

«КАОЛИНИТОВЫЕ» И «ЦЕОЛИТОВЫЕ СТОЛБЫ» ЗАПАДНОЙ СИБИРИ – НОВЫЕ ОРИЕНТИРЫ ОБНАРУЖЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА

© 2018 г. А. Д. Коробов, Л. А. Коробова

Саратовский госуниверситет

Коробов Александр Дмитриевич e-mail: korobad@yandex.ru

Аннотация: на особенности глубинного эпигенеза и нефтегазоносность Западной Сибири большое влияние оказывали погребенные континентальные рифты. В южном и северных районах наложенные процессы существенно различаются. Контроль наложенного эпигенеза глубинными разломами привел к тому, что возникли вертикальные афациальные зоны минерализации в виде своеобразных «столбов»: ломонтитовых на севере, каолининовых и карбонатных на юге. Цеолитовые пропилиты, имеющие региональное распространение, как правило продуктивны. Поэтому «цеолитовые (ломонтитовые) столбы» необходимо рассматривать как вместилища газоконденсата и (или) природного газа.

Ключевые слова: наложенный и глубинный эпигенез, Западная Сибирь, гидротермальные процессы, прогнозная оценка, цеолитизация.

Введение

В седиментационных бассейнах, в отличие от региональных эпигенетических и метаморфических изохимических преобразований пород, довольно значительная роль принадлежит явлениям наложенного эпигенеза, протекающим под влиянием глубинных факторов. Определяющая особенность наложенного эпигенеза, отличающая его от регионального, – более узкий, локализованный характер проявления в вертикальном и горизонтальном направлениях, который не зависит или мало зависит от первичного характера пород и фациальных условий их формирования. Обусловлен же он, главным образом, взаимодействием пород с проникающими растворами «чужого» (химически неравновесного с ними) состава. В этой связи П. П. Тимофеев, А. Г. Косовская, В. Д. Шутов с соавторами [47] выделяют гипогенный наложенный эпигенез.

Этот тип процессов широко распространен в складчатых и платформенных областях, где характеризуется налеганием осадочного чехла на фундамент с зонами глубинной раздробленности.

Формы пространственной локализации гипогенного наложенного эпигенеза могут быть достаточно сложными и фиксироваться в виде вертикальных зон, своего рода «столбов», связанных с системами сквозной вертикальной трещиноватости и горизонтальными зонами, или водопроницаемыми пластами. Роль и масштабы таких наложенных изменений бывают весьма разнообразны в связи с многочисленностью типов глубинных растворов.

В этой связи необходимо признать особое влияние триасовых погребенных параллельных рифтов Западной Сибири на процессы глубинного эпигенеза. К сожалению, этот фактор часто недооценивается геологами.

Вместе с тем существенные аномалии теплового поля в ископаемых континентальных рифтах, обусловленные локальными неоднородностями земной коры и гидротермальными процессами в зонах разломов, могут сохраняться до 100 млн лет и более [33]. При этом гидротермальные процессы, во многом наследующие геохимию летучих соединений предшествующей магматической стадии, порождают флюидодинамические системы осадочных бассейнов, в которых возникают разнотемпературные гидротермально-метасоматические формации. Их характер и распределение во многом зависят от масштабов проявления рифтогенеза, которые на севере и юге исследуемой территории совершенно различны.

На севере Западно-Сибирская плита наиболее осложнена рифтогенезом. В арктическую акваторию раскрывается не только стержневой для региона Колтогорско-Уренгойский, но и Ямальский и Худосейский рифты, достигают громадных размеров межрифтовые вулканические плато (рис. 1). По данным С.В. Аплонова [2], в триасе этот регион подвергся расколу, и континентальный рифтинг, достигший своего максимума, дошел до стадии спрединга Обского палеоокеана.

В южном направлении рифтогенез постепенно ослабевает и в конце концов исчезает полностью. При этом на фоне замыкания крупных рифтовых долин сначала появляются мелкие (Усть-Тымский, Чузикский и др.) рифты, которые сменяются доминирующими изолированными (локальными) впадинами. В соответствии с теоретическими представлениями О.Г. Сорохтина [45] и С.В. Аплонова с коллегами [3], наблюдаемое в Западной Сибири угасание рифтогенеза в направлении с севера на юг может демонстрировать переход от районов с более истощенной мантией к областям, где она истощена меньше всего. Это сказывается на количестве и составе

глубинных газов, поставляемых погребенным рифтом с гидротермальными растворами в осадочный чехол. Учитывая, что Западная Сибирь демонстрирует пример «неактивной рифтовой группы» [53], можно допустить, что картина степени истощения мантии доплитной стадии во многом сохранилась и в дальнейшем – на плитном этапе.

Установлено [26, 45], что в рифтовых структурах преобладающим летучим соединением является углекислый газ. В значительно меньшей степени присутствуют метан, водород, инертные и другие газы. При этом если связывать дегазацию мантии с удалением компонентов из базальтовых расплавов, то самым подвижным из них является CO_2 [49]. Следовательно, наиболее информативным показателем степени истощения мантии при океанизации континентальной коры, по И. Рамбергу и П. Моргану [33], служит количество присутствующего глубинного углекислого газа в перекрывающих рифты породах чехла, а также его участие в гипогенном эпигенезе, вызванном структурной перестройкой региона. Сказанное подтверждено специальными исследованиями, которые продемонстрировали наличие деплетированной мантии на севере. Доказательством служат крупные проявления глубинного углекислого газа, установленные в юрских отложениях на юге Западной Сибири в области замыкания Колтогорско-Уренгойского рифта и развития небольшого Чузикского грабена в пределах Межовского и Веселовского районов (рис. 1). В Приуральской части бассейна (Шаимский район – рис. 1) в субмеридиональной полосе развития изолированных (локальных) впадин, которые можно рассматривать как фрагменты несостоявшегося (недоразвитого) рифта, также обнаружены аномальные скопления глубинного CO_2 в породах юрского возраста [36, 37].

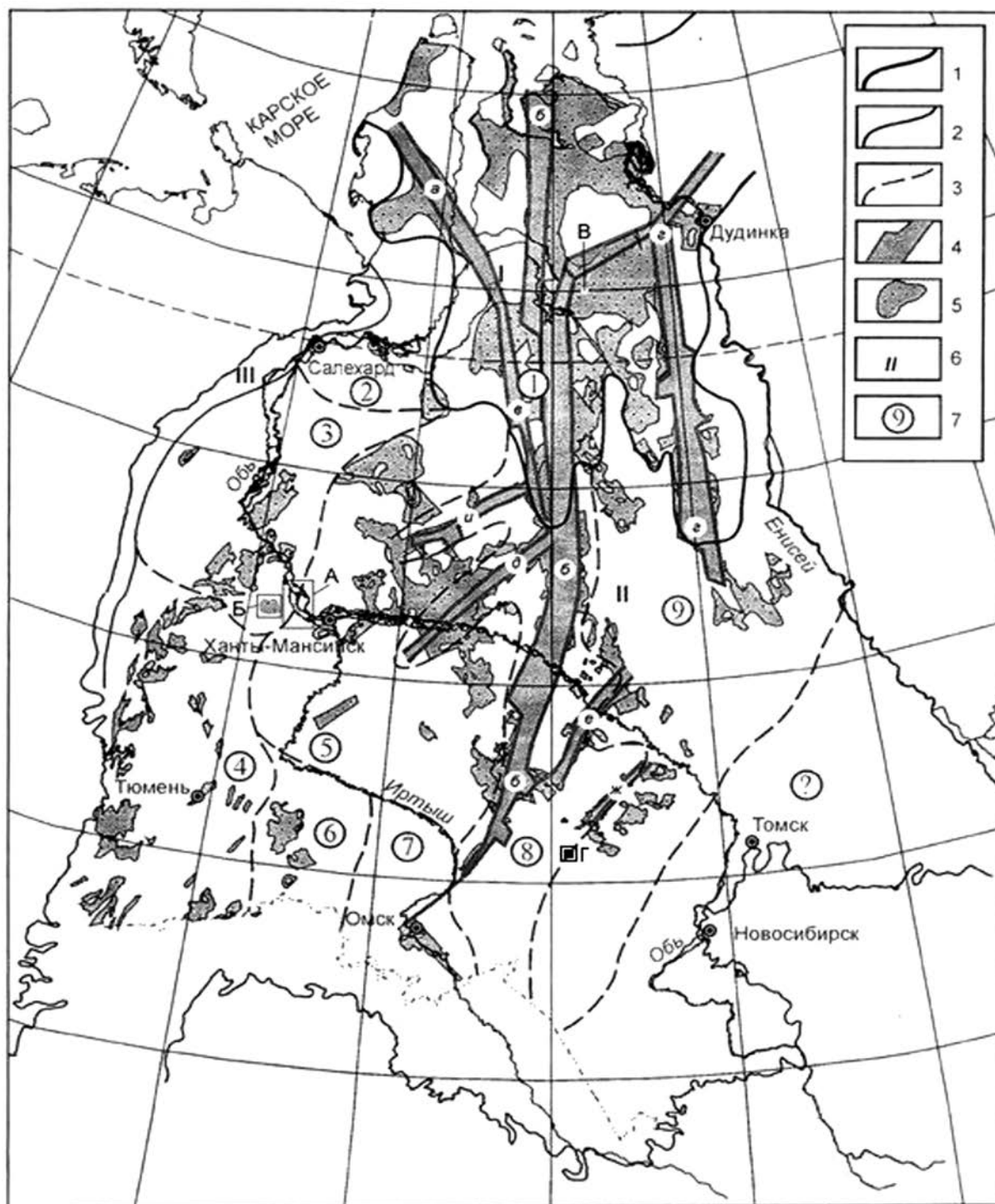


Рис. 1. Схема фациального районирования триасовых отложений Западно-Сибирской плиты

(Липатова, Казаков, 2001) с дополнениями (Сурков, Смирнов, 2003) и уточнениями авторов

Границы: 1 – Западно-Сибирской плиты; 2 – фациальных областей; 3 – фациальных зон; 4 – рифты: а – Ямальский, б – Колтогорско-Уренгойский, в – Худуттейский, г – Худосейский, д – Аганский, е – Усть-Тымский, ж – Чузикский, и – Пякипурский; 5 – изолированные (локальные) впадины и вулканические плато; 6 – фациальные области: I – Ямало-Тазовская, II – Обь-Иртышская, III – Приуральская; 7 – фациальные зоны: 1 – Уренгойская, 2 – Ярудейская, 3 – Шеркалинская, 4 – Тюменско-Тобольская, 5 – Мансийская, 6 – Вагай-Ишимская, 7 – Омская, 8 – Тарско-Муромцевская, 9 – Хохряковская; районы работ: А – Красноленинский, Б – Шаимский, В – Северо-Хальмерпаютинская площадь (Большехетская впадина), Г – Межовский и Веселовский районы Обь-Иртышского междуречья

На севере Западно-Сибирской плиты по материалам бурения сверхглубоких скважин СГ-6 и СГ-7, а также другим многочисленным геологическим, минералого-петрографическим и гидрохимическим данным, скоплений CO_2 обнаружено не было. Это свидетельствует о том, что по участию углекислоты в гипогенном эпигенезе (гидротермальном или гидротермально-метасоматическом минералообразовании) северные территории должны принципиально отличаться от Межовского и Веселовского районов на юге.

