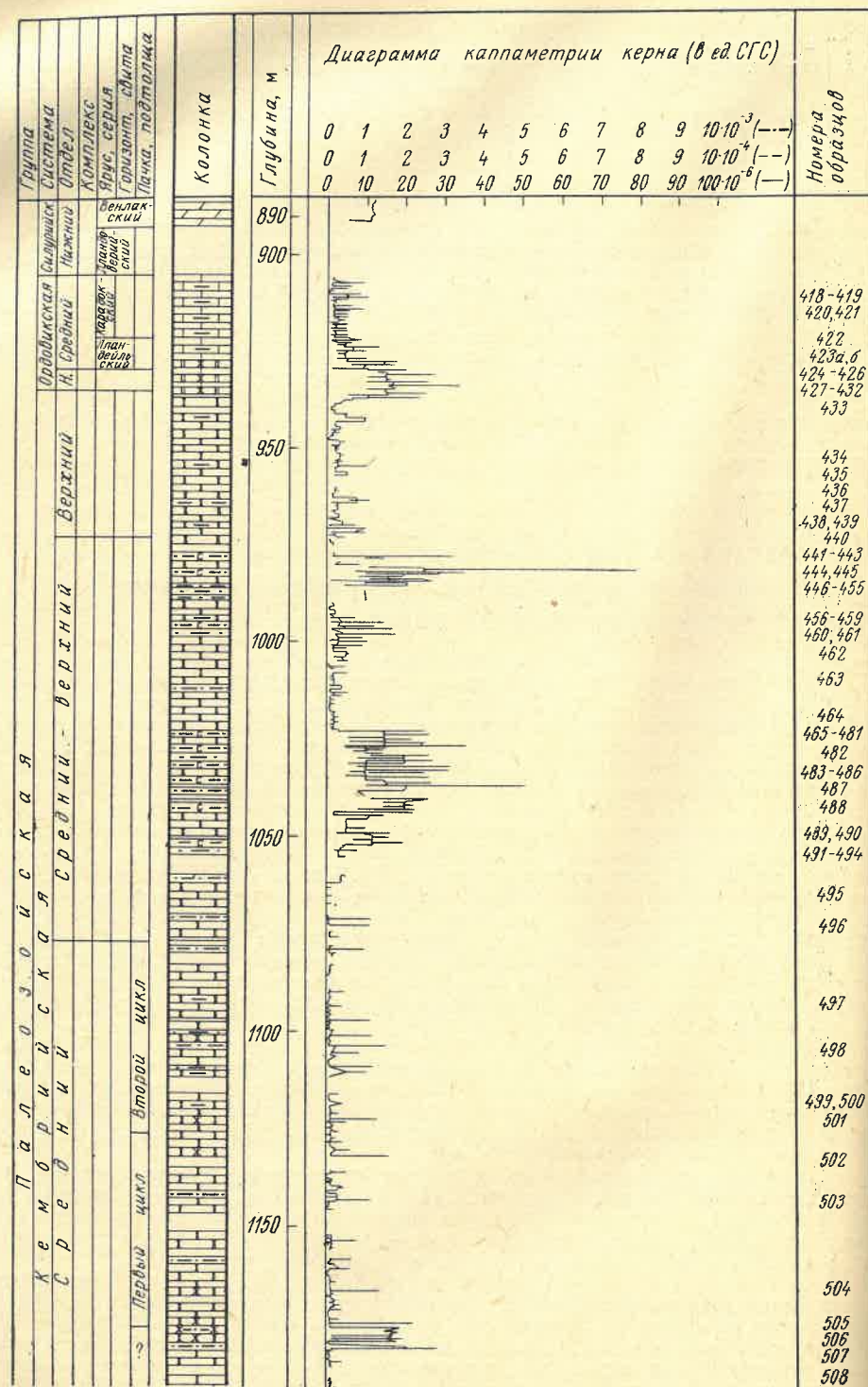
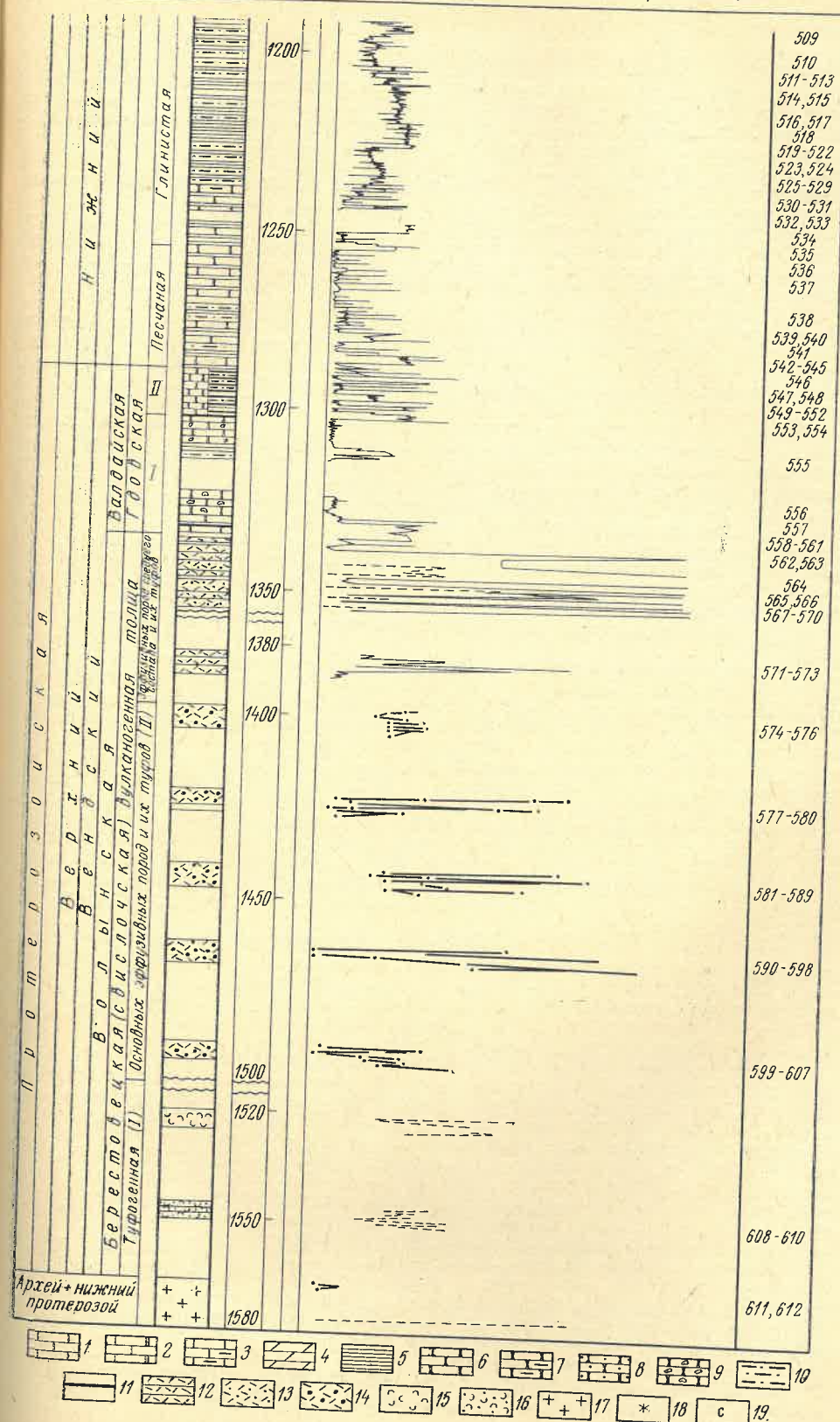


Рис. 1. Литологомагнитная характеристика разреза Кустинской опорной скважины, М-6 1:1000. 1 — известняк, 2 — известняк доломитизированный, 3 — известняк глинистый, 4 — мергель, 5 — глина, 6 — песчаник, 7 — песчаник глинистый, 8 — песчаник алевроитовый, 9 — песчаник граวยитовый, 10 — алевролит, 11 — микалит, 12 — разложившийся эффузив, 13 — эффузив среднего состава, 14 — эффузив основного состава, 15 — туф, 16 — туфит; 17 — кристаллический фундамент, 18 — ожелезнение; 19 — железистый карбонат в цементе обломочных пород



глинистым материалом, отмечаются узкими невысокими максимумами ($9 \cdot 10^{-6}$ — $10 \cdot 10^{-6}$ СГС).

Кривая каппаметрии керн кварцевых песчаников среднего кембрия имеет более низкий уровень средних значений ($1 \cdot 10^{-6}$ СГС с колебаниями в пределах 0 — $2 \cdot 10^{-6}$ СГС). Вторая особенность литологомагнитной характеристики песчаной толщи этого отдела — наличие иглообразных различных по значению максимумов восприимчивости ($5 \cdot 10^{-6}$ — $16 \cdot 10^{-6}$ СГС), приуроченных к тонким прослоям ожелезненных алевролитов и алевролитистых глин. В основании данной толщи четко выделяется пачка ожелезненных песчаников и алевролитистых глин, средняя восприимчивость которых варьирует в пределах $15 \cdot 10^{-6}$ — $20 \cdot 10^{-6}$ СГС, отдельные максимумы достигают $27 \cdot 10^{-6}$ СГС. Аналогичная пачка выделяется на диаграммах каппаметрии в разрезах и других скважин Брестской впадины [2]. А. С. Махнач, изучавший разрез скв. Брестская 12-к, отнес эту пачку к коре выветривания E_1 .

Выразительны литологомагнитные характеристики глинистой и песчаной пачек нижнего кембрия и литологических пачек (I и II) гдовской свиты валдайской серии. По диаграмме каппаметрии керн глинистую пачку E_1 легко разделить на ряд подпачек, различающихся соотношением глинистых и алевролитопесчаных компонентов. Менее алевролитистые разности глин обладают максимальной магнитной восприимчивостью ($20 \cdot 10^{-6}$ — $25 \cdot 10^{-6}$ СГС). По мере обогащения глин полевошпато-кварцевым материалом, их восприимчивость снижается до $15 \cdot 10^{-6}$ СГС. Дальнейшее снижение значений (до $10 \cdot 10^{-6}$ — $5 \cdot 10^{-6}$ СГС) связано со снижением глинистости алевролитов и песчаников. Минимумы ($1 \cdot 10^{-6}$ — $2 \cdot 10^{-6}$ СГС) соответствуют неглинистым разностям песчаников. Песчаная пачка легко расчленяется на подпачки более и менее глинистых песчаников ($5 \cdot 10^{-6}$ и $2 \cdot 10^{-6}$ СГС), содержащие прослой глинистых алевролитов ($10 \cdot 10^{-6}$), алевролитистых ($15 \cdot 10^{-6}$) и слабоалевритистых ($20 \cdot 10^{-6}$ СГС) глин.

Вторая пачка гдовской свиты на диаграмме каппаметрии керн выделяется по наличию большого числа пик-максимумов ($25 \cdot 10^{-6}$ — $37 \cdot 10^{-6}$ СГС), соответствующих тонким прослоям микалитов, залегающих среди песчаников ($1 \cdot 10^{-6}$ — $5 \cdot 10^{-6}$). Для пачки I гравелитоподобных песчаников микалитовые прослой не характерны. В основании этой пачки выделяется четкой плоской аномалией ($20 \cdot 10^{-6}$ — $27 \cdot 10^{-6}$ СГС) глинистый слой.

Верхняя часть диаграммы характеризует литологомагнитное состояние карбонатных пород ордовика. Наиболее аномальный участок ($15 \cdot 10^{-6}$ СГС), осложненный иглообразными максимумами $20 \cdot 10^{-6}$, $25 \cdot 10^{-6}$ и $35 \cdot 10^{-6}$ СГС, соответствует нижнему ордовика. Он представлен ожелезненными доломитами, условно относящимися к тремадокскому ярусу. Частично доломитизированные известняки лландейльского яруса обладают пониженной восприимчивостью ($4 \cdot 10^{-6}$ — $6 \cdot 10^{-6}$ СГС). Содержащиеся в них тонкие прослой ожелезненных доломитов и глинистых известняков выделяются на диаграмме в виде пиков ($10 \cdot 10^{-6}$ — $12 \cdot 10^{-6}$ СГС). В верхней части разреза лландейльского яруса залегает пачка переслаивания слабоглинистых ($1 \cdot 10^{-6}$ — $2 \cdot 10^{-6}$) и глинистых ($5 \cdot 10^{-6}$ СГС) известняков. Аналогичная пачка отмечается и в низах карадокского яруса. Над ней залегают глинистые известняки ($2 \cdot 10^{-6}$ — $5 \cdot 10^{-6}$ СГС), содержащие тонкие прослой мергелей ($8 \cdot 10^{-6}$ — $10 \cdot 10^{-6}$). Мергели венлокского яруса слюда отличаются от известняков карадока повышенными значениями восприимчивости ($11 \cdot 10^{-6}$ — $12 \cdot 10^{-6}$ СГС).

Вулканогенная толща волынской серии, подстилающая осадочные отложения, резко выделяется на диаграмме каппаметрии керн значениями аномальных зон, много превышающими $100 \cdot 10^{-6}$ СГС. В то же время каждая из четырех подтолщ — туфогенная (I), основных эффузивных пород и их туфов (II), эффузивных пород среднего состава и их туфов (III) и основных эффузивных пород (IV) — имеет специфическую литологомагнитную характеристику.

Самые высокие максимумы (до $9 \cdot 10^{-3}$ — $3 \cdot 10^{-3}$ СГС) при среднем уровне $2 \cdot 10^{-3}$ — $3 \cdot 10^{-3}$ СГС связаны с покровами базальтов подтолщи II. Разнородные по составу вулканиты подтолщи III характеризуются частой сменой узких аномалий восприимчивости в широком диапазоне значений (от $5 \cdot 10^{-6}$ до $500 \cdot 10^{-6}$ СГС). Кривая восприимчивости в интервале залегания более однородных по составу туфогенных образований подтолщи I имеет меньшую амплитуду колебаний ($150 \cdot 10^{-6}$ — $600 \cdot 10^{-6}$ СГС), но более высокий уровень средних значений ($300 \cdot 10^{-6}$ — $400 \cdot 10^{-6}$ СГС). Подтолща IV (5 м), по данным геологов [6], представлена главным образом полностью измененными породами основного состава: смесью аморфной гидроокиси железа, агрегата глинистых минералов и многочисленных вкраплений зерен лейкоксена.

