

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ЛИТОЛОГИЯ
и
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

(ОТДЕЛЬНЫЙ ОТТИСК)

3

МОСКВА · 1991

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 552.313(571.1)

© 1991

Зубков М.Ю., Дворак С.В., Романов Е.А., Чухланцева В.Я.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ В ШЕРКАЛИНСКОЙ ПАЧКЕ
ТАЛИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

Шеркалинская пачка Талинского месторождения (продуктивные пласты ЮК₁₀₋₁₁) резко отличается от перекрывающих ее более молодых отложений по вещественному и гранулометрическому составам, а также широкими вариациями фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС). Значительная изменчивость ФЕС продуктивных пластов ЮК₁₀₋₁₁ в пределах месторождения затрудняет его разработку, поэтому возникает необходимость объяснения наблюдаемых вариаций ФЕС пород-коллекторов с тем, чтобы можно было прогнозировать зоны развития отмеченных неоднородностей и исходя из этого планировать оптимальное размещение эксплуатационных скважин.

Анализ вещественного состава пород шеркалинской пачки, а также особенностей геотермического поля и гидрохимического состава пластовых вод в пределах Талинского месторождения позволяет предположить, что основной причиной наблюдаемых аномалий в вещественном составе и ФЕС продуктивных пластов ЮК₁₀₋₁₁ явилось воздействие на них кислых среднетемпературных гидротерм.

Результаты исследований. Продуктивные пласты шеркалинской пачки (ЮК₁₀₋₁₁) залегают в основании осадочного чехла Западно-Сибирской плиты и заполняют узкую (5–20 км) и протяженную (свыше 120 км) грабенообразную впадину субмеридионального простирания, расположенную к западу от Красноленинского свода. Они представлены главным образом песчаниками с прослоями гравелитов. Их вещественный состав предельно прост – обломочная часть почти полностью представлена кварцем, а цемент – каолинитом и (или) диккитом (таблица).

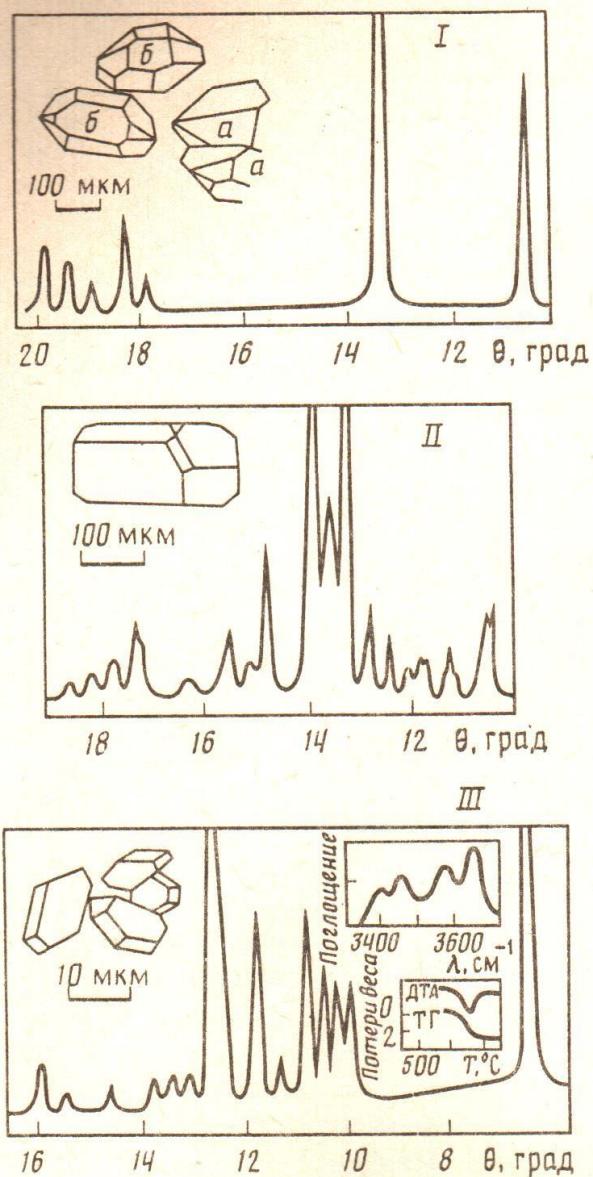
Сравнение вещественного и гранулометрического составов пластов ЮК₁₀₋₁₁ с ближайшими к ним проницаемыми горизонтами ЮК₄₋₉, входящими в состав осадочной толщи, перекрывающей шеркалинскую пачку, показало, что они резко отличаются друг от друга. Пласты ЮК₄₋₉ сложены в основном мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. Их обломочная часть представлена не только кварцем, но и полевыми шпатами, обломками пород, реже карбонатами. В состав цемента наряду с глинистыми минералами входят карбонаты, а среди глинистых минералов кроме каолинита присутствуют в заметных количествах гидрослюдя, смешанослойные образования (ССО) и хлорит (см. таблицу). Диккит в них полностью отсутствует.