Углекислота, являясь наиболее распространенным газовым компонентом гидротермальных растворов, оказывает самое существенное влияние на величину рН, Eh и их изменения, обеспечивая условия переноса или отложения присутствующих в минералообразующей среде компонентов. Но особенно велика роль CO_2 в контроле щелочности термальных вод [29]. Она, наряду с температурой, закономерно контролирует распределение эпигенетической каолинизации, карбонатизации и цеолитизации (ломонтитизации) нижнемеловых песчаников и алевро-песчаников в пределах Обь-Иртышского междуречья (юг) с одной стороны, Большехетской впадины и Мессояхского пояса мегавалов (север Западной Сибири) – с другой.

Правильная прогнозная оценка площадей развития ломонтитизированных пород в пределах исследуемой территории имеет очень большое значение, поскольку такие породы часто являются УВ продуктивными. Так, по данным Е. А. Бородиной [4], ломонтитизированные нижнемеловые отложения заполярной свиты в границах Большехетской впадины (рис. 2) вмещают в себя до трети ресурсов от общего числа ресурсной базы углеводородов региона. Это касается и нижнемеловой суходудинской свиты Мессояхского пояса мегавалов [28, 31]. Поэтому зоны цеолитизации представляют большой интерес для дальнейших поисков и геологоразведочных работ на нефть и газ.

При этом считается, что происхождение ломонтита и его низкотемпературного аналога леонгардита связано, главным образом, с преобразованием пирокластического или иного силикатного материала в процессе диагенеза или катагенеза [1, 4, 18, 19, 32]. С нашей точки зрения, с этим никак нельзя согласиться, так как неправильное понимание природы ломонтитизации приведет к неверной оценке перспектив территории на углеводородное сырье.

Изменения относительного содержания CO_2 в составе флюида и его температуры, связанные с состоянием погребенного континентального рифта в период структурной перестройки, во многом влияют на характер гипогенного эпигенеза и размещение в том числе нефтегазоносных гидротермально-метасоматических формаций.

Цель настоящей работы (в свете всего вышеизложенного) – установить генезис и дать прогнозные оценки мест локализации продуктивных коллекторов – ломонтитизированных и каолинизированных пород чехла и доюрского комплекса. Для этого сначала рассмотрим преобразования неоккомских (валанжинских и готерив-барремских) отложений Обь-Иртышского междуречья и сопоставим их с характером перерождения валанжинских же пород заполярной и суходудинской свит, залегающих в пределах Большехетской синеклизы (район Тазовской губы) и Мессояхского пояса мегавалов (Гыданский полуостров) соответственно. А учитывая, что гипогенный наложенный эпигенез контролируется глубинными разломами, проследим особенности его развития в рифтогенных базальтах T_{1-2} , вскрытых Тюменской сверхглубокой скв.ТС-6.

Гипогенный наложенный эпигенез южной части Западно-Сибирской плиты
Преобразования неоккомских пород чехла Обь-Иртышского междуречья

Алевритово-песчаные породы валанжинского и готерив-барремского ярусов Обь-Иртышского междуречья, не затронутые вторичными изменениями, имеют кварц-

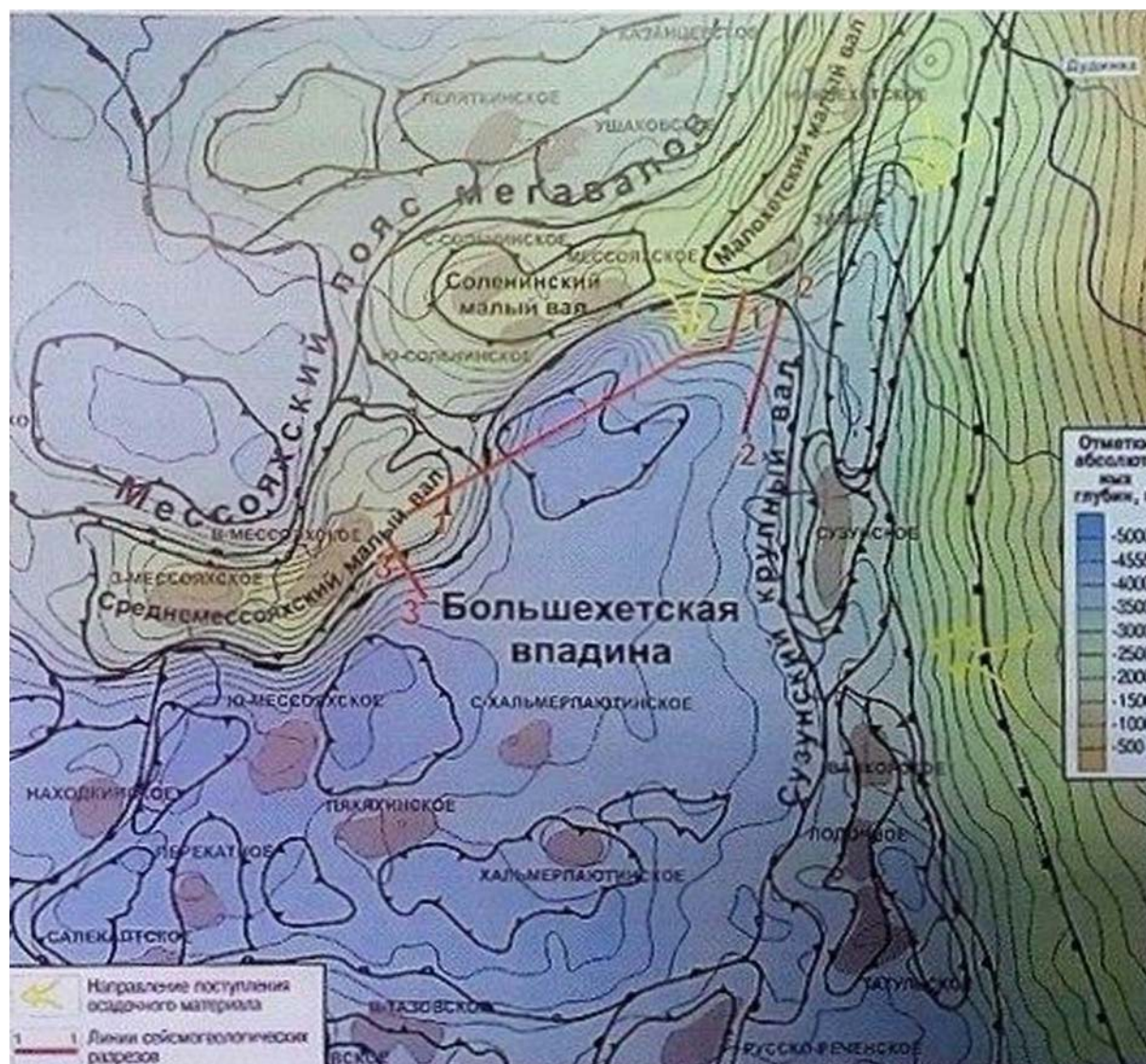


Рис.2. Выкопировка из технической карты мезозойско-кайнозойских отложений ортоплатформенного чехла Западной Сибири
 (ЗанСибНИГНИ, 1990),
 структурная основа – изогипсы отражающего горизонта Т
 (ОАО "ТНК-ВР Менеджмент", ООО ЛНТНГ "Петрограф", 2007) [28]

полевошпатовый комплекс породообразующих минералов. В обломочной части пород указанного возраста среднее содержание полевых шпатов 50% и более, значительно меньше кварца (30–35%), обломков пород и слюды. Вышеупомянутые породы в результате тектонической перестройки испытали гидротермальную каолинизацию и карбонатизацию. Эти два взаимосвязанных и взаимообусловленных процесса могли протекать близко – одно-

временно или каолинизация сменялась карбонатизацией.

Каолинизация (гидротермальная аргиллизация). Каолинит формируется по зернам полевых шпатов, слюды, обломкам неустойчивых пород и аксессуарных минералов. Новообразования каолинита наблюдаются также по цементу, представленному хлоритом и гидрослюдой. Аксессуарные минералы (эпидот, цоизит, клиноцоизит, сфен) полностью или частично преобразуются в каолинит.

В процессе каолинизации терригенных пород содержание полевых шпатов (доминирующего компонента) значительно снижается. Иногда процесс настолько интенсивен, что все неустойчивые минералы терригенного комплекса преобразуются в каолинит. От зерен полевых шпатов сохраняются лишь контуры, выраженные тонкой пленкой хлорита с едва заметным крустификационным строением. Эти контуры четко различаются в проходящем свете в шлифах под микроскопом. При скрещенных николях видно, что порода состоит из сплошного каолинитового агрегата, в котором просматриваются лишь единичные разрозненные зерна устойчивых к разрушению кварца и микрокварцита.

Каолинит представлен бесцветными анизотропными чешуйками и их веерообразными, гармошковидными, червеобразными агрегатами. Иногда он наблюдается в виде розеток, табличек и стопочек размером 0,02–0,05 мм. Каолиниту присущи отчетливая спайность по оси «с» и совершенство кристаллической решетки, что подтверждено рентгеноструктурными исследованиями [36, 37, 43].

Песчаники в зонах максимальной каолинизации превращаются в гидротермально-метасоматическую породу, сохраняющую свой структурно-текстурный облик. На отдельных участках зоны интенсивной каолинизации сменяются зонами умеренной каолинизации. При этом они приобретают вертикальную (субвертикальную) пространственную направленность сложного строения, контролируемую разрывными нарушениями и оперяющей трещиноватостью. Возникают своеобразные «каолиновые столбы», которые пересекают самые разнообразные по составу и фациальным условиям породы. Иногда на участках, где сочетаются два процесса, породы представлены в виде кальцит-каолиникового (каолинит-кальцитового) агрегата.

Карбонатизация. Карбонаты (главным образом кальцит с участием доломита, анкерита и сидерита) развиваются по ингредиентам алевритово-песчаных пород. Их формирование очень напоминает процесс каолинизации. В первую очередь подвергаются изменениям полевые шпаты. В шлифах четко видны их контуры или реликты при полном или частичном замещении преобладающим кальцитом. Новообразования кальцита наблюдаются также по слюдам и цементу, представленному гидрослюдой и хлоритом. Эпидот, цоизит и клиноцоизит также в различной степени преобразуются в кальцит [37].