Близкие каппаметрические ($20 \cdot 10^{-6}$ — $25 \cdot 10^{-6}$ СГС) и литологическую характеристики имеют глины, залегающие в основании валдайской серии. Возможно, они также относятся к продуктам коры выветривания вулканитов волынской серии. Каппа-литовым разностям глин соответствует минимум кривой ($5 \cdot 10^{-6}$ — $2 \cdot 10^{-6}$ СГС), включенным в них обломкам неоднородно выветрелых базальтов, гналобазальтов и туфолов — пики-максимумы (до $100 \cdot 10^{-6}$ СГС).

Итак, рис. 1 свидетельствует о том, что каждый стратиграфический горизонт в разрезе Кустинской опорной скважины обладает неповторимой литологомагнитной характеристикой.

Рассмотрим табл. 1, на которой представлены результаты петромагнитной классификации пород разреза Кустинской опорной скважины, выраженные символами магнитной минерализации исследованных образцов. Символы для каждого литолого-стратиграфического подразделения размещены по типам (вертикальные колонки); номера образцов помещены в скобках под соответствующим символом.

Напомним [4], что каждый символ магнитной минерализации породы состоит из четырех членов. Первый член символа (римская цифра) определяет принадлежность исследуемой породы к классу (от I до VIII) по характеру явных проявлений ферритовой минерализации. Класс зависит от значения магнитно-фракционно-весаго параметра P_m 0,2, т. е. массы магнитной фракции, выделившейся при силе тока сепарации 0,2 А и при соблюдении других заданных условий режима сепарации. Значения этого параметра могут изменяться в пределах: $0,01\% > P_m 0,2 > 30\%$.

Второй член символа (прописная буква русского алфавита) характеризует тип магнитной минерализации породы (антиферро-парамагнитная, парамагнитная, слабопарамагнитная, слабопарамагнитно-диамагнитная, антиферромагнитная, ферритовая). Этот член символа определяется силой тока сепарации, при которой выделяется максимальная (по массе) магнитная фракция исходной навески в парамагнитном (0,25—1,6 А) или ферромагнитном (0,01—0,2 А) интервалах сепарации, т. е. магнитно-фракционными параметрами — $I_{Pm \max}$ или $I_{Fm \max}$. Для разновидностей слабопарамагнитно-диамагнитных и антиферро-парамагнитных пород, основная или значительная масса исходной навески которых переходит в немагнитную фракцию (Пн), второй член символа определяется параметром $I_{Pm \text{ пр.}}$. В этом случае выделяется не максимальная, а преобладающая по массе магнитная фракция, превышающая 1% исходной навески в диапазоне 0,25—1,6 А. Для пород типа Н значение $P_m \text{ пр}$ меньше 1%.

Третий член символа (строчная буква русского алфавита) характеризует вид магнитной минерализации: парамагнитная, диа-антиферро-парамагнитная, скрытоферромагнитная. Этот член определяется соотношением фракционно-магнитных параметров и коэффициентов $E = \chi_{Pm \max} (i) : \chi_{Pn} (i)$; $E_n = \chi_{Pn} : \chi_{Pn, 0.6}$ или $E_f = \chi_{Fm \max} : \chi_{Pn, 0.2}$ в пределах от 40 до 8000%.

Наконец, четвертый член символа (арабская цифра) характеризует разновидность проявлений магнитной минерализации, определяемую соотношением трех параметров: двух магнитно-фракционно-весаго ($P_m \max$ и P_n или $F_m \max$ и P_n) и одного магнитно-фракционного (I_d).

Нетрудно заметить резкое различие символов пород, слагающих осадочную и вулканогенную толщу Кустинской опорной скважины (см. табл. 1), что отражается прежде всего в характеристике явных и скрытых проявлений ферритовой минерализации. Осадочные породы в основном относятся к I, реже к II классу, т. е. либо не имеют явных проявлений ферритовой минерализации, либо они выражены очень слабо. Скрытые проявления видов д, е, н, о не обнаружены. Вулканиты образуют большим разнообразием явных проявлений ферритовой минерализации в пределах II—VII классов и повсеместными скрытыми — вида д. Различаются они по типам и разновидностям магнитной минерализации: осадочные породы относятся к типам В—Н и разновидностям — 4—107, а вулканиты — к типам А—К и разновидностям 5—44. Однако эти характеристики имеют дополнительное значение.

При более детальном рассмотрении таблицы видно, что каждое литолого-стратиграфическое подразделение как осадочной, так и вулканогенной толщ имеет специфический символ и набор символов магнитной минерализации. Так, породы нерасчлененного среднего — верхнего кембрия относятся к десяти типам (от В до Н) при явном преобладании Г, Д, Е. Породы среднего кембрия распределяются по трем типам (Ж, И, Н), но среди тонких парамагнитных прослоев наиболее распространен тип Ж. Слабопарамагнитные породы верхнего кембрия относятся к типу Н(И), более парамагнитные прослой — к типам Д, Ж. В разрезе нижнего кембрия встречаются породы, слагают породы типов В, Г, Н(Ж), причем типы В и Г представляют наиболее парамагнитные прослой. Хорошо видна петромагнитная дифференциация пород ордовика: тремадокский ярус — пять типов (Г—И), преобладает тип Г; лландейский ярус — тип М, прослой типа Е; карадокский ярус — типы Ж, И.

Виды а, б, в, г, характеризующие уровни антиферро-парамагнитности, и разновидности (5—62), показывающие степень однородности магнитной минерализации осадочных пород, дополняют основу классификации — по типам. Принадлежность к классу (I или II) имеет второстепенное значение.

Петромагнитная специфика вулканогенных подтолщ волынской серии определяется прежде всего различием и разнообразием классов и типов при подчиненном значении разновидностей и одном виде д. Наиболее однообразны породы туфогенной подтолщи I: (III, V) — В — д — (31—39), затем диабазы покровов подтолщи II: (IV—VII) — (А, Б) — д — (5—9). Наиболее неоднородные проявления магнитной минерализации имеют породы подтолщи III эффузивов среднего состава и их туфов: (I—VI) — (Б—К) — д — (18—44).

Петромагнитная классификация досилурийской части разреза Кустинской опорной

Литолого- стратиграфическое расчленение разреза	Типы магнитной минерализации пород						сважины						
	А	Б	В	Г	Д	Е	Ж	И	К	Л	М	Н (А)—Н (М)	Н
Известняки кара- докского яруса O ₂							I-Ж-6-8 (421)	I-И-6-39 (418) II-И-в-15 (420)					
Карбонатные по- роды лландель- ского яруса O ₂						I-E-в-9 (422)					I-M-6-52 (423, б)		
Доломиты трема- докского яруса O ₁				I-Г-в-11 (428) I-Г-г-6 (429) I-Г-6-5 (432)	I-Д-в-8 (427)	I-E-г-9 (430)	I-Ж-а-11 (426)	I-И-а-11 (433)					
Кварцевые песча- ники E ₃					I-Д-г-59 (434)		I-Ж-в-4 (437)					I-H (И)-к-95 (440)	
Кварцевые песча- ники и алевролиты E ₂₊₃			I-В-6-6 (483) I-В-6-8 (484) II-В-в-9 (487)	I-Г-в-8 (443) I-Г-6-4 (445) I-Г-6-6 (449) I-Г-6-8 (453) I-Г-6-9 (465) I-Г-в-6 (479) I-Г-6-4 (481) I-Г-в-9 (485)	I-Д-6-5 (445) I-Д-в-4 (451) I-Д-6-11 (447) I-Д-6-4 (454) II-Д-в-12 (466) I-Д-6-37 (467) II-Д-6-8 (476) I-Д-6-9 (482)	I-E-a-11 (441) I-E-в-36 (442) I-E-в-61 (450) I-E-6-56 (460) I-E-6-9 (468) I-E-a-13 (469) I-E-a-14 (471) I-E-в-30 (475) I-E-6-3 (480) II-E-г-36 (488)	II-Ж-6-37 (444) I-Ж-6-53 (446) I-Ж-а-33 (448) I-Ж-6-15 (478)	I-И-6-62 (474) I-И-6-33 (489) I-И-6-9 (490)		I-Л-а-55 (461) I-Л-а-56 (494)	I-M-a-56 (491)	I-H (И)-ж-95 (452) I-H (М)-ж-105 (456) I-H (М)-ж-105 (457) I-H (М)-н-94 (470)	II-H-л-107 (462)
Кварцевые песча- ники E ₂							I-Ж-6-11 (489) II-Ж-6-13 (501) I-Ж-6-62 (502) I-Ж-6-61 (504)	I-И-г-37 (496) I-И-а-61 (503, а)					I-H-к-107 (503, б)
Кора выветривания E ₁ (?)				II-Г-в-8 (507)	I-Д-в-11 (505) I-Д-6-7 (506)								

Таблица 1

Литолого- стратиграфическое расчленение разреза	Типы магнитных аномалий					
	А	Б	В	Г	Д	Е
Глинистая пачка Є ₁					II-Д-6-37 (512) I-Д-6-9 (514) I-Д-6-9 (518) I-Д-6-8 (522) I-Д-в-61 (524) I-Д-6-61 (531) I-Д-6-9 (532) I-Д-6-6 (534)	I-Е-в-31 (514) II-Е-в-15 (515) I-Е-в-37 (528) I-Е-6-59 (529)
Песчаная пачка Є ₁				I-Г-6-55 (541)	I-Д-в-27 (538) I-Д-в-5 (540) I-Д-6-28 (542, а) I-Д-6-10 (543)	I-Е-в-35 (542, б)
Алеврито-песчаная пачка Є ₁			I-В-г-5 (547) I-В-в-61 (549) I-В-г-9 (553)	I-Г-в-5 (545) I-Г-в-5 (548) I-Г-г-8 (550) II-Г-г-37 (552)		
Песчано-гравели- стая пачка Є ₁			II-В-г-6 (554) II-В-г-42 (557) I-В-в-5 (559) I-В-в-4 (560)	II-Г-6-9 (558)		
Эффузивы сред- него состава и их туфы вулканоген- ной толщи VI (подтолща III)		VI-Б-д-44 (565)	IV-В-д-39 (563)			III-Е-д-37 (587) IV-Е-д-17 (569) III-Е-д-39 (572)
Основные эффу- зивы вулканоген- ной толщи (под- толща II) IV покров II " I "	VI-А-д-9 (577) IV-А-д-9 (591) VII-А-д-8 (600) VII-А-д-9 (602)	II-Б-д-5 (595)				
Туфогенные поро- ды вулканогенной толщи (подтолща I)			V-В-д-39 (608) III-В-д-31 (609)			

Продолжение табл. 1

Ж	И	К	Л	М	Н (А) — Н (М)	Н
I—Ж—а—56 (510) I—Ж—а—61 (517) I—Ж—б—59 (523)	I—И—а—59 (525)				I—Н (Ж)—и—75 (509) I—Н (Л)—ж—95 (521) I—Н (Г)—к—85 (526) I—Н (Г)—к—95 (530)	
I—Ж—б—61 (537)					I—Н (М)—к—95 (536)	
					II—Н (Ж)—к—95 (551)	
	I—И—д—37 (561) IV—И—д—39 (571)	II—К—д—34 (562)				

Рассмотрим петромагнитные характеристики некоторых типичных образцов, относящихся к различным частям разреза (см. рис. 1).

Таблица 2

Петромагнитные характеристики образцов кварцевых песчаников и алевролитов среднего — верхнего кембрия

Номер образца	Символ магнитной минерализации	Пм 0,2 %	$I_{\text{Пм max}}$ ($I_{\text{Пм пр}}$), А	Пм max (Пм пр), %	Пн, %	$I_{\text{ц}}$, А	E, %	$E_{\text{н}}$, %
487	II — В — в — 9	0,02	0,45	45	<1	0,40	64	—
466	II — Д — в — 12	0,01	0,70	32	<1	0,45	61	—
461	I — Л — а — 55	<0,005	1,4	38	23	0,6	100	—
491	I — М — а — 56	<0,005	1,5	29	22	0,7	98	—
452	I — Н (И) — ж — 95	<0,005	(1,0)	(4)	82	1,2	—	94

Представленные в таблице образцы* охватывают все типы магнитной минерализации от В до Н(М) однообразной в литологическом отношении толщи (см. рис. 1, 2) $E_{\text{н}}$. Все пять образцов весьма близки по составу: в основном средне-, крупнозернистые алевролиты (обр. 487, 466, 461 и 452) или мелкозернистый песчаник (обр. 491) преимущественно кварцевого состава (кварц 60—75%, полевые шпаты — до 8%, слюды типа мусковита — до 2%); содержание цемента 15—30%. Минералогическое изучение магнитных фракций в иммерсии показало, что магнитное состояние указанных образцов определяется цементом, прежде всего составом и относительным содержанием в нем железистого карбоната.

В максимальной магнитной фракции образца 487 содержится 70% железистого карбоната, слабо ожеженного, сидероплезит-пистомезитового состава, находящегося в ассоциации (в сростках) с зернами кварца и полевого шпата (25%) и пирита (2%); примесь каолинита 3%. В состав максимальной магнитной фракции образца 466 входит 45% железистого карбоната в ассоциации с 35% глинистого материала и 20% кварца и полевого шпата. Более низкий тип парамагнитной минерализации образца 466 объясняется меньшим количеством железистого карбоната в цементе, а также менее железистым составом карбоната.

