



## ГЕОЛОГИЯ

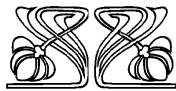
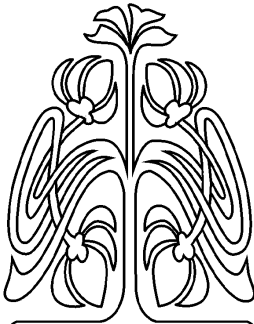
УДК 553.982.23

### МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ РИФТОГЕННЫХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

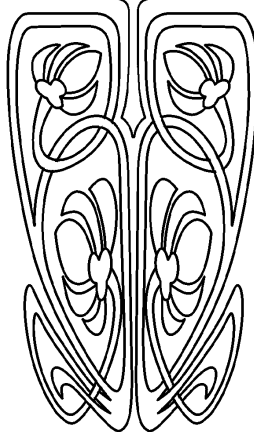
А.Д. Коробов, Л.А. Коробова, Е.Ф. Ахлестина<sup>1</sup>

Саратовский государственный университет,  
кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых  
E-mail: korob@info.sgu.ru  
E-mail: korobovea@yandex.ru

<sup>1</sup> Отделение геологии НИИ естественных наук



НАУЧНЫЙ  
ОТДЕЛ



Глинистые минералы и их парагенезисы являются чуткими индикаторами многообразия процессов преобразования терригенных валанжинских пород Северо-Хальмерпаутинской площади горячими растворами. Последние формировали гидротермально-метасоматические коллекторы и осуществляли транспортировку углеводорода (УВ). Количество находящихся в коллекторах смешанослойных образований и соотношение в них разбухающих (смектитовых) и неразбухающих (хлоритовых, слюдистых) пакетов позволяют оценить качество ловушки и вероятность присутствия в ней УВ. Формирование вторичных (пропилитовых) коллекторов и их заполнение УВ происходило почти одновременно.

**Ключевые слова:** глинистые минералы, пропилитизация, коллекторы, нефтегазоносность, рифтовый осадочный бассейн, гидротермы.

#### Mineralogical and Paleogeothermal Criteria for Predicting Oil and Gas Contents from the Rift Sedimentary Basins

A. D. Korobov, L. A. Korobova, E. F. Ahlestina

Clay minerals and their parageneses make sensitive indicators of diverse processes involved in transformation of the Valanginian terrigenous rocks in the North Khalmepayutinskaya field by hot solutions. The latter ones used to form hydrothermal-metasomatic reservoirs and to transport HC. The amounts of mixed-layer bodies and the proportions of swelling (smectite) and non-swelling (chlorite, micaceous) constituent packages make it possible to estimate the trap quality and the probability of HC presence. Secondary (propylitic) reservoirs were formed and filled with HC almost simultaneously.

**Key words:** clay minerals, propylitization, reservoirs, oil and gas content, rift sedimentary basin, hydrotherms.

#### Введение

Как отмечают некоторые исследователи [1–3], в зонах глубинных разломов нефтегазоносных бассейнов наблюдается резкое несоответствие границ между градациями катагенеза органического вещества (ОВ) и стадиями изменения пород. Там установлены аномальные концентрации аутигенных минералов по сравнению с их общим региональным фоном. В Западной Сибири это проявляется в широком развитии термодинамически неустойчивых глинистых минералов (смектитов, гидрослюд модификации 1М, септхлоритов и др.), обнаруженных в породах, испытывавших глубокий катагенез по данным отражательной способности витринита.

Еще более выразительные примеры такого несоответствия в осадочных бассейнах с ископаемыми рифтами связаны с вторичным разуплотнением песчаников под действием горячих циркулирующих на глубине растворов. Породы, характеризующиеся высокими стадиями



изменения ОВ, в таких случаях становятся рыхлыми, легко проницаемыми [4,5]. В прогретых (в частности, упомянутыми водами) породах органическое вещество легче преобразуется, чем минеральное. В этой связи, по мнению В.М. Матусевича и его коллег [4], недоучет характера наложенных (эпигенетических) изменений самих пород, насыщенных рассеянным ОВ, приводит к неправильной оценке регионального уровня литогенеза осадочных толщ и прогнозу нефтегазоносности территорий. В чём же причины перечисленных выше несоответствий и каковы пути решения этой проблемы?

Геологи часто допускают большие погрешности при определении интервалов температур, характерных для различных зон регионального эпигенеза, когда производят прямые замеры пластовых температур в скважинах и сопоставляют их с данными по маркам метаморфизации углей в керне этих же пластов. Они не учитывают при этом двух принципиальных обстоятельств, типичных для осадочных бассейнов с погребенным континентальным рифтом. Во-первых, температура в недрах таких бассейнов за всю историю их существования контролировалась не только и не столько характером одного лишь погружения с учетом регионального геотермического градиента. Температура испытывала значительный подъем в периоды тектонической перестройки региона (так называемая тектоногидротермальная активизация [6]), а затем, во время относительного тектонического покоя, – существенно снижалась. Всплески термальной активности происходили на фоне погружения осадочных бассейнов. При этом имело место сочетание двух факторов – кондуктивного и конвективного теплопереносов, без совместного участия которых не могло осуществляться эффективное продуцирование углеводородов (УВ) [7–9]. Эти же факторы в рифтовых осадочных бассейнах являлись причиной возникновения так называемых флюидодинамических систем нефтегазообразования [1].