Различия в гранулометрическом составе нижних (ЮК₁₀₋₁₁) и верхних (ЮК₄₋₉) пластов объясняются достаточно просто: в раннеюрское время в пределах рассматриваемой площади рельеф был достаточно расчлененным, реки имели развет-

Литолого-коллекторская характеристика продуктивных горизонтов (в числителе) и глинистых прослоев (в знаменателе) Талинского месторождения
(525 анализов)

Вещественный состав пород, %				Относительное содержание глинистых минералов, %				Коллекторские свойства			
кварц	полевые шпаты	карбонаты	глины	смешано-слойные	гидрослюды	хлорит	каолинит, диккит*	пористость, %	проницаемость, мД	остаточная водонасыщенность, %	
Песчаники и алверолиты пластов ЮК ₄₋₉											
55	26	8	11	2,1	12	26	12	50	12	—	80
44-75	5,6-47	0,5-31	0,9-32	5-20	10-40	5-20	40-70	5-17	0,01-18	—	41-87
Песчаники и гравелиты пластов ЮК ₁₀₋₁₁											
90	2	8	0,45	5	8	4	83	14	—	40	
60-96	1-3	0-5	1-15	0-10	5-15	0-10	75-95	6,5-21	0,2-2600	—	8-85
Глинистые прослои в пластах ЮК ₁₀₋₁₁											
46	4	2-3	48	11,5	13	30	17	40	—	—	
36-59	2-5	35-61	10-15	20-40	10-30	10-30	30-60	—	—	—	

*Диккит присутствует только в пластах ЮК₁₀₋₁₁.



Фиг. 1. Рентгенограммы и зарисовки кристаллов с фотографий РЭМ образцов из пластов ЮК₁₀₋₁₁ Талинского месторождения

I – обломочная часть гидротермально проработанного крупнозернистого песчаника (скв. 5269), зарисовка новообразованных разновидностей кварца (а – регенерационного, б – микрокристаллического); II – микрокристаллический адular из крупной каверны (скв. 2973); III – диккит (скв. 5673), на врезках справа показаны: вверху – ИК-спектр диккита (область поглощений гидроксильных групп), внизу – термограмма разложения диккита с максимумом ДТА около 660°С

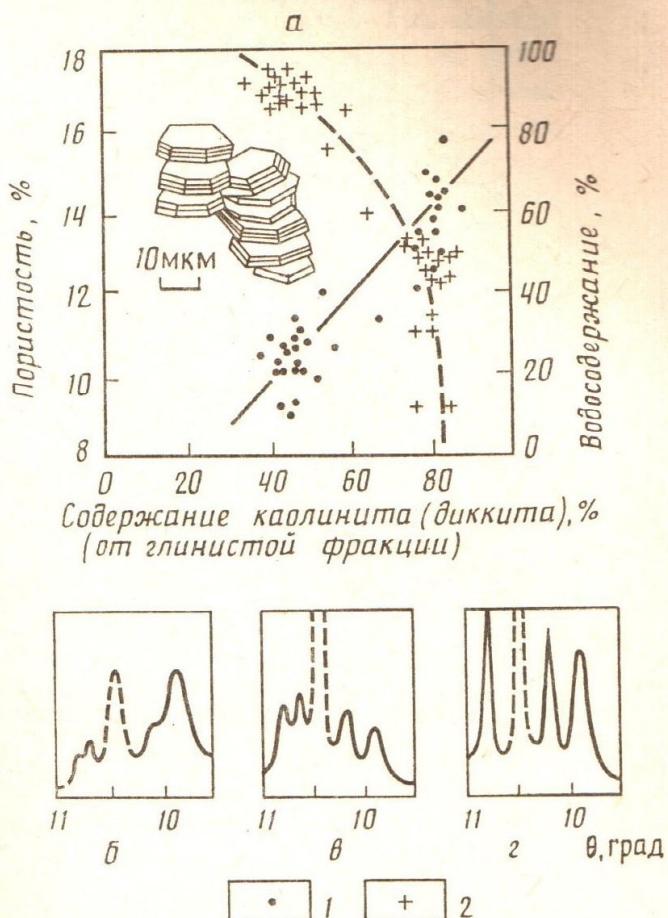
вленные русла и сравнительно высокие скорости течения, что привело к отложению грубозернистых осадков (пласты ЮК₁₀₋₁₁); по мере развития эрозионных процессов в среднеюрское время рельеф выравнивался (пенепленизировался), источники сноса удалялись, реки приобретали меандрирующие русла, течение их замедлялось, накапливался мелко- и тонкозернистый материал (пласты ЮК₄₋₉). Отличия в вещественном составе рассматриваемых пластов объяснить гораздо сложнее.

Казалось бы, пенепленизация рельефа, уменьшение скоростей эрозии, переноса и отложения обломочного материала должны были способствовать болееному изменению исходных минералов в результате процессов выветривания, например каолинизации исходных полевых шпатов, и как следствие – уменьшению их доли в составе обломочного материала и увеличению относительного содержания каолинита в глинистой фракции. Однако в действительности этого не наблюдается, наоборот, именно грубообломочный материал пластов ЮК₁₀₋₁₁ оказался обогащенным кварцем и каолинитом (диккитом).