Таблица 3

Результаты пересчета данных химического анализа образцов (в %)**

Номер образца	FeO	CaO	MgO	MnO
487	73,5	5,8	17,5	3,2
466	64,5	11,8	20,0	3,5

Образцы кварцевого алевролита (461) и песчаника (491), обладающие слабо парамагнитными типами минерализации (Л, М), не содержат в цементе железистого карбоната. В максимальной фракции этих образцов наблюдается соответственно 80 и 50% глинистого и 15 и 40% обломочного материала полевошпат-кварцевого состава, а также 2—3% гидратизированного биотита и пирита (или 10% доломита). Образец 452 крупнозернистого кварцевого алевролита обладает сложной парамагнитно-диамагнитной минерализацией типа Н(М): 82% исходной навески отходит в немагнитную фракцию при максимальном токе сепарации (1,6 А), оставшиеся 18% распределяются между магнитными фракциями в широком диапазоне токового режима ($I_{\text{ц}}=1,2$ А). Преобладающая фракция выделяется при токе 1,0 А и составляет всего 4% исход-

* Магнитная сепарация образцов выполнялась З. Ф. Сапрыкиной и Г. И. Мамоновой, минералогические описания магнитных фракций — О. М. Пенцевой, описание шлифов — А. И. Андрущенко и Н. И. Гусевой.

** Химический анализ образцов выполнен В. Ф. Долговым.

ной навески. Немагнитная фракция этого образца (Пн) состоит из кварца, полевого шпата с тонкими примазками глинистого цемента на некоторых зернах и редких зерен доломита и лейкоксона. В магнитной фракции Пм 0,6 (2,5%) оказалось до 40% железистого карбоната, сидероплезит-пистомезитового состава в ассоциации с 60% зерен кварца и полевого шпата. Таким образом, петромагнитное изучение позволило не только обнаружить, но и оценить количественно парамагнитные проявления, связанные с незначительным содержанием в образце железистого карбоната.

Первые два образца в табл. 2 отличаются от других трех образцов не только более высокими типами магнитной минерализации, но иными ее видами и разновидностями. В соответствии со значениями коэффициента E эти образцы относятся к более высокому виду (а). Коэффициент E в соответствии с малым значением Пм max определялся по минимальному значению $I_{\text{Пм}}$ ближайших фракций, объединенных для измерения параметра $\chi_{\text{Пм max}}$ (параметр измерялся Г. И. Мамоновой).

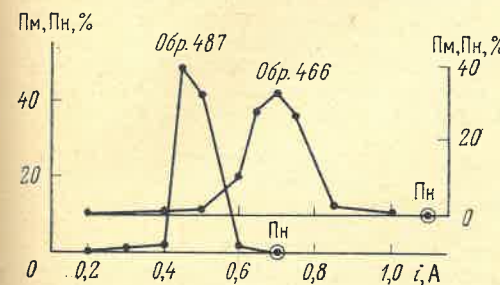


Рис. 2. Вариационные кривые сепарации кварцевых алевролитов E_{2-3} с железистокarbonатным и глинисто-железистокarbonатным цементом

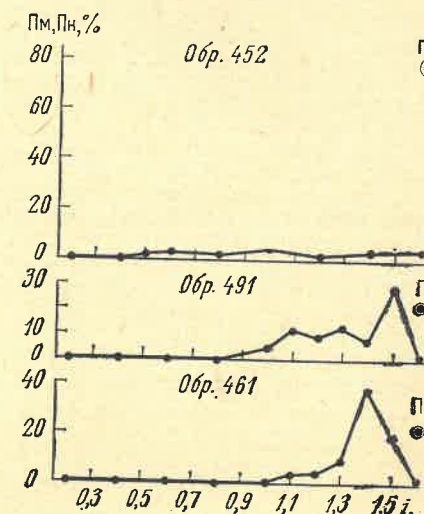


Рис. 3. Вариационные кривые сепарации кварцевых алевролитов и кварцевых песчаников E_{2-3} с carbonатно-глинистым и глинисто-carbonатным цементом

Значительное различие разновидностей магнитной минерализации образцов, содержащих железистокarbonатный (9—12) и глинистый (55—56) цемент, обусловлено тем, что первые практически не имеют немагнитной фракции (Пн < 1%), а весь класто-парамагнитный железистый карбонат, тесно ассоциирующийся с сильно-тоном, на вариационных кривых этих образцов более узкая максимальная зона (меньшее $I_{\text{ц}}$) и более выраженное нормальное распределение порошка исходной навески по магнитным фракциям (более высокое значение Пм max) за счет большей однородности парамагнитной минерализации цемента. Слабые, едва превышающие фоновый уровень проявления явной ферритовой минерализации (Пм 0,2) образцов 487 и 466 связаны с рассеянным полимиктовым обломочным материалом.

На рис. 2, 3 представлены вариационные кривые сепарации рассмотренных образцов, отражающие распределение исходной навески по магнитным и немагнитным фракциям в зависимости от состава цемента. Максимумы на кривых смещаются в сторону высоких значений тока сепарации по мере уменьшения в породах железистокarbonатного цемента и замещения его глинистым или carbonатно-глинистым.

Глины нижнего кембрия имеют иные особенности магнитной минерализации. Глинистые минералы, в основном гидрослюды, обладают меньшей по сравнению с рассмотренными выше железистыми carbonатами, но более однородной парамагнитностью. Наиболее железистые их разновидности относятся к типу Д. По мере обогащения глины происходит смена их типов минерализации (Е, Ж, И). Алевритовые или песчаные прослои, содержащие глинистый материал в виде цемента, относятся к типам Н(Г), Н(Ж), Н(Л).

Различие между исследованными образцами не столь велико, но существенно: прежде всего, по параметру Пн, что указывает на содержание в обр. 538 примеси песчаного материала. Кроме того, глина (обр. 534) обладает более высокой парамагнитностью, о чем свидетельствуют более низкое значение параметра $I_{\text{Пм max}}$ и более высокое коэффициента E.

Указанное соотношение параметров и коэффициентов МФМА хорошо согласуется с данными рентгеновской дифрактометрии (в интерпретации Г. И. Носова), химиче-

Таблица 4

Петромагнитные характеристики образцов глинистой и песчаной пачек нижнего кембрия

Номер образца	Символ магнитной минерализации	Пм 0,2, %	$I_{\text{Пм max}}$, А	Пм max, %	Пн, %	$I_{\text{ц}}$, А	E , %
534	I — Д — б — 6	<0,005	0,65	40	<1	0,20	76
538	I — Д — в — 27	<0,005	0,70	69	2	0,25	64

ского анализа и петрографии глин. Оказалось, что в обр. 534 меньше каолинита (20 против 30%) и больше гидрослюда (75 против 65%), при одинаковом содержании хлорита (5%) в обоих образцах. Глина (обр. 534) более железиста: содержание окислов Fe_2O_3 , FeO (с HF) и FeO (с 2% HCl) в указанных образцах соответственно 3,52 и 3,38%, 1,00 и 0,86%, 2,75 и 2,30%. Изучение шлифов показало, что в обр. 534 содержится больше глинистого материала (90 против 85%) и меньше песчано-алевритовой примеси (5 против 10%) при одинаковом содержании светло-зеленого глаукогнита и пирита (по 2—3%).

Итак, символы магнитной минерализации рассмотренных образцов глин фиксируют их однотипность (Д), близость видов (б, в) и различие разновидностей (6 и 27).

Среди пород валдайской серии наибольший интерес представляют прослои микалитов, залегающие преимущественно в верхней алеврито-песчаной пачке и частично в верхах нижней песчано-гравелитовой пачки, а также ожелезненные глины, залегающие в основании разреза серии. Эти породы обладают высоким парамагнетизмом (типы В, Г), в то время как вмещающие обломочные породы — слабым (типы Н(Ж) и другие).

Таблица 5

Петромагнитные характеристики микалита и ожелезненной глины валдайской серии

Номер образца	Символ магнитной минерализации	Пм 0,2, %	$I_{\text{Пм max}}$, А	Пм max, %	Пн, %	$I_{\text{ц}}$, А	E , %
553	I — В — г — 9	<0,005	0,50	39	<1	0,35	48
560	I — В — в — 4	<0,005	0,45	83	<1	0,15	65

Образец (560) ожелезненной глины обладает более высоким парамагнетизмом и большей однородностью минерализации. Изучение максимальной магнитной фракции в иммерсии позволило установить, что в обр. 553 она на 60% составлена биотитом и на 20% гидроокислами железа, пропитывающими биотит. Остальные 20% фракции приходится на долю алеврито-песчаного кварцевого материала, находящегося в ассоциации с гидроокислами железа и ожелезненным биотитом. В обр. 560 аналогичная фракция на 90% представлена глинисто-железистой массой, содержащей до 10% включений хлорита, образовавшегося по стеклу, и единичными зернами лейкоксена.

Приведенные минералогические данные подтверждают особенности проявления магнитной минерализации исследованных образцов. Относительно более высокое значение параметра $I_{\text{ц}}$ и значительно более низкое Пм max в обр. 553 по сравнению с их значениями в обр. 560 обусловлено тем, что микалит содержит разнородные магнетики (биотит, гидроокислы железа и кварцевый обломочный материал), а глина представляет собой однородную глинисто-железистую массу. Более низкое значение параметра $I_{\text{Пм max}}$ и повышенное — коэффициента E в обр. 560 однозначно свидетельствуют о более высоком уровне парамагнетизма ожелезненной глины по сравнению с микалитом. В то же время низкое значение коэффициента E (вид г) при невысоком $I_{\text{Пм max}}$ (0,5 А) может служить диагностическим признаком микалитовых (слюдистых) образований.

В табл. 6 представлены образцы вторичных доломитов. Образец 428 сильно обогащен гидроокислами железа, которые цементируют зерна доломита, обр. 423, б слабо ожелезнен охристыми выделениями гидроокислов железа, лишь слегка окрашивающими кристаллы доломита с поверхности. Кроме того, во втором образце содержится большое количество реликтов органических остатков.

Указанные особенности состава отражаются в значениях параметров и коэффициентов МФМА и в символах магнитной минерализации. Высокопарамагнитные плотные выделения гидроокислов железа (обр. 428) обусловили выделение максимальной

Таблица 6

Петромагнитные характеристики карбонатных пород тремадокского и лландейльского ярусов нижнего и среднего ордовика

Номер образца	Символ магнитной минерализации	Пм 0,2, %	$I_{\text{Пм max}}$, А	Пм max, %	Пн, %	$I_{\text{ц}}$, А	E , %
428	I — Г — в — 11	<0,005	0,6	47	<1	0,45	58
423, б	I — М — б — 52	<0,005	1,6	40	24	0,45	72

магнитной фракции при слабом токе сепарации (0,6 А) и отсутствие немагнитной (Пн < 1%). Слабая парамагнитность обожженного доломита (обр. 423, б) выразилась в том, что максимальная магнитная фракция выделена при самом высоком токе сепарации (1,6 А), а значительную часть навески составила немагнитная фракция (Пн = 24%). Тип магнитной минерализации первого образца (423) на семь, а разность на 41 ступень выше, чем второго образца, при близости видов и идентичности класса (см. табл. 6).

Таблица 7

Петромагнитные характеристики пород вулканогенной толщи волинской серии

Номер образца	Символ магнитной минерализации	Пм 0,2, %	$I_{\text{Пм max}}$, А	Пм max, %	Пн, %	$I_{\text{ц}}$, А	E , %
562	II — К — д — 34	0,03	1,15	25	3,5	0,7	121
567	III — Е — д — 37	0,29	0,75	26	1,7	0,7	108
565	VI — Б — д — 44	4,60	0,40	14	3,5	1,45	366
577	VI — А — д — 9	5,82	0,30	46	<1	0,40	216
591	IV — А — д — 9	0,59	0,30	45	<1	0,40	172
602	VII — А — д — 9	24,11	0,25	45	<1	0,45	122
608	V — В — д — 39	3,46	0,45	47	6,5	0,9	235
609	III — В — д — 31	0,34	0,50	28	4,1	1,15	181

Главными особенностями приведенной петромагнитной характеристики вулканитов являются, во-первых, высокие значения коэффициента E (выше 100%), свидетельствующие о наличии и уровне скрытых проявлений ферритовой минерализации в исследованных образцах, и, во-вторых, преимущественно высокие классы явных проявлений той же минерализации (III—VII). Наиболее обогащенные ферритами базальты относятся к наиболее высоким типам антиферро-парамагнитной минерализации (А). Основные эффузивы (обр. 577, 591, 602) различаются только по классам явной ферритовой минерализации при идентичности типов, видов и разновидностей (А—д—9) других проявлений минерализации. Для подтолщи вулканитов среднего состава (обр. 567, 565) характерны слабopарамагнитно-диамагнитные проявления, выраженные значениями Пн, крайне неоднородные парамагнитные проявления, выраженные высокими значениями параметра $I_{\text{ц}}$ и низкими Пм max, и, как следствие, наиболее высокие значения разновидностей.

Петромагнитная характеристика вулканитов подтверждается петрографическими и минералогическими описаниями исследованных образцов, выполненными О. М. Пенцовой. Вулканиты верхней подтолщи (обр. 562, 567, 565) представляют собой эффузивные породы среднего или гибридного состава, в разной степени измененные. Образец 562 — почти полностью измененный эффузив среднего состава, состоящий из перекристаллизованных ожелезненных калишпатов и бесорядочно ориентированных лейст плагиоклаза, замещенных смесью глинистого материала и гидроокислов железа. Темноцветные минералы замещены хлоритом и гидроокислами железа, порфиновые вкрапленники плагиоклаза — карбонатом; пустоты в породе заполнены кварцем.

Образец 567 — сильно измененная, хлоритизированная, но менее ожелезненная по сравнению с обр. 562 эффузивная порода. В порфиритовых вкрапленниках эффузива, замещенных лейкоксеноподобной массой с примесью гидроокислов железа, наблюдаются реликты (7—20 мк) мартитизированного титаномagnetита. Гидроокислы

железа (3%) представлены гидрогематитом и гидрогетитом. Вкрапленники мартита в основной массе породы иногда содержат реликты магнетита.

Образец 565 — каолинизированная и окварцованная разность андезит-дацитового порфира, отличается четко выраженной витрофировой структурой и состоит из глинисто-хлоритового материала с примесью тонкозернистого кварца (?). Различаются реликтовые участки неизменной породы. Порфировые вкрапленники представлены плагиоклазом (15%), замещенным кварцем с примесью глинистого материала, темноцветными минералами (менее 10%), замещенными кварцем с примесью хлорита, и титаномагнетитом (2%), лейкоксенизированным и частично ожелезненным. В некоторых зернах титаномагнетита встречаются реликты окисленного магнетита. Вокруг разложившихся темноцветных минералов наблюдаются тонкие опалитовые каемки, состоящие из гидроокислов железа с реликтами мартита.