Карбонаты (доминирующий кальцит) заполняют поры между сохранившимися обломками, где формируют базальный или пойкилитовый цемент, частично замещают первичный цемент, а также залечивают секущие их трещины. По данным Б. А. Лебедева и соавторов [24] установлено, что карбонаты распределяются по площади отдельных структур неравномерно. Наряду с разрезами, где отмечаются лишь единичные линзочки карбонатов, резко выделяются разрезы, в которых карбонатизация развивается во всех толщах от фундамента. Такие «карбонатные столбы» установлены по многим скважинам, пробуренным на юге Западно-Сибирской плиты в Томской области. Так, на Мыльдзинском поднятии карбонатизация интенсивно развита в песчаниках и аргиллитах тюменской и васюганской свит, в баженовских аргиллитах, а также выше по разрезу в нижнемеловых отложениях. Объяснить образование «карбонатных столбов» иначе чем наложенным эпигенезом невозможно, поскольку карбонатизация развивается по породам, образованным в совершенно различных фациальных обстановках, имеющих разный вещественный состав.

Комплексными исследованиями установлено генетическое родство карбонатов

(главным образом кальцита, а также доломита, анкерита, сидерита) в порах, образующих базальные и поровые цементы, и трещинах растяжения терригенных пород [42]. На участках, где доминирующий кальцит становится особенно «агрессивным», наблюдается резкое усиление коррозии и метасоматоза кластогенных ингредиентов и цемента. Отмечаемая масштабность процесса приводит к тому, что кальцит замещает в ряде случаев до половины обломочных зерен. При этом возникают породы, названные вторичными известняками [20] и слагающие «карбонатные столбы».

Можно предположить, что такой характер наложенных изменений контролировался участием неистощенной мантии в районе Обь-Иртышского междуречья. Теперь рассмотрим особенности гипогенного эпигенеза, обусловленного масштабным влиянием деплетированной мантии на севере Западно-Сибирского рифтогенного осадочного бассейна, где палеотемпературы в период структурной перестройки были заметно выше.

***Гипогенный наложенный эпигенез
северной части Западно-Сибирской плиты
Преобразования неоконских пород чехла
Большехетской впадины
и Мессояхского пояса мегапрогибов***

Анализ опубликованных источников [1, 4, 18, 19, 21, 31, 32, 48] и просмотр шлифов, изготовленных из пород валанжинского яруса, которые вскрыли скв.300 (Восточно-Уренгойская площадь), скв.2020 Р (Пякхинское газоконденсатное месторождение), скв.2042 (Хальмерпаютинское газоконденсатное месторождение) и скв.2051 (Северо-Хальмерпаютинское газоконденсатное месторождение) (рис. 3–9), показали, что песчаные алевролиты и песчаники испытывали, главным образом, низкотемпературную пропилитизацию (300–200 °С). Среди последней мы, в соответствии с теоретическими представлениями Д.С. Коржин-

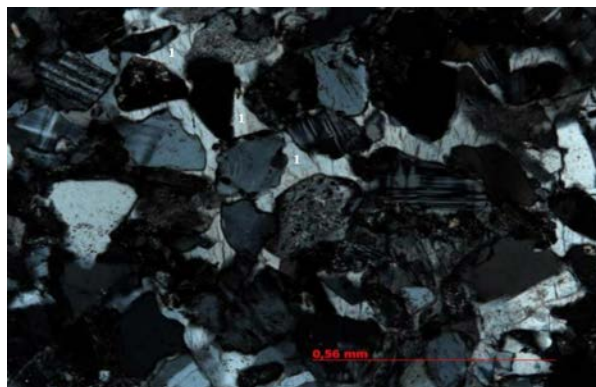


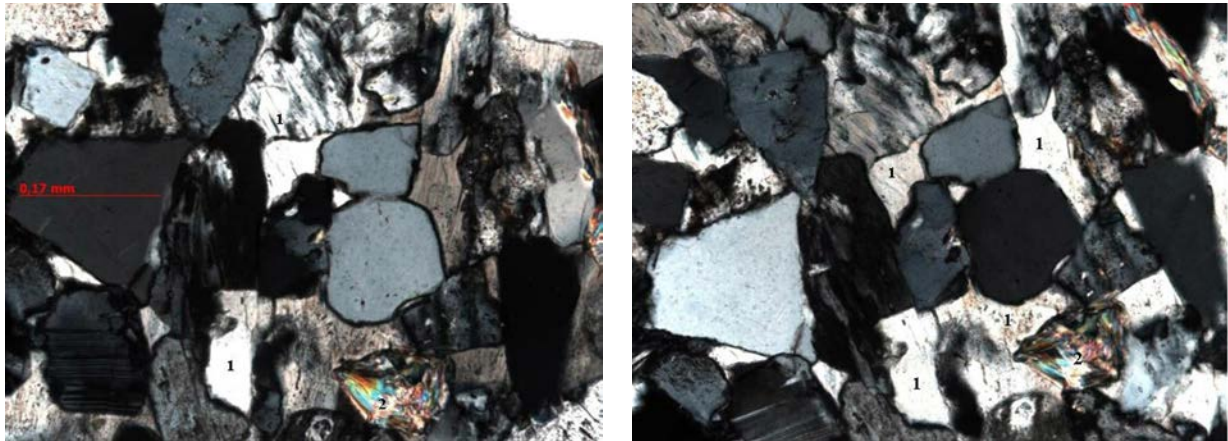
Рис. 3. Пойкилобласт ломончита (1) с включениями зерен кварца и полевых шпатов, частично замещенных ломончитов в пропилитизированном песчаном алевролите

Заполярная свита.
Северо-Хальмерпаютинская площадь
увеличение 200; николи +

ского [12, 13], М.А. Ратеева с коллегами [34] и В.И. Гугушвили [5], различаем широко развитую цеолитовую и ограниченно представленную трансильванскую фации. Продукты среднетемпературной пропилитизации выражены слабо, но отмечаются во всех исследованных образцах. Рассмотрим подробнее каждую из них.

Среднетемпературная пропилитизация (330–280 °С) в породах пласта БУ₁₆⁰ проявилась, прежде всего, в развитии эпидота. Его количество ограничено. Он обнаруживает сонахождение с широким набором гидротермальных минералов: ломончитом, хлоритом, кальцитом, кварцем, редко пиритом и гидрослюдой, и встречается во всех анализированных пробах. Эпидот тесно ассоциирует с хлоритом (и продуктами его позднего преобразования), иногда замещая его. Он часто развит в основной (цементирующей) массе терригенных пород, образуя достаточно крупные кристаллы (рис. 10, 11).

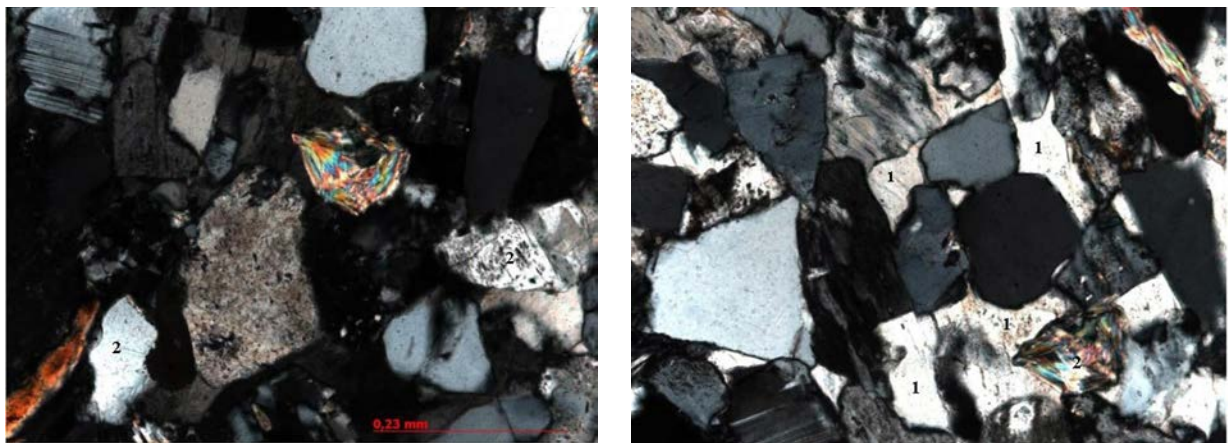
Обломки пород содержат новообразованные эпидот, хлорит и лейкоксен. При этом нередко наблюдается концентрация мелких выделений гидротермального эпидота вокруг частично или полностью эпи-



а

б

Рис. 4. Пойкилобласт ломонтита (1) с пренимом (2) в гидротермально измененном алевро-песчанике Заполярная свита. Северо-Хальмерпаютинская площадь
увеличение 200; а и б николи +



а

б

Рис. 5. Преним (1) и ломонтит (2) в гидротермально измененном алевро-песчанике Заполярная свита. Северо-Хальмерпаютинская площадь
увеличение 200; а и б николи +

дотизированных плагиоклазов. Зерна биотита в незначительной степени замещены эпидотом.

Что касается другого характерного минерала среднетемпературных пропилитов – альбита, то его сложно обнаружить. Связано это с тем, что в условиях слабого развития процесса формируется «аномальный», по В. Л. Русинову [38], альбит, диагностика которого затруднена. Поэтому минералом-индикатором среднетемпературной пропи-

литизации терригенных пород пласта БУ₁₆⁰ Пякяхинского месторождения является легко диагностируемый в шлифах эпидот.