Во-вторых, отражательная способность витринита фиксирует лишь ту максимальную температуру прогрева пород, которая была однажды достигнута на исследуемом участке [1] и не позволяет проследить динамику температурного режима всего эпигенетического процесса. Поэтому в осадочных бассейнах, испытавших неоднократную тектоно-гидротермальную активизацию, температура, полученная по маркам метаморфизации углей, как правило, не соответствует современной, но является древней, т.е. палеотемпературой. Для того чтобы повысить точность определения температур и проследить изменение палеотермического поля на различных стадиях эпигенетического (катагенетического) минералообразования, необходимо проводить термические исследования флюидных включений в новообразованных минералах методом гомогенизации и (или) декрепитации.

В последние годы делались неоднократные попытки совместного использования в нефтегазовой геологии палеотермометрии как по газово-жидким включениям (ГЖВ) в аутигенных минералах (кальцит, анкерит, доломит, кварц, галит и др.), так и по отражательной способности витринита [10–12]. При этом, в частности, было предложено различать показатели кондуктивного и конвективного палеогеотермического режимов [13] и сравнивать наибольшие значения каждого из них для разработки критериев дифференциации тектонических особенностей седиментационных бассейнов. В итоге были выделены структуры с устойчивым прогибанием, тектономагматической активизацией и т.д. [11]. Однако в расчетах были задействованы только максимальные палеотемпературы, полученные по ГЖВ, и не учитывались остальные, характеризующие многие промежуточные стадии развития гидротермальных систем. Работа, которая в известной степени восполняет эти пробелы, была нами осуществлена на действующих геотермальных месторождениях Камчатки и Курильских островов, а ее результаты распространены на древние и молодые гидротермальные системы областей наземного вулканизма [14, 6]. На основании этого нами разработана минералого-катагенетическая шкала фазовой зональности углеводородов для осадочных бассейнов с ископаемым континентальным рифтом. Она отражает принципиальную схему сопоставления шкал катагенеза и углефикации ОВ и вертикальной зональности нафтидогенеза с вертикальной температурной и метасоматической зональностью гидротермальных систем рифтовых осадочных бассейнов (рисунок).

При таком подходе появляются минералы-индикаторы, и в первую очередь слоистые силикаты, позволяющие, с одной стороны, более точно оценить температуру преобразования вмещающих пород на различных этапах развития нефтегазоносных территорий, а с другой – выяснить саму природу региональной или локальной минерации: седиментационную, седиментационно-диагенетическую, катагенетическую или гидротермальную (гидротермально-метасоматическую). Это тем более актуально, что в последние годы все больше данных появляется об участии растворов различной природы в формировании коллекторов нефти и газа. Циркулирующие по ослабленным направлениям горячие воды участвуют в эпигенетическом минералообразовании и, в частности, приводят к возникновению цеолитов и сопутствующих глинистых минералов. С цеолитизированными (ломонтитизированными) породами интрузивного, эффузивного и осадочно-вулканогенного происхождения связаны нефтяные месторождения Белый Тигр и Дракон (Южный Вьетнам) [15–18], Самгори-Патардзеульское и Телетское Притбилисского района Грузии [19], нефтепроявления в Анадырском нефтегазоносном бассейне Чукотки [20].



