

РЕФЕРАТ

Выпускная квалификационная работа по теме «Аналитические исследования и выбор типов буровых растворов для бурения в карбонатных горных породах» содержит 59 страниц текстового документа, 7 рисунков, 3 таблицы, 29 использованных источников.

БУРОВОЙ РАСТВОР, КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ, ПОГЛОЩЕНИЕ, ТРЕЩИНОВАТОСТЬ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД, ПОЛИМЕРНО-ГЛИНИСТЫЙ БУРОВОЙ РАСТВОР

Объект исследования - скважина Платоновская - 1 юрубчено - тохомского месторождения

Цели исследования

- выявление проблем при бурении карбонатных горных пород
- изучение происхождения, свойств и классификации карбонатных горных пород
- подбор бурового раствора для бурения карбонатных горных пород

В результате исследования были изучены свойства карбонатных пород и выявлены основные проблемы при их бурении, такие как поглощение бурового раствора. Рассмотрены виды буровых растворов для бурения карбонатных горных пород. Были сделаны выводы о том, что даже самый правильный подбор бурового раствора не поможет избавиться от поглощения.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	5
1 Геологические особенности карбонатных пород	6
1.1 Карбонатные породы.....	6
1.2 Происхождение и изменения карбонатных пород	8
1.2.1 Седиментогенез.....	8
1.2.2 Диагенетические и пегенетические изменения карбонатных осадков - пород.....	10
1.2.3 Перекристаллизация.....	14
1.2.4 Доломитизация.....	15
1.2.5 Выщелачивание	16
1.2.6 Сульфатизация	17
1.2.7 Окремнение	18
1.2.8 Кальцитизация	19
1.2.9 Выводы относительно происхождения карбонатных пород	20
1.3 Классификация карбонатных пород	22
1.3.1 Хемогенные карбонатные породы	24
1.3.2 Обломочные карбонатные породы	26
1.3.3 Органогенные карбонатные породы.....	26
1.4.1 Емкостные свойства пород	28
1.4.2 Фильтрационные свойства пород	30
1.5 Типы коллекторов и их классификация	31
1.6 Пустотное пространство карбонатных коллекторов.....	36
1.7 Признаки нефтеносности в карбонатных коллекторах	42
2 Теоретическая часть.....	43
2.1 Бутовые растворы	43
2.2 Выбор бурового раствора при бурении скважин	46

2.3 Буровые растворы применяемые при бурении карбонатных горных пород.....	47
2.3.1 Лигносульфонатные растворы	47
2.3.2 Полимерный буровой раствор.....	48
2.3.3 Глинистый буровой раствор	49
3 Выбор и обоснование бурового раствора на примере скважины Платоновская - 1 юрубчено - тохомском есторождения	50
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	52
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ	53
Приложение 1	56
Приложение 2	57

ВВЕДЕНИЕ

Сегодня пришли времена карбонатных запасов, потому что с каждым годом нефть добывать всё труднее, месторождения достаточно истощаются. Для карбонатных отложений появились новые методы исследования, новые технологии бурения, эксплуатации. Всё это вызвало новый виток изучения. По подсчётам специалистов, в недрах скрываются ещё порядка 70-80 % запасов «чёрного золота», относящегося к разряду трудноизвлекаемых. Нужно развивать новые методы и инновационные подходы, чтобы извлечь эти запасы. В данной работе речь пойдет о карбонатных породах. Карбонатные породы во многих районах развиты весьма широко, составляя в целом, как в стратиграфическом разрезе осадочных толщ, так и в пространстве обширные комплексы отложений, перспективы нефтегазоносности которых по существу оценены должным образом сравнительно недавно. Карбонатные породы свойственны всей геологической шкале: от докембрия до неогена. По разным подсчетам в карбонатных коллекторах сосредоточено от 35 до 48 % запасов нефти и порядка 23-28 % газа в мире. В некоторых странах, например в Иране, Омане, Сирии, Мексике, доля запасов нефти, приуроченных к карбонатным коллекторам, достигает почти 100 %. В нашей стране и за рубежом все чаще при поисково-разведочных работах приходится иметь дело с плотными горными породами различного литологического состава, в основном с карбонатными, содержащими и отдающими нефть и газ.

Выбор бурового раствора является одной из главных задач при бурении разведочных скважин на нефть и газ. Функции бурового раствора при бурении скважин очень многочисленны и разнообразны. Поэтому правильный его подбор это один из ключей к качественному и результативному бурению и последующей эксплуатации скважин на нефть и газ.

1 ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

1.1 Карбонатные породы

Группа карбонатных пород широко распространена в осадочной оболочке, слагая собой толщи мощностью сотни и тысячи метров. К этой группе принадлежат породы, в которых карбонатная фракция преобладает над некарбонатными компонентами.

Главнейшие породообразующие компоненты пород - карбонатные минералы, в первую очередь - кальцит, доломит, примеси обломочного и глинистого материала. В зависимости от соотношения этих основных составляющих карбонатные породы делятся на известково-доломитовую, терригенно-карбонатную и карбонатно-глинистую группы.

Известково-доломитовая группа включает в качестве ведущих породообразующих минералов кальцит и доломит. Порода, содержащая 50% и более кальцита, называется известняком, 50% и более доломита - доломитом. Наиболее чистые разновидности известняков содержат от 95 до 100% кальцита. Таковыми же будут содержания доломита $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ в чистых доломитах. Все остальные разновидности известково-доломитовой группы являются породами смешанного состава.

Группа терригенно-карбонатных пород представляет относительно разнородное сообщество, включающее доломит, известняк с преобладанием доломита или кальцита с обязательной примесью терригенной составляющей различной размерности, а также известняки и доломиты глинистые, алевритовые, песчаные, гравийные, галечниковые. Выделяемые некоторыми литологами карбонатно-терригенные породы с содержанием карбонатов менее 50% строго к карбонатным породам не относятся. Это обломочные породы, сцементированные карбонатным материалом.

Как и обломки, в составе карбонатов часто отмечается примесь глинистого вещества. Ряд карбонатных пород, известняков и доломитов, включающих глинистый материал, завершается мергелем с содержанием глинистой компоненты 25-50%.

Наиболее типичными представителями карбонатных пород являются образования известково-доломитовой группы: известняки и доломиты.

Известняки - карбонатные породы, состоящие на 50% и более из кальцита и арагонита. Есть две основные формы нахождения кальцита, позволяющие определить происхождение породы. Это хемогенный кристаллически-зернистый кальцит и кальцит, образующий скелетные части организмов, оолиты, комки и сгустки.

Доломиты сложены в основном (на 50% и более) одноименным минералом. Часто отмечается примесь аутигенных кальцита, гипса, ангидрита, кремнезема, окислов железа, глинистого вещества, отмечаются целестин, флюорит, соли, тонко рассеянное органическое вещество, пирит или марказит, терригенные обломки. Органические остатки в доломитах редки и плохой сохранности. Обычно это ядра, реже отпечатки. По внешнему виду мало отличаются от известняков, что обуславливают необходимость их испытания слабым (2-5%) раствором соляной кислоты. Цвет доломитов белый, желтовато-белый, красноватый, желтый, зеленоватый, серый до черного (присутствие органического вещества). Битуминозные доломиты окрашены в коричневый цвет. Как правило, образует зернистые массы различной размерности от микрозернистых до крупнозернистых, могут быть кавернозными за счет пустот (каверн) выщелачивания. Органогенные биоморфные структуры встречаются редко.

Доломиты - обычная составная часть карбонатных и фоленосно-гипсоносных толщ. По генезису они подразделяются на первично-осадочные, сингенетические и диагенетические, и вторичные или эпигенетические.

1.2 Происхождение и изменения карбонатных пород

1.2.1 Седиментогенез

Карбонатными породами, как известно, нередко сложены значительные по мощности толщи. Принято считать, что исходным материалом для образования карбонатных пород служили растворенные в водах соли кальция и магния. При избыточном количестве последних в водной среде они начинают выделяться в осадок чисто химическим путем, либо при поглощении из водной среды живыми организмами эти соли попадают в осадок в виде карбонатных скелетных остатков. Вопросы генезиса известняков и, особенно доломитов и известково-доломитовых пород, до настоящего времени во многом остаются дискуссионными. Несомненным является наличие в этих породах трех генетических карбонатных составляющих:

1) биогенного, точнее органогенного, карбоната, преимущественно CaCO_3 , в виде скелетных остатков различных организмов и водорослей,

2) хемогенного карбоната, осажденного непосредственно из водных растворов, и

3) обломочного карбоната, представленного различными по размерам (и форме) обломками карбонатных пород (или уплотненных карбонатных осадков). Количественные содержания этих карбонатных составляющих в породах (осадках) могут варьировать в очень широких пределах. Соответственно процессы карбонатообразования могут быть органогенными, хемогенными и чисто механическими. Казалось бы, что расшифровка генезиса конкретных карбонатных пород или их отдельных типов не должна вызывать больших затруднений. Однако в действительности дело обстоит иначе. При обсуждении вопросов об условиях их образования и выделения их генетических типов высказываются самые различные, иногда диаметрально противоположные мнения. Это обусловлено многими причинами: общей

недостаточной разработанностью вопросов о физико-химических (и гидродинамических) условиях карбонатообразования; расхождениями в оценке косвенного влияния на эти процессы биогенного фактора, легкой подверженностью карбонатных осадков различным постседиментационным изменениям, огромным разнообразием карбонатных пород по вещественному составу и структурным особенностям; разнообразными условиями их нахождения (и форм залегания) . Все это еще усугубляется практической невозможностью детального изучения тонкого карбонатного материала с размерами частиц менее 0,03—0,01 мм под микроскопом. Общие теоретические представления о механизме карбонатообразования базируются в основном на данных о современных процессах карбонатакопления, которые, как отмечает Н. М. Страхов, в главнейших чертах были общими и для древнейших эпох, варьируя в относительно второстепенных деталях. Главными факторами физико-химических (и гидродинамических) условий, контролирующими осаждение карбонатов, являются:

1) состав вод седиментационного бассейна — общая их минерализация и солевой состав, поскольку растворимость карбонатов в разных растворах солей (соответственно в водах разных водоемов) будет различной;

2) газовый фактор — практически количество растворенной в водах свободной углекислоты (CO_2), поскольку повышение или снижение его сдвигает карбонатное равновесие в ту или иную сторону.

3) температура и давление, изменение которых вызывает изменение содержания в водах свободной CO_2 . Повышение температуры (снижение давления) способствует удалению CO_2 из водной среды и, следовательно, выделению карбонатов в осадок. Наоборот, при понижении температуры вод (повышении давления) растворимость CO_2 в них возрастает, соответственно

повышается растворимость CaCO_3 , что препятствует его осаждению;

4) щелочной резерв (рН) водной среды — для возможностей осадки карбонатов она должна быть щелочной, со значениями $\text{pH} \geq 8$, при этом не

только в поверхностных, но и в придонных слоях бассейна, так как иначе отложения карбонатов вновь будут переходить из осадка в раствор;

5) гидродинамический режим водных бассейнов, который создается различными движениями вод — волновыми, течениями(со всегда присущей им турбулентностью) и в подчиненной степени приливо-отливными движениями и конвекционными потоками. Все эти перемещения, перемешивая водные массы, меняют физико-химические условия в различных участках седиментационного бассейна. Кроме того, они вызывают горизонтальные переносы осевшего на дно карбонатного материала, пока он еще не зафиксирован в осадок.