Низкотемпературная цеолитовая пропилитизация проявлена наиболее широко на глубине 3189,40-3192,40 и 3195,30 м. Она выражается в ломонтитизации различных ингредиентов породы и нередко накладывается на участки, испытавшие предварительную хлоритизацию, окварцевание, карбонатизацию, эпидотизацию,

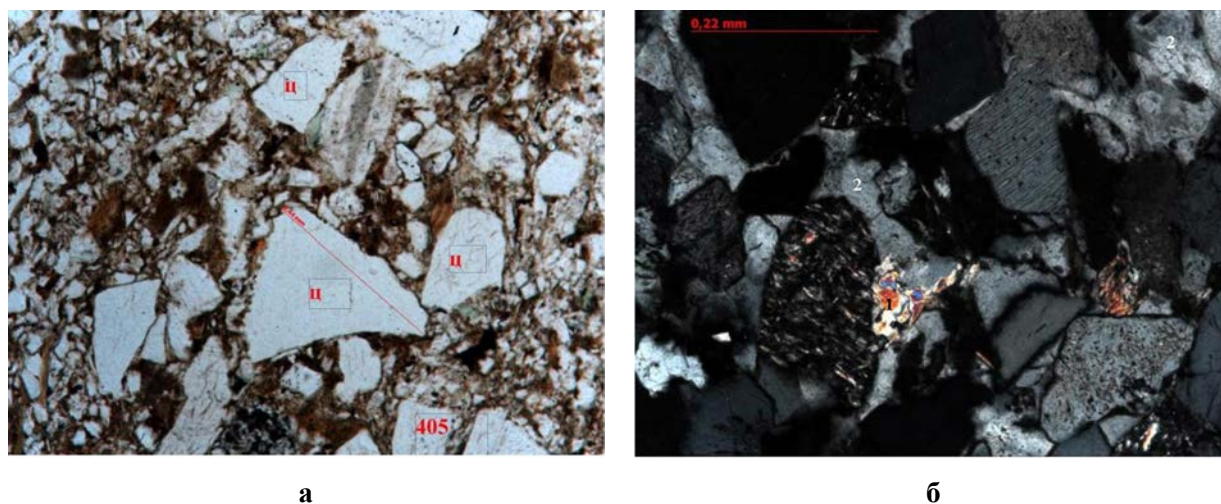


Рис. 6. Ломонтит (Л) в прослое крупноалевролитового материала из пропилитизированной алевро-глины

Заполярная свита. Северо-Хальмерпаютинская площадь
увеличение 200; а – николи ||, б – николи +

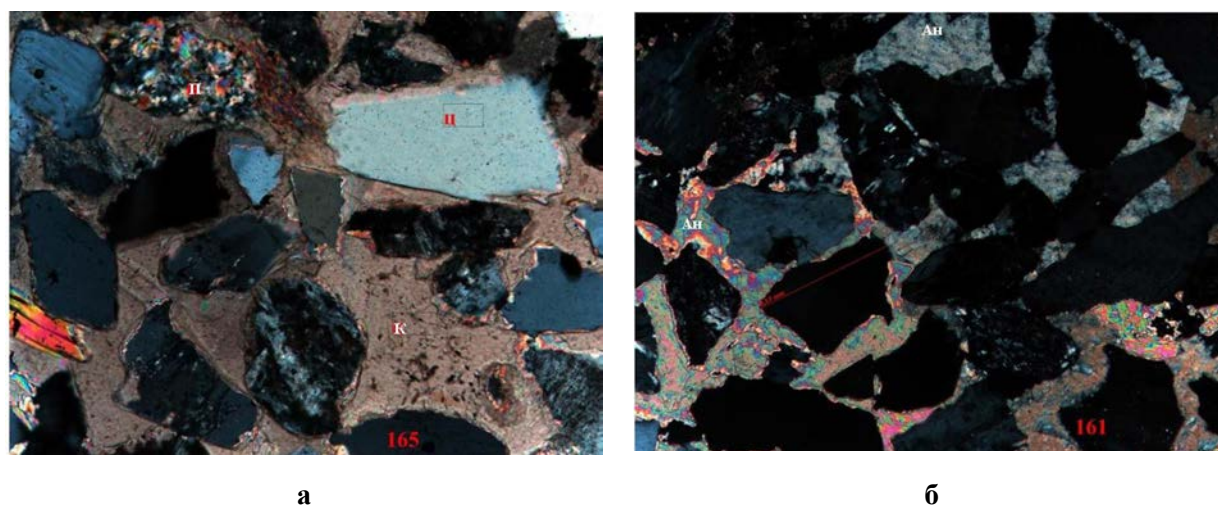


Рис. 7. Кальцит (К), ангидрит (Ан), ломонтит (Л) и пренит (Пр) по плагиоклазу в пропилитизированном алевро-песчанике

Заполярная свита. Северо-Хальмерпаютинская площадь
увеличение 200; а – николи ||, б – николи +

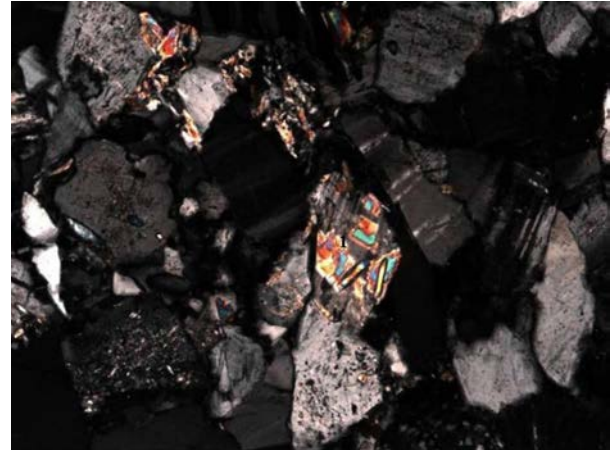
пиритизацию и лейкоксенизацию, то есть среднетемпературную пропилитизацию (рис. 10, 11).

Ломонтит – индикаторный минерал цеолитовых пропилитов – тесно ассоциирует с хлоритом и продуктами его более позднего низкотемпературного изменения. Поэтому в базисе терригенных пород, как правило, присутствует, по данным рентгенофазовых исследований, хлорит-цеолитовый

(хлорит + смешанослойный хлорит-монтмориллонит + ломонтит) микроагрегат. При этом практически невозможно отличить реликты предшествующей хлоритизации от той, которая сопутствовала цеолитовой пропилитизации. Ломонтит образует пойкилобласты – крупные пластинчатые призматические кристаллы с совершенной спайностью в одном, редко двух направлениях, в которые погружен обломочный



а



б

Рис. 8. Пренит (1) по плагиоклазу и пойкилобласт кальцита (2) в пропилиitized алевро-песчанике

Заполярная свита. Северо-Хальмерпаютинская площадь
увеличение 200; а и б николи +

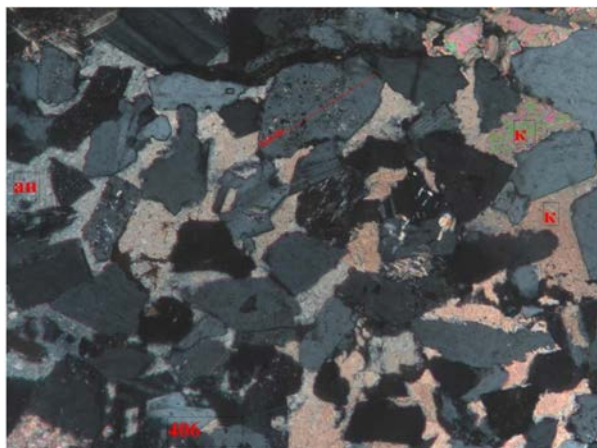


Рис. 9. Кальцит (К), ангидрит (Ан) в пропилиitized алевролите

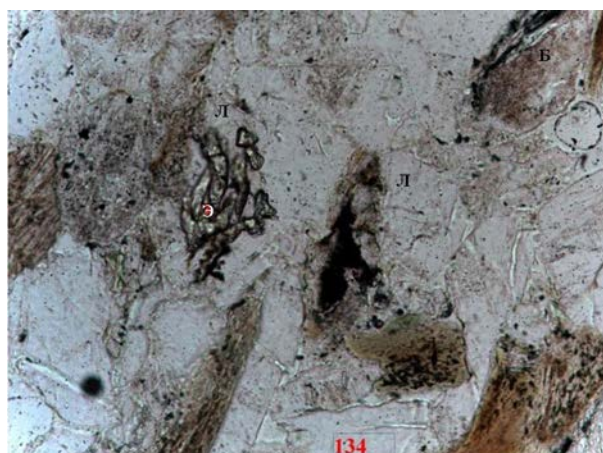
Заполярная свита.
Северо-Хальмерпаютинская площадь
увеличение 200; николи +

материал. Пойкилобластическая ломонтизация – характерная черта зон интенсивной цеолитовой пропилиitizedации (рис. 3, 4).

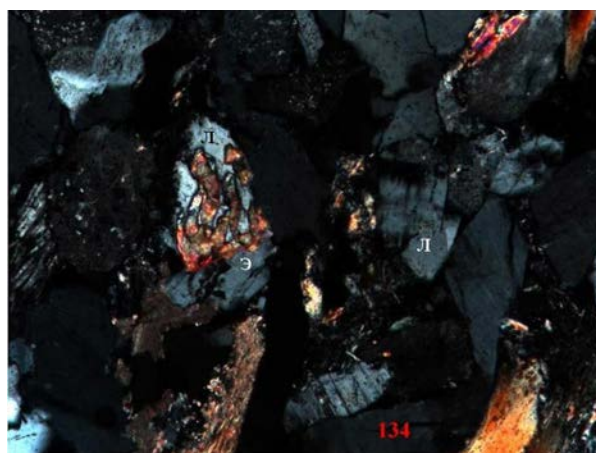
Обломки пород и минералов в различной степени изменены. Полевые шпаты ломонтиitizedированы, пелитitizedированы, эпидотitizedированы, серицитitizedированы, хлоритitizedированы, редко соссюритitizedированы. Биотит значительно преобразован, причем в несколько этапов. Сначала он был эпидо-

титitizedирован, лейкоксенитitizedирован, а в самую позднюю (низкотемпературную) стадию – гидрослюдитitizedирован, вермикулитitizedирован, гидратитitizedирован, смектитitizedирован.

Новообразованный пирит встречается в виде редких гнезд и рассеянных глобул. Он развит по биотиту, хлориту, обломкам эффузивных пород. Еще одной характерной особенностью цеолитовых пропилиitizedов Большехетской впадины является растущая, по сравнению с исходной породой, проницаемость. Петрографические наблюдения свидетельствуют о том, что сообщающиеся между собой поры составляют в среднем 6–10% площади шлифа. Форма их неправильная, часто удлиненная. Размеры варьируют от 0,08 и 0,08 x 0,16 до 0,25 x 0,50 мм. Заметное улучшение проницаемости и пористости пород в связи с эпигенетической ломонтиitizedацией (рис. 12) отмечено и на юге Гыданского полуострова. Так, в пласте БУ₁₅ Мессояхской группы месторождений содержание цеолитов составляет около 9% от общего количества цемента, а для пласта БУ₁₃ равно почти 70%. Такой характер распределения ломонтиitizedа четко коррелируется с пори-