Стадия литогенеза	Подстадия	Гораций	Углемарочная шкала (марки углей)	Отражательная способность витринита в соответствующих палеотемпературных интервалах			Палеотемпературы (°С) по минералам-индикаторам (Гуторов и др., 1980; Коробов и др., 1993)	Фации	Формации	Гораций	Интенсивность генерации углеводородов рассеяным органическим веществом пород	
				R <sup>o</sup> %	R <sup>a</sup> %	°C						
КАТАГЕНЕЗ	Апокатгенез	АК <sub>4</sub>	А Антрацит	4,70 и более	14,5 и более	Более 240	290–380	Среднетемпературные пропилиты	Пропилиты	АК <sub>4</sub> , АК <sub>3</sub> , АК <sub>2</sub> , АК <sub>1</sub> , МК <sub>5</sub> , МК <sub>4</sub> , МК <sub>3</sub> , МК <sub>2</sub> , МК <sub>1</sub> , ПК <sub>3</sub> , ПК <sub>2</sub> , ПК <sub>1</sub> , ДГ	Главная зона газообразования	
		АК <sub>3</sub>	ПА Полуантрацит	3,50–4,70	13,0–14,5	200–290						Низкотемпературные пропилиты (трансильванская и цеолитовая)
		АК <sub>2</sub>	Т Тошый	2,50–3,50	11,5–13,0							
	АК <sub>1</sub>	ОС Отошенно-спекающийся	2,00–2,50	10,7–11,5	150–200	Аргиллизированные пропилиты						
	Мезокатгенез	МК <sub>5</sub>	Ж Жирный	1,55–2,00			9,8–10,7	120–160	Цеолитовая			
		МК <sub>4</sub>	К Коксовый	1,15–1,55			9,0–9,8					
	МЕЗОКАТГЕНЕЗ	Протокатгенез	МК <sub>3</sub>	Д Длиннопламенный	0,85–1,15	7,0–7,5	60–150	Гидротермальные глины (каолинитовая и смектитовая)	Гидротермальные аргиллизиты	МК <sub>3</sub> , МК <sub>2</sub> , МК <sub>1</sub> , ПК <sub>3</sub> , ПК <sub>2</sub> , ПК <sub>1</sub> , ДГ	Главная зона нефтеобразования	
			МК <sub>2</sub>	Г Газовый	0,65–0,85	7,5–8,2						
			МК <sub>1</sub>	Б <sub>3</sub> Блестящий	0,50–0,65	7,0–7,5						
		Протокатгенез	Торф	ПК <sub>3</sub>	Б <sub>2</sub> Матовый	0,40–0,50	6,5–7,0	25–50	–	–	ПК <sub>3</sub> , ПК <sub>2</sub> , ПК <sub>1</sub> , ДГ	Биометан
				ПК <sub>2</sub>	Б <sub>1</sub> Мягкий	0,30–0,40	6,0–6,5					
				ПК <sub>1</sub>	Б <sub>1</sub> Мягкий	0,25–0,30	5,5–6,0					

Принципиальная схема сопоставления шкал катагенеза и углефикации ОВ [1], (Н.Б. Вассоевич, 1990) и вертикальной зональности нефтидогенеза (Н.Б. Вассоевич, 1986) с вертикальной температурной и метасоматической зональностью гидротермальных систем осадочных бассейнов с погрешенным континентальным рифтом (А.Д. Коробов, 1995)



В настоящее время при изучении продуктивных толщ основное внимание уделяется типу присутствующих или закономерно сменяющих друг друга цеолитов, если таковые имеются в нефтегазоносных коллекторах. Цеолиты терригенных пород осадочного чехла при этом рассматриваются как индекс-минералы зон регионального эпигенеза. Слоистые же силикаты, генетически и пространственно ассоциирующие с новообразованными цеолитами, в таких случаях остаются почти не исследованными. Поэтому выяснение парагенезисов и истории формирования глинистых минералов ломонтитизированных терригенных толщ скв. 2051 Северо-Хальмерпаютинской площади (Большехетская синеклиза), где локализованы газоконденсатные месторождения, представляет несомненный практический и теоретический интерес. Решение этих вопросов позволит совершенно по-новому взглянуть на природу вторичных коллекторов чехла и условия формирования залежей УВ в рифтовых седиментационных бассейнах. Данной проблеме и посвящена наша работа.

#### Процессы преобразования терригенных пород

Петрографические наблюдения керн скв. 2051 Северо-Хальмерпаютинской площади (интервал 3343,00 – 3638,93 м) показали, что терригенные породы валанжинского яруса (нижний мел) испытали, главным образом, низкотемпературную пропилитизацию. Среди последней мы в соответствии с теоретическими представлениями Д.С. Коржинского [21, 22], М.А. Ратеева с коллегами [23] и В.И. Гугушвили [24] различаем цеолитовую и трансильванскую фации. Продукты среднетемпературной пропилитизации выражены слабо. Кроме того, на отдельных участках установлены незначительные проявления гидротермальной аргиллизации.

Среднетемпературная пропилитизация (см. рисунок) проявилась, прежде всего, в развитии эпидота. Его количество ограничено. Эпидот обнаруживает парагенезис с широким набором гидротермальных минералов: ломонтитом, хлоритом, кальцитом, кварцем, редко пиритом и гидрослюдой – и встречен почти во всех анализированных пробах.

Низкотемпературная цеолитовая пропилитизация (см. рисунок) наиболее широко отмечается на глубине 3343,0 – 3367,0 м. Она приурочена к грубозернистым породам (песчаникам, алевропесчаникам) и выражается в ломонтитизации различных их ингредиентов. Кальциевый ломонтит – индикаторный минерал цеолитовых пропилитов – тесно ассоциирует с хлоритом.

Низкотемпературная трансильванская пропилитизация пользуется ограниченным распространением и локализована исключительно в тонкообломочных породах: алевролитах (инт. 3499,0 – 3501,0 м, 3580,0 – 3581,0 м), реже – пес-

чанистых алевролитах (глуб. 3536,0 м). Кальцит – индикаторный минерал трансильванских пропилитов – ассоциирует с хлоритом, гидрослюдой и продуктами их низкотемпературного преобразования. Петрографические наблюдения, подтвержденные рентгеноструктурными исследованиями, свидетельствуют, что хлорит возник, главным образом, в процессе трансформации кластогенного биотита при пропилитизации осадочных толщ. В результате этого новообразованный хлорит формирует существенную (если не главную) часть глинистого цемента вторичных коллекторов терригенных пород.