1.2.2 Диагенетические и эпигенетические изменения карбонатных осадков - пород

Диагенетические изменения карбонатных осадков, так же как дальнейшие эпигенетические преобразования уже литифицированных карбонатных пород, во многом предопределяются условиями образования осадков — их вещественным составом и структурными особенностями. В ходе диагенетических и эпигенетических преобразований оформляются коллекторские свойства карбонатных пород, поэтому изучение этих процессов при исследованиях карбонатных коллекторов, приобретает чрезвычайно важное значение. Ниже мы остановимся на этих процессах и признаках, помогающих их устанавливать, несколько подробнее. В соответствии с представлениями Н. М. Страхова [95] диагенезом мы будем называть все процессы, происходящие в осадке сразу же после его образования (седиментации) до момента полной его литификации и превращения в породу. Глубины от поверхности осадка, на которых заканчиваются процессы его диагенеза, не установлены и определяются различно, от десятков до первых сотен метров. По-видимому, в различных конкретных геологических условиях эта глубина будет варьировать. Но важно, что при всех вариантах ее положения диагенетические изменения

осадков протекают при термодинамических условиях, близких к тем, при которых осадок формировался. Различают стадии раннего и позднего диагенеза, хотя строгого критерия этого разграничения не существует. В раннем диагенезе осадок представляет собой высокопористую, сильно обводненную, резко неуравновешенную, неустойчивую многокомпонентную физико-химическую систему легкоподвижных и реакционноспособных веществ. Специфический облик захороненных иловых вод, возникающий в основном за счет разложения органического вещества, деятельности организмов и растворения твердых фаз осадка, создает в последнем «геохимический мир, резко отличный от мира соседствующей с ним наддонной воды». Кроме того, он все время как бы обновляется за счет диффузионных токов иловых вод в наддонные и обратных подтоков последних в иловые воды. В результате в осадке начинаются процессы различных минеральных новообразований. Таким путем может, в частности, идти образование в известковых илах доломита (рассмотренная выше раннедиагенетическая доломитизация их), происходит выделение карбонатного (кальцитового или доломитового) цемента в межформенных пустотах-порах и образование ряда таких аутигенных минералов, как сульфаты, пирит, лептохлориты и др. Одновременно с физико-химическими превращениями меняются и физико-механические свойства осадка. Выделение минеральных новообразований и прогрессирующая нагрузка вновь образующихся слоев осадков вызывают отжимание иловых вод и перемещение их в более верхние горизонты и соответственно уплотнение осадка. Следует подчеркнуть, что восходящие движения иловых вод имеют весьма незначительную скорость. А они-то в основном и определяют подвижность иловых вод. Этим последние также резко отличаются от вод наддонных. Реальным путем перемещения растворенных веществ в осадке в указанных условиях является диффузия ионов и молекул. А поскольку эти процессы замедленные, диагенетические преобразования илов являются в целом длительными и с глубиной затухающими. Значительно более

интенсивные преобразования осадков происходят в раннем диагенезе. Так, отмечается, что толщина слоя «илистых осадков», подвергающихся процессам, характерным для диагенеза, т. е. раннего диагенеза, вряд ли превышает 10—15 м. Однако на больших океанических глубинах, порядка 6 км, различаются осадки высокопористые (до 70%), с высокой влажностью, в толщах мощностью в сотни метров. На стадии позднего диагенеза процессы изменения осадков значительно замедляются и в конце ее осадок достигает состояния внутренне уравновешенной системы, т. е. превращается в породу.

Дальнейшие изменения возникшей породы относятся уже к стадии эпигенеза. Можно различать эпигенез «прогрессивный» и «регрессивный». Для первого Н. Б. Вассоевич в 1957 г. предложил название «катагенез», получивший широкое распространение. В катагенезе преобразования пород происходят при постепенном погружении их на все большие глубины. В условиях заметного возрастания температуры и давления породы, почти не меняя минеральный состав, испытывают значительное региональное уплотнение. Следствием его является перекристаллизация карбонатного материала (укрупнение зерен) с возможным образованием сложных, зубчатых контактов зерен. Имеющиеся в карбонатных породах поры, а также трещины при наличии в разрезах глинистых пород могут заполняться водами, при региональном уплотнении отжимаемыми из глин в больших количествах. Возможно «катагенетическое проникновение» в карбонатные породы вод и другого происхождения, в том числе эндогенного. Во всех случаях эти воды, мигрирующие со стороны, циркулируя в карбонатных породах обуславливают частичное растворение и переотложение минеральных компонентов породы и способствуют новому перераспределению веществ. В частности, это один из возможных путей эпигенетической доломитизации известняков. Регрессивный эпигенез связан с противоположными по знаку перемещениями пород в силу различных геологических (тектонических) причин в зоны более низких температур и давлений, вплоть до выведения их на дневную поверхность.

Естественно, в приповерхностных и поверхностных зонах процессы эпигенетических преобразований карбонатных пород будут наиболее интенсивными, смыкаясь здесь с процессами поверхностного выветривания. Активную роль в этих преобразованиях играют поверхностные и грунтовые воды, которые могут проникать на глубины до 500 м от поверхности. Эти воды химически весьма агрессивны по отношению к карбонатным породам, особенно в условиях влажного и жаркого климата. Воздействие их может приводить к усиленному выщелачиванию карбонатных пород, а также и к возможной последующей их минерализации, т. е. «запечатыванию» возникших пустот (и трещин), в целом весьма сильно влияя на формирование коллекторских свойств пород. По этой причине при исследовании карбонатных коллекторов особое внимание следует обращать на выявление в разрезах карбонатных толщ поверхностей различных, в том числе и внутриформационных, перерывов в осадконакоплении. Остановимся несколько подробнее на тех основных процессах диагенетических и эпигенетических преобразований карбонатных осадков-пород, которые наиболее существенно отражаются на

формировании их коллекторских свойств. Процессы, которые могут происходить в карбонатных осадках в диагенезе и в карбонатных породах в эпигенезе, весьма сходны. К ним относятся уплотнение, цементация, доломитизация, перекристаллизация, сульфатизация, окремнение, кальцитизация, выщелачивание и др. Поэтому они будут рассматриваться совместно, с указанием признаков, по которым условно, а иногда более или менее достоверно можно отнести соответствующие изменения карбонатных пород к диагенетическим либо к эпигенетическим. Одновременно отметим, как могут сказываться эти изменения на коллекторских свойствах карбонатных пород.

1.2.3 Перекристаллизация

Перекристаллизация — процесс роста кристаллических зерен, т. е. увеличение их размеров, которое согласно общепринятым определениям происходит без изменения их минерального состава. Однако в последние годы к перекристаллизации относят также и укрупнение зерен, происходящее при переходе неустойчивых метастабильных модификаций CaCO_3 (арагонита и высокомагнезиального кальцита) или $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3$ (кальциевого доломита, или протодолomite) в устойчивые низкомагнезиальный кальцит и доломит. В диагенезе перекристаллизация происходит за счет частичного растворения и переотложения растворенного карбоната захороненными в осадке иловыми водами. В эпигенезе она обусловлена в большей степени растворяющим влиянием давления (при катагенезе) либо воздействием циркулирующих в породе вадозных вод (при регрессивном эпигенезе). Общим правилом растворения является лучшая растворимость более мелких зерен, за счет которой и растут зерна, относительно более крупные. Результатом диагенетической перекристаллизации служит частичное или полное преобразование пелитоморфной (коллоидной, тонкозернистой) карбонатной массы в мелкозернистую. Условно размер возникающих зерен ограничивается пределом 0,05 мм. Как правило, диагенетическая, особенно раннедиагенетическая, перекристаллизация, происходящая в заметно обводненном осадке, носит более или менее равномерный характер. При частичной перекристаллизации в мелкозернистой карбонатной массе сохраняется рассеянный остаточный тонкозернистый карбонат либо на фоне тонкозернистой карбонатной массы неясно обособляются участки мелкозернистого карбоната. При эпигенетической перекристаллизации укрупнение карбонатных зерен происходит уже в плотной породе. Образованные зерна имеют размеры (условно) более 0,05, а часто более 0,1 мм.

При этом они могут колебаться в широких пределах, обуславливая развитие неоднородных и неравномернозернистых структур.

1.2.4 Доломитизация

Доломитизация, которой подвергались известняки, может быть диагенетической и эпигенетической. Раннедиагенетическая седиментационно-диагенетическая доломитизация известковых илов, как уже указывалось выше, один из наиболее вероятных и наиболее распространенных путей формирования доломитов и первичных известково-доломитовых пород. Возникающий при этом доломит может быть как мелко-, так и тонкозернистым, с зернами (соответственно 0,01—0,05 и менее 0,01 мм), имеющими большей частью неправильные, изометрично-округленные или ромбоэдрические очертания. На более поздних этапах раннего диагенеза — в позднем диагенезе формируются относительно более крупные зерна доломита, размерами до 0,05 и частично до 0,1 мм. В силу того, что доломит обладает более высокой кристаллизационной способностью, чем кальцит, зерна большей частью имеют отчетливую форму ромбоэдров. Раннедиагенетический доломит, формируясь в рыхлом осадке, распределяется в известковой массе более или менее равномерно. При этом нередко в породах с комками, оолитами и другими подобными карбонатными форменными образованиями последние сложены тонко- и мелкозернистым кальцитом и доломитом одновременно, как без резкого обособления их зерен, так и с отдельными преимущественными концентрациями их в отдельных участках или концентрических слоях. Более поздний диагенетический доломит обнаруживает склонность к избирательному развитию в отдельных участках тонко - зернистой известковой массы. Нередко мелкие доломитовые зерна внедряются в периферийные участки скелетных остатков и других форменных образований. При эпигенетической доломитизации известняков зерна доломита чаще всего имеют

размеры более 0,1 мм (до 1—2 мм и более) и распределяются в известковой массе неравномерно. Обычно они имеют ромбоэдрическую форму, нередко обладая зональным строением. Иногда содержат микровключения кальцита. Они развиваются как в зернистой известковой массе, так и в остатках фауны и в других форменных образованиях, по периферии и внутри их. Часто наблюдается локализация эпигенетических доломитовых зерен вдоль стилолитовых трещин, выполнение ими пустот выщелачивания и открытых трещин, а также развитие их вдоль поверхностей несогласий. Распространено довольно тривиальное мнение, что доломитизация повышает пористость известняков, со ссылкой на то, что образование доломита за счет кальцита (молекула на молекулу) должно сопровождаться уменьшением объема на 12,3%. Однако уже давно исследователи обращали внимание на тот факт, что геологических доказательств этому теоретическому расчету нет, что практически пористость известняков и доломитов одинакова.