Детальный литолого-петрофизический анализ свыше 500 образцов из шеркалинской пачки и пластов ЮК₄₋₉ позволил установить следующее. В верхних пластах, имеющих низкие значения ФЕС (см. таблицу), кварц представлен одной разновидностью – обломочным кварцем. В пластах ЮК₁₀₋₁₁ (наряду с обломочным кварцем) встречены еще три разновидности новообразованного аутогенного

Фиг. 2. Зависимость пористости (1) и водонасыщения (2) пород из пластов ЮК₁₀₋₁₁ от относительного содержания в глинистой фракции каолинита и диккита (а) и степени совершенства кристаллической структуры минералов каолинитовой группы (б-г) от глубины гидротермальной проработки, обусловленной гранулометрической характеристикой пород

Дифрактограммы: б – непроницаемого глинистого прослоя с тонкодисперсным плохо окристаллизованным аллотигенным каолинитом; в – глинистой фракции из слабопроницаемого мелкозернистого песчаника с заметной примесью эпигенетического (гидротермального) каолинита; г – глинистой фракции из крупнозернистого высокопроницаемого песчаника с преобладающей долей гидротермального диккита. Пунктиром показан кварцевый рефлекс. В левой части фиг. а приведена зарисовка с фотографии РЭМ агрегата "крупно-кристаллического" гидротермального каолинита

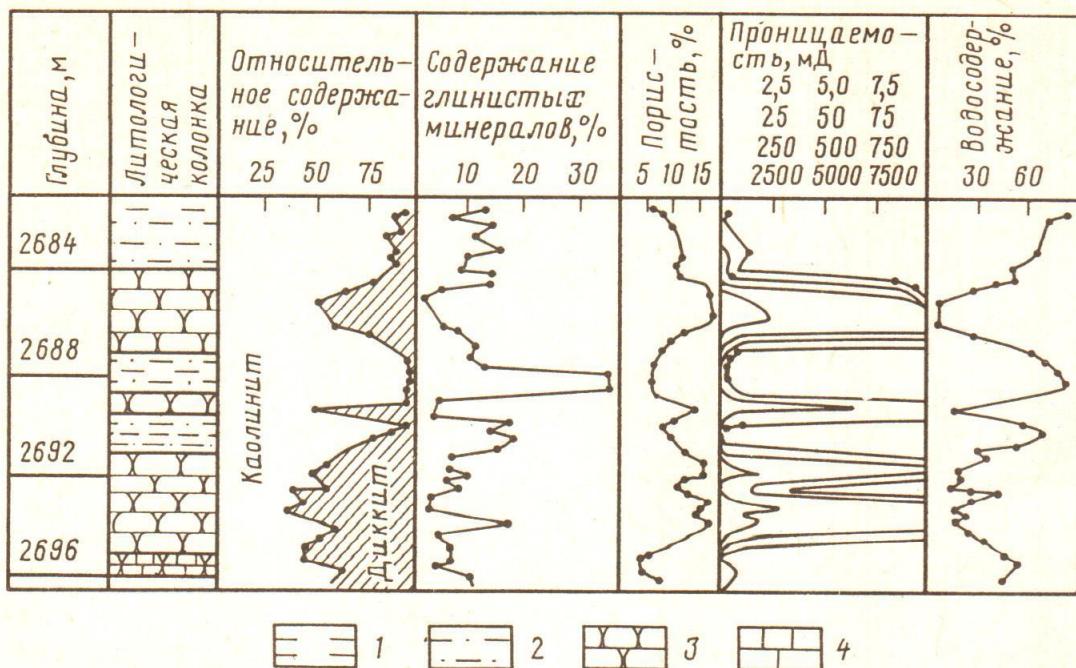


кварца. Во-первых, регенерационный, нарастающий на обломочные зерна кварца и придающий им совершенную кристаллографическую огранку (фиг. 1, I, а). Во-вторых, водяно-прозрачный короткопризматический кварц, вырастающий в порах и (или) кавернах и в зависимости от величины их диаметра достигающий размеров 0,5–1 мм (см. фиг. 1, I, б). В-третьих, микрокристаллический (тонкодисперсный), имеющий размеры нередко менее 0,01 мм. Новообразованный кварц (особенно две первые разновидности) имеет более совершенную по сравнению с обломочным кристаллическую структуру, что подтверждается рентгеноструктурными исследованиями (см. фиг. 1, I).

Образование перечисленных трех разновидностей аутигенного кварца ведет к значительным искажениям данных гранулометрического анализа. Так, образование первых двух разновидностей приводит к завышению получаемых с помощью гранулометрии средних размеров зерен, резкому уменьшению кажущейся степени их окатанности. Третья (тонкодисперсная) разновидность кварца попадает по размерности в глинистую фракцию и приводит к значительному ее завышению, так как часто составляет до половины от общего содержания этой фракции.

Каолинит, входящий в состав пластов ЮК₁₀₋₁₁, также резко отличается от такого из верхних горизонтов ЮК₄₋₉. В верхних пластах каолинит в большинстве своем явно аллотигенный, тонкодисперсный, обломочный с несовершенной кристаллической структурой. Напротив, каолинит из пластов ЮК₁₀₋₁₁ – аутигенный "крупнокристаллический" (фиг. 2) с совершенной идиоморфной огранкой и высокоупорядоченной кристаллической структурой, что подтверждается электронно-микроскопическими и рентгеноструктурными исследованиями (см. фиг. 2, г).

Сопоставление литологического состава и коллекторских свойств пород-коллекторов шеркалинской пачки показало, что они связаны друг с другом. Например, между относительным содержанием каолинита (диккита) в составе глинистого цемента пластов ЮК₁₀₋₁₁ и пористостью, а также остаточной водонасыщенностью существует положительная прямопропорциональная связь (см. фиг. 2, а).