Данные рентгеноструктурного изучения показали удивительно выдержанный набор вторичных минералов в подавляющей части тонких (менее 0,001 мм) фракций\*, выделенных из характерных разностей пород скв. 2051. Пятнадцать из девятнадцати проб практически нацело сложены свежим или почти свежим магнезиальным хлоритом. Очень редки иллиты (гидрослюды) и собственно слюды. Из неслоистых силикатов в ничтожном количестве диагностирован ломонтит.

Магнезиальный хлорит, или клинохлор, устанавливается в естественных ориентированных природных препаратах по межплоскостным расстояниям с  $d=14,14-14,37; 7,05-7,11; 4,68-4,74; 3,53-3,55; 2,80-2,85 \text{ \AA}$ ; в препаратах, насыщенных глицерином, по межплоскостным расстояниям с  $d=14,14-14,49; 7,05-7,11; 4,68-4,76; 3,53-3,55 \text{ \AA}$ ; в препаратах, насыщенных этиленгликолем, – с  $d=14,14-14,37; 7,11; 4,72-4,73; 3,53-3,54; 2,84 \text{ \AA}$ ; в препаратах, прокаленных при  $550^\circ\text{C}$  в течение двух часов, с  $d=13,81-14,48; 6,97-7,28; 4,66-4,98; 3,33-3,57; 2,76-2,86 \text{ \AA}$ .

Слюдистый минерал определяется в естественных ориентированных природных препаратах по межплоскостному расстоянию с  $d=9,94 \text{ \AA}$ ; в препаратах, насыщенных глицерином,  $d=9,99 \text{ \AA}$ ; в препаратах, прокаленных при  $550^\circ\text{C}$  в течение двух часов с  $d=10,05; 4,99 \text{ \AA}$ . Гидрослюда с  $\approx 5\%$  разбухающих (сметкитовых) межслоев диагностируется в естественных ориентированных природных препаратах по межплоскостному расстоянию с  $d=9,41 \text{ \AA}$ ; в препаратах, насыщенных глицерином с  $d=9,45 \text{ \AA}$ .

Гидротермальная аргиллизация (см. рисунок) фиксируется в шлифах как самый поздний (низкотемпературный) процесс. Она затрагивает в первую очередь гидрослюды, в меньшей степени слюды и плагиоклазы. Реликты сохранившегося биотита при этом гидратируются и гидрослюдизируются. Плагиоклазы пелитизируются – мутнеют за счет развития глинистых минералов, прежде всего монтмориллонита. Наибольшей активности гидротермальная аргиллизация достигала на следующих глубинах: 3489,94 м в алевро-песчаниках, 3619,42 м – в алевролитах и 3638,59 м – в алевро-глинах.

\* Рентгенографический фазовый анализ проводился А.Л. Соколовой в лаборатории физических методов изучения породообразующих минералов Геологического института РАН.



Под гидротермальной аргиллизацией (в данном случае монтмориллонитизацией или смектитизацией) мы вслед за М.А.Ратеевым и его коллегами [25] понимаем не только образование минералов группы монтмориллонита, но и увеличение монтмориллонитовых пакетов в смешанослойных структурах хлорит-смектитового и иллит-смектитового типов.

В этой связи очень показательны результаты рентгеноструктурного анализа тонких (менее 0,001 мм) фракций, выделенных из трех вышеуказанных типов пород. При доминирующем положении Mg-хлорита в них отмечается небольшое количество диоктаэдрических смешанослойных иллит-смектитовых образований. Причем в более проницаемых алевро-песчаниках и алевролитах смешанослойные минералы содержат 50% набухающих смектитовых пакетов – А (иллит):В (смектит)≈50:50. Меньшее количество смектитовых пакетов установлено в смешанослойных образованиях из слабопроницаемых алевро-глин – А:В≈60:40.

Смешанослойные минералы диагностируются в естественных ориентированных препаратах по межплоскостным расстояниям с  $d=22,95-24,50; 10,90-11,20; 5,52 \text{ \AA}$ . В препаратах, насыщенных глицерином и этиленгликолем, межплоскостное расстояние увеличивается, соответственно, до 29,45 Å и 27,18 Å. В одном случае в составе фракции менее 0,001 мм, выделенной из алевро-глин (глуб. 3486,10 м), обнаружено небольшое количество триоктаэдрического хлорит-смектитового смешанослойного образования с 10-15% набухающих пакетов – А (хлорит):В (смектит) ≈85–90:15–10. Главенствующим минералом фракции по-прежнему остается практически свежий Mg-хлорит.