а

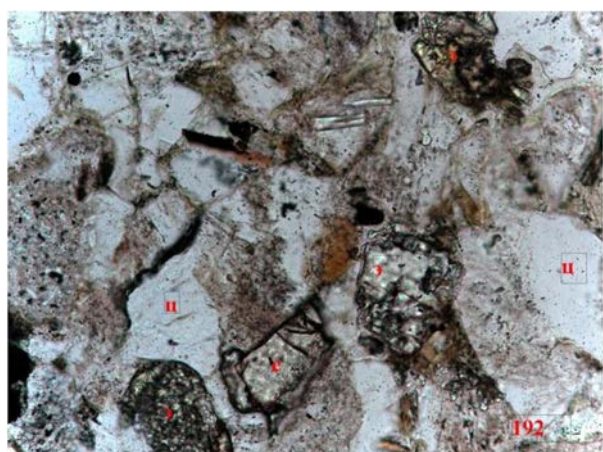


б

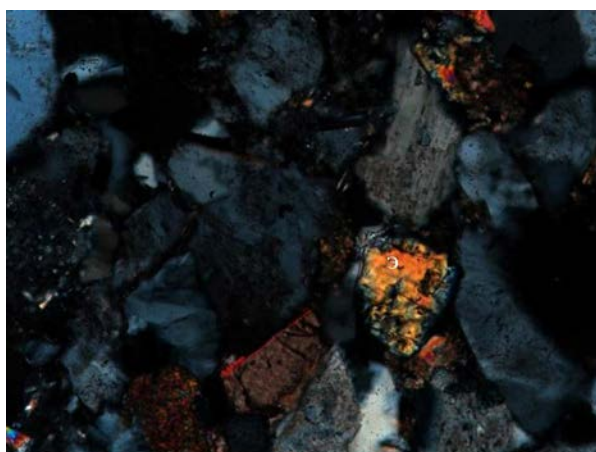
Рис. 10. Новообразованный эпидот (Э) в ломонтитизированном полевом шпате (Л) и измененный биотит (Б) в пропилитизированном песчанике

Заполярная свита. Северо-Хальмерпаютинская площадь

увеличение 200; а – николи ||, б – николи+



а



б

Рис. 11. Новообразованные эпидот (Э) и сфен (С) в пропилитизированном алевритовом песчанике, Ц – ломонтит

Заполярная свита. Северо-Хальмерпаютинская площадь

увеличение 200; а – николи ||, б – николи+

стостью пород-коллекторов. Если для пласта БУ₁₅ средняя пористость составляет около 14%, то для пласта БУ₁₃ она увеличивается до 18% [31, 32].

Низкотемпературная трансильванская пропилитизация встречается нами на глуб. 3193,90 м (скв.2020, Пяяхинское газоконденсатное месторождение). Наиболее ярко она проявилась в кальцитизации различных ингредиентов терригенных пород.

Кальцит ассоциирует с хлоритом, гидрослюдой и продуктами их низкотемпературного преобразования. Максимально активно процесс проявился в цементирующей массе пород, где формировался различно окристаллизованный кальцит и возникали пойкилобласты этого минерала (рис. 8, 9). Редко межзерновые зоны заполнены ломонтитом (рис. 7). Наблюдается это в том случае, если карбонатизация ослабевает.

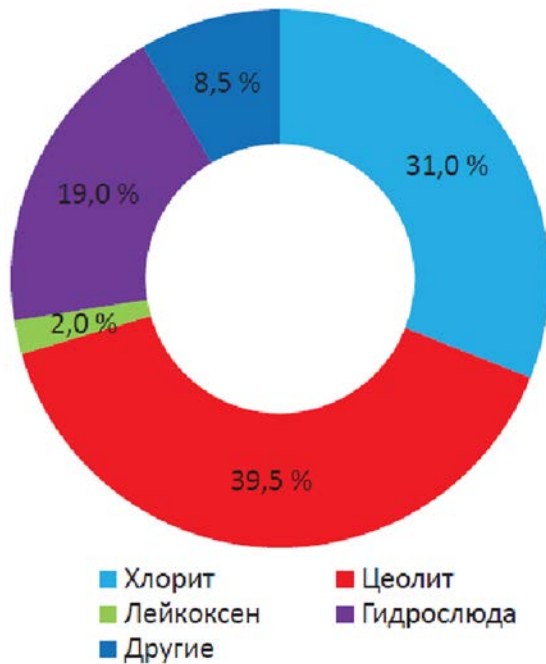


Рис. 12. Средний минеральный состав пород-коллекторов пластов БУ¹³⁻¹⁵ Мессояхской группы месторождений [32]

На участках активной кальцитизации ломонтит отсутствует.

В карбонатный цемент, часто представленный пойкилобластами кальцита, погружен обломочный материал. Обломки полевых шпатов и эффузивов, прежде в различной степени эпидотизированные, хлоритизированные, лейкоксенизированные, бывают значительно корродированы поздним карбонатом кальция или даже полностью замещены кальцитом. На участках шлифа, где процесс проявлен наиболее активно, видны обломки кварца, корродированные кальцитом. Еще одной особенностью трансильванских пропилитов является слабая их проницаемость. В шлифе не обнаружены какие-либо поры или каверны. От этого песчаник выглядит достаточно прочным и массивным.

Важно отметить, что характер карбонатизации терригенных пород удивительно

напоминает особенности их цеолитизации. Протекая одновременно, эти два процесса низкотемпературной пропилитизации пространственно не пересекаются. На эту любопытную деталь в свое время обратил внимание Б. А. Лебедев с коллегами [24], изучая эпигенетическую ломонтитизацию нижнемеловых песчаников Тазовского (глуб. 2840,0–2540,0 м) и Заполярного (глуб. 2680,0–2830,0 м) поднятий.

Гидротермальная аргиллитизация фиксируется в шлифах как самый поздний (низкотемпературный) процесс (200–80 °С). Он затрагивает, прежде всего, слюды, хлорит и плагиоклазы. Биотит при этом гидратируется, гидрослюдируется, вермикулитизируется, смектитизируется. Хлорит, согласно рентгенофазовым исследованиям*, замещается смешанослойными хлорит-смектитовыми образованиями, вплоть до формирования самостоятельного смектита (монтмориллонита). Аналогичные факты зафиксированы Б. А. Лебедевым с соавторами [24] в Тазовском районе. Там в нижнемеловых песчаных породах с пойкилитовым ломонтитом обнаружены смешанослойные образования с аномально высоким процентом набухающих смектитовых пакетов (70–80%). Плагиоклазы в таких случаях пелитизируются – мутнеют за счет развития глинистых минералов.

По данным Р. С. Сахибгареева [39], В. И. Азаматова с соавторами [1], А. Д. Коробова и Л. А. Коробовой [16], В. Н. Труфанова с коллегами [50], Ю. В. Титова [48], В. И. Копорулина [21] и других геологов установлено, что цеолиты распределяются по площади отдельных структур неравномерно. В некоторых случаях прослеживаются спорадические скопления цеолитов в разрезах.

* Примечание: рентгенофазовые исследования проводились в ФГУП ВИМС (г. Москва) ведущим науч. сотруд., канд. геол.-минерал. наук Г. К. Кривоконовой.

Однако известны случаи, когда цеолитизация развивается от фундамента (переходного комплекса) до неокомских отложений осадочного чехла, а возможно и выше в виде вертикальных зон, очень напоминающих своеобразные «столбы» (подобные «карбонатным» и «каолиновым столбам»), контролируемых разрывными нарушениями. Так, выявленные в терригенных толщах чехла Большехетской впадины и Мессояхского пояса мегавалов гипогенные эпигенетические процессы ломонтитизации оказались тождественны и для доюрских образований – ниже-среднетриасовых базальтов погребенного рифта.

Эти базальты были вскрыты Тюменской сверхглубокой скважиной СГ-6, заложенной в осевой зоне Колтогорско-Уренгойского грабена [46]. Пробурена эта скважина в 60 км западнее г. Уренгой.

Преобразования рифтогенных базальтов T_{1-2} , вскрытых Тюменской сверхглубокой скважиной СГ-6

Анализ литературных материалов [6, 8, 9, 51, 52] и просмотр шлифов из коллекции В.В. Липатовой и Т.Ф. Букиной показали, что ниже-среднетриасовые базальты и их пирокластические аналоги, вскрытые скважиной СГ-6, испытали интенсивную среднетемпературную и низкотемпературную пропилитизацию. Надо особо подчеркнуть, что эти процессы достигали своего максимума на доплитном (доюрском) этапе развития территории, когда имел место континентальный рифтогенез. После формирования осадочного чехла в периоды тектоно-гидротермальной активизации эти процессы неоднократно возобновлялись [7].

Среднетемпературная пропилитизация наиболее масштабно развита на глубинах 7206,5–6983,7 м; 6704,4–6691,1 и 6646,9–6625,9 м. Она приурочена к миндалекаменным базальтам, зонам разуплотнения (повышенной трещиноватости) и характе-

ризуется появлением эпидота, кварца, альбита, хлорита, в меньшей степени кальцита и слюд. В отдельных случаях формируются эпидозиты.

Низкотемпературная пропилитизация представлена двумя фациями: широко развитой цеолитовой и ограничено представленной трансильванской.

Низкотемпературная цеолитовая пропилитизация наиболее активно себя проявила в интервалах 6904,0–6858,4 м; 6834,0–6795,0 и 6619,4–6579,1 м, где возникают типичные цеолитолиты. Эпизодически пропилитизация отмечается на глубинах 6704,4–6681,6 м; 6635,8–6623,9 и 6565,7–6555,7 м. Она также приурочена к миндалекаменным базальтам и проницаемым трещиноватым вулканитам. Типоморфными минералами являются ломонтит, хлорит, кварц, гематит (не всегда), слюды (редко). В силу того, что среднетемпературная и цеолитовая фации низкотемпературных пропилитов развиваются в зонах повышенной проницаемости, часто наблюдается наложение (телескопирование) второй на первую как результат остывания гидротермальных растворов. В итоге появляется парастерезис (пространственное сонахождение разновременных (разнотемпературных) минералов) эпидота, альбита, ломонтита в измененных базальтах и основных по составу туфах.

Низкотемпературная трансильванская пропилитизация отмечается на глубине 7310,0–7261,0 м, где развивается по эффузивам и вулканокластическим породам. Фрагментарно встречается в миндалекаменных базальтах в интервалах 7055,4–7067,1 м; 6847,0–6854,0 м; 6565,7–6579,1 м; 6533,0–6546,0 м. Процесс характеризуется появлением кальцита, хлорита, кварца, слюд. Иногда происходит наложение трансильванских пропилитов на среднетемпературные аналоги как отражение регрессивной направленности гидротермального процесса. Важно подчеркнуть, что в измененных базальтах

и туфах скважины СГ-6 ломонит и кальцит совместно, как правило, не встречаются. Это прекрасно подтверждается детальными рентгеноструктурными исследованиями, которые были проведены Ю.П. Казанским и его соавторами [8] и отражены в таблицах 1–3. Следовательно, две фации низкотемпературных пропилитов (трансильванская и цеолитовая) в гидротермальном процессе были пространственно разобщены. Аналогичная закономерность нами установлена в измененных терригенных породах пласта БУ₁₆⁰ Пякяхинского месторождения. Подобное отмечают Б. А. Лебедев с коллегами [24] в нижнемеловых песчаниках Тазовского и Заполярного поднятий. Все это говорит о единстве эпигенетических преобразований в породах фундамента (переходного комплекса) и осадочного чехла Западно-Сибирской плиты, захваченных тектоно-гидротермальной активизацией.