Минералогический контроль максимальной магнитной фракции (Пм тах) рассмотренных образцов показал, что она составлена: обр. 562 — 90% глинистая масса с примесью карбоната и кварца и 10% гидроокислы железа; обр. 567 — 90% обломки хлоритизированных эффузивов, содержащие до 10% гидрогематита по мартиту в виде включений (7—20 до 40 мк); обр. 565 — 95% глинисто-хлоритовая масса и 5% пылевидные включения (7—20 мк) мартита и лейкоксена.

Магнитные фракции (Пм 0,2) имеют следующий состав: обр. 562 — 40% свободные зерна мартита, 60% обломки измененных эффузивных пород с включениями (7—30 мк) мартита; обр. 567 — 85% обломки хлоритизированной эффузивной породы, содержащей до 15% включений (7—50 мк) мартита; обр. 565 — 100% обломки хлоритизированного эффузива с вкрапленниками (7—50 мк) измененного титаномагнетита и мартита.

Образцы 577, 591, 602 представляют собой соответственно: измененный брекчированный базальтовый порфирит из четвертого покрова подтолщи основных эффузивов витрофировой структуры и массивной, участками миндалекаменной текстуры; базальтовый туф из второго базальтового покрова, состоящий из обломков измененных базальтов витрофировой и гиалопилитовой структуры, частично ожелезненных и сцементированных пренитом; измененный долерито-базальт из первого базальтового покрова толентовой и порфировой структуры массивной текстуры.

Брекчированный базальтовый порфирит (обр. 577) состоит из раскристаллизованного, местами хлоритизированного стекла (50%), содержащего густую вкрапленность (3—30 мк) мартита (35%), и лейст альбитизированного плагиоклаза (15%). Порода разбита трещинами, которые заполнены раскристаллизованным, иногда ожелезненным стеклом. Миндалины заполнены кварцем (до 15%), хлоритом и гидроокислами железа. По краям некоторых миндалин наблюдаются каемки, образованные мартитом. Мартит встречается и в виде редких порфировых выделений (~100 мк).

Измененные, в основном ожелезненные, обломки базальтового туфа (обр. 591) содержат вкрапленность (7—30 мк) мартита (до 15%) с реликтами (2—10 мк) магнетита (до 1%).

Измененный долерито-базальт (обр. 602) состоит из беспорядочно ориентированных, сдвойникованных лейст альбитизированного плагиоклаза (0,2—0,6 мм) — 48%, реликтов пироксена (~7%) среди замещающих его хлорита (~25%) и гидроокислов железа (~7%), выделений магнетита или титаномагнетита без структур распада твердого раствора (7%), неправильной формы (7—30 мк) в ассоциации с пироксеном и хлоритом, реже в виде включений в мезостазисе (5%). Иногда магнетит наблюдается в виде реликтов (2—30 мк) в мартите (до 1%).

Минеральный состав базальтов и их туфов, хорошо увязывается с петромагнитной характеристикой явных и скрытых проявлений ферритовой минерализации, выраженных значениями параметра Пм 0,2 и коэффициента Е.

Для образцов 577 и 602, явные ферритовые проявления которых относятся к VI и VII классам, интерес представляют не только значения параметра Пм 0,2, но и составляющие их значения параметров Фм 0,05, Фм 0,1, Фм 0,15, Фм 0,2:

$$\text{Пм } 0,2 = \text{Фм } 0,1 + \text{Фм } 0,15 + \text{Фм } 0,2 = 0,38 + 1,21 + 4,23 = 5,82\% \text{ (обр. 577):}$$

$$\text{Пм } 0,2 = 3,09 + 4,62 + 16,40 = 24,11\% \text{ (обр. 602).}$$

Минеральный состав фракций Фм 0,1 и Фм 0,2 обр. 577 следующий: Фм 0,1, равная 0,38%, содержит обломки частично хлоритизированного эффузива (65%) и включения (7—40 мк) мартитизированного магнетита или титаномагнетита (35%); фракция Фм 0,2, равная 4,23%, содержит обломки хлоритизированного и каолинизированного эффузива (80%) и включения (7—30 мк) мартитизированного магнетита или титаномагнетита (20%).

В ферромагнитном интервале сепарации выделяются частицы исходной навески базальта, обогащенные ферритами. Причем распределяются эти частицы по фракциям от Фм 0,2 к Фм 0,1 в соответствии с увеличением концентрации и размеров включений ферритов и силой их парагенетических связей с другими антиферро-парадиамагнитными породообразующими минералами.

Образцы 608 и 609 нижней туфогенной подтолщи — туффиты смешанного состава. Туффит псефито-псаммитовой структуры, беспорядочной текстуры (обр. 608) составлен обломками эффузивных пород среднего состава (60%) и базальтов (15%), кристаллами плагиоклазов (3%), обломочным материалом осадочного происхождения (17%) и цементом (5%) пленочного типа, состоящим из хлоритизированного стекла. В обломках эффузивов и в цементе содержатся включения магнетита и титаномагнетита (до 3%). Обломочные зерна (10—80 мк) титаномагнетита в цементе имеют решетчатые структуры распада твердого раствора, состоящие из пластин ильменита, замещенного смесью гематита и рутила. В обломках эффузивных пород наблюдаются редкие порфировые вкрапленники (20—60 мк) и пылевидные (1—10 мк) включения магнетита в основной массе; часть магнетита окислена (мартита ~1%).

Туффит (обр. 609) по составу породообразующих нерудных минералов эффузивных обломков близок обр. 608, но содержит меньше ферритов и больше осадочного материала (до 40%).

Изложенное выше позволяет сделать следующие выводы.

Использование петромагнитной информации эффективно для классификации осадочных и магматогенных пород. Каждая генетическая разновидность осадочных и вулканогенных пород обладает определенными петромагнитными признаками, которые выражаются в значениях параметров и коэффициентов магнитно-фракционно-минералогического анализа и в его символе. Неповторим не только набор символов, но и каждый символ магнитной минерализации породы той или иной литолого-стратиграфической части разреза Кустинской скважины. Исключение составляют единичные образцы карбонатно-глинистых пород, близкие по генезису и составу. Процессы литогенеза в геологической истории и связанные с ними генетические проявления магнитной минерализации пород имеют необратимый и специфический характер.

Петромагнитная классификация разреза Кустинской скважины дала количественное выражение закономерных литолого-петромагнитных генетических связей, возникших и сформировавшихся под воздействием тектоно-магматических, геохимических, термодинамических, гидродинамических и других геологических факторов на этапах гипергенеза, седиментогенеза, диагенеза и эпигенеза [7].

Подтверждается ранее сделанный вывод о необходимости широкого использования литолого-петромагнитной информации для решения не только крупных геологических и геофизических проблем, в частности таких, как магнитная классификация пород литосферы Земли, но и широкого круга практических задач, в первую очередь направленных на повышение геологической эффективности бескернового бурения и поисково-разведочных работ.

Для широкого практического внедрения литолого-петромагнитной информации в геологоразведочное производство необходимо ускорить разработку аппаратуры высокоточного магнитного каротажа (ВМК-каппа-Н), удовлетворяющей требованиям нефтяной геологии и других отраслей геологии и геофизики.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ефимов Ф. Н. Каппаметрическое и магнито-фракционно-минералогическое изучение осадочных образований. М., Недра, 1969.
- Ефимов Ф. Н. Результаты литолого-петромагнитного изучения досилурийских образований Брестской впадины. — Докл. АН БССР, 1974, т. XVIII, № 3, с. 243—246.
- Ефимов Ф. Н. Литолого-петромагнитная информация. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1974, № 14, с. 36—41.
- Ефимов Ф. Н. Классификационная система петромагнитной информации. — Сов. геология, 1978, № 7, с. 31—53.
- Ефимов Ф. Н. К вопросу об использовании информации магнитного каротажа в нефтяной геологии. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1975, № 4, с. 137—140.
- Кустинская опорная скважина Брестской впадины/А. М. Синичка, Г. В. Зиновенко, В. Я. Бессонова, З. В. Жицкая. М., Недра, 1970.
- Страхов Н. М. Развитие литогенетических идей в России и СССР. Критический обзор. М., Наука, 1971.

УДК 552.321.5 : 551.72(477)

Э. Б. НАЛИВКИНА (ВСЕГЕИ)

Раннепротерозойская офиолитовая ассоциация (на примере Украины)

Раннепротерозойская офиолитовая ассоциация широко развита на всех континентах среди древнейших образований. Она приурочена к протяженным прерывистым поясам раннепротерозойских геосинклиналей длиной тысячи километров, окаймляющим крупные изометричные или удлиненные в плане блоки архейских складчатых образований. Схема корреляции части раннепротерозойских офиолитовых ассоциаций приведена в табл. 1. Одним из типичных примеров проявления этой ассоциации является Укра-

Таблица 1

Схема корреляции раннепротерозойской офиолитовой ассоциации

Фундамент Русской платформы	Фундамент Сибирской платформы	Фундамент Индостанской платформы	Канадский щит
Серии: конкско-белозерская, михайловская, пелозерская, парандовская, бергаульская, хаутоварская и др.	Серии: енисейская, ряд серий станового комплекса	Серии: дарвар, соколи, сингбхума	Серии: киватин, йеллоунайф и др.
Интрузии габброидов и гипербазитов, близкие по времени образования	Интрузии габброидов и гипербазитов, близкие по времени образования	Интрузии габброидов и гипербазитов, близкие по времени образования	Интрузии габброидов и гипербазитов, близкие по времени образования

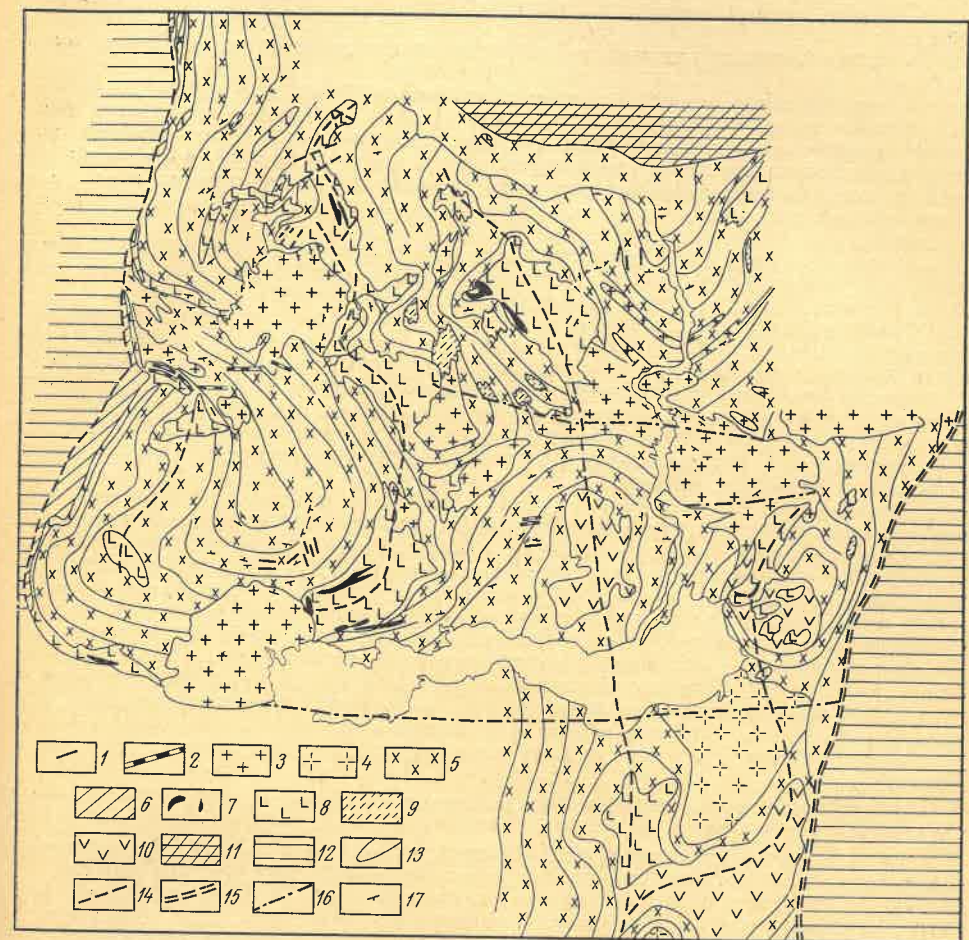
инский кристаллический массив, где она развита в системе саксаганид в районе Большого Кривого Рога от Криворожско-Кременчугского пояса на западе до Конкско-Белозерского на востоке (см. рисунок).

Раннепротерозойская офиолитовая ассоциация образовалась вдоль зон субмеридиональных разломов на сформировавшейся в архее земной коре в процессе развития раннепротерозойской геосинклинали. Представлена она толщами метаморфизованных (зеленосланцевая — амфиболитовая фации) основных вулканогенных пород (80%), преимущественно диабазов, с подчиненной ролью кератофиров (7%) и осадочных пород (9%) — железистых кварцитов, хлоритовых, кварц-карбонатных, карбонат-хлоритовых и др., а также небольших массивов метаморфизованных гипербазитов. Последние составляют около 8% объема осадочно-вулканогенных толщ в разрезах Сурского и Верховцевского синклинириев.

Рассматриваемая ассоциация слагает узкие, протяженные, прерывистые пояса в геосинклинальных прогибах, разделенных геоантисинальными поднятиями, сложенными породами гранитоидных формаций. В направлении с запада на восток выделены следующие пояса офиолитовой ассоциации, большая часть из которых установлена Н. П. Семененко [10]: Криворожско-Кременчугский, Александровский, Базавлукский, Сурский, Конкско-Белозерский. В их пределах офиолитовая ассоциация слагает сложноскладчатые эллипсоидальные или линзовидные синклинии (Сурский, Верховцевский, Чертомлыкский, Конкский и др.) с крутыми углами падения крыльев складок [3, 8, 10]. Все они рассматриваются как внутренние пояса раннепротерозойской подвижной области, а Криворожско-Кременчугский — как окраинный пояс. Офиолитовая ассоциация слагает полностью внутренние пояса, а в Криворожско-Кременчугском — только нижние части разреза.