Гидротермальная аргиллизация, как показали наши исследования, на Паужетском месторождении горячих вод, протекает при температурах ниже 200°C. Причем в интервале 200–150°C формируются так называемые аргиллизированные пропилиты со смешанослойными хлорит-смектитовыми или иллит-смектитовыми образованиями, а в диапазоне 150–60°C – гидротермально-метасоматические глины (смектиты, каолинит) [14].

### Обсуждение результатов

Установлено [26–28], что характер эпигенетических изменений пород фундамента и осадочного чехла Западно-Сибирской плиты контролируется разрывными нарушениями и определяется вспышками гидротермальной деятельности, которая сопровождала периоды тектонической перестройки региона. В течение мезозоя активизация Западно-Сибирской плиты возобновлялась неоднократно. В частности, она наблюдалась в средней юре (180–160 млн лет), раннем мелу (неокоме – 145–120 млн лет) и позд-

нем мелу – раннем палеогене (100–60 млн лет) [29]. Это хорошо увязывается с представлениями В.С. Бочкарева и его коллег [30], который утверждает, что максимальный разогрев пород осадочного чехла в Западной Сибири, сопряженный с интенсивным погружением бассейна во время тектонической активизации, приходился на среднюю юру-поздний мел. Сказанное не противоречит палеогеотермическим исследованиям ГЖВ, показавшим [12] длительное воздействие высоконагретых (150–250°C) растворов на палеозойские и юрские породы юго-востока Западно-Сибирской плиты. Выявленные температуры в 2–3 раза превышают современные пластовые температуры, замеренные в стволах скважин.

Различия тектонических позиций рифтов и генетически с ними связанных изолированных впадин [31] определили специфику заполняющего их изверженного материала и постмагматических явлений, в данных структурах протекавших. Это касается гидротермальных процессов как доюрской (доплитной) стадии, так и тех, что сопровождали тектоническую активизацию уже сформировавшейся молодой платформы. В рифтах господствовало высокотемпературное, а за их пределами – в изолированных депрессиях – низкотемпературное гидротермально-метасоматическое минералообразование [26, 27]. Это подтверждается и различием современных температур, замеренных на одинаковой глубине скважин, которые были пробурены на различных расстояниях от погребенного континентального рифта. Так, непосредственно в надрифтовом желобе центральной части плиты (Черемшанская площадь) на глубине 3007 м зафиксирована пластовая температура 157°C. На борту желоба (Восточно-Таркосалинская площадь) она составляет уже 105°C, а на удалении от желоба (Западно-Таркосалинская площадь) падает до 93°C [32].

По устным заявлениям А.И.Сухарева (2008 г., 2009 г.), в опробованном нами интервале глубин скв. 2051 современные температуры варьируют от 85 до 99,3°C (~100°C). В этом температурном диапазоне по всем законам гидротермального (гидротермально-метасоматического) минералообразования должна развиваться формация гидротермальных аргиллизитов [14, 23, 24]. Она представлена, прежде всего, смектитом и каолинитом (см. рисунок). Однако в составе тонких (менее 0,001 мм) фракций, выделенных из разнобразных измененных терригенных пород, эти минералы не встречены. Как отмечалось, тонкие фракции всех девятнадцати проб практически нацело сложены свежим (или почти свежим) магниальным хлоритом (клинохлором). Иногда в небольшом количестве в них присутствуют диоктаэдрические иллит-смектитовые смешанослойные образования.

На основании этого возникает закономерный вопрос: как объяснить, что при современных



температурах 85–100°C, которые установлены прямыми замерами в стволе скв. 2051, сохранился свежим хлорит – неперенный спутник ломонтита и кальцита в цеолитовых и трансильванских пропилитах? Ведь известно [14, 23, 24], что уже при температуре циркулирующих растворов менее 200 С хлорит начинает перерождаться в монтмориллонит с формированием хлорит-сметитовых смешанослойных образований. У последних с падением температуры в диапазоне 200–150°C закономерно нарастает количество вновь возникающих набухающих (сметитовых) пакетов и сокращается число реликтовых хлоритовых межслоев. Ниже 150°C смешанослойные образования исчезают полностью, уступая место собственно сметитам [14]. Трансформация хлорита осуществляется в рамках триоктаэдрического структурного мотива.

То же самое и при тех же температурах происходит при монтмориллонитизации гидрослюд (иллита) с той лишь разницей, что трансформация последних протекает в границах диоктаэдрического структурного мотива. Появление в породах скв. 2051 весьма ограниченного количества иллит-сметитов при практическом отсутствии хлорит-сметитовых образований объясняется, в соответствии с теоретическими представлениями [33, 34], более низкой термодинамической устойчивостью первых к трансформации в монтмориллонит. При этом важно подчеркнуть, что набухающая (сметитовая) фаза в диоктаэдрических иллит-сметитах не превышает 50%, а собственно диоктаэдрические монтмориллониты не зафиксированы вообще. Все это свидетельствует об одном: налицо отсутствие важнейшей черты гидротермального процесса – его регрессивной направленности.