1.2.5 Выщелачивание

Выщелачивание — это процессы растворения веществ, сопровождаемые выносом растворенных компонентов. В породах оно находит отражение в образовании различных по форме и размерам пустот выщелачивания. Выщелачиванию могут подвергаться как карбонатные осадки (диагенетическое), так и карбонатные породы (эпигенетическое). Диагенетическое выщелачивание карбонатных осадков в целом является довольно ограниченным. Условия их заметной обводненности, малой подвижности иловых вод и замедленности диффузионных перемещений веществ создают обстановку для преобладания в осадках процессов растворения, сопровождаемого местным, локальным переотложением растворенных компонентов. Возможности удаления последних ограничены. Если же они все-таки возникают, в результате происходящего выщелачивания

образуются мелкие неправильные пустотки, оконтуренные частично растворенными карбонатными зернами либо незначительно растворенными форменными образованиями. Суммарный объем возникших пустот невелик и практически мало отражается на изменении существующей пористости осадка. Эпигенетическое выщелачивание в противоположность диагенетическому может приводить к весьма существенным изменениям пористости карбонатных пород и практически оказывает весьма сильное влияние на формирование их коллекторских свойств. Эпигенетическое выщелачивание обусловлено циркуляцией по карбонатным породам относительно быстро движущихся, агрессивных по отношению к ним вод, будь то воды ювенильные или наиболее распространенные вадозные. Естественно, что циркуляция последних возможна лишь при нахождении карбонатной породы в поверхностной или приповерхностной зоне, независимо от того, оказались ли породы здесь уже пройдя стадию катагенеза, либо сразу же после диагенеза. При эпигенетическом выщелачивании растворению могут подвергаться и зернистая карбонатная масса, и различные форменные образования. Последние могут быть выщелочены как частично, так и полностью. Селективный характер выщелачивания контролируется особенностями строения породы. Конкретных сравнительных данных в этом отношении нет. Можно полагать, что весьма большую роль в этом играет характер пористости (размеры и форма пор и поровых каналов) и трещиноватости карбонатных пород, которые контролируют пути движения вод.

1.2.6 Сульфатизация

Сульфаты (гипс, ангидрит) часто ассоциируют с карбонатными породами, в которых они могут быть генетически как первичными, так и вторичными.

Первичные седиментационно-диагенетические сульфаты (ангидрит) наблюдаются в доломитах эвапоритовых толщ, в разрезе которых наряду с

солями образуют отдельные, иногда мощные пласты. В самих доломитах седиментационно-диагенетические выделения ангидрита наблюдаются в виде рассеянных мелких зерен и их агрегатных скоплений, образующих различные по размерам линзы, линзовидные пропластки и прослои. Как известно, осаждение сульфатов из водной среды бассейнов возможно только химическим путем при высокой концентрации солей (минимум в 5 раз превышающую нормально морскую) в обстановках жаркого, засушливого климата. Оно зависит от многих причин: как от концентрации, так и от

состава растворенных солей, от изменений температуры и др. В целом эти условия благоприятны и для химической садки доломита, которая предшествует сульфатной. В раннем диагенезе в обводненных осадках начинается активное перераспределение веществ, при котором значительно более неустойчивые, растворимые и подвижные сульфаты проникают в доломитовые илы, выделяясь в них там, где это возможно. Нередко это приводит к образованию пород смешанного ангидрит-доломитового состава.

Обычно седиментационно-диагенетические выделения ангидрита в доломитах представлены тонко- и мелкозернистыми агрегатами, иногда с отдельными более крупными призматическими и таблитчатыми зернами.

1.2.7 Окремнение

Окремнение — образование в карбонатных породах кремнезема (халцедона или кварца)—возможно в диагенезе либо в эпигенезе. Одновременное с карбонатом химическое осаждение SiO_2 из водной среды маловероятно вследствие резко отличного отношения их к pH и температурным условиям. Как известно, при повышении температуры и pH растворимость SiO_2 растет, а CaCO_3 падает. Соответственно количество SiO_2 в водах все более удаляется от точки насыщения, а количество углекислой соли, наоборот, приближается к насыщению и даже пересыщению, обуславливая выпадение ее

в осадок. В раннем диагенезе локальные концентрации SiO_2 могут возникать в обводненных карбонатных илах, в их отдельных участках, точках, с относительно низким рН (около 7) за счет перемещения его из участков с повышенными значениями рН (≈ 8), благоприятными для растворения здесь кремнезема. Локализация кремнезема в отдельных участках осадка образует различные мелкие стяжения, конкреции, линзы, линзовидные пропластки. В эпигенезе окремнение карбонатных пород происходит за счет выделения SiO_2 из кислых подземных вод, которые, циркулируя по карбонатным породам, одновременно осуществляют их частичное растворение. В этих случаях кремнезем метасоматически замещает отдельные участки карбонатной массы; нередко в пределах таких окремненных участков различаются реликтовые включения зернистого карбонатного материала либо карбонатных форменных образований. Кремнезем также может избирательно заполнять отдельные межзерновые и межформенные поры, выделяться в пустотах выщелачивания и в открытых микротрещинах. Иногда в карбонатных породах наблюдаются отдельные новообразованные зерна кварца, которые выделяются относительно хорошей кристаллографической огранкой, а также регенерация присутствующих обломочных кварцевых зерен. Время формирования таких зерен кварца определить трудно, но, скорее всего, оно относится к позднему эпигенезу. Не исключена возможность возникновения их за счет гидротермальных растворов (как ювенильных, так и гидротермально-контактовых). Во всех случаях окремнение карбонатных пород ухудшает их коллекторские свойства.

1.2.8 Кальцитизация

Термин кальцитизация в отношении карбонатных пород используется для обозначения процессов вторичного эпигенетического кальцитообразования.

Выделения такого кальцита из различных подземных вод, циркулирующих по карбонатным породам, заполняют как пустоты выщелачивания, так и открытые микротрещины. Этот вторичный кальцит, резко отличаясь от карбоната вмещающей массы своей чистотой, может иметь самую различную зернистость — от мелко до крупнозернистой. Нередко, особенно в доломитах, отмечается метасоматическое замещение доломитовой массы зернами кальцита. Последние, всегда более крупные (чем доломитовые), при этом нередко пойкилитово прорастают доломитовую массу, замещая как зернистый карбонатный материал, так и форменные образования (рис. 15). Замещение доломита кальцитом (процесс раздоломичивания или дедоломитизации доломитов) в конечном итоге может привести к образованию вторичных известняков (дедоломитов). Их отличают, как правило, крупно- и крупно-среднезернистое строение, а иногда и реликты первоначально доломитовой породы. На формирование коллекторских свойств карбонатных пород кальцитизация оказывает отрицательное влияние.

1.2.9 Выводы относительно происхождения карбонатных пород

Резюмируя приведенные выше данные относительно происхождения карбонатных осадков-пород, о процессах их диагенетических и эпигенетических изменений и их влиянии на формирование коллекторских свойств этих пород, подчеркнем следующее.

1. Формирование емкости карбонатных пород во многом предопределяется условиями карбонатного осадкообразования. Диагенетические преобразования отдельных типов карбонатных осадков заметно различны.

2. В числе основных типов карбонатных осадков, возникающих при седиментогенезе, можно выделить: а) химически и биохимически осажденные пелитоморфные карбонатные илы; б) карбонатные осадки, в значительной части или преимущественно (40—50 % и более) сложенные различными форменными образованиями (скелетными остатками, оолитами, сгустками и комками и т. д.); в) различные органогенные карбонатные постройки, возникшие за счет жизнедеятельности организмов при их жизни, на местах их обитания.

3. Различный характер этих трех основных типов карбонатных осадков и последующих диагенетических, главным образом раннедиагенетических, их преобразований определяет различный характер их первичной пористости:

а) пелитоморфные карбонатные илы уплотняются (и литифицируются) весьма быстро, при этом резко снижается пористость. Сохранившаяся ее доля незначительна и обусловлена почти исключительно межзерновыми порами, по размерам очень небольшими;

б) карбонатные осадки, существенно или преимущественно состоящие из форменных образований, имеют более жесткую каркасную основу и реагируют на уплотнение заметно слабее. Их пористость обусловлена меж- и внутриформенными пустотами, межзерновые поры играют подчиненную роль. Сохранение первичной пористости таких карбонатных осадков во многом зависит от количества химически или биохимически осажденного пелитоморфного карбоната и интенсивности диагенетической цементации;

в) прижизненно возникавшие органогенные карбонатные постройки уже на стадии седиментогенеза имели жесткий, устойчивый каркас, как правило, высокопористый. Уплотнению они почти не подвергаются. Сохранение в диагенезе их значительно высокой пористости (главным образом внутриформенной, частично межформенной и межзерновой) определяется в основном процессами диагенетической минерализации.

4. Окончательное оформление коллекторских свойств карбонатных пород происходит в эпигенезе в результате развития тектонической трещиноватости и процессов эпигенетического выщелачивания и минералообразования. Трещиноватость и выщелачивание способствуют возрастанию проницаемости и пористости карбонатных пород. Процессы сульфатизации, кремнеземизации и кальцитизации снижают пористость (и проницаемость) последних. Эпигенетическая перекристаллизация и доломитизация могут оказывать на изменение этих параметров различное влияние, соответственно улучшая или ухудшая коллекторские свойства пород.

1.3 Классификация карбонатных пород

В минералогическом составе карбонатных пород главными породообразующими минералами являются кальцит и доломит. Эти минералы могут присутствовать в породе по отдельности, полностью слагая известняки – CaCO_3 и доломиты – $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, а также находиться в породах совместно в разных пропорциях.

В карбонатных породах, часто в значительных количествах, присутствует терригенный (глинистый и обломочный), химический (кварц, сульфаты, пирит и др.) и органический (битуминозный) материал.

По соотношению :

Кальцита и доломита: содержащие CaCO_3 относятся

к чистым известнякам от 95 до 100 %,

к известнякам доломитовым – 75–50 %,

к доломитам известковым – 25–50 %;

к доломитам – 0–5 %,

Карбонатного и глинистого материала: с содержанием карбонатов

к известнякам (доломитам) относятся в пределах 95–100 %;

к глинистым известнякам (доломитам) – 75–95 %,

к мергелям (доломитовым мергелям) – 25–75 %,

к известковым (доломитовым) глинам – 5–25 %,

к глинам – 0–50 %;

Карбонатного и терригенного материала: с содержанием карбонатов

к известнякам (доломитам) 95–100 %,

к известнякам (доломитам) алевритистым (песчанистым, с гравием или галькой) – 75–95 %,

к известнякам (доломитам) алевритовым (песчаным, гравийным, галечным) – 50–75 %.

Породы, содержащие (в сумме) более 50 % терригенного материала, не являются карбонатами; они относятся к обломочным породам (алевролитам, песчаникам, гравелитам, конгломератам):

известковым (доломитовым) – 25–50 %;

известковистым (доломитистым) – 5–25 %;

с примесью карбонатов – 0–5 %.