В качестве примера приводится характеристика Сурского синклиниория. Длина его 35 км, ширина 20 км, он разбурен вкрест простирания по профилю, насчитывающему около 100 скважин глубиной 300—400 м. Толщи пород образуют крупную синклиналь, осложненную в восточном крыле антиклиналью. Синклиниорий сложен метаморфизованными (зеленосланцевая — амфиболитовая фации) вулканогенными породами существенно основного состава с подчиненной ролью кислых и осадочных пород, а также небольших массивов гипербазитов. По форме проявления преобладают лавовые покровы, небольшое значение имеет эксплозивный материал. Мощность покровов

изменяется от единиц до нескольких десятков метров. Общая мощность разреза составляет около 6 км. В его низах развиты переслаивающиеся основные и кислые вулканогенные породы, в средней части — основные вулканогенные и осадочные,



Карта формаций магматических, метаморфизованных магматических и метасоматических пород района распространения раннепротерозойской офиолитовой ассоциации Украинского кристаллического массива.

Формации платформенной и субплатформенной структур: 1 — трапповая (диабазы, диабазовые порфириты); 2 — формационная принадлежность неясна (перидотиты, габбро, серпентиниты). Формации и ассоциации раннепротерозойской подвижной области: 3 — складчатая — позднескладчатая мигматит-гранитовая; 4 — предполагаемые области развития этой формации с учетом геофизических данных; 5 — складчатая, магматит-плагитогранитовая; доскладчатые: 6 — кремнисто-железистая ассоциация, 7—10 — офиолитовая ассоциация: 7 — гипербазиты (серпентиниты, тальковые сланцы, тальк-магнезитовые породы и др.), 8 — аподиабазовые амфиболиты, амфиболиты, аподиабазовые хлоритовые сланцы, железистые кварциты, метаморфизованные кератофиров, 9 — биотит-плагноклазовые гнейсы в форме ксенолитов и реликтов в полях развития гранитоидов, 10 — предполагаемые области развития этих пород с учетом геофизических данных; 11 — отложение палеозоя в Днепровско-Донецком авлакогене; 12 — архейская подвижная область, частично активизированная в раннепротерозойское время; 13 — направления тектурных линий в породах; 14—16 — зоны глубинных разломов: 14 — связанные с заложением внутренних структур раннепротерозойской геосинклинали, 15 — связанные с заложением окраинных структур раннепротерозойской геосинклинали, 16 — связанные с образованием мигматит-гранитовой формации; 17 — элементы залегания пород.

в верхней части — основные вулканогенные. Эти толщи имеют концентрическое расположение относительно центра, выраженного максимумом в гравитационном поле. Они предположительно рассматриваются как результат трещинных излияний, завершившихся, по-видимому, центральным.

Результаты изучения разрезов раннепротерозойской офиолитовой ассоциации (приднепровская, конкско-верховцевская, нижняя часть криворожской серии) и анализ данных других исследований позволили выделить два типа разрезов, отвечающих

внутренним и окраинным поясам раннепротерозойской подвижной области. Разрезы первого типа, представленные во внутренних поясах, объединены в белозерско-базав-лукскую серию, которая расчленена на следующие толщи (снизу вверх):

- нижняя толща метаморфизованных диабазов (до 300 м);
- толща переслаивающихся метаморфизованных диабазов и кератофиров (2800 м);
- толща переслаивающихся метаморфизованных диабазов и осадочных пород (1900 м);
- верхняя толща метаморфизованных диабазов (800 м).

Каждая толща объединяет многочисленные свиты с местными названиями, выделенные различными исследователями в разных синклиналиях. Общая мощность разреза белозерско-базавлукской серии превышает 8 км. Близкими по времени образования к породам этой серии являются тела гипербазитов. Во внутренних поясах развития офиолитовой ассоциации преобладают многопокровные толщи основных вулканогенных пород.

Разрезы второго типа установлены в окраинном Криворожско-Кременчугском поясе. Они представлены толщей метаморфизованных диабазов и детально изучены Я. Н. Белевцевым, М. Н. Доброхотовым, Ю. Ир. Половинкиной и др.

Таким образом, для раннепротерозойской офиолитовой ассоциации характерна гетерогенность в строении, проявляющаяся как во времени, так и пространстве (изменения наблюдаются снизу вверх по разрезу и от окраинных поясов к внутренним).

Контактные взаимоотношения пород рассматриваемой ассоциации с окружающими гранитоидами свидетельствуют о более молодом возрасте последних. Однако это не исключает наличия и более древних гранитоидов и реликтов метаморфических пород, которые были переработаны в раннепротерозойскую эпоху [1, 3]. Гранитоиды отнесены к мигматит-плаггиогранитовой (с складчатой) и мигматит-гранитовой (со складчатой—позднескладчатой) формациям, слагающим вместе с офиолитовой ассоциацией поясовую структуру раннепротерозойской складчатой области, на фоне которой образуют макроструктуру — будинаж в масштабе подвижной области. При этом офиолитовая ассоциация образует преимущественно будинаж (отдельные синклиналии) в пределах протяженных поясов. Мигматит-плаггиогранитовая формация слагает вытянутые поля сложного внутреннего строения, разделяющие пояса офиолитов. В межбудинажных пространствах развита главным образом мигматит-гранитовая формация.

Рассматриваемые формации и ассоциации пород тесно связаны с развитием разломов раннепротерозойской подвижной области, среди которых выделены три группы:

- 1) субмеридиональные разломы периода заложения раннепротерозойской подвижной области и образования офиолитовой ассоциации;
- 2) субширотные разломы периода складчатости и образования гранитоидных формаций;
- 3) преимущественно диагональные разломы субплатформенной и платформенной стадий развития региона.

Область проявления раннепротерозойской офиолитовой ассоциации структурно гетерогенна. В ее пределах обособлены геосинклинальные прогибы, выполненные преимущественно основными породами (офиолитовая ассоциация), и геантиклинальные поднятия, сложенные кислыми породами (гранитоидные формации). Эта гетерогенность находит отражение и в геофизических полях. Так, участки проявления офиолитовой ассоциации характеризуются повышенными значениями аномалий силы тяжести, форма которых примерно соответствует контурам выхода офиолитов. Магнитные поля отличаются неоднородностью, выражающейся в чередовании участков с отрицательными и невысокими положительными магнитными аномалиями. На фоне последних выделяются как значительные аномалии (интенсивностью до нескольких десятков тысяч гамм), вызванные железистыми кварцитами, так и небольшие (интенсивностью до первых тысяч гамм), обусловленные мелкими телами серпентинитов. По данным глубинного сейсмического зондирования, для ряда районов распространения офиолитовой ассоциации на небольших глубинах (6—8 км) устанавливаются высокие (7 км/с) значения скорости прохождения продольных упругих волн [13]. Такие районы трактуются как участки земной коры с неглубоким залеганием «базальтового» слоя.

Геологическая характеристика рассматриваемой офиолитовой ассоциации приведена в табл. 2.

В составе раннепротерозойской офиолитовой ассоциации наиболее распространенными являются метаморфизованные диабазы. Подчиненную роль играют метаморфизованные кислые вулканогенные, ультраосновные и осадочные породы, петрографическое описание которых было дано ранее.

Среди аподиабазовых пород, варьирующих по степени метаморфизма от зелено-сланцевой до амфиболитовой фации, наблюдается серия пород изменчивого минерального состава, связанных постепенными переходами: 1) аподиабазовые кварц-плаггиоклаз-карбонат-хлоритовые; 2) аподиабазовые плаггиоклаз-карбонат-хлорит-эпидотовые; 3) аподиабазовые плаггиоклаз-хлорит-эпидот-актинолитовые; 4) аподиабазовые амфиболиты.

Таблица 2

Геологическая характеристика раннепротерозойской офиолитовой ассоциации

Геологические параметры	Характеристика
Комплекс пород	Мощные толщи основных вулканогенных пород (80%), осадочные породы (9%), кислые вулканогенные породы (7%), небольшие тела гипербазитов
Структура ассоциации	Гетерогенная. Нижняя часть разреза сложена метаморфизованными основными вулканогенными породами. Выше появляются прослои метаморфизованных кератофиров. К средней части разреза приурочены осадочные породы, включая кремнисто-железистые. Верхняя часть сложена снова метаморфизованными вулканогенными породами
Тектоническое положение	Синклиналии в пределах раннепротерозойской геосинклинали
Отношение к складчатости	Доскладчатые
Региональный метаморфизм	Амфиболитовая и зеленосланцевая фации
Структурное соотношение с формациями гранитоидов	Поясовая с образованием макроструктуры будинажа в масштабе подвижной области (анизотропная)
Характер геофизических полей	Положительное гравитационное поле; неоднородное аномальное магнитное поле. Глубина залегания «базальтового» слоя 3—4 км (по геофизическим данным) Cu, Zn, Pb, Fe, Ni, Co, Cr. Перспективна в отношении рудоносности. Образуются рудные пояса
Оруденение	

Аподиабазовые амфиболиты развиты преимущественно в краевых частях синклиналиев, сложенных офиолитами, а также в ксенолитах, заключенных в гранитоидах. Все остальные породы приурочены к центральному частям синклиналиев. В состав аподиабазовых пород входят следующие породообразующие минералы: кварц, плаггиоклаз (альбит — основной андезит до лабрадора), кальцит, доломит, хлорит, эпидот, актинолит, роговая обманка. Акцессорные минералы — лейкоксен, сфен, титаномагнетит, сульфиды железа, свинца, никеля. Количественные соотношения минералов в ряду аподиабазовых пород (с переходами от зеленосланцевой к амфиболитовой фации метаморфизма) варьируют с замещением одних минералов другими, исчезновением одних и появлением других, с изменением состава одноименных минералов.

В однотипных аподиабазовых породах с изменением их метаморфизма происходят следующие преобразования. Количество карбонатов сначала уменьшается, а затем они исчезают, при этом доломит исчезает раньше кальцита; исчезает кварц. Уменьшается количество хлорита и возрастает его железистость (в аподиабазовых амфиболитах он практически отсутствует). Возрастает и затем понижается количество эпидота; заметных изменений в его составе не устанавливается, однако в начале появляется сооспорит, а затем собственно эпидот. Возрастает количество актинолита и его железистость (от 25 до 60%) с постепенным переходом в обыкновенную роговую обманку. Основность плаггиоклаза увеличивается от альбита до лабрадора. Возрастает размер зерен пород (от долей до нескольких миллиметров). Характерно сочетание структур первично-магматических пород (диабазовой, порфиритовой и др.) и метаморфических (гранобластовой, нематобластовой, порфиобластовой). Структуры магматических пород стойкие и во многих случаях прослеживаются в сильно измененных породах, включая амфиболитовую фацию метаморфизма. Это дает возможность наряду с другими признаками восстановить первичную природу пород.

Все эти преобразования аподиабазовых пород обусловили изменения их физических свойств и, по-видимому, повлияли на характер региональных геофизических полей районов развития офиолитовой ассоциации.

Изучение химизма наиболее широко распространенных метаморфизованных основных пород этой ассоциации показало, что они отвечают составу диабазов и спилитов, однако отличаются от них несколько меньшим содержанием кремнезема (49,36%) и щелочей (2,25%), повышенным количеством окислов железа (Fe_2O_3 — 2,94%, FeO — 9,2%), магния (7,09%) и кальция (9,17%). Они характеризуются большей основ-

ностью и меньшим содержанием щелочей в отличие от среднего химического состава «базальтового» слоя (по А. Б. Ронову А. А. Ярошевскому). Эти породы, проявленные во внутренних и окраинных поясах развития офиолитовой ассоциации, по составу не тождественны: их основность возрастает от окраинных к внутренним поясам. При этом наиболее сильно понижается содержание кремнезема (от 52,48 до 47,65%) и возрастает количество окиси магния (от 5,68 до 8,99%).

Содержание элементов-примесей (Ba, Sr, Y, Sc, Zn, Cu, Ti, V, Mn, Cr, Co, Ni, Pb, Ca, Zr) в метаморфизованных аподиабазовых породах Сурского, Базавлукского, Александровского и Криворожско-Кременчугского поясов свидетельствует о том, что они характеризуются одним набором и одинаковыми количественными соотношениями одноименных элементов при повышенном содержании марганца (0,13%), никеля (0,015%) и кобальта (0,005%). Однако по характеру ассоциаций элементов и корреляционных связей между ними породы внутренних поясов имеют промежуточный состав между основным и ультраосновным, а окраинных поясов — между основным и средним.

Однотипные породы одного структурного положения и химического состава, но разной степени метаморфизма (аподиабазовые амфиболиты, аподиабазовые кварц-плагноклаз-карбонат-хлоритовые породы) не различаются по набору, количеству и характеру корреляционных связей элементов-примесей. Последние образуют две устойчивые антагонистические группы, в которых элементы-примеси имеют положительные корреляционные связи — Ni, Co, Cr и Ga, Sr, Zr, Ti, V. Аналогичные группы (по Ю. К. Буркову) характерны для неметаморфизованных основных магматогенных пород, т. е. элементы-примеси определяют геохимические черты первичных пород. По характеру порообразующих элементов и элементов-примесей, их ассоциаций и корреляционных связей между ними рассматриваемые метаморфизованные породы отвечают магматогенным.

Таким образом, региональный метаморфизм (зеленосланцевая — амфиболитовая фации) существенно не меняет химизма пород как в отношении петрогенных элементов, так и в отношении элементов-примесей.

Метаморфизованные породы офиолитовой ассоциации подверглись гранитизации главным образом в краевых частях синклиналиев, а также гидротермально-метасоматическому изменению во внутренних частях, возможно, сопряженному с гранитизацией. Гидротермально-метасоматическая переработка основных пород проявилась в образовании мелких редких кварц-карбонатных жил и зон окварцевания и карбонатизации иногда с турмалином и пиритом, а изменение кератофигов — в их березитизации.

С раннепротерозойской офиолитовой ассоциацией связано оруденение железа (Н. П. Семенов, М. Н. Доброхотов, Г. И. Князев), образующее рудные пояса; рудопроявления никеля и кобальта, пока слабо изученные (Н. П. Семенов, И. А. Гаев, В. А. Стульченков, М. М. Ильицкий). В силу большей гетерогенности в строении она представляется более перспективной в отношении рудоносности по сравнению с архейской.