Исходя из сказанного, ответ на поставленный вопрос напрашивается один: после теплового импульса, достигшего уровня низкотемпературной пропилизации (200–290°C), произошла консервация системы неким гидрофобом, который препятствовал поступлению и циркуляции остывающих и остывших до 85–100°C растворов в терригенные породы. Зная, что в исследуемом интервале скв. 2051 локализована газоконденсатная залежь, можно уверенно сказать, что таким гидрофобом являются углеводороды. Следовательно, приход УВ в терригенные породы осуществлялся либо в течение процесса пропилизации или сразу по его завершении, но во временном интервале, в котором температура системы не смогла опуститься ниже 200°C. Из этого вытекают два принципиальных вывода. Во-первых, формирование вторичных (пропилитовых) коллекторов в валанжинских толщах осадочного чехла Северо-Хальмерпаютинской площади и их заполнение углеводородами происходило почти одновременно. Во-вторых, возникновение залежей УВ было связано с конкретными этапами тектоногидротермальной

активизации региона и приходилось, скорее всего, на их завершающие стадии. К аналогичным умозаключениям мы пришли касательно пород фундамента и переходного комплекса Западно-Сибирской плиты [27].

О «тормозящем» (консервирующем) влиянии углеводородов на процессы аутигенеза в терригенных породах пишет В.М. Матусевич и его коллеги [4]. Он, в частности, отмечает, что благодаря этому обстоятельству в нефтеносных пластах осадочного чехла Западной Сибири создаются закрытые гидрофобные системы, благотворно влияющие на сохранность высоких коллекторских свойств пород и их продуктивность. В водоносных системах, лишенных УВ, циркуляция остывающих вод не была затруднена, посему регрессивная направленность гидротермального процесса широко себя проявляла. Здесь происходило активное воздействие остывающих терм на хлорит-ломонтитовую (хлорит-кальцитовую) ассоциацию пропилитов. В таких случаях глинистые минералы первыми откликаются на изменение физико-химических условий среды и начинают сметитизироваться, ухудшая фильтрационно-емкостные свойства пород. Цеолиты при этом сохраняются или наблюдается смена ломонтита его низкотемпературной модификацией –  $\beta$ -леонгардитом [14]. В итоге появляются широко распространенные ломонтит-корренситовый, ломонтит-корренситоподобные минералы [35, 36] и даже ломонтит-сметитовый парастерезисы. Этим, с нашей точки зрения, объясняется парадокс [4] присутствия сметитов и других термодинамически неустойчивых минералов в породах, испытавших некогда глубокий катагенез по данным отражательной способности витринита. Эти же растворы ответственны за интенсивное вторичное разуплотнение песчаников, характеризующихся [4, 5] высокими стадиями изменения ОВ.

Следовательно, в рифтовых седиментационных бассейнах количество присутствующих в коллекторе смешанослойных хлорит-сметитовых (иллит-сметитовых) образований и соотношение в них разбухающих и неразбухающих пакетов могут характеризовать историю формирования и качество (герметичность) ловушки, а также вероятность обнаружения в ней залежей УВ.

Как уже говорилось, глинистый цемент терригенных пород валанжинского яруса скв. 2051 сформировался за счет кластогенного биотита в процессе его гидротермального перерождения. Аналогичная роль биотита в образовании глинистых цементов продуктивных коллекторов различных месторождений Западной Сибири описана многими геологами. Вместе с тем одинаковый механизм формирования таких цементов даже в разновозрастных коллекторах зачастую приводит к разному составу новообразованных хлоритов. Так, на газоконденсатных месторождениях Северо-Хальмерпаютинской площади нами установлен Mg-хлорит. На Ватинском нефтяном месторож-



дении (Широтное Приобье) в валанжинских коллекторах диагностирован Fe-Mg-хлорит [37]. По данным В.Г. Колокольцева и его коллег [5], на Южно-Ягунском нефтяном месторождении в тех же по возрасту продуктивных алевро-песчаниках присутствует Fe-хлорит. Наблюдаемая смена железистых хлоритов магнезиальными через промежуточные Fe-Mg (Mg-Fe) разности происходит, в соответствии с теоретическими представлениями В.И. Муравьева, А.Л. Сальнь [38], А.А. Годовикова [39] и В.А. Дрица, А.Г. Коссовской [35], при повышении температуры, а также росте концентрации и активности Mg в гидротермальных растворах. Последнему обстоятельству способствует разрушение очень нестойких, высокомагнезиальных силикатов (оливинов), а, возможно, и воздействие мантийных флюидов.