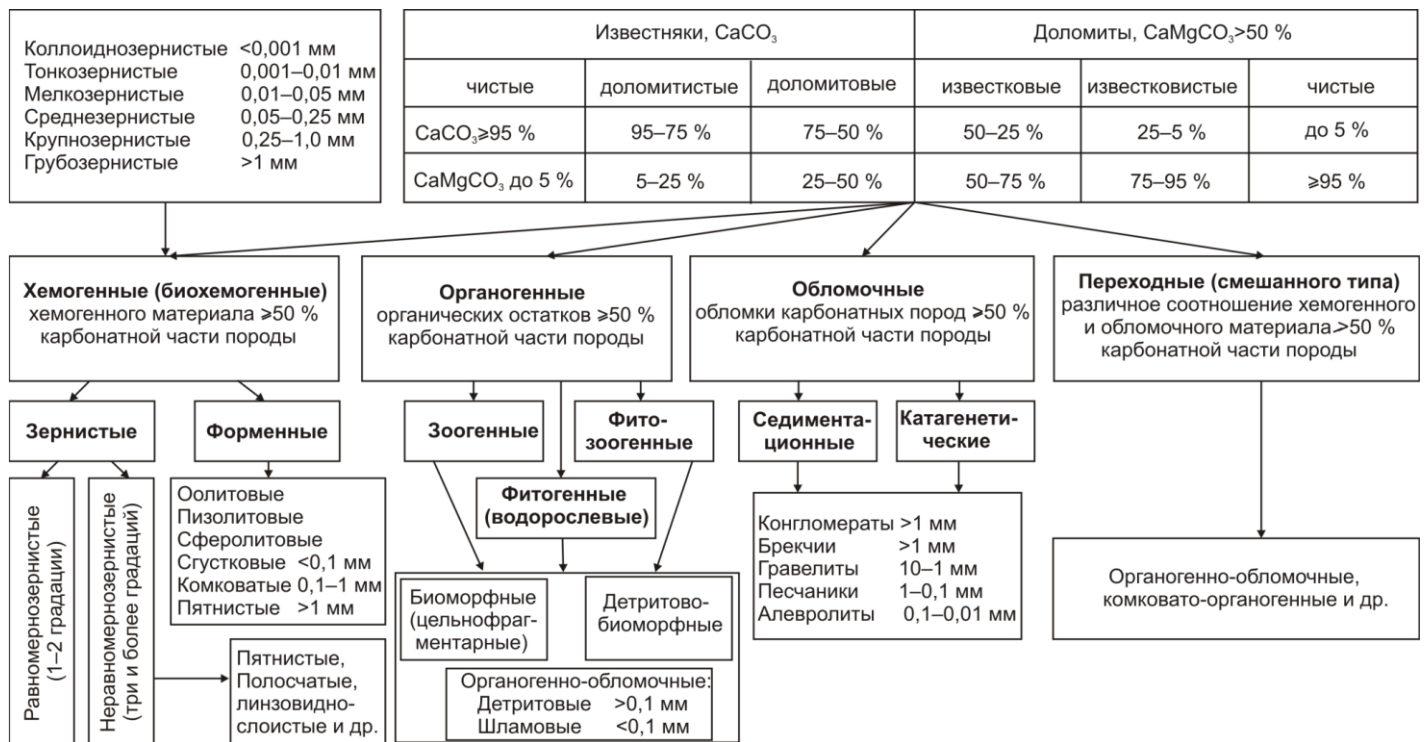


Рисунок 1 - классификация карбонатных пород

1.3.1 Хемогенные карбонатные породы

Хемогенные карбонатные породы (известняки и доломиты) образуются в результате физико-химических процессов, протекающих в водоемах в седиментогенезе (например: оолитовые и тонкозернистые карбонаты), и на более поздних стадиях развития породы в диагенезе и катагенезе (например: перекристаллизованные крупнозернистые известняки; доломиты замещения, развитые по известнякам; кальцитизированные доломиты и др.). По структурным особенностям хемогенные карбонатные породы могут быть зернистыми – сложены кристаллическими зернами и форменными – сложены форменными образованиями – стяжениями карбонатного материала, пятнами, комками, сгустками и т.д. Классификация зернистых пород осуществляется по размеру зерен (зернистости) и по равномерности раскристаллизации матрицы породы. По классификации ВНИГРИ по размеру кристаллических зерен среди карбонатных пород выделяют 6 классов – от коллоиднозернистых до грубозернистых – с размером частиц в пределах от менее 0,001 мм до более 1

мм . По равномерности раскристаллизации различают равномернозернистые и неравномернозернистые (полосчатые, пятнистые, линзовидные и т.д.). По другим классификациям пределы и названия классов могут отличаться. Поэтому при описании обязательно пользуются какой-либо одной классификацией и не смешивают понятия из классификаций различных авторов. Например, при описании пород нельзя одновременно употреблять термины «среднезернистый известняк» и «среднекристаллический известняк»; «коллоиднозернистый известняк» и «пелитоморфный известняк» и т.д.

Название пород	Название пород (структуры) по размеру кристаллических зерен	Размер кристаллических зерен, мм
Известняк (доломит)	Крупнокристаллический (крупнозернистый)	0,5–1
Известняк (доломит)	Среднекристаллический (среднезернистый)	0,1–0,5
Известняк (доломит)	Мелкокристаллический (мелкозернистый)	0,05–0,1
Известняк (доломит)	Тонкокристаллический (тонкозернистый)	0,01–0,05
Известняк (доломит)	Микрокристаллический (пелитоморфный)	менее 0,01

Таблица 1 - классификация известняков по размеру зерен

1.3.2 Обломочные карбонатные породы

Обломочные карбонатные породы образовались при разрушении известняков и доломитов и состоят из обломков этих пород, сцементированных карбонатным цементом. Как и обломочные терригенные породы, по размерам и степени окатанности обломков они могут быть отнесены к:

– брекчиям карбонатным (известняковым или доломитовым), состоящим из неокатанных обломков карбонатных пород (размером более 1 мм) и карбонатного цемента;

– конгломератам и гравелитам карбонатным (известняковым или доломитовым), состоящим из окатанных обломков карбонатных пород (размером более 1 мм) и карбонатного цемента;

– песчаникам карбонатным (известняковым или доломитовым), состоящим из обломков карбонатов (размером 0,1–1 мм), сцементированных карбонатным цементом;

– алевролитам карбонатным (известняковым или доломитовым), состоящим из обломков карбонатов (размером 0,01–0,1 мм), сцементированных карбонатным цементом.

Отличие обломочных карбонатов от терригенных пород состоит в том, что обломки образуются преимущественно за счет разрушения местных карбонатных пород, и состав цемента также карбонатный.

1.3.3 Органогенные карбонатные породы

Органогенные карбонатные породы более чем на 50 % состоят из скелетных частей организмов. Они представлены в основном известняками; доломиты с органогенной структурой образуются за счет замещения известняков. Среди органогенных известняков выделяют (и отражают в

названии) биоморфные, детритобиоморфные, органогенно-обломочные (органогенно-детритовые).

Биоморфные известняки сложены цельными скелетами организмов (рис. 75). Они могут быть сложены раковинами животных организмов – зоогенные породы и остатками растительных организмов (водорослями) – фитогенные породы. Свое название они получают согласно систематическому составу палеонтологических остатков, при этом если:

– в породе остатки организмов принадлежат к одной группе, породы называют соответственно их названию (например: известняки мшанковые, известняки строматолитовые, известняки остракодовые и т.д.);

– присутствует несколько групп, то в названии указываются наиболее распространенные группы (например: известняки пелециподово-гастроподовые).

Детритово-биоморфные известняки состоят из смеси целых (от всех органогенных остатков более 50 %), слабо поврежденных раковин и их детрита.

Органогенно-обломочные (органогенно-детритовые) известняки сложены окатанными и неокатанными обломками органогенных остатков.

В зависимости от размера фрагментов они могут быть разделены на:

- крупнодетритовые с фрагментами крупнее 1 мм;
- мелкодетритовые с фрагментами 1–0,1 мм;
- шламовые с фрагментами 0,1–0,01 мм.

Органогенный материал может быть представлен как одной группой орга-низмов, так и несколькими.

В случае присутствия нескольких групп организмов при названии карбонатных пород употребляется термин «полидетритовые» (например: полидетритовые известняки); если преобладает какая-нибудь группа организмов, то породы получают соответствующее им двойное название (например: известняки криноидно-полидетритовые). Если присутствует только

фрагменты одной группы, название дается согласно с названием организмов (например: известняки брахиоподовые детритовые).

1.4 Коллекторские свойства карбонатных пород

1.4.1 Емкостные свойства пород

Алевролиты, песчаники и карбонатные породы, имеющие открытое и частично открытое пустотно-поровое пространство, обладают емкостью и способны вмещать флюиды: нефть, газ и воду. Если пустоты связаны между собой, то через породы возможна фильтрация. Способность вмещать флюиды и отдавать их при перепаде давления (при разработке) обусловлена пористостью и проницаемостью пород, т.е. их фильтрационно-емкостными или коллекторскими свойствами. Породы, обладающие этими свойствами, называются коллекторами.

Пористость породы определяется совокупность пустот, т.е. долей пустотного пространства в общем объеме породы. Численно она оценивается коэффициентом пористости, равным отношению объема соответствующих пор к объему образца породы, или в процентах.

Величина пористости коллекторов, дающих промышленную нефть, составляет: в песках – 20–25 %; в песчаниках – 10–30 %; в карбонатных породах – 10–25 %.

В соответствии со степенью сообщаемости пор различают открытую и закрытую пористость.

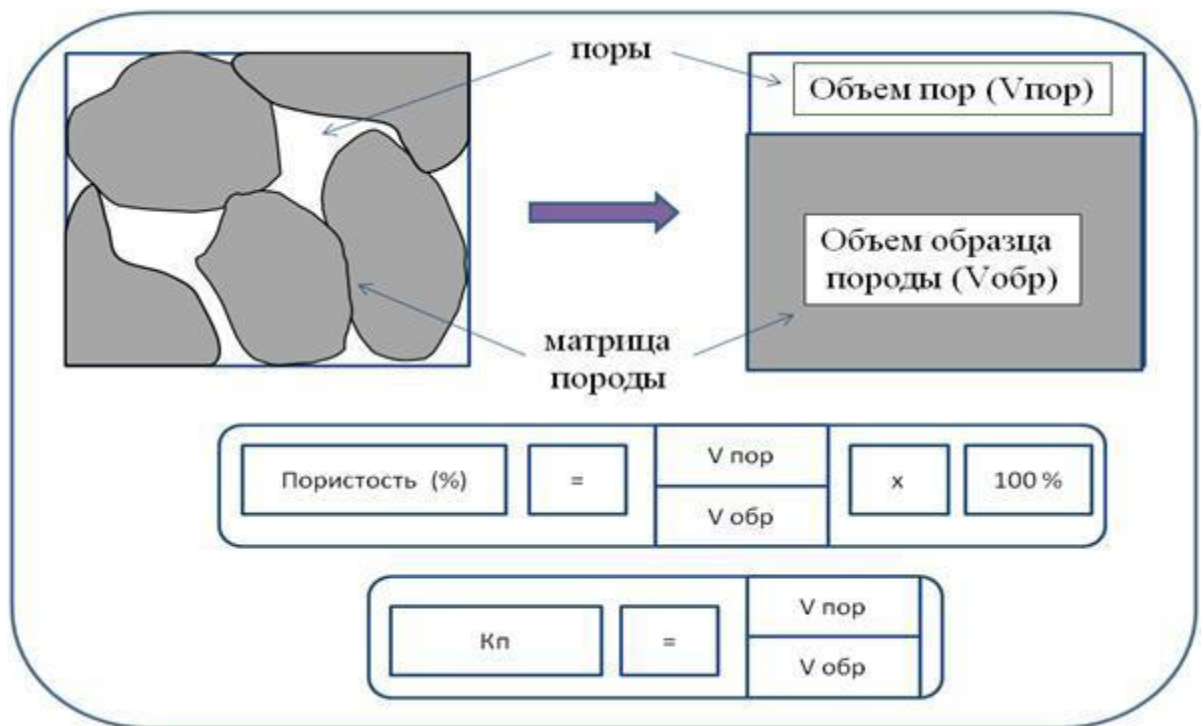


Рисунок 2 - Схема расчета пористости и коэффициента пористости пород

Открытая пористость определяется объемом всех связанных между собой пор, т.е. объемом сообщающихся открытых и частично открытых пор. Открытые и частично открытые поры определяют эффективную пористость, т.е. объем пор, из которых нефть может быть извлечена при разработке.

Закрытая пористость (неэффективная) соответствует объему изолированных, т.е. не связанных между собой пор.

Весь объем порового пространства определяет общую (полную или абсолютную) пористость породы.

Коэффициентом полной пористости (K_p) называется отношение объема взаимосвязанных и изолированных пустот ($V_{пор}$) к общему объёму образца горной породы ($V_{обр}$).