Установленная для терригенных пород связь вторичных процессов с фильтрационными характеристиками в полной мере справедлива и для изверженных образований – ниже-среднетриасовых базальтов Колтогорско-Уренгойского мегапрогиба. Так, по данным Т.В. Карасевой (Белоконь) с соавторами [10, 11] и Ю.А. Ехлакова с коллегами [6], из метасоматически изме-

ненных (эпидотизированных и ломонитизированных) базальтов скважины СГ-6 в интервале 6622,0–6654,0 м получен приток низкоминерализованной воды с газом (метан до 98%) с высокой газонасыщенностью. Пропилитизированные базальты-коллекторы обладают пористостью до 15% и проницаемостью до 7×10^{-3} мкм². Мы предполагаем, что в качестве флюидоупора в этом случае могут быть хлоритизированные и карбонатизированные базальты, залегающие на глубине 6579,0–6520,0 м [6], которые мы относим к трансильванским пропилитам. Важно подчеркнуть, что это первый случай, когда рифтогенные базальты нижнего-среднего триаса Западной Сибири выступают в роли коллекторов. Второй случай, когда гидротермально измененные базальты Т₁₋₂ являются продуктивными коллекторами, описывают Л.В. Сиротенко и В.И. Горбачёв [44] на примере Ен-Яхинской сверхглубокой параметрической скв. СГ-7, пробуренной на севере Западной Сибири. Там в результате испытаний в интервале 7124,0–7163,0 м было получено 48 м³/сут углеводородного газа с водой. Это еще раз свидетельствует о возможной локализации газа в ломонитизированных (пропилитизированных) рифтовых базальтах на больших глубинах.

Таблица 1

Состав основной массы эффузивов, туфов и продуктов их изменения (скв. СГ-6, коротчаевской свиты) по данным рентгеновского анализа [8]

№ п/п	№ образца	Глубина, м	Часть породы	Фазовый состав
1	94096	6970	эффузив	кальцит, хлорит, кварц, гематит, плагиоклазы (альбит, андезин), ломонит (следы)
2	8715	6563	туф	кальцит, хлорит, кварц, гематит, плагиоклаз (андезин)
3	9244	6849,2	кварц-эпидотовая порода	кальцит, кварц, эпидот
4	9086	6700	гематит-хлорит-цеолитовая порода	ломонит, гематит, кварц (следы)
5	9400	6903,6	гематит-хлорит-цеолитовая порода	ломонит, хлорит, диоктаэдрическая слюда, гематит, кварц (следы), плагиоклаз

**Состав минералов и включений в вулканогенных породах
коротчаевской свиты скв. СГ-6 по данным рентгеновского анализа [8]**

№ п/п	№ образца	Глубина, м	Порода	Тип и размер включений	Минералы
1	8830	6579,6	измененный туф	мелкие червеобразные, белые	ломонит
2	8963a	6638,6	измененный эффузив	амебообразные, диаметр до 20 мм	ломонит, хлорит, кварц, слюда (следы), плагиоклазы (следы)
3	8963б	6638,6	измененный эффузив	округлые с неровными краями	хлорит, кварц
4	9077a	6796,7	измененный эффузив	округлые, диаметр 2-5 мм	гидролюда (серицит)
5	9077б	6796,7	измененный эффузив	признаки на плоскостях	ломонит, хлорит (следы)
6	9178a	6820,5	измененный эффузив	округлые, вытянутые	хлорит, кварц, ломонит (следы)
7	9178б	6820,5	измененный эффузив	округлые, вытянутые	ломонит, кварц
8	9244	6849,2	измененный эффузив	неправильной формы, жилкообразные	кальцит, кварц
9	9325	6885	измененный туф	лучистые агрегаты в порах	ломонит, хлорит (следы)
10	9409a	6970	измененный эффузив	неправильные, вытянутые, округлые, диаметр 5-20 мм	кальцит, кварц, слюда, калиевые полевые шпаты

Таблица 3

**Состав отдельных участков в эпидот-кварцевой породе
коротчаевской свиты скв. СГ-6 по данным рентгеновского анализа [8]**

№ п/п	№ образца	Глубина, м	Часть породы	Фазовый состав
1	9481a	7007,6	зона эпидотизации	эпидот, кварц, хлорит, ломонит
2	9481б	7007,6	зона окремнения	кварц, хлорит (следы), ломонит (следы)
3	9481в	7007,6	кристаллы в пустотах	кварц, хлорит (следы), эпидот (следы), ломонит (следы), плагиоклазы (следы)

Обсуждение результатов

Приведенные материалы свидетельствуют, что север (Большехетская впадина, Гыданский полуостров) и юг (Обь-Иртышское междуречье) Западно-Сибирской плиты демонстрируют две контрастные обстановки гипогенного эпигенеза. Они обусловлены, вероятно, неодинаковой степенью истощенности различных частей погребенных кон-

тинентальных рифтов седиментационного бассейна, вовлеченного в структурную перестройку. На севере тектоно-гидротермально активизированные рифты обусловили широкомасштабную низкотемпературную пропилитизацию с небольшими проявлениями пропилитизации среднетемпературной. Процессы протекали в условиях повышенных температур и дефицита CO₂.

В Обь-Иртышском междуречье (в зоне выклинивания рифтов) на участках аномально высоких концентраций глубинного CO_2 и более низких температур структурная перестройка обусловила гидротермальную аргиллитизацию и карбонатизацию с элементами низкотемпературной пропицитизации трансильванского типа. За счет интенсивного перераспределения вещества возникали пространственно разобщенные «каолинитовые» и «карбонатные (главным образом кальцитовые с участием доломита, анкерита и сидерита) столбы». Разберем обстановку смены каолинизации кальцитизацией при тектонической перестройке региона.

Обязательным условием каолинизации является растворение значительной минеральной части алевроитово-песчаных пород. Подвижные компоненты должны выноситься на заметные расстояния, иначе реакция прекратится. Процесс сопровождается образованием вторичной пористости. В рассматриваемых районах Обь-Иртышского междуречья развитие событий происходило следующим образом. В период тектоно-гидротермальной активизации в открытых трещинах и вмещающих их породах существовал режим малоамплитудных колебаний (без стресса). Он создавал проточную систему с постоянно обновляемыми под действием глубинного CO_2 кислыми водами. Принципиально важным является то, что режим этих колебаний не должен был нарушать герметичность пласта. При соблюдении этих условий могла осуществляться гидротермально-метасоматическая каолинизация пород, интенсивно развитая в различных частях мезозойского разреза с образованием «каолинитовых столбов».

При появлении в подобных толщах разломов, особенно сообщающихся с поверхностью, или при перемещении самих вод в более высокие горизонты давление в них падает, что приводит к удалению CO_2

из растворов и возрастанию значений их pH. Рост pH тем больше, чем выше p_{CO_2} перед открытием гидрогеохимических систем и чем интенсивнее открытие и удаление углекислого газа.

Разгерметизация системы в условиях повышенного давления CO_2 , вызванная заметным усилением тектонических подвижек и активизацией трещинообразования, приводила к вскипанию горячих растворов, потере углекислоты, охлаждению и ощелачиванию вод. Это вызывало карбонатный метасоматоз (кальцитонакопление), который был сопряжен с привнесением вещества и заполнением пор и трещин хемогенным цементом, нередко с утратой терригенными породами коллекторских свойств. В целом перераспределение масс вещества в ходе гипогенного эпигенеза приводит к возникновению афациальной метасоматической зональности. Быстрому переходу от кислых условий к щелочным способствовало высокое содержание CO_2 в проницаемых пластах в период тектоно-гидротермальной активизации. Косвенным свидетельством этого являются современные аномальные концентрации глубинной углекислоты в юрских отложениях рассматриваемой территории [35, 36, 42].

Можно предполагать, что в пределах Обь-Иртышского междуречья образование кальцита, идущего на смену эпигенетическому каолиниту, происходило в интервале температур 140–240 °С. Указанные температуры гомогенизации газовой-жидких включений в жильных кальцитах были определены в триас-юрских отложениях Анохинской, Севастопольской, Карашиликской и Буланшской впадин Урало-Тургайского региона [25]. Названные структуры имеют очень близкие с изолированными (локальными) впадинами Западной Сибири геотектоническую позицию и характер эпигенеза выполняющих их пород [15]. Эти температуры, соответствующие перио-

ду тектоно-гидротермальной активизации с формированием «карбонатных» (преимущественно кальцитовых с участием доломита, анкерита, сидерита) и «каолинитовых столбов», заметно отличаются от современных пластовых (90–100 °С), которые были установлены в Межовском районе [36]. Подробнее остановимся на вопросах, касающихся пропилитов севера Западно-Сибирской плиты.

Поскольку среди рассмотренных нами вторичных продуктов присутствуют две пространственно разобщенные фации низкотемпературных пропилитов, проанализируем условия смены ломонтита (ведущего минерала цеолитовых пропилитов) кальцитом – типичным карбонатом трансильванских пропилитов. На важную роль режима углекислоты в формировании ломонтита указывает ряд исследователей. Так, Капдекомм Л. [54], Олби А. Л. и Е-Ан-Зен [30], опираясь на термодинамические расчеты, пришли к выводу, что формирование ломонтита контролируется не только температурой и давлением, но и соотношением активностей H_2O и CO_2 в жидкой фазе. Сендеров Э. Э. [40], Мироненко М. Т. и Наумов Г. Б. [27] на основании термодинамических расчетов показали, что образование ломонтита требует весьма низких концентраций CO_2 в жидкой фазе, и происходит обычно на фоне снижения ее от более высоких значений к оптимальным. При наличии в горячих растворах наряду с Ca^{+2} также Si^{+4} и Al^{+3} снижение становится геохимически оправдано, поскольку допускается возможность образования ломонтита не только в породах, богатых алюмосиликатами, но и в разностях (средах), которые лишены их. Можно полагать, что в условиях ничтожного содержания ионов $(HCO_3)^-$ в гидротермах при наложенном эпигенезе, протекавшем в интервале 300–200 °С, кальций осаждается не в форме кальцита, а в форме ломонтита. Это, в частности,

доказывается температурой предельной устойчивости ломонтита ~ 300 °С [46].

Установлено, что различия гипогенного эпигенеза исследуемых территорий контролируются разбросами температур и количеством CO_2 во флюиде, участвующем в преобразовании пород. В направлении с юга на север Западно-Сибирской плиты в условиях нарастающих температур и дефицита углекислого газа в растворах контрастность обстановок минералообразования ослабевает. Если на юге она демонстрирует резкий переход от кислых условий к щелочным («каолинитовые столбы» → «карбонатные столбы»), то на севере эпигенез остается в щелочном диапазоне с преимущественным возникновением зон ломонтитовых метасоматитов. «Карбонатные (кальцитовые) столбы» как таковые там отсутствуют по причине, упоминавшейся ранее.