Фиг. 3. Литолого-петрофизический разрез по скв. 5269 Талинского месторождения, пласта ЮК₁₀
1 – глины; 2 – алевролиты; 3 – песчаники; 4 – карбонатность

В этом же направлении (с ростом относительного содержания каолинита, особенно диккита) происходит увеличение зернистости пород — смена мелкозернистого на средне- и крупнозернистый песчаник с прослойками гравелитов. В той же последовательности растет и проницаемость пород, увеличивается степень совершенства кристаллической структуры каолинита и диккита (см. фиг. 2).

Диккит надежно устанавливается в пластах ЮК₁₀₋₁₁ всеми использовавшимися методами анализа (см. фиг. 1, III). Он так же, как и новообразованный каолинит, имеет упорядоченную кристаллографическую структуру, совершенную кристаллическую огранку и крупные размеры (см. фиг. 1, III). Из-за очень больших размеров агрегатов аутигенных каолинита и диккита, нередко достигающих 30–40 мк, они попадают в алеритовую фракцию и так же как и новообразованные формы кварца, значительно искажают данные гранулометрии.

С глубиной относительное содержание диккита, как правило, увеличивается (фиг. 3). Наилучшими ФЕС обладают породы с невысоким (1–2%) абсолютным содержанием каолинита и диккита, причем относительное содержание каолинита в таких породах составляет около половины и менее (см. фиг. 3), а обломочная их часть полностью представлена кварцем со значительной долей его новообразованных разновидностей.

Формирование регенерационной огранки у кварцевых зерен, разложение исходных тонкодисперсных глинистых минералов с последующим образованием крупных кристаллов каолинита и диккита приводят к резкому уменьшению удельной поверхности пород-коллекторов, что вызывает значительное уменьшение (до 20%) остаточной водонасыщенности (см. фиг. 2, 3).

В верхних пластах содержание полевых шпатов довольно высокое (см. таблицу), причем, как показывают исследования в прозрачных шлифах, они имеют "свежий" вид, слабо подвержены процессам каолинитизации. Напротив, в пластах ЮК₁₀₋₁₁ полевые шпаты встречаются в небольших количествах (см. таблицу) и часто сильно изменены. В шлифах наблюдаются все последовательные стадии каолинитизации полевошпатовых зерен, которая начинается вдоль трещин по спайности или по перититам и завершается полным замещением исходных полевошпатовых зерен.

Детальные минералогические исследования показали, однако, что наряду с каолинитизацией обломочных зерен полевых шпатов наблюдаются их новообразования. В крупных порах и кавернах обнаружен микрокристаллический адуляр, который присутствует совместно с каолинитом и диккитом в виде белых тонкодисперсных агрегатов (см. фиг. 1, II). Совершенная кристаллографическая огранка и высокоупорядоченная кристаллическая структура не вызывает сомнения в его эпигенетическом происхождении.

Анализ характера распределения пластовых давлений $p_{\text{пл}}$, температур $T_{\text{пл}}$ и состава пластовых вод в пределах месторождения показывает, что во многом они носят аномальный характер. Так $p_{\text{пл}}$, по данным О.В. Бакуева, имеют аномально низкие значения, причем степень аномальности увеличивается в западной части месторождения и достигает нескольких единиц мегапаскалей. Здесь существует депрессионная зона, ориентированная субмеридионально.

Талинское месторождение расположено в районе с повышенным геотермическим градиентом и аномально высокими пластовыми температурами. В пределах месторождения $T_{\text{пл}}$ изменяется на 30°C , что невозможно объяснить только кондуктивным теплопереносом, исходя из теплофизических свойств пород. Наблюдается закономерное ее повышение с запада на восток от 85 до 120°C (фиг. 4).

Пластовые воды Талинского месторождения отличаются от одновозрастных вод других месторождений аномально низкой минерализацией, составляющей в среднем $10-12$ г/л. В пределах выбранного участка месторождения встречены два типа пластовых вод — хлор-кальциевый и гидрокарбонатно-натровый (первый распространен в западной части месторождения, второй — в восточной). Граница смены типов вод повторяет конфигурацию изотерм и лежит в интервале $96-98^{\circ}\text{C}$ (см. фиг. 4).