Коэффициентом открытой пористости (K_o) называется отношение объема открытых сообщающихся пор (V_o) к объёму образца горной породы ($V_{обр}$).

Коэффициентом эффективной пористости ($K_{эф}$) называется отношение объема пор ($V_{эф}$), через которые возможно движение нефти, воды или газа при

определенных температуре и градиентах давления к объему образца горной породы ($V_{обр}$).



Рисунок 3 - Схема типов пор и пористости

1.4.2 Фильтрационные свойства пород

Фильтрационные свойства пород (или их проницаемость) – важнейший параметр, характеризующий проводимость коллектора, т. е. способность пород пласта пропускать к забоям скважин нефть и газ. Она зависит от многих факторов: от состава и размера обломочного материала, от степени его отсортированности, от количества, типа и состава цемента, от структуры порового пространства и пористости породы, от характера проявления постседиментационных процессов и т.д., а также от типа пластового флюида и характера его движения.

Обычно (если порода гидрофильна) флюиды занимают в порах определенное положение: вода обволакивает стенки, нефть и газ заполняют их центральные части. При разработке залежи в движение приходят все пластовые флюиды, и возможность их фильтрации определяется главным образом степенью сообщаемости пустот.

Если пустоты изолированы друг от друга, т.е. разделены матрицей породы, то движения флюидов не происходит даже при перепаде давления, и при разработке порода не способна их отдавать.

Фильтрация облегчается в случаях, когда поры соединяются каналами, т.е. сообщаются между собой. В значительной степени проницаемость зависит от наличия трещин, так как трещинное пространство обладает высокой проводимостью, а сами трещины создают направления преимущественной фильтрации.

Для характеристики проницаемости пород-коллекторов введены понятия абсолютной, эффективной и относительной проницаемости.

Под абсолютной (физической, удельной) проницаемостью понимают проницаемость пористой среды, которая определена при движении в ней лишь одной какой-либо фазы (газа или однородной жидкости), химически инертной по отношению к породе, при условии полного заполнения порового пространства газом или жидкостью.

Относительная проницаемость определяется как отношение эффективной проницаемости для флюида при данной насыщенности к абсолютной проницаемости. Если поровое пространство породы содержит в себе более одного флюида, проницаемость по конкретному флюиду называется эффективной (фазовой).

Единицей измерения проницаемости горных пород является квадратный метр (m^2), или используемый чаще микрометр ($мкм^2$). В Международной системе 24 (СИ) за единицу проницаемости в $1 m^2$ принимается проницаемость такой пористой среды, при фильтрации через образец которой площадью $1 m^2$ и длиной $1 m$ при перепаде давления $1 н/м^2$ расход жидкости вязкостью $1 н \cdot сек/м^2$ составляет $1 м^3/сек$. Также пользуются практической единицей Дарси (Д) и милидарси (мД). Дарси в 1012 раз меньше, чем проницаемость в $1 m^2$. Соответственно $1 мД=10^{-3} мкм^2$.

1.5 Типы коллекторов и их классификация

Фильтрационно-емкостные свойства пород обусловлены большим числом факторов, поэтому нет единого подхода к классификации пород-коллекторов, учитывающего все аспекты их формирования.

В общем случае, существует 3 подхода к классификациям коллекторов: качественный, количественный (оценочный) и производственный. В основе качественного подхода лежат условия миграции углеводородов (происхождение, состав пород, особенности пустот); количественного – значения фильтрационно-емкостных свойств; производственного – рентабельность.

По происхождению и составу пород выделяют две основные группы коллекторов: терригенные и карбонатные, и менее распространенную группу нетрадиционных коллекторов.

Терригенные коллекторы сложены обломочными породами: песчаниками, песками, алевролитами, алевроитами. Пустоты в них в основном представлены порами.

К карбонатным коллекторам относятся доломиты, мел и известняки. Пустотное пространство в них представлено трещинами и кавернами, реже порами.

К нетрадиционным коллекторам относятся породы любого происхождения и состава: вулканогенные, метаморфические, интрузивные, глинистые и биогенные кремнистые нефтематеринские породы. Пустотное пространство в них представлено порами, трещинами, кавернами, которые образуются при выходе газа и при вторичном выщелачивании (туфы и лавы), выветривании, проработке гидротермальными растворами, в катагенезе при генерации нефти, тектонических и других процессах.

По особенностям пустотно-порового пространства выделяют коллекторы простые (поровые, каверновые, трещинные, биопустотные) и

смешанного типа. Простые коллекторы характеризуются одним типом пустот (порами, кавернами или трещинами) и единой непрерывной системой фильтрационных каналов. В коллекторах смешанного типа сочетаются пустоты разного происхождения.

Соотношение типов коллекторов, пустотно-порового пространства и пород, по А.А. Бакирову, приведено в таблице.

К коллекторам порового (гранулярного, межгранулярного) типа относятся в основном песчаники и алевролиты, а также оолитовые, сферолитовые и иногда органогенные известняки. Пустотное пространство в них представлено в терригенных породах – порами межзерновыми, внутризерновыми, межкристаллитными в цементе, иногда биопустотами; в карбонатных породах – межоолитными, межсферолитными порами и биопустотами (межформенными и внутриформенными).

К коллекторам кавернового типа относятся преимущественно легко растворимые карбонатные породы. Изредка к этому типу относятся песчаники с растворенным кальцитовым цементом. Емкость в них складывается из полостей каверн и микрокарстовых пустот, связанных между собой системой каналов, через которые и осуществляется фильтрация.

Типы коллекторов	Поровые	Трещинные	Каверновые	Биопустотные
Пустоты	Порово-трещинные		Трещинно-каверновые	Внутрискелетные (внутриформенные) и межскелетные (межформенные)
	Поры	Трещины	Каверны	
Породы	Обломочные			
	Карбонатные			
	Изверженные			Кремнистые
	Глинистые			
	Метаморфические			

Рисунок - 4 Соотношение типов коллекторов, пустотно-порового пространства и пород, по А.А. Бакирову

Трещинные коллекторы, емкость в которых определяется трещинами, приурочены к карбонатным породам, реже к песчаникам и другим плотным породам (гранитам, сланцам и др.). При этом участки коллектора между трещинами представлены плотными непроницаемыми и малопроницаемыми нетрещиноватыми блоками пород. Фильтрация нефти и газа в них происходит по системам микротрещин с раскрытостью свыше 5–10 мкм.

Коллекторы смешанного (сложного) типа образуются при сочетании различных видов пустот, в том числе межзерновых, трещинных, каверновых, межформенных, внутриформенных и др. В различных группах коллекторов сочетания могут быть разными.

При характеристике коллекторов сложного типа по виду порового пространства, ведущий тип пор помещается в конце определения (например: в коллекторах порово-трещинного типа преобладают трещины т.д.).

К коллекторам смешанного типа относятся известняки и доломиты, реже – другие породы.

Структура пустотного пространства положена в основу многих классификаций коллекторов.

Группа, эффективная порис- тость	Класс	Проницаемость, 10^{-15} м^2 эффективная пористость, %	Литологические разности
А. Классы высшей ем- кости. Эффективная порис- тость >15 %	I	$\frac{>1000}{>25}$	Известняки биоморфные, скелетные (рифовые), крупно-кавернозные
	II	$\frac{1000-500}{25-20}$	Известняки биоморфные, кавернозные
	III	$\frac{500-300}{20-15}$	Известняки кавернозные и органогенно-обломочные
Б. Классы средней ем- кости. Эффективная порис- тость от 15 до 5 %	IV	$\frac{300-100}{15-10}$	Известняки крупнозерни- стые порово-кавернозные, крупно-оолитовые
	V	$\frac{100-50}{10-5}$	Известняки и доломиты средне- и мелкозернистые порово-кавернозные, мелко- оолитовые
В. Классы малой емко- сти. Эффективная порис- тость <5 %	VI	$\frac{50-25}{-}$	Известняки оолитовые, мел- ко-детритовые, биоморфные, инкрустированные
	VII	$\frac{25-10}{-}$	
	VIII	$\frac{10-1}{-}$	

Рисунок - 5 Классификация карбонатных коллекторов, по И.А. Конюхову

Оценочно-генетическая классификация, в которой должно внимание уделено также коллекторам трещинного типа, предложена И.К. Багринцевой . В ней автор сопоставил значения абсолютной проницаемости, открытой пористости, остаточной водонасыщенности, относительной газопроницаемости с текстурно-структурными характеристиками карбонатных пород. В результате выделено 3 группы коллекторов (А, Б и В) с высокой, средней и низкой полезной емкостью и фильтрационными свойствами (ФЕС), объединяющие 7 классов.

По рентабельности промышленной эксплуатации коллекторы подразделяются на эффективные и неэффективные. К эффективным коллекторам относятся коллекторы, обладающие такими емкостными и фильтрационными свойствами, которые обеспечивают рентабельность промышленной эксплуатации месторождения в конкретных геолого-технических условиях.

Группа	Класс	Абсолютная проницаемость, мкм ²	Открытая пористость, %	Остаточная водонасыщенность, % от объема пор		Относительная газопроницаемость	Потенциальный коэффициент газонасыщенности	Тип коллектора	Полезные ФЕС	Тектурно-структурная характеристика
				от	до					
А	І	1,0–0,5	20–35	5	10	1–0,9	0,95–0,9	Каверново-порový и порový	Высокие	Биоморфные, органогенно-детритовые, комковатые, слабо сцементированные (доля цемента до 10 %); рыхлая упаковка фрагментов; поры седиментационные, увеличенные выщелачиванием до каверн
	ІІ	0,5–0,3	16–30	10	20	0,95–0,9	0,95–0,8			
Б	ІІІ	0,3–0,1	12–28	12	22	0,95–0,8	0,88–0,78	Поровый и трещинно-порový	Средние	Органогенно-детритовые, слабо перекристаллизованные, сцементированные (цемента 0–20 %); поры седиментационные, выщелачивания, перекристаллизации Органогенно-стужково-детритовые, плотно сцементированные и сильно перекристаллизованные; упаковка фрагментов плотная; пустоты реликтово-седиментационные, выщелачивания, перекристаллизации
	ІІІІ	0,1–0,05	12–25	16	30	0,9–0,65	0,84–0,7			
	ІІІІІ	0,05–0,01	12–25	20	38	0,75–0,5	0,8–0,62			
В	VІ	0,01–0,001	8–20	35	55	0,55–0,3	0,65–0,45	Порово-трещинный и трещинный	Низкие	Пелитоморфно-микрозернистые, стужковые и стужково-детритовые, сильно перекристаллизованные с плохо различимыми форменными элементами; пустоты выщелачивания (единичные), возможно реликтово-седиментационные
		Параметры матрицы								
	Параметры трещин									
	0,001 и <	2–15	60	100	0,2	0,4 и <				
	Параметры матрицы									
VІІ	0,30–0,001	0,1–4	–	–	–	–				
	Параметры трещин									

Рисунок - 6 Оценочно-генетическая классификация карбонатных пород-коллекторов, по К.И. Багринцевой

1.6 Пустотное пространство карбонатных коллекторов

Пустотно-поровое пространство, сформированное в карбонатных породах, по сравнению с пустотами песчаников отличается большим разнообразием, как по происхождению и распределению в матрице породы, так и по морфологии. Оно образуется на всех стадиях литогенеза и особенно при внестадияльных процессах и может быть первичным и вторичным.