Учитывая сказанное, можно дать объяснение полученным фактам с позиции пространственного размещения месторождений УВ разного фазового состава относительно ископаемых рифтов Западно-Сибирской плиты [28]. В этой связи достаточно вспомнить, что Большехетская синеклиза с находящейся в ее пределах Северо-Хальмерпаутинской площадью (газоконденсатные месторождения) с трех сторон окружена погребенными континентальными рифтами: на западе и севере – Колтогорско-Уренгойским, а на востоке – Худосейским [31]. Рифтовый комплекс представлен высокомагнезиальными нижне- и среднетриасовыми базальтами и их пирокластическими аналогами. Как уже говорилось, в периоды тектонической активизации именно в рифтовых системах зарождались и господствовали высокотемпературные богатые магнием растворы, которые по разломам проникали в породы чехла. Ватинское и Южно-Ягунское нефтяные месторождения удалены от погребенных рифтов. Именно поэтому в периоды тектоногидротермальной активизации УВ-производящие породы чехла там испытывали воздействие менее нагретых и менее богатых магнием вод. Данное обстоятельство, видимо, может объяснить корреляцию зональности состава аутигенных хлоритов из коллекторов с фазовой зональностью находящихся в этих коллекторах нефтидов: нефтяные месторождения (Fe-хлорит; Fe-Mg-хлорит) → газоконденсатные месторождения (Mg-хлорит). Сказанное является отражением установленной ранее закономерности [28], показывающей, что фазовая зональность УВ в осадочных бассейнах с погребенным континентальным рифтом контролируется прогревом материнских толщ в процессе тектоногидротермальной активизации.

## Выводы

1. Глинистые минералы и их парагенезисы являются чуткими индикаторами многообразия процессов преобразования терригенных валанжинских пород Северо-Хальмерпаутинской

площади горячими растворами. Последние формировали гидротермально-метасоматические коллекторы и осуществляли транспортировку углеводородов.

2. Количество находящихся в коллекторах смешанослойных образований и соотношение в них разбухающих (сметитовых) и неразбухающих (хлоритовых, слюдистых) пакетов позволяют оценить качество ловушки и вероятность присутствия в ней углеводородов.

3. Корреляция зональности состава аутигенных хлоритов из коллекторов с фазовой зональностью находящихся в этих коллекторах нефтидов обусловлена прогревом материнских толщ в процессе тектоно-гидротермальной активизации.

4. Формирование вторичных (пропилитовых) коллекторов и их заполнение углеводородами происходило почти одновременно.

5. Возникновение новых и перестроение старых залежей УВ было связано с конкретными этапами тектоногидротермальной активизации региона.

## Библиографический список

1. Соколов Б.А., Абля Э.А. Флюидодинамическая модель нефтегазообразования. М.: ГЕОС. 1999. 78 с.
2. Предтеченская Е.А., Шиганова О.В., Фомичев А.С. Катагенетические и гидрохимические аномалии в нижне-среднеюрских нефтегазоносных отложениях Западной Сибири как индикаторы воздействия флюидных потоков в зонах дизъюнктивных нарушений // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли: В 2 т. Материалы 5-го Всерос. литолог. совещания. Т.2. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2008. С. 182–184.
3. Boles J.R. Calcite as an indicator of vertical fluid transport in hydrocarbon systems. Edinburgh, IMA, 2002. 302 p.
4. Матусевич В.М., Рыльков А.В., Ушатинский И.Н. Литогенез и нефтегазоносность осадочного чехла в Западно-Сибирском мегапрогибе // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли. Т.2. С. 60–62.
5. Колокольцев В.Г., Ларичев А.И., Скачек К.Г., Шишлов С.Б. Природа пустотного пространства в нижнемеловых нефтяных коллекторах Южно-Ягунского месторождения (Западная Сибирь) по результатам стадийного анализа // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли. Т.1. С. 328–330.
6. Коробов А.Д. Гидротермальный литогенез в областях наземного вулканизма: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 1995. 45 с.
7. Аммосов И.И., Горшков В.И., Гречишников Н.П. Палеотемпературы преобразования нефтегазоносных отложений. М.: Наука, 1980. 108 с.
8. Гречишников Н.П. Палеогеотермические особенности преобразования нефтегазоносных отложений // Сов. геология. 1978. №9. С. 3–11.
9. Гречишников Н.П. Геотермические процессы нефтегазообразования // Докл. АН СССР. 1991. Т. 319, №2. С. 71–74.
10. Гигашивили Г.М. К вопросу о температурных условиях катагенетического минералообразования в породах-