На основании всего изложенного может быть восстановлена геологическая история образования и изменения раннепротерозойской офиолитовой ассоциации. Вдоль зон субмеридиональных разломов в раннепротерозойских эвгеосинклинальных прогибах, разделенных геантиклинальными поднятиями, накапливались мощные толщи осадочно-вулканогенных пород с преобладанием основных излияний. Их накопление сопровождалось небольшими интрузиями гипербазитов. Возникшая офиолитовая ассоциация испытывала складчатость и региональный метаморфизм зеленосланцевой — амфиболитовой фаций в условиях погружения и сжатия. Последующая региональная гранитизация проявилась одновременно со складчатостью и ее затуханием, по-видимому, в условиях растяжения в геантиклинальных поднятиях. В геосинклинальных прогибах офиолитовая ассоциация была частично гранитизирована в краевых частях поясов ее проявления, а также в участках их разрывов (межбугинных пространствах). Таким образом, образовалась поясовая структура раннепротерозойской складчатой области, отличная от мозаичной структуры архейской складчатой области. Возросшая гетерогенность в составе и строении раннепротерозойской офиолитовой ассоциации по сравнению с архейской обусловили ее перспективность в отношении рудоносности.

Регионально развитые формации и ассоциации пород докембрия представляют собой образования различных глубин земной коры, вскрытых в современном эрозионном срезе. Сравнительное изучение этих образований вместе с данными о физических свойствах пород и характере регионально развитых геофизических полей позволяет подойти к выяснению взаимосвязи формаций с глубинным строением земной коры. Для этой цели в комплексе с геологическими исследованиями изучены физические свойства (плотность и скорость продольных упругих волн) пород рассматриваемых офиолитовых ассоциаций.

Изучение взаимосвязи плотности и скорости продольных упругих волн кристаллических пород офиолитовых ассоциаций и связанных с ними гранитоидных формаций Украины свидетельствует о прямой связи между этими параметрами в зависимости от изменения химизма и степени метаморфизма пород [7].

Отмеченная зависимость справедлива для кристаллических пород с малой пористостью в интервале плотностей 2,56—3,3 г/см³ и скоростей продольных упругих волн 5,7—7,4 км/с. Эти интервалы соответствуют регионально развитым породам раннедокембрийских областей, т. е. большей части континентов земной коры.

Плотность (σ) и скорость продольных упругих волн (v_p) основных пород офиолитовых ассоциаций архей и раннего протерозоя, т. е. пород примерно одного химического состава, но разной степени метаморфизма, характеризуются высокими значениями, увеличивающимися с возрастанием степени метаморфизма: от 2,76 г/см³ и 6,7 км/с в породах зеленосланцевой фации до 3 г/см³ и 7,2 км/с в породах гранулитовой фации и более при переходе к эклогитовой фации (табл. 3). Максимальный градиент имеет место при переходе от зеленосланцевой к эпидот-амфиболитовой фации. Такие изменения, по-видимому, и обуславливают плотностную и скоростную неоднородность в участках земной коры, сложенных существенно основными породами офиолитовой ассоциации.

Таблица 3
Физические свойства основных пород офиолитовых ассоциаций Украины в сравнении с данными глубинного сейсмического зондирования

Породы	Фации метаморфизма	σ , г/см ³	v_p , км/с	Данные глубинного сейсмического зондирования [13]	
				Глубина сейсмических границ, км	v_p , км/с

Раннепротерозойская офиолитовая ассоциация

Аподиабазовые кварц-плагноклаз-карбонат-хлоритовые	Зеленосланцевая	2,76	6,7	3—4	6,7—7,0
Аподиабазовые плагноклаз-карбонат-хлорит-эпидотовые	"	2,84	6,8	3,5	6,8
Аподиабазовые плагноклаз-хлорит-актинолит-эпидотовые	Эпидот-амфиболитовая	2,98	7,0	5—8	7,0
Аподиабазовые амфиболы	Амфиболитовая	2,98 и более	7,1—7,2	8—10	7,1

Архейская офиолитовая ассоциация

Пироксен-плагноклазовые кристаллические сланцы, габбро-нориты	Гранулитовая	3 и более	7,2 и более	17—20	7,4
Те же	Эклогитовая (?)	—	—	20—30	7,8

В процессе гранитизации основных пород архейской (с образованием чарнокитов в условиях, близких гранулитовой фации) и раннепротерозойской (в условиях амфиболитовой фации) офиолитовых ассоциаций плотность и скорость продольных упругих волн последовательно уменьшаются. Причем значения этих параметров на всех стадиях гранитизации остаются несколько большими для процессов, протекающих в условиях, близких гранулитовой фации. Таким образом, гранитизация регионально развитых основных пород в целом ведет к уменьшению плотности и скорости продольных упругих волн, еще более увеличивая плотностную и скоростную неоднородность в земной коре.

Сопоставление полученных результатов с данными глубинного сейсмического зондирования позволяет увязать офиолитовые ассоциации с глубинным строением земной коры. Это представляется вполне правомерным, исходя из анализа данных [2, 9] о влиянии температуры и давления, а также глубины залегания пород на изменение их физических свойств. В районах развития офиолитовых ассоциаций глубинным сейсмическим зондированием [4, 11, 12, 13] установлены участки земной коры с отсутствующим «гранитным» слоем. Здесь в пределах «базальтового» слоя на разных глубинах наиболее четко проявлены поверхности раздела со скоростями продольных упругих волн от 6,7 до 7,8 км/с. Сопоставление этих величин со скоростями продольных упругих волн для пород офиолитовых ассоциаций разных фаций метаморфизма свидетельствует об их полном соответствии.

Таблица 4
Схема строения земной коры в пределах архейской складчатой области (мозаичная структура)

Породы	Фация метаморфизма	Формация, ассоциация	Слой	Глубина, км	σ , г/см ³	v_p , км/с
I тип разреза						
Чарнокиты	Бликая гранулитовой	Чарнокитовая	"Гранитный"	Первые километры	2,62—2,76	6,0—6,2
Поверхность Конрада						
Пироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы, гнейсы, габброиды	Гранулитовая	Офиолитовая	"Базальтовый"	Первые километры	2,9—3,1	7,2 и более
II тип разреза						
Пироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы, гнейсы, габброиды	Гранулитовая	Офиолитовая	"Базальтовый"	От 0 до нескольких километров	2,9—3,1	7,2 и более

Изложенное позволяет предполагать, что офиолитовые ассоциации в таких участках земной коры представляют собой «базальтовый» слой, причем архейская ассоциация, вероятно, составляет более глубокие его части [5, 6, 7]. Он сложен главным образом основными породами, метаморфизованными в гранулитовой фации. Региональная гранитизация архейской офиолитовой ассоциации с образованием чарнокитов характеризует зону становления наиболее глубинных частей «гранитного» слоя, переход от «базальтового» слоя к «гранитному» и, по-видимому, определяет появление здесь поверхности Конрада.

Раннепротерозойская офиолитовая ассоциация, вероятно, представляет собой менее глубокие части «базальтового» слоя, развитые более локально. В этих участках он сложен преимущественно основными породами, метаморфизованными от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Сейсмические границы в его пределах до глубины 15—20 км обусловлены переходами основных пород от зеленосланцевой до гранулитовой фации.

Схемы строения земной коры в районах развития древнейших офиолитовых ассоциаций представлены в табл. 4 и 5.

Архейская офиолитовая ассоциация представляет собой «базальтовый» слой в архейской подвижной области. Ее изменение с образованием чарнокитов привело к формированию глубинных частей «гранитного» слоя и, по-видимому, обусловило появление поверхности Конрада. С раннепротерозойской переработкой архейского основания связано образование офиолитовой ассоциации вдоль зон разломов, проникавших до «базальтового» слоя архейской складчатой области. В поясах проявления раннепротерозойских офиолитов произошло наращивание этого слоя, а в смежных участках подвижной области, разделяющих пояса офиолитовой ассоциации, — наращивание «гранитного» слоя. В результате чего усилилась гетерогенность земной коры раннепротерозойской складчатой области по сравнению с корой архейского возраста.

Таким образом, «базальтовый» слой докембрия на современном эрозионном срезе континентов (в пределах щитов), вероятно, представлен архейской и раннепротерозойской офиолитовыми ассоциациями. Отдельные его части, возможно, не перекрывались образованиями «гранитного» слоя и являются зонами проявления сквозного основного магматизма в различных структурных этажах. Такие участки могут быть переходными звеньями между континентальными и океаническими блоками земной коры.

«Базальтовый» слой докембрия сложен основными вулканогенными по-

Таблица 5
Схема строения земной коры в пределах раннепротерозойской складчатой области (поясовая структура)

Породы	Фация метаморфизма	Ассоциация, формация	Слой	Глубина, км	σ , г/см ³	v_p , км/с
Области геосинклинальных прогибов						
Аподиабазовые кварц-плаггиоклаз-карбонат-хлоритовые	Зеленосланцевая	Офиолитовая	"Базальтовый"	0—4	2,76	6,7
Аподиабазовые плаггиоклаз-карбонат-хлорит-эпидотовые	"	"	"	4—8	2,82	6,75—6,8
Аподиабазовые плаггиоклаз-хлорит-эпидот-актинолитовые	Эпидот-амфиболитовая	"	"	8—10	2,88 и более	7,0
Аподиабазовые амфиболиты	Амфиболитовая	"	"	8—10	2,98	7,1—7,2
Пироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы	Гранулитовая	"	"	10—20	3 и более	7,2 и более
Пироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы, переходящие в эклогиты	Гранулитовая, эклогитовая	"	"	20—30	—	7,5—7,8
Области геосинклинальных поднятий						
Гранитоиды (исключая чарнокиты)	Амфиболитовая	Мигматит-плаггионитовая, мигматит-гранитовая	"Гранитный"	0—15	2,6—2,7	6,0—6,4
Чарнокиты (?)	Бликая гранулитовой	Чарнокитовая	"	15—20	2,7	6,7
Поверхность Конрада						
Пироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы (?)	Гранулитовая	Офиолитовая	"Базальтовый"	20—25	>3	7,3
Те же породы, переходящие в эклогиты	"	"	"	20—30	—	>7,3
Эклогиты	"	"	"	—	—	—

родами, метаморфизованными в гранулитовой, амфиболитовой и зеленосланцевой фациях; подчиненную роль играют осадочные породы, тела габброидов и гипербазитов. По химическому составу эти образования отвечают базальтам и диабазам, однако более древние части (AR) отличаются от более молодых (PR₁) повышенной основностью. Эти породы характеризуются высокими значениями плотности и скорости продольных упругих волн, возрастающими с увеличением степени метаморфизма. Разрез «базальтового» слоя архея, где представлена древнейшая офиолитовая ассоциация, более простой по сравнению с ранним протерозоем, где он наращивается еще и раннепротерозойской офиолитовой ассоциацией. Следовательно, «базальтовый» слой докембрия континентов гетерогенен по составу, степени регионального метаморфизма, времени образования и разрезу, что определяется геологической природой офиолитовых ассоциаций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белевцев Я. Н. Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна. М., Госгеолтехиздат, 1957.
2. Дортман Н. Б. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых СССР. М., Недра, 1964.
3. Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев, Наукова думка, 1965.
4. Литвиненко И. В. Новые сейсмические данные о строении земной коры Балтийского щита. — Докл. АН СССР, т. 149, № 6, 1963, с. 1409—1411.
5. Наливкина Э. Б. Раннепротерозойская офиолитовая формация европейской части СССР в связи с глубинным строением земной коры. — В кн.: Труды XXIII сессии Международ. геол. конгресса. Вулканизм и тектоника. М., Наука, 1968, с. 88—89.
6. Наливкина Э. Б. Офиолитовые формации раннего докембрия и «базальтовый» слой континентов. Труды IV Всесоюзн. петрограф. совещ., М., Наука, 1972, с. 78—84.
7. Наливкина Э. Б., Дьячкова А. Я. О базальтовом слое континентов в природе сейсмических границ в его пределах — Сов. геология, 1970, № 4, с. 131—142.
8. Половинкина Ю. Ир., Наливкина Э. Б. Нижнепротерозойская спилитовая формация Приднепровья. Л., Госгеолтехиздат, 1959.
9. Пресс Ф. Скорости сейсмических волн. — В кн.: Наука о земле. Т. 21. М., Мир, 1969, с. 183—210.
10. Семенов Н. П. Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Киев, Изд-во АН УССР, 1959.
11. Соллогуб В. Б., Трипольский А. А. Некоторые данные о глубинном строении земной коры по профилю ГСЗ Таганрог—Кировоград. — Геофиз. сб. АН УССР, 1969, № 31, с. 5—24.
12. Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Результаты опытных сейсмических работ по изучению внутренней структуры кристаллического фундамента северной части Криворожского бассейна. — Геофиз. сб. АН УССР, 1963, № 1, с. 24—31.
13. Субботин С. И., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Строение земной коры и геотектонических элементов территории Украины. — Докл. АН СССР, т. 153, № 2, 1963, с. 440—444.

УДК 550.837.74 (73)

А. Г. ТАРХОВ (МГРИ)

Опыт региональных электроразведочных съемок в США

Основными методами при региональных исследованиях являются магниторазведка и гравиразведка, а электроразведка и сейсморазведка — дополнительные методы, с помощью которых, например, создается опорная сеть глубин тех или иных маркирующих горизонтов. Поэтому в региональных масштабах изучаются преимущественно магнитные свойства и плотность горных пород. Отчасти это обстоятельство можно объяснить тем, что электро- и сейсморазведочные исследования менее мобильны и относительно дорогостоящи. Однако уже накоплен огромный объем экспериментальных данных практически по всей территории СССР, которые только нуждаются в соответствующей обработке и обобщении. В то же время по крайней мере в электроразведке, существует метод, позволяющий проводить съемку регионального характера с минимальными затратами средств и времени, — радиоклип (радиокомпарирования и пеленгации).