Первичные пустоты встречаются преимущественно в породах обломочных (межобломочные поры), оолитовых (межоолитные пустоты), сферолитовых (межсферолитовые пустоты), комковато-сгустковых (межформенные пустоты, развитые между комками и сгустками) и органогенных (межформенные и внутриформенные биопустоты).

Вторичные пустоты формируются в результате перекристаллизации, растворения, растрескивания. К вторичным пустотам относятся межкристаллитные и кавернообразные поры, каверны и трещины.

Вторичное пустотное пространство может носить унаследованный характер и развиваться по первичным порам (наблюдается при растворении), или не согласовываться с ним (например, при трещинообразовании).

Межкристаллитные поры образуются при перекристаллизации основной матрицы породы и при заполнении пустот кристаллизующимися на их стенках и нарастающими навстречу друг другу минералами (доломитом, кальцитом, сульфатами и т.д.). Морфология межкристаллитных пор геометрически оформленная (треугольная, полигональная и др.), размеры от долей до 1–2 мм.

Кавернообразные поры – представлены мелкими (размером менее 2 мм) пустотами растворения. Они развиваются по межкристаллитным порам, по мелким трещинкам и ослабленным зонам за счет растворов, привнесенных извне.

Каверны образуются в результате химического растворения кальцита известняков, а также благодаря процессам доломитизации, сопровождаемым выносом растворенных компонентов. Они могут располагаться в породе беспорядочно или согласно слоистости.

В шлифах встречаются в основном мелкие каверны (2–20 мм). Морфология их неправильная с извилистыми заливообразными и зигзагообразными (при инкрустации) ограничениями. На стенках каверн могут нарастать натечные корочки карбонатного материала (реже карбонатного и кремнистого и др.) и кристаллические зерна кальцита, доломита, иногда кварца.

Каверны могут быть пустыми, частично или полностью заполненными более поздними минералами.

К характеристикам каверн относятся: равномерность распределения в матрице породы, морфология, размеры, структура и степень минерального заполнения, процентное содержание по отношению к объему породы в целом.

Трещины образуются в породах на стадии диагенеза, катагенеза и на любых этапах литогенеза при тектонической активности.

Диагенетические и катагенетические трещины, как правило, залечиваются кальцитом и другими минералами и, если не подновляются последующими процессами (растворением, растрескиванием и т.д.), в формировании пустотности карбонатных пород не участвуют.

Из трещин катагенетического уплотнения наиболее выражены в карбонатных породах стилолиты или микростилолиты (микростилолитовые поверхности, выступы, швы). Они образуются в результате уплотнения, сопровождающегося частичным растворением. Как следствие этого взаимодействия, стилолитовые швы имеют зубчатый (зубчатые стилолиты) и извилистый (бугорчатые стилолиты) характер, развиваются на границе слоев и внутри них, ориентированы вдоль наслоения, ветвятся, пересекаются, срезают друг друга.

Микростилолитовые швы заполнены глинисто-органическим материалом. Вдоль их поверхности иногда отмечается перекристаллизация, растворение, минерализация (новообразования представлены пиритом, доломитом, сульфатами и другими минералами).

Зубчатые микростилолиты имеют мелкие шиповатые выступы треугольной и конусовидной формы, а сам шов представляет изрезанную ломаную линию.

Бугорчатые микростилолиты отличаются отсутствием шипов и плавными границами выступов, шов имеет волнообразный характер.

Различают также столбчатые микростилолиты. Шиповатые выступы в них имеют форму столбиков или усеченных конусов с плоской вершиной, а линия шва резко дифференцирована и может быть зубчатой (зубчато-столбчатые стилолиты) или бугорчатой (бугорчато-столбчатые стилолиты). Ширина глинистоорганического заполнителя на плоской поверхности столбиков возрастает. Амплитуда выступов в шлифах колеблется от менее 0,01 до 0,5 мм и более.

Тектонические трещины имеют прямолинейный и слабоизвилистый характер. Они могут образовываться одновременно и в разное время. В последнем случае трещины относятся к разным генерациям и могут развиваться по более ранним трещинам или пересекаться под разными углами.

К характеристикам трещин относятся: направление, угол падения, морфология, распределение в пространстве (параллельные, пересекающиеся), длина, раскрытость, густота (одиночные, редкие, частые), интенсивность трещинообразования. При заполнении трещин минеральным или органическим веществом указывается степень (полное или частичное) и характер заполнения (структура и морфология кристаллов, положение кристаллических зерен относительно направления трещины и ее стенок, зональность и др.) и минеральный состав (кальцит, кварц, пирит и др.). Первые из этих параметров помогают установить историю формирования трещинного пространства, три последних характеризуют качество трещинных коллекторов, определяя их трещинную пористость и проницаемость.

Направление трещин определяется их ориентацией в пространстве (горизонтальные, наклонные, вертикальные), относительно наложения породы (согласное со слоистостью, поперек слоистости, под углом к слоистости и т.д.) и к структурным формам (продольные, поперечные, радиальные). При наклонном расположении одиночных трещин измеряют их угол падения (в шлифах обычно по отношению к слоистости), по которому выделяют

горизонтальные (0–5°), пологие (5–20°), слабонаклонные (20–45°), крутые (45–80°) и вертикальные (80–90°) трещины.

Морфология трещин подразумевает: степень ее извилистости (линейная, слабо извилистая, сильно извилистая с плавными изгибами, зигзагообразная и т.д.); ветвление (не ветвящаяся, слабо ветвящаяся, сильно ветвящаяся) и характер поверхности стенок (неровные, гладкие, волнистые и т.д.).

Длина (протяженность) трещин измеряется по линейке окуляра (в мм, см). В шлифах прослеживаются фрагменты сквозных трещин (протягиваются через весь шлиф). Затухающие трещины – очень короткие, заканчивающиеся в пределах шлифа присутствуют как полностью, так и частично.

По степени раскрытости трещины могут быть закрытыми, частично открытыми и полностью открытыми (открытыми). К закрытым трещинам относятся трещины с сомкнутыми стенками или полностью заполненные минеральным веществом – прожилки. Минеральное заполнение трещин может быть представлено кальцитом, кварцем, пиритом, хлоритом и др. К открытым относятся трещины, заполненные газом, водой, нефтью. Расстояние по перпендикуляру между стенками открытых трещин характеризует их ширину или раскрытость. Она измеряется в миллиметрах или микрометрах. Согласно К.И. Багринцевой, они подразделяются на очень узкие (0,001–0,01 мм), узкие (0,01–0,05 мм), широкие (0,05–0,1 мм), очень широкие (0,1–0,5 мм) и макротрещины (> 0,5 мм), по Е.М. Смехову – на микротрещины (<0,1 мм) и макротрещины (>0,1 мм).

К частично открытым относятся трещины, заполненные перетертым материалом вмещающих пород, не полностью минерализованные трещины и трещины с битумом. Если вещество заполняет трещины с образованием неровных поверхностей, то при характеристике раскрытости указывают пределы ее изменения.

Под густотой трещин понимается число трещин, приходящееся на единицу длины нормали к плоскостям этих трещин. Густота трещин измеряется в 1/м и вычисляется по формуле:

$$\Gamma = \Delta n / \Delta L,$$

где Δn – число трещин, пересекающих линию длиной ΔL , перпендикулярную к направлению их простирания.

Интенсивность трещиноватости определяется общим количеством трещин, развитых в породе, и зависит от ее состава, степени метаморфизма и структурных особенностей залегания пласта. Она оценивается объемной плотностью трещин (T), являющейся общим критерием степени растресканности породы и поверхностной плотностью трещин (Π):

$$T = S / V$$

$$\Pi = L / F$$

где: S – суммарная площадь продольного сечения всех трещин, секущих объем V породы;

L – суммарная длина срезов всех трещин, пересекаемых поверхностью площади F .

Объективным критерием интенсивности трещиноватости величина Π будет только в том случае, если трещины перпендикулярны к плоскости сечения.

Размеры, мм	Морфология пустот				
	Тип пор и каверн	Тип каналов	Тип трещин	Раскрытость, мм	
<0,0002	Поры	Субкапиллярные	Субкапиллярные	Субкапиллярные	<0,0002
0,0002–0,001		Микропоры	Микропоровые	Микротрещины	0,0002–0,001
0,001–0,01		Тонкие	Тонкопоровые	Волосяные	0,001–0,01
0,01–0,1		Очень мелкие	Очень мелкопоровые	Тонкие	0,01–0,05
0,1–0,25		Мелкие	Мелкопоровые	Очень мелкие	0,05–0,1
0,25–0,5		Средние	Среднепоровые	Средние	0,1–0,5
0,5–1		Крупные	Крупнопоровые	Крупные	0,5–1,0
1–2		Грубые	Грубопоровые	Грубые	1,0–2,0
2–20	Каверны	Мелкие	Мелкокаверновые	Макротрещины	2–5
				Широкие макротрещины	5–20
20–100		Средние	Среднекаверновые	Весьма широкие макротрещины	20–50
100–200		Крупные	Крупнокаверновые		
>200		Пещеры	–	–	–

Рисунок 7 - Тип пустот по размерам

1.7 Признаки нефтеносности в карбонатных коллекторах

Распределение нефти в карбонатных породах, так же как и в терригенных коллекторах, контролируется морфологией пустот, размерами и степенью их сообщаемости. Вместе с тем имеются существенные отличия. Терригенные и карбонатные коллекторы отличаются типом пустот, их размерами и локализацией в породе. В карбонатных породах преимущественным типом пустот являются каверны и трещины (по сравнению с порами в терригенных породах); пустоты имеют значительно большие размеры, чем в песчаниках и алевролитах; распределены они более неравномерно: даже в пределах одного образца они часто представлены сочетанием мелких и очень крупных пор или сочетанием пористых и непористых (трещиноватых и не нарушенных) участков; степень сообщаемости пустот, благодаря процессам растворения и трещиноватости, также зачастую повышенная.

2 ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ ЧАСТЬ

2.1 Буровые растворы

Буровой раствор — технологическое наименование сложной многокомпонентной дисперсной системы суспензионных, эмульсионных и аэрированных жидкостей, применяемых для промывки скважин в процессе бурения.

При циркуляции в скважине буровой раствор очищает забой от выбуренной породы, транспортирует выбуренную породу из скважины и удерживает её во взвешенном состоянии при остановке циркуляции, активизирует процесс разрушения горной породы долотом, предотвращает осыпи, обвалы и др., обеспечивает качественное вскрытие продуктивных горизонтов, оказывает смазывающее и антикоррозийное действие на буровой инструмент, вращает забойные двигатели.

В практике бурения применяют буровой раствор на водной (технической воде, растворы солей и гидрогели, полимерные, полимерглинистые и глинистые растворы) и углеводородной (известково-битумный раствор, инвертная эмульсия) основах. При бурении в хемогенных отложениях используют соленасыщенные глинистые растворы, гидрогели, в случаях возможных осыпей и обвалов стенок скважины — ингибирующие растворы, при воздействии высоких температур — термостойкие (термосолестойкие) глинистые растворы и растворы на углеводородной основе, которые эффективны также при вскрытии продуктивных горизонтов и при разбурировании терригенных и хемогенных неустойчивых пород. При бурении в условиях, характеризующихся аномально высокими давлениями, применяют утяжелённые буровые растворы, в неосложнённых условиях — техническую воду, полимерные безглинистые и полимерглинистые растворы с низким содержанием твёрдой фазы.