- коллекторах нефти и газа // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1979. №7. С. 509–512.
11. Лукин А.Е., Луговая И.П., Загнитко В.Н. Палеогеотермические и геохимические критерии нефтегазоносности // Там же. 1987. №8. С. 10–15.
12. Шапенко В.В., Шепеткин Ю.В. Палеотемпературы нефтегазоносных толщ юго-востока Западно-Сибирской плиты // Докл. АН СССР. 1978. Т. 242, №2. С. 402–404.
13. Канана Я.Ф., Матвеев А.К. К вопросу определения палеотемператур осадочных толщ // Моск. бюл. испытат. природы. Отд-е геологии. 1986. Т. 61, №4. С. 110–121.
14. Коробов А.Д., Гончаренко О.П., Главатских С.Ф. и др. История гидротермального минералообразования Паужетского месторождения парогидротерм и палеогидротермальных систем района // Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. С. 88–120.
15. Арешев Е.Г., Гаврилов В.П., Поспелов В.В. и др. Характер пустотности и состава пород нефтесодержащего фундамента шельфа Южного Вьетнама // Нефтяное хозяйство. 1996. № 8. С. 27–29.
16. Арешев Е.Г., Донг Ч.Л., Киреев Ф.А. Нефтегазоносность гранитоидов фундамента на примере месторождения Белый Тигр // Там же. С. 50–58.
17. Дмитриевский А.Н., Киреев Ф.А., Бочко Р.А., Фёдорова Т.А. Влияние гидротермальной деятельности на формирование коллекторов нефти и газа в породах фундамента // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 5. С. 119–128.
18. Поспелов В.В., Шнип О.А. Цеолиты нефтесодержащих пород шельфа Южного Вьетнама // Геология нефти и газа. 1995. № 7. С. 38–43.
19. Верник Л.И., Гринберг М.Э., Кузнецов О.Л. Литолого-петрофизические особенности коллекторов осадочно-вулканической толщи среднего эоцена Притбилисского района // Геология нефти и газа. 1985. № 8 С. 44–48.
20. Боркун Ф.Я. Литолого-емкостные и петрофизические особенности цеолитсодержащих терригенных коллекторов углеводородов // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли. 2008. Т. 1. С. 96–98.
21. Коржинский Д.С. Зависимость метаморфизма от глубинности вулканогенных формаций // Тр. / Лаборатория вулканологии. 1961. Вып. 19. С. 5–11.
22. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953.
23. Ратеев М.А., Градусов Б.П., Ильинская М.Н. Глинообразование при постмагматических изменениях андезитобазальтов силура Южного Урала // Литология и полезные ископаемые. 1972. №4. С.93–109.
24. Гузушвили В.И. Поствулканический процесс и формирование месторождений полезных ископаемых в древних островных дугах и интрадуговых рифтах (на примере Аджаро-Триалетской зоны Кавказа). Тбилиси: Мецниереба, 1980. 184 с.
25. Ратеев М.А., Градусов Б.П., Ильинская М.Н. Гидротермальная аргиллизация верхнесантонских вулканогенных пород и ее роль в формировании бентонитов Саригюх (Армянское ССР) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. №12. С. 41–56.
26. Коробов А.Д., Коробова Л.А., Киняева С.И. Гидротермальные процессы в палеорифтах Западной Сибири и их роль в формировании жильных ловушек УВ доюрского комплекса Шаимского района // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2004. № 12. С. 63–72.
27. Коробов А.Д., Коробова Л.А. Гидротермальные процессы в погребенных палеорифтах Западной Сибири и их роль в доломитизации известняков и насыщении пород фундамента нефтью // Геология нефти и газа. 2005. №3. С. 37–46.
28. Коробов А.Д., Коробова Л.А. Разуплотнение пород и фазовая зональность нафтидов Западно-Сибирской плиты как отражение гидротермально-метасоматических процессов // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2008. №9. С. 21–28.
29. Федоров Ю.Н., Криночкин В.Г., Иванов К.С. и др. Этапы тектонической активизации Западно-Сибирской платформы (по данным К-Аг – датирования) // Докл. РАН. 2004. Т. 397, №2. С. 239–242.
30. Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Децена Н.П. Геодинамические обстановки формирования Западно-Сибирского бассейна и его нефтегазоносности // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: В 2 т. М.: ГЕОС. 2005. Т.1. С. 71–75.
31. Сурков В. С., Смирнов Л.В. Строение и нефтегазоносность фундамента Западно-Сибирской плиты // Отечественная геология. 2003. №1. С. 10–16.
32. Сурков В.С., Трофимук А.А., Жеро О.Г. и др. Триасовая рифтовая система Западно-Сибирской плиты, ее влияние на структуру и нефтегазоносность платформенного мезокайнозойского чехла // Геология и геофизика. 1982. № 8. С. 3–15.
33. Саркисян С.Г., Котельников Д.Д. Глинистые минералы и проблемы нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1971. 183 с.
34. Саркисян С.Г., Котельников Д.Д. Глинистые минералы и проблемы нефтегазовой геологии. 2-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1980. 232 с.
35. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты. М.: Наука, 1991. 176 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 465).
36. Коссовская А.Г., Дриц В.А. Генетические типы корренситов и корренситоподобных минералов // Литология и полезные ископаемые. 1985. №5. С.16–38.
37. Котельников Д.Д., Колобова Г.Ф. Роль биотита в образовании глинистых цементов в коллекторах Вагинского месторождения нефти // Докл. АН СССР. 1972. Т. 207, №4. С. 950–953.
38. Муравьев В.И., Сальнь А.Л. Динамика кристаллохимического преобразования хлорита в эпигенезе // Эпигенез и его минеральные индикаторы М.: Наука, 1971. С. 121–127. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 221).
39. Годовиков А.А. Минералогия. М.: Недра, 1975. 520 с.