Метод радиоклип, впервые оформившийся в СССР [1], а сейчас получивший широкое признание во многих странах, основан на использовании электромагнитных полей удаленных, в том числе радиовещательных, станций. Эти поля при распространении вдоль земной поверхности затухают в зависимости от среднего электрического сопротивления верхнего слоя пород. Опишем некоторые результаты, полученные методом радиоклип в США [2, 3].

Поскольку на близких расстояниях (r до 15—30 км) от радиостанции преобладает земная волна, ее затухание зависит от так называемого численного расстояния R , причем

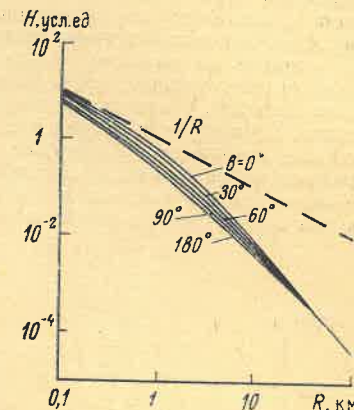


Рис. 1. Затухание приземных (поверхностных) радиоволн с удалением от передатчика

$$R \approx \frac{\pi}{x} \frac{r}{\lambda_0} \cos b,$$

где $x = \frac{1,8 \cdot 10^4}{f\rho}$; f — частота, МГц; λ_0 — длина волны в воздухе, км; ρ — сопротивление, Ом·м; $b \approx \arctg \frac{\varepsilon - 1}{x}$; ε — относительная диэлектрическая постоянная приповерхностных пород (колеблется от 4 — сухие кварциты до 20 — водонасыщенные породы и 81 — вода).

Данные полевых измерений интенсивности N наносятся на двойной логарифмический бланк в функции от расстояния r . С помощью палетки (рис. 1) обычным способом находятся численное расстояние R_1 (по пересечению пунктирной линии $1/R$ с ординатой, проходящей через единицу расстояния, принятой на экспериментальном бланке), отношение r/λ_0 и угол b .

Далее определяются

$$x = \frac{\pi}{R_1} \left(\frac{r}{\lambda_0} \right) \cos b$$

и электрические параметры

$$\rho = \frac{1,8 \cdot 10^4}{xf}, \quad \varepsilon \approx x \operatorname{tg} b - 1.$$

Поскольку теоретические кривые (см. рис. 1) располагаются очень тесно, для повышения разрешающей способности можно воспользоваться семейством графиков, рассчитанных для фиксированных частот и меняющихся значений ρ . Наблюдения обычно проводятся в 18—20 точках по нескольким (до 8) радиусам от радиостанции.

Основное преимущество этого способа — возможность быстрого исследования больших площадей, недостаток — необходимость вести наблюдения по длинным профилям (до $10 \lambda_0$), при этом трудно рассчитывать на однородность геоэлектрического разреза.

В США изучены поля 621 радиостанции, работающих на частотах от 540 до 1600 кГц. Опубликованный каталог включает 7233 значения сопротивления ρ . На рис. 2 дана кривая накопленных частот средних значений сопротивления по этим определениям. Медиана кривой (отвечающая вероятности $P=50\%$) равна 133 Ом·м, что и определяет значение общего среднего сопротивления всех исследованных пород. По результатам составлена карта сопротивлений приповерхностных слоев территории США.

Стоит отметить, что предпринятая вначале попытка сопоставления проводимости и типов почв оказалась неудачной, потому что классификация почв (256 типов) основывается на многих других параметрах, не связанных с их электросопротивлением. Кроме того, мощность слоя почвы много меньше глубины проникновения радиоволн.

Зато полученные результаты довольно удовлетворительно коррелируются с геологической картой США. Так, данные, относящиеся к осадочным породам (рис. 3), свидетельствуют о наличии некоторой зависимости их сопротивлений от возраста. Наблюдается относительное увеличение сопротивления пород как в докембрии, так и

в кайнозой, а уменьшение — в мезозой и четвертичном периоде. Эти закономерности, возможно, отражают совместное влияние окружающей среды в период осадконакопления и последующие изменения пористости и влагосодержания, связанные с литификацией и диастрофизмом осадков. Поскольку сопротивление пород определялось как среднее по каждому радиусу длиной в несколько десятков километров, то и геологическая единица, в пределах которой анализируют ρ , должна выбираться достаточно большой. Наименьшее подразделение, которое можно выделить, — геологический период. Однако, если в пределах периода породы резко изменчивы, возможно и более дробное разделение. Некоторые четвертичные аллювиальные отложения, особенно в аридных районах, имеют низкое сопротивление, а в увлажненных, наоборот, высокое. Объясняется это тем, что в пустынях поровая влага пород за счет испарения и разгрузки поверхностных вод более минерализованна.

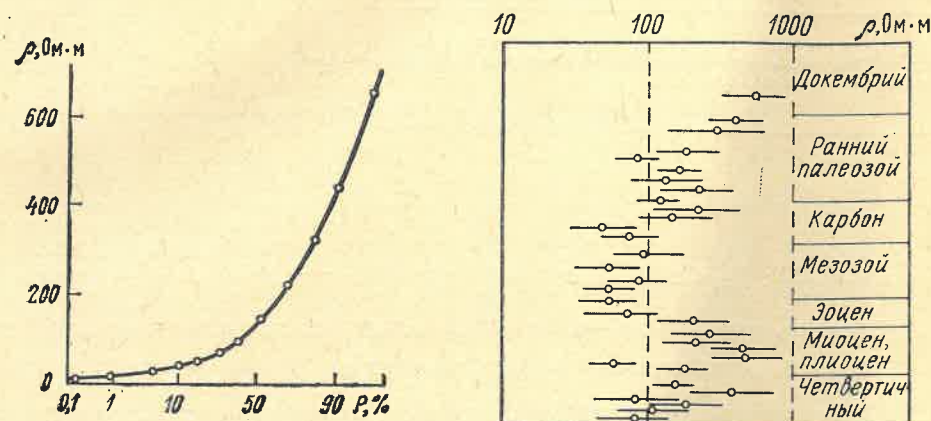


Рис. 2. Кривая накопленных частот значений ρ (горизонтальный масштаб вероятностный).
Рис. 3. Средние сопротивления групп осадочных пород со сходными характеристиками. Кругок — среднее сопротивление, определенное по данным 35—250 измерений вблизи радиостанций; горизонтальные отрезки — пределы, в которые укладываются 95% всех значений, относящихся к соответствующей группе пород.

Породы миоцена и плиоцена отлагались в пресных и солоноватых водах. Их сопротивление выше, чем аналогичных пород четвертичного возраста, вследствие уменьшения пористости под влиянием сжатия.

Очень низкие сопротивления пород, образовавшихся в конце палеозоя и в мезозой, отражают тот факт, что эти первичноморские осадки сменяются преимущественно пресноводными фациями в начале кайнозоя. Палеозойские и мезозойские породы в общем более плотны и менее пористы, чем средне- и позднекайнозойские, но благодаря повышенной минерализации поровых вод характеризуются относительно низкими сопротивлениями.

В раннем палеозое и докембрии сопротивления пород с возрастом увеличиваются, что частично объясняется увеличением интенсивности диастрофизма. Кроме того, имеет место литологический переход от преимущественно мелкокристаллических обломочных пород карбона к преимущественно химическим осадкам девона и силура и соответствующее уменьшение пористости.

Кривые плотности вероятности сопротивлений, найденных по затуханию радиоволн над изверженными и метаморфическими породами различного возраста и местонахождения, приведены на рис. 4.

Процессы выветривания значительно влияют на получаемые результаты: повышают сопротивление относительно проводящих пород и понижают — высокоомных, т. е. происходит сглаживание контрастности (дифференциации) по этому параметру. Поскольку сопротивление большинства пород зависит от их влагонасыщенности, следует отметить влияние литологического состава и возраста, так как эти факторы в некоторой степени определяют пористость пород и отчасти минерализацию пропитывающих их поровых вод.

В таблице приводятся обобщенные пределы изменения сопротивления пород различного состава и возраста. Вертикальные столбцы расположены в порядке уменьшения пористости пород слева направо: от морских осадочных пород, пористость которых может достигать 40%, до химических осадков, практически безводных. Намечаются некоторые закономерности зависимости сопротивления от их состава и возраста, хотя пределы возможных колебаний, обусловленных влиянием метаморфизма,

физико-химического выветривания или наличием включений проводящих минералов, довольно значительны.

Исследуя поля радиостанций, работающих на различных длинах волн λ_0 , можно проводить своеобразное электромагнитное зондирование земной коры. Приблизительно глубинность метода радиокип может быть оценена по формуле

$$Z_{\max} = K \sqrt{\lambda_0 \rho_m},$$

где K — коэффициент, ρ_m — среднее сопротивление пород разреза.

В диапазоне длинноволновых вещательных станций ($\lambda_0 = 0,5-2,0$ км) $Z_{\max}$

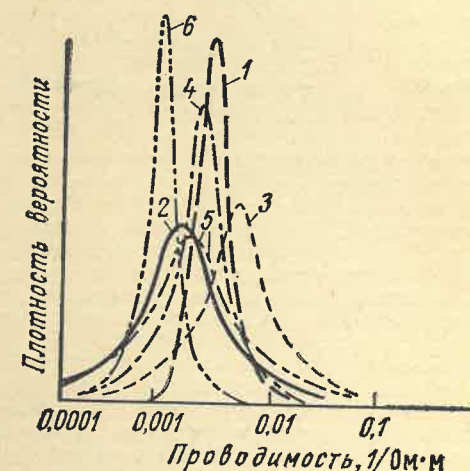


Рис. 4. Сопротивления, найденные по затуханию радиоволн над выходами изверженных и метаморфических пород

1 — граниты карбона (Аппалачи), 2 — палеозойские интрузии (Новая Англия), 3 — докембрийские породы (Великие Озера), 4 — докембрийские породы (Аппалачи), 5 — триасовые породы (Новая Англия), 6 — архейские породы (Новая Англия)

в зависимости от ρ_m колеблется от нескольких до первых десятков метров. Если же использовать поля сверхдлинноволновых ($\lambda_0 = 10-30$ км) радиостанций специального назначения, глубинность может быть увеличена на порядок, т. е. до десятков и первых сотен метров. Более того, в США сейчас разрабатываются установки, излучающие волны длиной $\lambda_0 = 3000$ км и даже более. Это обусловит дальнейшее увеличение $Z_{\max}$, правда, ценой некоторого уменьшения детальности исследований (вследствие дифракции радиоволн). Однако для крупных геологических объектов это ограничение решающего значения не имеет.

Все вышесказанное подтверждает важность региональных электроразведочных съемок методом радиокип.

Обобщенные пределы изменения сопротивлений (в Ом·м) пород различного состава и возраста в США (по [3])

Возраст	Морские осадочные породы	Континентальные отложения	Экструзивные породы (базальты, риолиты)	Интрузивные породы (граниты, габбро)	Химические осадки (известняк, соль)
Четвертичный и третичный	1—10	15—50	10—200	500—2000	50—5000
Мезозой	5—20	25—100	20—500	500—2000	100—10 000
Карбон	10—40	50—300	50—1000	1000—5000	200—100 000
Ранний палеозой	40—200	100—500	100—2000	1000—5000	10 000—100 000
Докембрий	100—2000	300—5000	200—5000	5000—20 000	10 000—100 000

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Тархов А. Г. Основы геофизической разведки методом радиокип. М., Госгеолтехиздат, 1961.
2. Keller G. V. Electrical Prospecting for Oil. — Quarterly of the Colorado School of Mines 1968, vol. 63, No. 2.
3. Keller G. V., Frischknecht F. C. Electrical Methods in Geophysical Prospecting. Pergamon Press, Oxford—London—Edinburgh—New York—Toronto—Paris—Braunschweig, 1966.

УДК 553.8(049.3)

В. Ф. НИКОНОВ (СибНИИНП)

Нефть и газ в двух книгах*

К настоящему времени в результате интенсивных поисков нефти и газа на континентах, шельфах морей и океанов накоплен обширный фактический материал, обобщение и осмысливание которого открывает новые страницы в геологической истории горючих ископаемых. К этому материалу обращаются сейчас не только ученые, производственники, но и преподаватели, пропагандисты, студенты.

Новая книга, в отличие от предыдущих монографий, содержащих различные сведения по зарубежным нефтяным и газовым месторождениям, представляет собой именно справочник. Она практически лишена текста, если не считать вводных замечаний к материалам по континентам. Справочник составлен в виде определенной, выдержанной для всех стран, системы таблиц, в которых приведены и общие данные по всем нефтегазовым бассейнам (возраст осадочных толщ, их состав, площадь распространения, структурный тип, объем осадочных образований, количество месторождений), и параметры самих месторождений (тип залежей, основные их характеристики, запасы и др.). Книга иллюстрирована обзорными картами размещения месторождений нефти и газа. Для многих месторождений приведены структурные карты по одному из основных продуктивных горизонтов и разрезы, отражающие особенности размещения углеводородов. Справочник включает также основные статистические сведения по странам (площадь, население, число месторождений, уровень добычи и др.).

Необходимо отметить, что с каждым годом все большее число исследователей обращает внимание на зональное распределение месторождений разного происхождения, но тем не менее во многих научных работах, даже очень крупных, речь идет о нефтегазовости вообще, о месторождениях углеводородов без разделения их на типы по фазовому, а точнее по вещественному составу. Кстати, в рассматриваемой книге на многих схемах нефтяные, газовые и газонефтяные месторождения обозначены своими символами, а в таблицах по газовым месторождениям указывается, есть ли в них конденсат. Однако для ряда бассейнов все месторождения на схемах показаны одним значком как нефтяные, хотя среди них имеются и газонефтяные, иногда даже газовые. Есть и другие недостатки. Например, для бассейна Персидского залива и некоторых других типы месторождений даны по состоянию на время последних публикаций, поэтому многие первоначально нефтяные месторождения оказались газонефтяными, тогда как газовые шапки образовались в них за счет снижения пластового давления в залежи при длительной эксплуатации или за счет закачки газа.