Эффективность применения буровых растворов зависит от их свойств, к которым относятся плотность, вязкость, водоотдача, статическое напряжение сдвига и др. Плотность буровых растворов измеряется ареометром буровым и составляет 900-2500 кг/м³. Условная вязкость определяется временем истечения заданного объема бурового раствора из стандартной воронки (ВП-5); эффективная вязкость, измеряемая ротационным вискозиметром, отражает соотношение между касательными напряжениями в потоке и действующим градиентом скорости (в среднем 600 с⁻¹) и составляет 1-100 сП. Предельное статическое напряжение сдвига (напряжение, необходимое для разрушения структуры раствора и начала его течения) измеряется вискозиметром в пределах от 0 до 20 Па. Водоотдача буровых растворов характеризуется объемом фильтрата (от 2 до 10 см³), отделившегося из раствора через стандартную фильтрующую поверхность при перепаде давления на ~ 100 кПа в течение 30 мин. Толщина осадка на фильтре (фильтрационной корки), образующегося при определении водоотдачи, изменяется в пределах 1-5 мм. Содержание твердой фазы в буровых растворах характеризует концентрацию глины (3-15%) и утяжелителя (20-60%).

Для обеспечения эффективности бурения (в зависимости от конкретных геолого-технических условий) свойства буровых растворов регулируют изменением соотношения содержания дисперсной фазы и дисперсионной среды и введением в них специальных материалов и химических реагентов. Для снижения водоотдачи, уменьшающей увлажнение, набухание и потерю устойчивости горных пород, буровые растворы на водной основе обрабатывают понизителями водоотдачи: углещелочным реагентом, конденсированной сульфитно-спиртовой бардой, карбоксиметилцеллюлозой, оксиэтилцеллюлозой, модифицированным крахмалом, акриловыми полимерами (метасом и др.). Регулирование реологических свойств буровых растворов, обеспечивающих снижение гидравлических сопротивлений при циркуляции раствора, очистку забоя от выбуренной породы, уменьшение эрозии стенок

скважины, достигается вводом понизителей вязкости (окисленного замещённого лигносульфоната, феррохромлигносульфоната, нитролигнина, полифенолов, фосфатов) и структурообразователей (бентонит, палыгорскит, асбест и др.). Для предотвращения водонефтегазопроявлений при аномально высоких пластовых давлениях увеличивают плотность буровых растворов путём введения специальных утяжелителей (например, мелом до 1500 кг/м^3 , баритом и гематитом до 2500 кг/м^3 и более) или уменьшают её до 1000 кг/м^3 за счёт аэрирования буровых растворов (см. Аэрация) или добавления в него пенообразователей (сульфонола, лигносульфоната). Подавление гидратации и набухания горных пород при их взаимодействии с фильтратом буровых растворов достигается обработкой его окисью кальция, гипсом, хлористым кальцием и калием, едким натром и калием, жидким стеклом и др. Антифрикционные свойства буровых растворов усиливают вводом смазочных добавок (нефти, графита, окисленного петролатума, смеси гудронов и др.). Для сохранения реологических и фильтрационных свойств буровых растворов при высоких температурах применяют хроматы и бихроматы калия или натрия и антиоксиданты. В качестве пеногасителей буровых растворов используют резиновую и полиэтиленовую крошку, жирные кислоты и спирты, кремнийорганические соединения и др. Для регулирования содержания твёрдой фазы в раствор вводят селективные флокулянты.

Особый класс реагентов применяют при регулировании свойств растворов на углеводородной основе. К ним относятся эмульгаторы (мыла жирных кислот, эмультал и др.), вводимые в раствор для придания агрегативной устойчивости, стабилизаторы-структурообразователи (окисленный петролатум и битум, органоглина), гидрофобизаторы (сульфонол, четвертичные амины, кремнийорганические соединения), понизители фильтрации (органогуматы).

Приготавливают буровые растворы непосредственно перед бурением и в его процессе при помощи гидросмесителей и диспергаторов. Содержание твёрдой фазы буровых растворов регулируется 3-ступенчатой системой очистки — на вибрационных ситах, пескоотделителе и илоотделителе; газообразные агенты отделяют в дегазаторах.

2.2 Выбор бурового раствора при бурении скважин

При проведении работ по бурению скважин в различных условиях необходим правильный выбор циркулирующего агента, поскольку это напрямую влияет на эффективность работы. В каждой конкретной ситуации в зависимости от того, на какие полезные ископаемые ведётся бурение, и каковы условия проведения работ в данной местности, требуется индивидуальный выбор раствора для максимально эффективного решения задач бурения.

Задачей правильного выбора бурового раствора в сочетании с технологическими мероприятиями является обеспечение безаварийного и экономически эффективного бурения и высокого показателя качества вскрытия продуктивных пластов.

Буровой раствор решает целый комплекс задач в процессе сооружения скважины. Например, он укрепляет ее стенки, если буримая среда не отличается устойчивостью и сложена из рыхлых пород. В этих же условиях буровой раствор должен способствовать более эффективному выносу керна на поверхность, а также поддерживать шлам во взвешенном состоянии, даже если циркуляция по какой-либо причине прекратилась. Циркуляция раствора позволяет регулировать гидростатическое давление в скважине, уравнивая тем самым высокие пластовые давления. Если же это давление отличается низким показателем, буровой раствор должен закупоривать подобные зоны и заполнять собой трещины.

В зависимости от того, какие задачи должен решать циркулирующий агент, осуществляется выбор его типа и параметров. Выбор зависит от множества факторов: условия залегания пород и их состав, физико-механические свойства, а также показатели давления гидравлического разрыва. Кроме того, осуществляя выбор используемого состава, специалисты опираются и на то, какие материалы есть у них в наличии, чтобы изготовить буровой раствор.

Существуют прецеденты, когда выбор бурового раствора осуществляется не только индивидуально для участка местности, но и для каждой скважины, а в некоторых случаях – для каждого участка или интервала одной скважины.

При бурении в устойчивых породах в качестве бурового раствора может использоваться техническая вода, а также может применяться бурение с продувкой при помощи воздуха, азрированных жидкостей или пен. При работе в мощных глинистых породах необходимо уделять особое значение способности бурового раствора укреплять стенки скважины. Наибольшие сложности выбора бурового раствора предоставляют сложенные из чередующихся пород участки – в данном случае требуется научное обоснование выбора.

2.3 Буровые растворы применяемые при бурении карбонатных горных пород.

2.3.1 Лигносульфонатные растворы

Лигносульфонатные растворы — буровые глинистые растворы, стабилизированные лигносульфонатными реагентами (иногда в сочетании с УЩР).

Используются при разбурировании глинистых отложений, гипсов, ангидритов и карбонатных пород. Главной функцией лигносульфонатных реагентов является понижение вязкости, основанное на сочетании

стабилизирующего и ингибирующего эффектов. Ингибирующее действие кальциевой ССБ в пресных растворах мягче, чем действие извести.

Раствор термостоек до 130 °С.

При бурении в глинистых разрезах наиболее эффективно разжижается раствор при комбинированных обработках ССБ и УЩР.

В зависимости от качества исходной глины на приготовление 1 м³ лигносульфонатного раствора требуется (в кг): глины 80-200, ССБ 30-40, УЩР 10-20, NaOH 5-10, пеногасителя 5-10, воды 940-900, утяжелителя - до получения раствора необходимой плотности.

Указанные пределы компонентного состава обеспечивают получение растворов с показателями: плотность 1060 -2200 кг/м³, условная вязкость 18 - 40 с, показатель фильтрации 5-10 см³/30 мин, СНС₁ = 6-45 дПа, СНС₁₀= 12-90 дПа, рН = 8-10 [2].

2.3.2 Полимерный буровой раствор

Полимерный буровой раствор — раствор на водной основе, содержащий высокомолекулярные полимеры линейного строения, применяемый при бурении главным образом крепких пород. Характеризуется высокой гидрофильностью и псевдопластичностью — способностью разжижаться до вязкости, близкой к вязкости воды, при больших скоростях сдвига и загустевать при низких. Различают безглинистые и малоглинистые полимерные буровые растворы. Для приготовления безглинистых полимерных буровых растворов используются гидролизованный полиакриламид (ГПАА), оксиэтилированная целлюлоза (ОЭЦ) и карбоксиметилцеллюлоза (КМЦ), биополимеры и другие соединения. Комплексообразователями служат хромовые, алюминиевые и т.п. соли. В малоглинистых полимерных буровых растворах используются полимеры двойного действия, являющиеся стабилизаторами бентонитовых суспензий и коагуляторами высокодисперсных

частиц. Для приготовления малоглинистых полимерных буровых растворов применяются в основном акриловые полимеры (ГПАА, метас, гидролиз, полиакрилонитрил — гипан и др.), сочетающиеся с КМЦ-600, КМЦ-700 и подобными полимерами, обеспечивающими дополнительные снижения фильтрации. Для утяжеления полимерных буровых растворов применяются водорастворимые соли тяжёлых металлов. Содержание комплексообразователей не превышает 0,4%, бентонита 2-6% (в малоглинистых растворах). Фильтрация полимерных буровых растворов 5-10 см³, плотность неутяжелённых растворов 1000-1060 кг/м³. При бурении в глинистых отложениях полимерных буровых растворов добавляют КС1 и др.

Полимерные буровые растворы способствуют увеличению механической скорости проходки, стойкости долота, снижению абразивного износа трущихся частей насосов и др.

2.3.3 Глинистый буровой раствор

Глинистый раствор — основная разновидность бурового раствора (твёрдая фаза — глина, жидкая — вода); применяется при бурении скважин для очистки забоя от выбуриваемой породы, выноса её на поверхность, глинизации стенок скважин и др.

Глинистый раствор готовят в глиномешалках с использованием глинопорошков из бентонитовых, иллитовых или других глин. При бурении глинистых пород глинистым раствором образуется в процессе бурения за счёт перехода в него глины (так называемый самозамес). Механизм образования глинистого раствора включает процесс смачивания глины (гидратация), её набухание и распадение на мельчайшие частицы (диспергация и пептизация). Глинистый раствор в условиях циркуляции — неньютоновская жидкость, в покое образует студнеобразную массу (гель), способную удерживать во

взвешенном состоянии выбуренную породу. При использовании глинопорошков высшего и первого сортов концентрация глины в растворе составляет 5-8%, второго сорта — 11-12%, третьего — 15-16%. Расход глины увеличивается, если используется минерализованная или морская вода. Особенно чувствительны к действию соли бентонитовые глины, поэтому их предварительно замачивают в пресной воде (прегидратация). В солёных средах наиболее пригодны специальные солестойкие глины — палыгорски и др.

Эксплуатационные свойства глинистого раствора регулируются содержанием глины (необработанные растворы), введением различных химических реагентов, солей, утяжелителей и других добавок.

3 ВЫБОР И ОБОСНОВАНИЕ БУРОВОГО РАСТВОРА НА ПРИМЕРЕ СКВАЖИНЫ ПЛАТОНОВСКАЯ - 1 ЮРУБЧЕНО - ТОХОМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Геологический разрез скважины Платоновская - 1 почти полностью представлен карбонатными отложениями с низкими значениями пластовых давлений, плотностью от 2170 до 3020 кг/м³ и минимальной проницаемостью (приложение 1,2).

В ходе изучения карбонатных пород мы узнали, что карбонатные породы в силу своих свойств имеют низкую проницаемость, так как являются твердыми породами. Этот факт дает нам возможность бурить скважины даже на простой воде, потому что раствор с породой практически не взаимодействует, исключается возможность размыва стенок скважины и как следствие ее обрушение. Но обычная вода не дает нам всех свойств предъявляемых к буровому раствору.