По мнению большинства геологов, ломонтит в нижнемеловых песчаниках на севере Западной Сибири ассоциирует либо с хлоритом, либо с хлоритом и гидрослюдой. Не отрицая этого, Б. А. Лебедев с коллегами [24] отмечает в ряде случаев парагенезис ломонтита с каолинитом. При этом обращается внимание на то, что цеолит является более поздним, по сравнению с глинистым, минералом. Мы рассматриваем такие участки как пограничные (с подвижными рубежами) между территориями с повышенным содержанием CO_2 в растворах и местами, где наблюдается острый дефицит углекислоты. Резорбция каолинита ломонтитом свидетельствует о резком падении роли $(HCO_3)^-$ в гидротермальном процессе и смещении минерагенеза в щелочную область. Но и в такой ситуации концентрация CO_2 во флюиде может меняться. Это приводит к сложным взаимоотношениям уже ломонтита и кальцита в нижнемеловых алевроитово-песчаных и песчаных отложениях. Так, факты резорбции одного мине-

рала другим и их пространственное сонахождение отмечают Б. А. Лебедев с коллегами [24], А. Д. и Л. А. Коробовы [16], В. Н. Труфанов с соавторами [50], А. В. Поднебесных и В. П. Овчинников [32], изучавшие заполярную и суходудинскую свиты Большехетской впадины и Мессояхского пояса мегавалов.

Содержание углекислоты в недрах функционирующих гидротермальных систем зависит от фильтрационных особенностей пород [14]. В породах с повышенными фильтрационными свойствами обеспечивается высокая скорость перемещения флюида. При этом достигается самое низкое парциальное давление CO_2 , что благоприятствует формированию ломонтита. С другой стороны, на участках с низкими фильтрационными характеристиками, свойственными экранам, активно развивается кальцит. Следовательно, при низкотемпературной пропилитизации ломонтит является минералом-индикатором коллекторов или каналов высокой газогидродинамической активности флюидов. По этим каналам, видимо, осуществлялась субвертикальная сквозьрезервуарная миграция своеобразного «поршня» УВ смеси – «нижнего высокотемпературного газа» [22], порожденного процессами пропилитизации [16]. Миграция осуществлялась до уровня надежных покрышек в верхней части чехла, где формировались промышленные залежи. Сказанное соответствует представлениям К. Н. Кравченко, О. В. Ивановой, Ю. К. Бурлина и Б. А. Соколова [22] о том, что крупнейшие газовые скопления приурочены к внутренним срединным частям крупнорифтогенных арктических нефтидных бассейнов. В зонах уникального газонакопления, по мнению этих ученых, нижняя часть чехла, в которой сосредоточены основные материнские породы, глубоко погружена и интенсивно апокатагенетически преобразована. В свете предлагаемой нами модели «апокатагенез»

К. Н. Кравченко и его коллег [22], скорее всего, соответствует низко-среднетемпературной пропилитизации, охватившей арктический рифтогенный бассейн Западной Сибири в позднемеловой – раннепалеогеновый период тектоно-гидротермальной активизации. Нужно подчеркнуть, что ломонтизированные породы на севере Западной Сибири, как правило, являются продуктивными, то есть содержащими газоконденсат и (или) природный газ. Достаточно вспомнить, что только цеолитизированные отложения заполярной свиты Большехетской впадины аккумулируют до трети ресурсов от общего числа ресурсной базы УВ региона [4].

Развитие ломонтитовой минерализации в тектонически нарушенных осадочных толщах, включая крупные региональные разломы, подтверждает реальность термодинамической открытости гидрогеохимических систем [23] и ее важную роль в формировании ломонтита. Каналами движения вод служат как крупные региональные разломы, так и сеть более мелких, возникающих при тектоно-гидротермальной активизации. В результате образуются значительные площади развития в осадочных толщах зон ломонтитовой минерализации [21]. Учитывая сказанное и основываясь на собственных наблюдениях и материалах А. В. Поднебесных [31], А. В. Поднебесных, В. П. Овчинникова [32], Ю. В. Титова [48], Е. А. Бородинной [4], Т. А. Коровиной и Е. П. Кропотовой [19], можно утверждать, что цеолитизация на севере Западно-Сибирской плиты носит региональный характер. Район ломонтизации нижнемеловых пластов вытягивается узкой полосой 15–30 км с юга на север. Он приурочен, главным образом, к зонам региональных разломов, проходя от Хальмерпаютинского месторождения через Береговое, Пякяхинское и Южно-Мессояхское до Восточно-Мессояхского месторождения, которое расположено на северо-востоке.

Кроме того, процесс ломонтитизации охватывает территорию, которая простирается от Восточно-Уренгойского месторождения через Яро-Яхинское до Заполярного месторождения.

Формы пространственного распространения наложенной низкотемпературной пропилитизации могут быть достаточно сложными и фиксироваться в виде вертикальных зон, своего рода «столбов», связанных системами сквозной вертикальной трещиноватости и горизонтальными зонами. Важно подчеркнуть, что конфигурация зон прежде всего цеолитовой пропилитизации имеет афациальный характер и определяется линейной конфигурацией тектонически раздробленных проницаемых зон и системой циркулирующих по ним нагретых растворов. На некоторых участках в осадочном чехле и породах переходного комплекса (фундамента) зоны региональной ломонтитизации исчезают, но появляются вновь отдельными «пятнами» в других местах. Во всех случаях породы разреза интенсивно и однотипно преобразованы. Характер этих изменений выявляется повсеместным исчезновением нестойких компонентов и энергичным метасоматическим развитием ломонтита, а также появлением в значительно меньшем количестве пространственно разобщенного с цеолитом кальцита. Эти «ломонтитовые столбы» расположены непосредственно над зонами глубинных разломов, зафиксированных геофизикой, и связаны с поступлением гипогенных флюидов, обуславливающих наложенную низкотемпературную пропилитизацию в породах всего разреза от нижнего мела вплоть до фундамента, включая переходный комплекс вулканитов Колтогорско-Уренгойского рифта. Вывод о единстве эпигенетических преобразований в породах фундамента (переходного комплекса) и осадочного чехла, захваченных тектоно-гидротермальной активизацией, позволил нам [17] выделить

рифтогенно-осадочный продуктивный комплекс Западно-Сибирской плиты.

«Ломонтитовые столбы» сосредоточены в зонах погребенных рифтов и в непосредственной близости от них. Такие зоны расположены на севере Западной Сибири (с выходом в Арктику), где породы фундамента максимально осложнены рифтогенезом.

Заключение

Рассмотренные в работе материалы позволяют сделать следующие выводы.

1. Для Западной Сибири типичен гипогенный наложенный эпигенез, вызванный структурной перестройкой региона. На особенности глубинного эпигенеза большое влияние оказывали погребенные континентальные рифты. В южном и северных районах наложенные процессы существенно различаются.

2. На севере Западно-Сибирская плита наиболее осложнена рифтогенезом (Тазовская губа, Гыданский полуостров и т. д.). Там в условиях повышенных температур и дефицита CO_2 вдоль глубинных разломов, рассекающих породы фундамента (переходного комплекса) и чехла, широко развита цеолитовая фация (минерал-индикатор ломонтит) и спорадически – трансильванская (характерный минерал кальцит). Обе фации входят в состав низкотемпературных пропилитов.

3. Обь-Иртышское междуречье (юг Западно-Сибирской плиты) – территория, которая наименее всего осложнена рифтогенезом. Там в обстановке более низких температур и аномально высоких концентраций глубинного CO_2 (признак неистощенного состояния мантии) вдоль разломов, секущих чехол и фундамент, масштабно представлены взаимосвязанные и взаимообусловленные процессы каолинизации и карбонатизации.

4. Контроль наложенного эпигенеза глубинными разломами и оперяющей трещи-

новатостью привел к тому, что возникли вертикальные афациальные зоны минерализации в виде своего рода «столбов»: ломонитовых на севере, каолинитовых и карбонатных (преимущественно кальцитовых) – на юге.

5. Цеолитовые пропилиты, имеющие региональное распространение, как правило продуктивны. Поэтому «ломонитовые столбы» необходимо рассматривать, в первую очередь, как вместилища газоконденсата и (или) природного газа. Перспективные на них участки надо искать в вулканитах (T_{1-2}) Колтогорско-Уренгойского, Худосейского, Худотейского и других риф-

тов, а также в перекрывающих их нижнемеловых и более древних осадочных толщах (песчаниках, алевро-песчаниках), образующих антиклинальные структуры и надрифтовые инверсионные валы, которые соседствуют с региональными разломами преимущественно в северных (арктических) районах Западно-Сибирской плиты.

Углекислотное выщелачивание улучшает коллекторские свойства пород. Следовательно, «каолинитовые столбы» также представляют интерес при прочих благоприятных условиях для обнаружения месторождений УВ сырья.

Авторы благодарны сотрудникам геологического факультета СГУ – старшему преподавателю кафедры петрологии и прикладной геологии Д.А. Шелепову и студенту 551 группы А.И. Иванову за техническую помощь при подготовке статьи.

Л и т е р а т у р а

1. Геолого-геофизические предпосылки освоения трудноизвлекаемых запасов Тюменской области /В.И. Азаматов, М.Н. Морозова, Л.Г. Орлов, В.М. Рыжик //Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. – 1993. – № 1. – С. 33–36.

2. Аплонев С.В. Геодинамика раннемезозойского Обского палеоокеана. – М.: ИОАН, 1987. – 98 с.

3. Аплонев С.В., Шмелев Г.Б., Краснов Д.К. Геодинамика Баренцово-Карского шельфа (по геофизическим данным) //Геотектоника. – 1996. – № 4. – С. 58–76.

4. Бородин Е.А. Цеолитизация коллекторов: анализ влияния, прогнозы и результаты на примере месторождений севера Западной Сибири //Эволюция осадочных процессов в истории Земли: материалы 8-го Всерос. литолог. совещ. – М.: РГУ нефти и газа, 2015. – Т. 1. – С. 216–221.

5. Гугушвили 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.

6. Ехлаков Ю.А., Угрюмов А.Н., Бочкарёв В.С. Расчленение осадочно-вулканогенной толщи триаса (красноселькупская серия) в Тюменской сверхглубокой скважине //Триас Западной Сибири: материалы к стратиграфическому совещанию по мезозою Западно-Сибирской плиты. – Новосибирск: СНИИГГ и МС, 2001. – С. 32–48.

7. Триасовая система в разрезе Тюменской сверхглубокой скважины СГ-6 (Уренгойский район, Западная Сибирь) /А.М. Казаков, Н.К. Могучева, В.П. Девятов, Л.В. Смирнов //Геология и геофизика. – 2000. – Т. 41. – № 3. – С. 318–326.

8. Состав и строение триасовых вулканогенных отложений сверхглубокой скважины ТСГ-6 (Уренгойский район, Западная Сибирь) /Ю.П. Казанский, Е.В. Мозгунова, В.И. Москвин, Э.П. Солотчина //Геология и геофизика. – 1995. – Т. 36. – № 6. – С. 157–164.