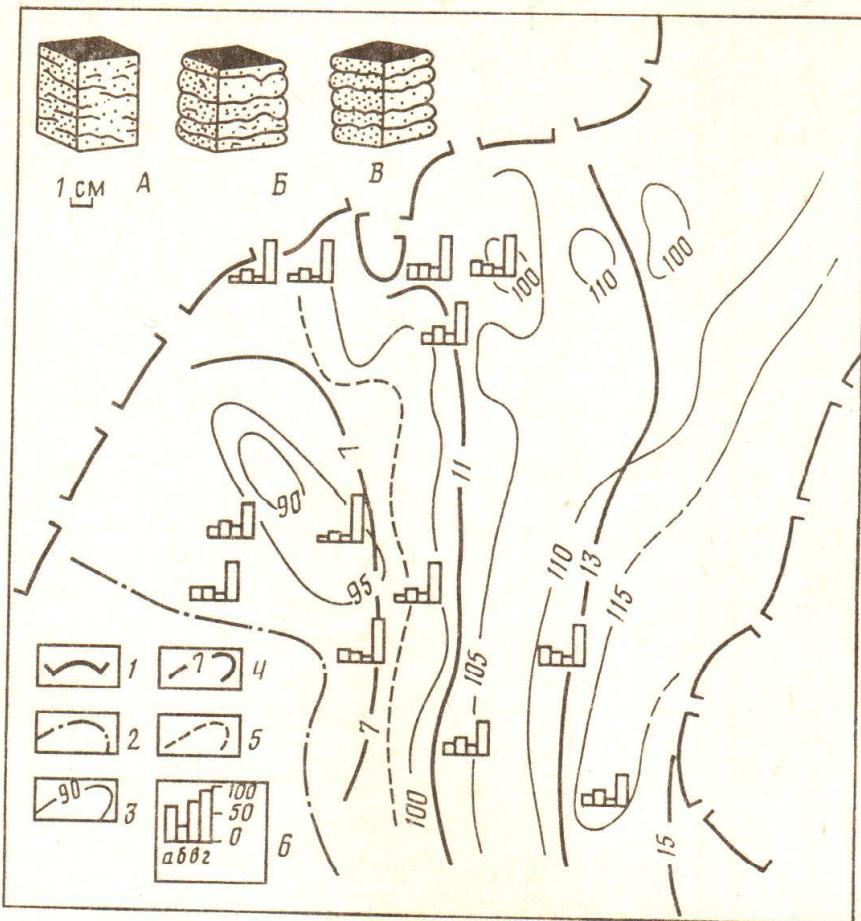
Обсуждение результатов. Сравнение вещественного состава пластов ЮК_{10-11} Талинского месторождения, а также существующих в них термобарических условий и гидрохимического состава пластовых вод с одновозрастными отложениями и пластовыми водами других площадей показало, что они резко отличаются друг от друга. В последних отсутствуют описанные выше минеральные новообразования, а также термобарические и гидрохимические аномалии, хотя залегают они гораздо глубже (свыше $3-3,5$ км). Следовательно, отмечаемые в пределах Талинского месторождения минеральные новообразования и аномалии не являются нормальным результатом эпигенеза.

Известно, что аутигенное минералообразование активно протекает в зоне водонефтяного контакта (ВНК), что достаточно детально рассмотрено, например, в работах Р.С. Сахибзареева, Ю.В. Щепеткина и других исследователей. Однако эти зоны приурочены к определенным гипсометрическим отметкам, имеют достаточное протяжение в плане. Проанализированные нами образцы все без исключения были извлечены из нефтенасыщенной зоны, граница ВНК проходит юго-западнее опытно-эксплуатационного участка, в пределах которого осуществлялось бурение и отбор керна (см. фиг. 4).

Анализ площадного распространения высокопроницаемых пропластков (по данным разработки), в которых отмечаются минеральные новообразования, показал, что они не приурочены к какому бы то ни было гипсометрическому уровню, не выдержаны в плане и имеют "мозаичное" распространение в пределах месторождения, что исключает возможность объяснения отмеченных выше литолого-петрофизических и иных особенностей пластов ЮК_{10-11} влиянием ВНК. Кроме того, невозможно объяснить отмеченные выше термобарические и гидрохимические аномалии процессами, происходящими в зоне ВНК без привлечения дополнительных факторов.

Накопленные к настоящему времени факты наиболее полно и однозначно можно объяснить, если допустить возможность поступления в пластины ЮК_{10-11} по разломам и зонам дробления из фундамента кислых среднетемпературных гидротерм.

Действительно, наличие в пластах ЮК_{10-11} новообразованных минералов:



Фиг. 4. Схема изменений пластовых температур, минерализации и типа пластовых вод, а также усредненного состава глинистого цемента пластов ЮК₁₀₋₁₁ Талинского месторождения (северный участок)

1 – граница распространения пласта ЮК₁₀; 2 – водо-нефтяной контакт; 3 – изотермы, °С; 4 – изолинии минерализации пластовых вод, г/л; 5 – граница смены типов пластовых вод; 6 – относительное содержание глинистых минералов: а – ССО, б – гидрослюдя, в – хлорит, г – каолинит (диккит). Слева вверху изображены зарисовки высокопроницаемых образцов керна с субгоризонтальной трещиноватостью, обусловленной гидротермальным выщелачиванием глинистых микропрослойков: А – слабовыраженная трещиноватость, часть трещин не выходит за пределы образца (скв. 4171); Б – более выраженная субпараллельная трещиноватость, буровой раствор заходит по трещинам на всю глубину образца, но сам образец сохраняет целостность (скв. 6490); В – высокая степень выщелачивания – образец распадается на отдельные "блинчики", теряется его целостность (скв. 4260)

кварца и особенно диккита, адуляра, а также отмечаемые термобарические и гидрохимические аномалии легко объясняются исходя из предположения о возможности гидротермальной проработки пластов ЮК₁₀₋₁₁.

Анализ литературных источников, содержащих данные по полям стабильности диккита и адуляра, позволил оценить нижнюю температурную границу устойчивости этих минералов при пластовых давлениях около 25 МПа; она близка к 230–260 °С.