Основная проблема при бурении карбонатных горных пород это поглощение бурового раствора. Карбонатные породы имеют сильную трещиноватость. На примере скважины Платоновская - 1 юрубчено -

тохомского месторождения мы видим, что пластовое давление при этом крайне мало (приложение 1). Поглощения на многих участках имеют колоссальное значение (вплоть до полного). Из за этого полностью исключается возможность бурения с помощью винтового забойного двигателя, потому что при бурении ВЗД создается сильное давление бурового раствора, следствие чего - колоссальные поглощения.

Полностью избавиться от поглощения мы не в силах, потому что обычное давление столба жидкости на глубине даже 500 метров будет уже выше пластового в 5 раз. Следовательно с увеличением глубины поглощения будут все сильнее.

Главная задача при выборе бурового раствора для таких скважин это подбор такого раствора, чтобы при минимальном создаваемом давлении он выполнял все свои функции: вынос шлама с забойной зоны, смазывание породо - разрушающего инструмента, сохранение шлама в подвешенном состоянии. Оптимальным будет вариант полимерно - глинистого раствора. В таком случае мы сможем минимизировать поглощения во время всего процесса бурения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе проделанного нами исследования мы изучили происхождение, свойства и классификацию карбонатных горных пород. Познакомились с буровыми растворами применяемыми для бурения карбонатных горных пород. На основе изученных материалов были сделаны выводы касаясь выбора бурового раствора на примере скважины Платоновская - 1 юрубчено - тохомского месторождения. В силу трещиноватости породы и низкого пластового давления, основной проблемой стало поглощение бурового раствора, так как давление создаваемое раствором даже при минимальной его подаче будет выше пластового в скважине. Проблему поглощения с помощью выбора бурового раствора решить невозможно, поэтому рациональнее всего использовать раствор отвечающий всем требованиям для оптимального процесса бурения, а именно полимерно - глинистый раствор. А проблему поглощения, вернее его минимизирование, контролировать давлением создаваемым насосами. Так же был сделан вывод о том, что использование ВЗД в таких скважинах абсолютно не уместно, потому что при использовании винтового забойного двигателя создается очень большое давление раствора в скважине, что делает поглощения еще более сильными.

На основе всего вышесказанного мы можем сделать вывод, что цели поставленные в начале исследования были достигнуты.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Алексеев В.П. Литология: учебное пособие. – Екатеринбург: Изд-во УГГА, 2001 – 249 с.
2. Багринцева К.И. Карбонатные породы-коллекторы нефти и газа. – М.: Недра, 1977. – 257 с.
3. Киркинская В.Н., Смахов Е.М. Карбонатные породы-коллекторы нефти и газа. – Л.: Недра, 1981. – 255 с.
4. Лигносультфонатные реагенты [электронный ресурс]
<http://www.ngpedia.ru/id384529p1.html>
5. Кузнецов В.Г. Литология карбонатных пород-коллекторов: учебное пособие. – М.: МИНГ, 1986. – 80 с.
6. Функциональные свойства буровых растворов и методы их определения [электронный ресурс] <http://pandia.ru/text/77/283/90406-2.php>
7. Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород (с основами методики исследования): учебник для студентов геол. спец. вузов. – М.: Высшая школа, 1984. – 416 с.
8. Платонов М.В., Тугарова М.А. Петрография обломочных и карбонатных пород: Учебно-методическое пособие. – СПб., 2004. – 72 с.
9. Прошляков Б.К., Кузнецов В.Г. Литология: Учебник для вузов. – М.: Недра, 1991. – 444 с.
10. Ханин А.А. Породы-коллекторы нефти и газа и их изучение. – М.: Недра, 1969. – 368 с.
11. Проницаемость горной породы [электронный ресурс]
<https://ru.wikipedia.org/wiki/Проницаемость>
12. Виноградов С. С. Доломиты. Оценка месторождений при поисках и разведке. М, Госгеолтехиздат, 1961. 174 с

13. Лекции - бурение нефтяных и газовых скважин [электронный ресурс]
http://catalog.sfu-kras.ru/cgi-bin/irbis64r_14/cgiirbis_64.exe?LNG=&C21COM=F&I21DBN=ANTI_PL&P21DBN=BOOK1&Z21ID=174832340563441958155
14. Кинзикеев А. Р. Методы комплексного исследования карбонатных отложений. М., Недра, 1972. 152 с
15. Нечай А. М. Оценка продуктивности и коллекторских свойств трещиноватых карбонатных пород.— Прикладная геофизика, 1960, вып. 26, с. 149—185.
16. Выбор бурового раствора при бурении скважин [электронный ресурс]
<http://rosprombur.ru/vybor-burovogo-rastvora-pri-bureanii-skvazhin.html>
17. Промывочные жидкости и тампонажные растворы [Электронный ресурс].
URL:<http://geologinfo.ru/>
18. Шванов В.Н. Петрография песчаных пород. – Л.: Недра, 1987. – 269 с.
19. Рабочий проект на строительство поисковой скважины №1 Платоновской площади
20. Бурлин Ю.К., Конюхов А.И., Карнюшина Е.Е. Литология нефтегазоносных толщ: учебное пособие для вузов. – М.: Недра, 1991. – 286 с.
21. Вильямс Х., Тернер Ф. Дж., Гилберт Ч.М. Петрография. Ч. 2. Осадочные поро-ды. – М.: Мир, 1985. – с. 5–154.
22. Петрография осадочных пород / Под ред. Г.Б. Мильнера. – М.: Недра, 1968. – Т. 1 – 500 с. – Т. 2 – 665 с.
23. Справочник по литологии. / Под ред. Н.Б. Вассоевича, В.И. Марченко. – М.: Недра, 1983. – 509 с
24. Тугарова М.А. Поро-ды-коллекторы: Свойства, петрографические признаки, классификации: учебно-методич. пособие. – СПб., 2004. – 36 с.
25. Безбородов Р.С. Краткий курс литологии. – М.: Изд-во РУДН, 1989. – 313 с.

26. Грей Дж. Р., Дарли Г. С. Г. Состав и свойства буровых агентов (промывочных жидкостей): пер. с англ. – М.: Недра, 1985 – 509 с.
27. Исследования по проблеме трещинных коллекторов нефти и газа/Под ред. В. Н. Калачевой. Л., Недра, 1970. 222 с.
28. Копыстьянский Р. С. Трещиноватость горных пород и ее значение в нефтегазовой геологии (на примере Карпатского региона). Киев, Наукова думка, 1978. 216 с.
29. Котяхов Ф. Я. Коллекторские свойства карбонатных пород воронежского горизонта Речицкого нефтяного месторождения.— Геология нефти и газа, 1969, № 9, с. 44—49.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

Давление и температура по разрезу скважин

Индекс страти- графи- ческо- го подраз- деле- ния	Интервал, м		Градиент давления												Температура в конце интервала	
			пластового			порового			гидроразрыва пород			горное				
	МПа на м		источ- ник полу- чения	МПа на м		Источ- ник полу- чения	МПа на м		Источ- ник полу- чения	МПа на м		источ- ник полу- чения	градус	Источ- ник полу- чения		
	от (верх)	до (низ)		от (верх)	до (низ)		от (верх)	до (низ)		от (верх)	до (низ)					
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Є _{2-3ev}	10	560	0,0100	0,0100	РФЗ	-	-	-	0,0149	0,0149	РАС	-	-	-	3-5	РФЗ
Є _{1-2 lit- Є_{1 an}}	560	1200	0,0108	0,0108	РФЗ	-	-	-	0,0154	0,0154	РАС	-	-	-	10	РФЗ
Є _{1 bul}	1200	1265	0,0100	0,0100	РФЗ	-	-	-	0,0149	0,0149	РАС	-	-	-	11-12	РФЗ
Є _{1 bls}	1265	1810	0,0104	0,0104	РФЗ	-	-	-	0,0152	0,0152	РАС	-	-	-	11-12	РФЗ
Є _{1 us}	1810	2410	0,0110	0,0110	РФЗ	-	-	-	0,0156	0,0156	РАС	-	-	-	18-20	РФЗ
Венд	2410	2930	0,0100	0,0100	РФЗ	-	-	-	0,0149	0,0149	РАС	-	-	-	21-37	РФЗ
R	2930	3000	0,0097	0,0097	РФЗ	-	-	-	0,0147	0,0147	РАС	-	-	-	42-48	РФЗ

ПРИЛОЖЕНИЕ 2

Физико-механические свойства горных пород по разрезу скважины

Индекс стратиг- рафичес- кого разде ления	Интервал, м		Краткое название горной породы	Плот- ность кг/м ³	Порис- тость, %	Прон- и- цае- мость мД	Гли- нис- тость, %	Кар- бонат- ность, %	Соле- нос- ность %	Твер- дость, кгс/мм ²	Абрази- в-ность	Категория пор. по про- мысловой классифик- ац. (М, С, Т и т.д.)
	от	до										
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Q	0	10	Супеси, суглинки									
Є _{2-3ev}	10	560	Алевролит	2600	4,33	0	20	30		4,0	4,0	С
			Доломит	2600			20,0	70		4,0	4,0	С
Є _{1-2 lit}	560	760	Доломит	2650	3,50	0	30	-		4-6,5	4-5,5 СТ	
			Каменная соль	2200	0,1	0	-	-	100	3,5	2	СТ

Є _{1an}	760	1200	Доломит	2730	3,51	0	5,0	100	-	3,5-7,0	4-5,5	СТ
			Каменная соль	2200	0,1	0	-	-	100	3,5	2	СТ
	1000	1140	Долерит	3020	0,1	0,0167	-	0	-	9,0	8,0	К
Є _{1bul}	1200	1265	Доломит	2760	3,1	0,12	0	100	-	6,5	5,5	СТ
Є _{1bls₂}	1265	1605	Доломит	2730	2,73	1,03	10	80	-	5,5-7,0	5,0-5,5	СТ
			Каменная соль	2580	0,62	0,01	-	0	100	3,5	2	СТ
Є _{1bls₁}	1605	1810	Доломит	2720	4,29	1,0643	5,0	80,0		5,5-7,0	5,5	СТ
			Известняк	2720	0,94	0,6489	5,0	92,88		5,5-7,0	5,0	СТ
Є _{1us}	1810	2410	Доломит	2610	1,9	1,1	5,0	80,0		6,0	5,0-5,5	СТ
			Каменная соль	2170	0,1	0	-	-	100	3,5	2,0	СТ
	2210	2290	Долерит	3020	0,1	0,0167				9,0	8,0	К
V-Є _{1tt}	2410	2460	Доломит	2830	1,59	0,01	15,0	87		7,5	6	Т
Vsb	2460	2520	Доломит	2770	2,65	0,6278	15	80		7,5	6	Т
Vktg	2520	2610	Доломит	2710	2,7	0,1311	15	59		8,0	8	Т
			Аргиллит	2580	6,95	0,29	70	27		3,5	4,5	Т

			Песчаник	2620	50,9	0,7053	20	10		7,5	7	T
Vosk	2610	2815	Алевролит	2560	6,31	1,8733	30	34		6,0	6,0	T
			Песчаник	2620	50,9	0,7053	20	10		7,5	7	T
			Доломит	2730	2,44	10,93	10	88,0		7,5	9,0	T
V vn	2815	2930	Алевролит	2560	6,31	1,8733	30	34		6,0	6,0	T
			Аргиллит	2580	6,95	0,29	70	27		3,5	4,5	T
			Песчаник	2620	50,9	0,7053	20	10		7,5	7	T
R	2930	3000	Доломит	2760	2,5	1,86	10	81		7,5	6,0	T