9. Измененные вулканические породы триаса и перми (?) в Тюменской сверхглубокой скважине /Ю.П. Казанский, Э.П. Солотчина, А.Ю. Казанский, В.И. Москвин //Тюменская сверхглубо-

бокая скважина (интервал 0–7502 м). Сборник докладов Научное бурение в России. – Пермь: Кам НИИКИГС, 1996. – Вып. 4. – С. 135–145.

10. Основные научные результаты исследования Тюменской сверхглубокой скважины /Т. В. Карасёва, В. И. Горбачёва, М. Б. Келлер, В. А. Пономарёва// Тюменская сверхглубокая скважина (интервал 0–7502 м). Результаты бурения и исследования. Сборник докладов Научное бурение в России. – Пермь: Кам НИИКИГС, 1996. – Вып. 4. – С. 49–62.

11. Эффективность глубокого и сверхглубокого параметрического бурения для оценки ресурсов углеводородов ниже освоенных глубин /Т. В. Карасёва (Белоконь), Ю. А. Ехлаков, В. И. Горбачёв и др. //Приоритетные направления поисков крупных и уникальных месторождений нефти и газа. – М.: ООО «Геоинформмарк», 2004. – С. 164–169.

12. Коржинский Д. С. Зависимость метаморфизма от глубинности вулканогенных формаций //Труды лаборатории вулканологии. – 1961. – Вып. 19. – С. 5–11.

13. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов //Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. – М.: изд-во АН СССР, 1953. – С. 332–452.

14. История гидротермального минералообразования Паужетского месторождения парогидротерм и палеогидротермальных систем района /А. Д. Коробов, О. П. Гончаренко, С. Ф. Главатских и др. //Структура гидротермальной системы. – М.: Наука, 1993. – С. 88–120.

15. 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 Шамимского района //Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2004. – № 12. – С. 63–72.

16. 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.

17. Коробов А. Д., Коробова Л. А. Пульсирующий стресс как отражение тектоно-гидротермальной активизации и его роль в формировании продуктивных коллекторов чехла (на примере Западной Сибири) //Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2011. – № 6. – С. 4–12.

18. Коровина Т. А., Кропотова Е. П. Влияние цеолитизации на определение емкостных свойств пород продуктивных пластов мегийонской свиты месторождений севера Тюменской области //Литогенез, рудоносность и цеолиты вулканогенно-осадочных формаций Дальнего Востока и Сибири и их применение в народном хозяйстве: тезисы докл. научн.-практ. конфер. – Николаевск-на-Амуре, 1987. – С. 190.

19. Коровина Т. А., Кропотова Е. П. Вторичные процессы в терригенных коллекторах Западно-Сибирского нефтегазоносного комплекса //Минеральные индикаторы литогенеза: материалы Рос. совещ. с международ. участием. – Сыктывкар: Геопринт, 2011. – С. 271–273.

20. Копелиович А. В. Эпигенез пород древних толщ юго-запада Русской платформы //Труды ГИН АН СССР. – 1965. – Вып. 121. – 312 с.

21. Копорулин В. И. О формировании ломонтита в осадочных отложениях (на примере осадочных толщ России) //Литология и полезные ископаемые. – 2013. – № 2. – С. 128–144.

22. Нафтидное районирование арктических акваторий России и Аляски в связи с размещением и поисками уникальных месторождений нефти и газа /К. Н. Кравченко, О. В. Иванова, Ю. К. Бурлин, Б. А. Соколов //Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. – 2000. – № 11. – С. 2–10.

23. Крайнов С. Р., Рыженко Б. Н., Швецов В. М. Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты. – М.: Наука, 2004. – 677 с.

24. Влияние эпигенетических процессов на параметры коллекторов и покрышек в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности / Б. А. Лебедев, Г. Б. Аристова, Е. Г. Бро и др. // Труды ВНИГРИ. – Л.: Недра, 1976. – Вып. 361.
25. Лукьянова В. Т. Катагенез в орогенных областях. – М.: Товарищество научных изданий КМК ЛТД, 1995. – 168 с.
26. Лутц Б. Г. Дегазация Земли и магматические процессы, формирующие континентальную и океаническую кору // Дегазация Земли и геотектоника: тезисы докл. 3-го Всерос. совещ. – М., 1991. – С. 10–11.
27. Мироненко М. В., Наумов Г. Б. Физико-химические условия образования ломонтита в углекислых гидротермальных системах // Геохимия. – 1982. – № 4. – С. 597–602.
28. Найденов Л. Ф., Агалаков С. Е., Бакуев О. В. О геологическом строении и перспективах нефтегазоносности неокомских отложений Большехетской впадины и Мессояхского пояса мегавалов // Нефтяное хозяйство. – 2010. – № 12. – С. 83–85.
29. Наумов В. Б., Малинин С. Д. Новый метод определения давления по газовой-жидким включениям // Геохимия. – 1968. – № 4. – С. 432–441.
30. Олби А. Л., Зен Е.-Ан. Зависимость фаций цеолитов от химических потенциалов CO_2 и H_2O // Очерки физико-химической петрологии. – М.: Наука, 1969. – Т. 1. – С. 37–54.
31. Поднебесных А. В. Особенности формирования цеолитов в нижнемеловых отложениях юга Гыданского полуострова // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории: материалы 7-го Всерос. литолог. совещ. – Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013. – Т. 2. – С. 382–386.
32. Поднебесных А. В., Овчинников В. П. Проблемы диагностики цеолитов и влияние их наличия на разработку продуктивных отложений Мессояхской группы месторождений // Известия Томского политехнического университета. Науки о Земле. – 2014. – Т. 324. – № 1. – С. 137–145.
33. Рамберг И., Морган П. Физическая характеристика и направление эволюции континентальных рифтов // 27 Международный геологический конгресс. Тектоника. – М., 1984. – Т. 7. – С. 78–108.
34. Ратеев М. А., Градусов Б. П., Ильинская М. Н. Глинообразование при постмагматических изменениях андезито-базальтов силура Южного Урала // Литология и полезные ископаемые. – 1972. – № 4. – С. 93–109.
35. Розин А. А. Подземные воды Западно-Сибирского артезианского бассейна и их формирование. – Новосибирск: Наука, 1977. – 102 с.
36. Розин А. А., Сердюк З. Я. Преобразование состава подземных вод и пород Западно-Сибирской плиты под воздействием глубинного углекислого газа // Литология и полезные ископаемые. – 1970. – № 4. – С. 102–113.
37. Розин А. А., Сердюк З. Я. К вопросу изучения разрывных нарушений в осадочном чехле Западно-Сибирской плиты по минералого-петрографическим и гидрохимическим аномалиям // Труды СНИИГГ и МСа. – 1971. – Вып. 132. – С. 84–89.
38. Русинов В. Л. Альбитизация плагиоклазов в условиях приповерхностной пропилитизации (на примере Камчатки) // Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. – М.: Наука, 1968. – С. 218–237.
39. Сахибгареев Р. С. Вторичные изменения коллекторов в процессе формирования и разрушения нефтяных залежей. – Л.: Недра, 1989. – 243 с.
40. Сендеров Э. Э. Влияние CO_2 на устойчивость ломонтита // Геохимия. – 1973. – № 2. – С. 190–200.

41. Сендеров Э. Э., Хитаров Н. И. Цеолиты, их синтез и условия образования. – М.: изд-во АН СССР, 1970. – 283 с.
42. Сердюк З. Я., Эренбург Б. Г. О составе вторичных карбонатов, развитых в трещинах и порах пород фундамента и осадочного чехла Обь-Иртышского междуречья // Труды СНИИГГ и МСа, 1972. – Вып. 149. – С. 87–91.
43. Об особенностях преобразования континентальных отложений юры Западной Сибири под воздействием глубинных факторов / З. Я. Сердюк, С. М. Яшина, Н. П. Запивалов, В. Я. Шерихора // Континентальный литогенез. – Новосибирск: изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1976. – С. 123–134.
44. Сиротенко Л. В., Горбачёв В. И. Коллекторский потенциал и трещиноватость вулканогенно-осадочных образований на глубинах до 8250 метров в Ен-Яхинской сверхглубокой параметрической скважине СГ-7 // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли: материалы 5-го Всерос. литолог. совещ. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. – Т. 2. – С. 268–270.
45. Сорохтин О. Г. Происхождение земной коры // Геофизика океана. – М.: Наука, 1979. – Т. 2. (Геодинамика). – С. 223–257.
46. Структура земной коры района Тюменской сверхглубокой скважины / В. С. Сурков, В. П. Девятков, О. Г. Жеро и др. // Геология и геофизика. – 1993. – Т. 34. – № 1. – С. 120–126.
47. Новое в учении о стадиях осадочного породообразования / П. П. Тимофеев, А. Г. Коссовская, В. Д. Шутов и др. // Литология и полезные ископаемые. – 1974. – № 3. – С. 58–82.
48. Титов Ю. В. Цеолитовая минерализация в меловых отложениях Большехетской впадины на севере Западной Сибири (на примере пласта БТ₃ Пякяхинского месторождения) // Ежегодник. Труды ИГГ УрО РАН. – 2013. – Вып. 161. – С. 120–123.
49. Трошин Ю. П. Геохимия летучих компонентов в магматических породах и магмах различных геодинамических обстановок фанерозойских подвижных поясов Земли // Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан – континент. – Новосибирск: Наука, 1984. – С. 34–41.
50. Гидротермальный литогенез и его влияние на распределение залежей углеводородов / В. Н. Труфанов, А. И. Сухарев, М. И. Гамов, А. В. Труфанов // Осадочные формации юга России и связанные с ними полезные ископаемые: материалы Всерос. научн. конфер. – Ростов-на-Дону: изд-во СКНЦ ВШ ЮФУ, 2011. – С. 21–27.
51. Угрюмов А. Н. Вторичные изменения вулканических пород красноселькупской серии в разрезе Тюменской сверхглубокой скважины (СГ-6) // Результаты бурения и исследования Тюменской сверхглубокой скважины. – Пермь, 1995. – С. 41–43.
52. Угрюмов А. Н. Вторичные изменения вулканических пород красноселькупской серии в разрезе Тюменской сверхглубокой скважины (СГ-6) // Тюменская сверхглубокая скважина (интервал 0–7502 м). Сборник докладов Научное бурение в России. – Пермь: Кам НИИКИГС, 1996. – Вып. 4. – С. 146–155.
53. Шенгер А. М. С., Натальин Б. А. Рифты мира. Учебно-справочное пособие. – М.: Геокарт-ГЕОС, 2009. – 188 с.
54. Capdecombe L. Laumontite du Pla des Aveillans (Pyrenees – Orientales) // Bulletin de la Societe d'Historie Naturelle de Toulouse. – 1953. – P.299–304.