Таким образом, обнаруживается, с одной стороны, явная связь ФЕС пластов ЮК₁₀₋₁₁ с наличием или отсутствием в них предполагаемой гидротермальной проработки, а с другой – с гранулометрическим составом, т.е. с условиями осадконакопления. Поэтому возникает вопрос о соотношении и определяющем влиянии того или иного фактора на формирование в пластах ЮК₁₀₋₁₁ коллекторов и их ФЕС. Для этого необходимо оценить первоначальное соотношение различных минералов в обломочной части и глинистом цементе пластов ЮК₁₀₋₁₁ до воздействия на них гидротерм.

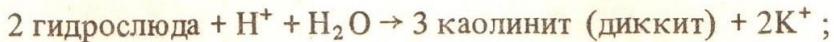
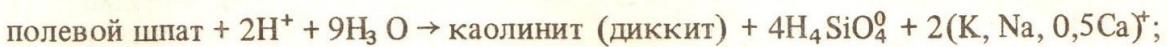
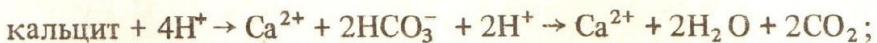
Для решения этого вопроса использовали данные по вещественному составу глинистых прослоев из пластов ЮК₁₀₋₁₁, так как они вследствие низкой прони-

цаемости не подвергались воздействию гидротерм и сохранили исходное содержание минералов в обломках и цементе. При этом допускается, что исходное (до гидротермального воздействия) соотношение основных порообразующих минералов в пластах ЮК₁₀₋₁₁ и в глинистых прослойках из них приблизительно одинаковое (близкий источник сноса).

Анализ полученных данных показал, что в глинистых прослойках относительное содержание полевых шпатов в 4 раза выше, чем в пластах ЮК₁₀₋₁₁, но в 5 раз ниже, чем в верхних пластах ЮК₄₋₉ (см. таблицу). Соотношение глинистых минералов в глинистых прослойках приблизительно такое же, как в верхних пластах, и резко отличается от такового в пластах ЮК₁₀₋₁₁ (см. таблицу). В глинистых прослойках по сравнению с пластами ЮК₁₀₋₁₁ повышенено также относительное содержание карбонатов.

На основании проведенного сравнительного анализа можно заключить: 1) пластины ЮК₁₀₋₁₁ изначально были обогащены обломками кварцевого состава (78%), содержание полевых шпатов в них составляло около 9%, карбонатов (вероятно, диагенетических) примерно 4%, глинистых минералов 9%, причем их соотношение было приблизительно таким же, как в верхних пластах ЮК₄₋₉; 2) гидротермальная проработка пластов ЮК₁₀₋₁₁ привела к практически полному выщелачиванию карбонатов, к каолинитизации исходных обломков полевых шпатов, разложению неустойчивых в этих условиях глинистых минералов (гидрослюды, ССО, хлорита), перекристаллизации исходного каолинита, новообразованию "крупнокристаллических" каолинита, диккита, а также кварца и адуляра.

Гидротермальная проработка исходных пластов ЮК₁₀₋₁₁ вызывает формирование дополнительной вторичной емкости и резкое повышение проницаемости пород-коллекторов. Оценим величину вторичной емкости. Для этого запишем реакции, протекающие в пластах ЮК₁₀₋₁₁ под действием кислых гидротерм:



В соответствии со стехиометрическими соотношениями между исходными и результирующими минералами, а также используя величины их плотностей, легко оценить возникающую в результате гидротермального воздействия вторичную пористость. Наибольшая величина вторичной емкости возникает при разложении карбонатов и хлоритов – соответственно до 100 и 50% от их первоначального объема. За счет полевого шпата величина вторичной пористости составит всего 10,5% от его первоначального объема, а за счет гидрослюды – лишь 3%. Выделяющийся при разложении полевых шпатов и глинистых минералов кремнезем в случае пересыщения им поровых вод может отлагаться в породах в виде новообразованных (регенерационный, мелкокристаллический или тонкодисперсный) разновидностей кварца.

Используя реконструированный усредненный минеральный состав пластов ЮК₁₀₋₁₁, который они имели до внедрения в них кислых гидротерм и сформировавшийся в результате этого воздействия комплекс минералов, оценим абсолютный прирост величины вторичной емкости (от объема породы).

За счет растворения диагенетических карбонатов она увеличится на 2,5%, за счет каолинитизации полевых шпатов – на 0,6%, а за счет разложения неустойчивых глинистых минералов цемента – почти на 2%.

Таким образом, суммарная величина вторичной пористости, возникающей в результате разложения исходных минералов и формирования триминеральной (кварц – каолинит – диккитовый) ассоциации, составит около 5%. Если исходная пористость пород-коллекторов шеркалинской пачки была в среднем, как, например, у верхних пластов около 12–13%, то после гидротермальной прора-

ботки она должна была бы достигать 18%. Однако в действительности породы-коллекторы шеркалинской пачки имеют среднюю пористость ниже (около 14%, см. таблицу), лишь в наиболее грубозернистых и максимально измененных разновидностях пористость достигает 20%. Следовательно, в большинстве случаев возникавшая вторичная пористость уменьшалась в результате, во-первых, последующего уплотнения пород и, во-вторых, за счет заполнения пор гидротермальными каолинитом и диккитом. Степень сохранности вторичной пористости во многом обусловлена их текстурно-структурными особенностями, в частности характером распределения и типом порового цемента.