Не всегда ясно, запасы какого газа приведены — попутного или шапки, или того и другого вместе. Для ряда месторождений указаны запасы только растворенного газа, да и то, видимо, подсчитанные по усредненному газовому фактору (для бассейна Персидского залива он принят равным $100 \text{ м}^3/\text{м}^3$). Это следовало бы оговорить в сносках. Не на всех схемах точно определены типы месторождений. Имеются и досадные опечатки. Так, для месторождения Ага-Джари начальные запасы оценены в 12 830 млн. т, а на самом деле они в 10 раз меньше; на месторождении Румейла, открытом в 1953 г. с первоначальными запасами в 2760 млн. т, текущие запасы показаны в 3,8 млн. т, хотя на указанную дату добыто всего около 35% нефти.

Несомненно и некоторое расхождение сведений в таблицах и на схемах. Например, в таблице (кн. 1, с. 253) месторождение Мебогнак (море Бофорта) приведено как газонефтяное, а на рис. 2.2 (кн. 1, с. 255) — как нефтяное. На рис. 7.25 (кн. 2, с. 463) неясно, что обозначает знак «>» у символов залежей — количество пластов (как в таблице 7.37) или запасы.

Справочник емок, информативен, точен, сведения о месторождениях и бассейнах в целом самые новые. Желательно, чтобы в нем содержалось больше конкретных параметров месторождений, например, коэффициенты нефте- и газоотдачи, газовые факторы, запасы углеводородов в полном объеме, включая конденсат, тем более что соответствующие графы в таблицах имеются. Целесообразно снабдить справочник подстрочниками, объясняющими расхождение основных цифр, например, запасов по разным источникам, иногда имеет смысл конкретно указать, из какой работы заимствованы те или иные данные. Для наиболее крупных месторождений интересно было бы привести запасы по отдельным главным и второстепенным залежам.

На наш взгляд, при переиздании справочника (а его нужно обязательно через некоторое время обновить) систематизацию материала следует проводить не по странам, а по нефтегазовым бассейнам. Это позволит не только повысить его информативность, но и избежать повторений, связанных с тем, что на территории ряда бассейнов располагаются несколько государств (бассейны Северного моря, Персидского залива и др.). По каждому бассейну должны быть составлены 1—2 региональных профиля, отражающих особенности распространения основных выполняющих его толщ. Для некоторых бассейнов стратиграфические схемы можно, видимо, укрупнить.

Указанные недостатки не умаляют значения книги, рассчитанной на широкий круг специалистов. Можно сказать, что это единственный в мире справочник, в котором использованы самые последние сведения о бассейнах и месторождениях, дающие возможность производить сравнительный анализ размещения залежей на нефтегазовых территориях как СССР, так и зарубежных стран, осуществлять различные статистические подсчеты и т. д. Авторы, используя большое число журнальных статей и книг, систематизировали обширный и интересный материал. Заслуга их и в особенности редактора И. В. Высоцкого велика.

* Справочник по нефтяным и газовым месторождениям зарубежных стран. Ред. И. В. Высоцкий. Кн. 1 и 2. М., Недра, 1976, 1184 с.

УДК 553.495

Каждан А. Б. Геологические критерии уранового оруденения. — Сов. геология, 1979, № 2, с. 3—13.

При проведении металлогенических исследований, геологосъемочных, поисковых и разведочных работ, в зависимости от детальности исследования недр, предлагается использовать разномасштабные оценочные, прогнозные, поисковые или поисково-разведочные критерии уранового оруденения. Оценочные геологические критерии способствуют уточнению перспектив и контуров ураноносных провинций, прогнозные — используются для выделения потенциальных урановорудных районов, узлов и полей, поисковые — для целей поисков урановых месторождений, а поисково-разведочные — для поисков и оценок продуктивных урановорудных зон и залежей. Такой подход к выявлению и использованию геологических критериев различного масштаба с соблюдением требований принципа последовательных приближений способствует повышению эффективности геологических съемок, поисковых и разведочных работ.

Список лит. — 14 назв.

УДК 551.31 : 551.762 : 552.14'57(2-925.22-11)

Алексеева В. И., Трохименко М. С. Особенности формирования и нефтеносность прибрежно-континентальной толщи юры на востоке Прикаспийской впадины. — Сов. геология, 1979, № 2, с. 13—27.

По данным палинологических исследований на востоке Прикаспийской впадины в верхней части разреза континентальных сероцветных отложений, относимых к средней юре, установлен нижнекембрийский подъярус. Обобщение имеющихся материалов позволяет утверждать, что на значительной части территории Западного Казахстана резкое изменение физико-географических условий произошло на рубеже раннего и среднего кембрия.

Анализ структурных условий в сочетании с новыми данными о степени метаморфизма рассеянного органического вещества юрских отложений подтверждает мнение о вторичном характере надсолевых залежей нефти. В результате детального изучения некоторых особенностей формирования локальных структур высказывается идея о возможности трассирования региональных разломов. Это имеет практическое значение для выявления закономерностей пространственного размещения нефтеносных соляных куполов.

Ил. 2, список лит. — 40 назв.

УДК 553.98(479.24)

Али-заде А. А. Районирование нефтегазоносных областей Азербайджана. — Сов. геология, 1979, № 2, с. 27—36.

Предлагается новая схема районирования нефтегазоносных областей Азербайджана с учетом истории геотектонического и палеогеографического развития депрессионных зон, литофациальных особенностей отложений, геохимических и палеогеогеологических условий седиментационных бассейнов и новейших данных поисковых и разведочных работ. Приводится фактический материал по нефтегазоносности отдельных районов и рассматриваются их перспективы.

Ил. 1, список лит. — 18 назв.

УДК 550.83 : 556.3

Мельканович И. М. Региональные комплексные гидрогеологические и геофизические исследования. — Сов. геология, 1979, № 2, с. 37—48.

За последние годы в гидрогеологии возникло новое направление исследований, позволяющее по данным наземных геофизических наблюдений при ограниченном числе скважин гидрогеологически охарактеризовать обширные малозученные территории, способствуя тем самым целенаправленному проведению последующих среднемасштабных и более детальных работ. Рассматривается на ряде примеров эффективность геофизических исследований при гидрогеологических съемках. Отмечается, что важ-

ным источником информации являются данные мелко- и среднемасштабных геофизических исследований нефтяного, рудного, угольного и других направлений. В результате специализированной интерпретации этих материалов можно выполнить построения, направленные на гидрогеологическую стратификацию разреза, изучение гидродинамики подземных вод, оценку их минерализации и температуры.

Табл. 1, ил. 2, список лит. — 20 назв.

УДК 556.3 : 552.5

Лагунова И. А. Условия проявления и особенности формирования вод пониженной минерализации в глубоких зонах осадочных бассейнов. — Сов. геология, 1979, № 2, с. 48—62.

В результате изучения геологических и геотермических условий проявления вод пониженной минерализации в различных осадочных бассейнах СССР установлена приуроченность этих вод в основном к предгорным и межгорным прогибам в области альпийской складчатости и к молодым платформам, а в их пределах — к наиболее глубоким, прогретым частям бассейна. Особенности солевого (высокое содержание HCO_3^- , SO_4^{2-} , V , I , Hg и т. д.) и газового (присутствие CO_2) состава вод позволяют предполагать, что в их формировании принимают участие глубинные флюиды. Следствием вертикальной миграции глубинных флюидов (в том числе глубинных щелочных вод, CO_2 , углеводородов и т. д.), протекающей в настоящее время в земной коре, является инверсионная гидрогеохимическая зональность, характеризующаяся не только специфическим солевым и газовым составом подземных вод, но и новыми минералогическими ассоциациями, возникающими в осадочных породах под влиянием углекислых растворов. Другим следствием является пространственная взаимосвязь глубинных щелочных вод и углеводородов, установленная в Южно-Каспийской впадине, Западной Сибири, на Сахалине и т. д.

Табл. 1, список лит. — 20 назв.

УДК 552.578.1(—924.16)

Газы свободных выделений Хибинского массива /Н. И. Хитаров, А. И. Кравцов, Г. И. Войтов и др. — Сов. геология, 1979, № 2, с. 62—73.

Газы Хибинского щелочного массива разделяются на две морфологически резко выраженные группы: газы во включениях в горные породы и газы свободных выделений. Работа посвящена второй группе газов, проявления которых в Хибинах стали заметны при переходе к отработке апатит-нефелиновых месторождений в зоне некоторого затухания нисходящей инфильтрации вод метеорного происхождения. Газы характеризуются водородно-углеводородным составом, высоким содержанием гелия и устойчивыми выделениями из зон тектонических разломов. Некоторые струи (например, выделения из шпура 7 в Расвумчоррском тоннеле) проявляются на протяжении последних 15 лет без заметных изменений химического состава и интенсивности. В то же время, оставаясь квазистабильными, струи испытывают периодические колебания в составе газов, что особенно проявляется в безразмерных отношениях водород к углеводородам, по-видимому, связанных с приливными явлениями в земной коре. Особенно четкой является двухнедельная гармоника колебаний этого отношения. Рассматриваемые газы характеризуются аномальными величинами целого ряда изотопных отношений: гелиевых, углеродных, аргоновых, ксеноновых и др.

Табл. 6, ил. 5, список лит. — 22 назв.

УДК 552.11 : 553.462'43(571.51)

Хомичев В. Л. Формы связи медно-молибденового оруденения с магматизмом. — Сов. геология, 1979, № 2, с. 74—81.

На материалах молибденовых месторождений юга Красноярского края дается характеристика рудоносного гранитного комплекса и обсуждаются формы связи с ним медно-молибденового оруденения. В одном случае гидротермальные растворы отделяются от крупных тел

биотитовых гранитов на ранней магматической стадии и формируют мелкие скарновые месторождения. В другом — рудные и летучие накапливаются в остаточном лейкократовом расплаве и на заключительной стадии образуют крупные штокерковые месторождения. При этом предрудные метасоматиты, сорудные гранит-порфиры и штокерковое оруденение находятся между собой в парагенетической связи как производные одного источника — остаточных лейкократовых гранитов, в неглубоких частях которых зарождается эта рудно-магматическая система.

Ил. 2, список лит. — 28 назв.

УДК 553.22 : 553.311(571.1)

С. С. Долгушин. О закрытых эксплозиях и связи с ними оруденения на скарново-магнетитовых месторождениях Алтае-Саянской складчатой области. — Сов. геология, 1979, № 2, с. 81—91.

Широко распространенные на скарново-магнетитовых месторождениях Алтае-Саянской складчатой области оруденение породы брекчиевидного облика, определяемые обычно как тектонические брекчии, лавобрекчии, туфы или даже конгломераты, во многих случаях являются продуктами закрытых эксплозий. Последние возникают на заключительном этапе развития рудно-магматических систем, так как являются результатом дифференциации поздних порций газонасыщенных рудоносных магм в связи с их быстрым подъемом с глубины на высокие уровни. Поэтому характерным признаком скрытых эксплозий служит сопряженность дробления пород и гидротермально-метасоматического рудоотложения. Отмечается, что для месторождений с широким развитием эксплозивных брекчий характерны структуры, в той или иной степени отражающие расширение системы вверх — пучковые, конусовидные или сигарообразные.

Ил. 3, список лит. — 16 назв.

УДК 551.735(571.5-18)

Михайлов М. В., Харьзов Л. С., Штейн Л. Ф. Стратиграфия каменноугольных отложений северо-востока Сибирской платформы. — Сов. геология, 1979, № 2, с. 93—97.

Рассмотрены каменноугольные отложения бассейна р. Котинге. Предлагается выделять их в титескую серию антракситоугольного возраста, состоящую (снизу вверх) из юнчаю-регинской, толупской, кысылханской и удаганской свит. Приводится описание разреза и обоснование раннекаменноугольного возраста свит богатым комплексом органических остатков.

Ил. 2, список лит. — 3 назв.

УДК 552.21 : 552.5+551.3

Ф. Н. Ефимов. Петромагнитная классификация осадочных и вулканогенных образований на примере изучения разреза Кустинской опорной скважины. — Сов. геология, 1979, № 2, с. 97—111.

Изложены результаты классификации осадочных и вулканогенных пород Кустинской опорной скважины, расположенной в пределах Брестской впадины, на основе разработанной автором классификационной системы петромагнитной информации и данных капаметрии кернов. Получены новые данные для характеристики и расчленения разреза нижнего палеозоя и верхнего протерозоя и сделаны выводы о возможном эффективном использовании петромагнитной информации.

Табл. 7, ил. 3, список лит. — 7 назв.

УДК 552.321.5 : 551.72(477)

Наливкина Э. Б. Раннепротерозойская офиолитовая ассоциация (на примере Украины). — Сов. геология, 1979, № 2, с. 112—120.

Раннепротерозойская офиолитовая ассоциация широко развита среди образований шифов и фундаментов древних платформ. В отличие от архейской офиолитовой ассоциации она представлена в протяженных прерывистых поясах раннепротерозойских геосинклиналей, обрамляющих блоки архейских сооружений. На Украине рассматриваемая ассоциация находится в скаганидах, образуя зеленокаменные пояса района Большого Кривого Рога. Она сложена толщами метаморфизованных (зеленосланцевая — амфиболитовая фации) основных вулканогенных пород с подчиненной ролью кератофилов и периферично-осадочных пород, а также небольших массивов гипербазитов. Раннепротерозойская офиолитовая ассоциация отличается от архейской поясовым строением и большей гетерогенностью состава, что и обуславливает ее перспективность в отношении рудоносности (Fe, Cu, Ni, Co, Cr). В линейных зонах она нарастает архейский «базальтовый» слой, усложняя его состав и строение. «Базальтовый» слой докембрия гетероген по составу, степени регионального метаморфизма, времени образования и разрезу, что определяется геологической природой древних офиолитовых ассоциаций.

Табл. 5, ил. 1, список лит. — 13 назв.

УДК 550.837.74(73)

Тархов А. Г. Опыт региональных электроразведочных съемок в США. — Сов. геология, 1979, № 2, с. 120—123.

В статье рассматриваются результаты исследования полей радиостанций в целях изучения региональной геологии США. Показана связь между составом, генезисом, возрастом приповерхностных горных пород и их электрическими свойствами. Используя поля разных частот, можно проводить электромагнитное зондирование земной коры.

Ил. 4, табл. 1, список лит. — 3 назв.

Цена 1 руб.

70824

СОВЕТСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ. 1976. № 2. 112В