Выщелачиваемые карбонаты, как правило, выносятся из зоны интенсивной гидротермальной проработки и переотлагаются, однако иногда на заключительной стадии они отлагаются и в интервалах, подвергшихся ранее проработке (что подтверждается наличием в них высокого содержания диккита), значительно снижая ФЕС пород (см. фиг. 3).

Резкое увеличение анизотропии проницаемости в вертикальном и горизонтальном направлениях с формированием высокопроницаемых в горизонтальном направлении интервалов происходит при гидротермальном разложении тонких глинистых прослойков, входящих в состав пластов ЮК₁₀₋₁₁. В этом случае формируются тонко- и толстоплитчатые текстуры, имеющие в образцах керна вид "блинчиков" (см. фиг. 4). В зависимости от степени прочности пород они состоятся из скважины в виде отдельных "блинчиков" или целого кернового цилиндра, имеющего описанную текстуру (см. фиг. 4)

Толщину исходных глинистых прослоев установить довольно трудно, так как от них практически ничего не остается. Лишь в тех случаях, когда в их составе присутствуют устойчивые к воздействию кислых гидротерм листы мусковита, можно приблизительно оценить минимальную толщину исчезнувших глинистых микропрослойков по степени смятия первоначально плоской листы мусковита в "гармошку" между подстилавшими и перекрывающими микропрослой обломочными зернами. Исходя из амплитуды такой "гармошки" толщина исходных глинистых микропрослойков составляла не менее 0,6–0,8 мм.

Разложение карбонатных и глинистых минералов цемента кислыми гидротермами приводит к образованию рыхлых слабосцепментированных пород, которые легко растираются пальцами до отдельных обломочных зерен. Поэтому можно предположить, что наиболее измененные породы не поднимаются из скважин, так как разрушаются в процессе бурения и выносятся в виде шлама.

Внедрение гидротерм в пласти ЮК₁₀₋₁₁ происходило по наиболее проницаемым пропласткам, представленным главным образом грубозернистыми осадками тальвегов речных русел, в результате чего они становились еще более проницаемыми, что в свою очередь приводило к усилению имевшихся неоднородностей фильтрационных свойств пластов ЮК₁₀₋₁₁ и вызывало формирование зон резкой изменчивости по проницаемости. Этим же объясняется отмеченная выше закономерность – улучшение коллекторских свойств и увеличение относительной доли новообразованных гидротермальных минералов при переходе от мелко- через средне- и крупнозернистые песчаники к гравелитам (см. фиг. 2, 3).

Проникновение кислых гидротерм в проницаемые пласти шеркалинской пачки происходит по тектоническим нарушениям в фундаменте плиты, поэтому прогнозирование развития зон неоднородной продуктивности скважин, обусловленной главным образом изменением ФЕС пород-коллекторов, следует связывать с расположением разрывных нарушений. Анализ данных сейсморазведки и дистанционных методов исследований показал, что в пределах месторождения насчитывается свыше 80 разновозрастных разрывных нарушений.

На временных сейсмических разрезах нарушения фиксируются по разрывам и смещениям осей синфазности, а также "размывам" (отсутствию) отражений. Такие участки на временных разрезах имеют вид столбообразных тел, уходящих в доюрский комплекс фундамента. Породы пластов ЮК₁₀₋₁₁, вскрытых скважи-

нами в таких зонах, как правило, обладают высокими ФЕС, а дебиты нефти превышают 100 т/сут.

Однако такая ситуация наблюдается не всегда. Дело в том, что разломы и поступавшие по ним гидротермы имеют различный возраст, а формирование ФЕС пород-коллекторов зависит существенным образом от времени внедрения гидротерм.

Отмеченное выше совпадение гидрохимической и температурной зональности не случайно — обе они объясняются одной причиной — поступлением гидротерм с повышенным содержанием углекислоты, которая, реагируя с пластовой водой, дает угольную кислоту, диссоциирующую затем с образованием гидрокарбонат-иона. Наблюданное увеличение минерализации в восточном направлении связано именно с ростом в этом направлении концентрации гидрокарбонат-иона. Аномально низкая минерализация пластовых вод объясняется тем, что происходит их разбавление гидротермальными флюидами, которые поступают, по-видимому, в виде парообразной фазы, насыщенной углекислотой и другими летучими компонентами, представляющей собой по существу водный дистиллят.

Исходя из вышесказанного следовало бы ожидать, что именно в восточной части месторождения должны наблюдаться наиболее значительные гидротермальные преобразования пород шеркалинской пачки. Однако, напротив, именно в западной половине месторождения, где отмечаются минимальные современные $T_{пл}$ и $p_{пл}$, наблюдаются наиболее преобразованные породы с высоким относительным содержанием новообразованных гидротермальных каолинита, диккита, кварца, иногда адуляра, в то время как в восточной части месторождения эти преобразования выражены гораздо слабее, что можно наблюдать, например, по соотношению глинистых минералов цемента (см. фиг. 4).

Очевидно, что в западной части плиты гидротермы поступали в пласты ЮК₁₀₋₁₁ достаточно давно и эта часть месторождения успела остывть, хотя и сохранила более высокий (по сравнению с фоновым) геотермический градиент. В восточной части разломы молодые и гидротермы поступали совсем недавно, а возможно, и продолжают поступать в настоящее время, что и обусловливает отмечаемые здесь термобарические и гидрохимические аномалии. Формирование вторичного коллектора здесь еще не закончилось. Этим объясняется отмеченный выше при анализе временных разрезов факт, что не всегда в пластах ЮК₁₀₋₁₁ в зонах, примыкающих к разрывным нарушениям, отмечаются высокие ФЕС. Установленное правило справедливо для западной части месторождения, в восточной оно "работает" гораздо хуже.

Существование депрессионной зоны в западной части месторождения объясняется тем, что после внедрения кислых гидротерм произошло постепенное остывание первоначально прогретых пород-коллекторов, в результате чего возникло разрежение (депрессия), по направлению к которой устремились поровые флюиды. Для того чтобы оценить величину депрессии, возникающей при остывании порового флюида, примем, что поровое давление после внедрения гидротерм составило 26 МПа, а $T_{пл}$ достигла 260°C. Тогда при понижении температуры всего на 20°C давление флюида (в изохорических условиях) должно упасть до 5 МПа (величина депрессии достигает 21 МПа). В действительности пластовые условия далеки от изохорических, поэтому наблюдаемые депрессии обычно не превышают 3–5 МПа.

В том случае, если в результате тектонической деятельности и последующего гидротермального воздействия возникают вторичные коллекторы в доюрском комплексе фундамента, например пермо-триасового или девон-карбонового возраста, то при остывании внедрившихся гидротерм возможно формирование в них депрессий более значительных, чем в шеркалинской пачке, что может приводить к инверсионному распределению $p_{пл}$, "засасыванию" нижнеюрского флюида в проницаемые породы фундамента и возникновению в них углеводородных заложений, содержащих юрскую нефть или газ.

* * *

*

1. Основные различия в гранулометрическом составе, коллекторских свойствах, а также существенное преобладание в обломочной части пластов ЮК₁₀₋₁₁ Талинского месторождения кварцевых зерен обусловлены составом терригенного материала и условиями осадконакопления в раннеюрское время.

2. Гидротермальная проработка привела к усилению главным образом фильтрационной неоднородности пластов ЮК₁₀₋₁₁ за счет выщелачивания диагенетических карбонатов, разложение полевых шпатов и неустойчивых в этих условиях глинистых минералов с последующим формированием би- или триминеральной (кварц – каолинит – диккит) ассоциации.

3. В результате гидротермальной проработки возникает вторичная пористость и формируется порово-кавернозный коллектор, который может быть отнесен к новому классу вторичных коллекторов гидротермального происхождения.

4. Поступавшие из фундамента гидротермы были обогащены летучими компонентами (в основном CO₂), имели температуру около 260°С или выше и обусловили формирование в пределах Талинского месторождения температурной и гидрохимической аномалии.

5. По мере охлаждения порового флюида в зонах гидротермальной проработки происходит снижение $p_{\text{пл}}$ и в них возникают значительные депрессии, приводящие к "засасыванию" в депрессионные зоны пластовых флюидов из ближайших горизонтов.

Сибирский научно-исследовательский институт
нефтяной промышленности, Тюмень

Поступила в редакцию
16.XI.1988

УДК 552.512:551.71/72 (477)

© 1991

Сливко Е.М., Паранько И.С., Малюк Б.И.

ГЕОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ КОНГЛЮМЕРАТОВ БЕЛОКОРОВИЧСКО-ОВРУЧСКОЙ СИСТЕМЫ ДЕПРЕССИЙ (СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ УКРАИНСКОГО ЩИТА)

Как неоднократно было показано в работах [6, 8, 13 и др.], конгломераты докембрия заслуживают особого внимания как отложения, сформировавшиеся в условиях, относительно которых до сих пор существуют различные точки зрения. Одним из наиболее дискуссионных моментов является вопрос о механизме и источниках сноса грубообломочного материала.

Белокоровичско-Овручская система депрессий обрамляет с севера Коростенский pluton, расположенный на северо-западе Украинского щита. По данным геофизических исследований [18], этот район отличается достаточно высоким (порядка 30 км) гипсометрическим положением поверхности Мохоровичча. Исследования И.П. Буковича и др. [2 и др.] показали, что Овручско-Белокоровичская система депрессий может быть разделена на три составные зоны: Белокоровичскую, Овручскую и Вильчансскую впадины.

В пределах Овручско-Вильчанской части системы, отличающейся менее мощной земной корой, нижние части разреза описываемого комплекса представлены трахиандезит-песчаниковой формацией (фиг. 1, 2). Терригенные образования представлены метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации разнозернистыми песчаниками, гравелитами, конгломератами, эффузивными – вулканитами щелочного ряда. В основании элементарных ритмов, как правило, залегают терригенные породы, сменяющиеся выше по разрезу покровами эффузивов.

В Белокоровичской депрессии в основании разреза залегает конгломерат содержащий песчано-алевролитовую породную ассоциацию, образующая с вышеупомянутой трахиандезит-песчаниковой формацией латеральный формационный ряд [10]. Среди второстепенных членов этой формации присутствуют прослои диабазов, а также алевролиты с примесью туфогенного материала. Следует отметить, что грубообломочные породы приурочены к нижним частям ритмов (всего выделяются три ритма), которые завершаются алевролит-аргиллитовыми ассоциациями (см. фиг. 1, 2).