

12 (91) декабрь 2011

ГОРНЫЕ ВЕДОМОСТИ

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

**ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ
ОБ АБСОЛЮТНОМ ВОЗРАСТЕ
ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ,
ПОЛУЧЕННЫЕ НА ОСНОВЕ
U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ
НА SHRIMP II (ПОЗДНИЙ АРХЕЙ)**

**ПРИЧИНЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА КАЧЕСТВО
И ДОСТОВЕРНОСТЬ
ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ЗАВИСИМОСТЕЙ**

**МЕТОДИКА АНАЛИЗА
И ОЦЕНКИ ПЕРСПЕКТИВ ОСВОЕНИЯ
НЕБОЛЬШИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ПО ИХ ГЕОЛОГО-ФИЗИЧЕСКОЙ
ХАРАКТЕРИСТИКЕ**

*«Богатство нефти
есть залог величия державы»*
M.B. Ломоносов

ПРИЧИНЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА КАЧЕСТВО И ДОСТОВЕРНОСТЬ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ЗАВИСИМОСТЕЙ

М. Ю. Зубков

ООО «ЗапСибГЦ», г. Тюмень

АННОТАЦИЯ

Рассмотрены некоторые часто используемые петрофизические зависимости. Предложены критерии для оценки степени их достоверности и качества. Установлены основные причины, влияющие на качество и достоверность этих зависимостей. Даны понятия геометрического и гидравлического радиуса пор. Объяснены причины низкой достоверности результатов определения различных типов вод, содержащихся в поровом пространстве пород-коллекторов, с помощью метода ядерно-магнитного резонанса.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА

Коллекторские свойства, минеральный состав, электрические свойства, водонасыщенность, ядерно-магнитный резонанс (ЯМР).

REASONS AFFECTING ON QUALITY AND RELIABILITY OF PETROPHYSICAL RELATIONSHIPS

M.Yu. Zubkov

ZapSibGC LLC, Tyumen

ABSTRACT

Some frequently used petrophysical relationships are considered. Criteria for estimation of reliability and quality levels are suggested. Main reasons affecting on quality and reliability of these relationships are determined. Concepts of geometric and hydraulic pore radius are given. Author explains reasons of low outcome reliability during determination of different types of reservoir pore space waters by method of nuclear magnetic resonance.

KEY WORDS

Reservoir properties, mineral composition, electric properties, water saturation, nuclear magnetic resonance (NMR).

ВВЕДЕНИЕ

При проведении работ, связанных с подсчетом запасов углеводородов и составлением ТЭО КИН в пределах того или иного месторождения или лицензионного участка, используются разнообразные петрофизические зависимости, на основе которых определяются граничные значения коллекторских свойств продуктивных пластов, а также исходные данные, необходимые для интерпретации результатов ГИС. Однако далеко не всегда удается получить кондиционные зависимости между интересующими петрофизическими параметрами и, соответственно, определить необходимые граничные или интерполируемые значения рассматриваемых параметров.

С целью демонстрации основных причин, влияющих на качество и степень достоверности петрофизических зависимостей, получаемых для продуктивных отложений различного возраста, нами использованы результаты комплексных литолого-петрофизических исследований образцов керна, отобранных из четырех скважин, которые расположены в пределах Сургутского и Красноленинского сводов.

РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ЗАВИСИМОСТЕЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Начнем рассмотрение с простейших петрофизических связей, построенных на основе изучения коллекторских свойств пород-коллекторов.

Зависимости между коллекторскими свойствами можно условно подразделить на два типа: функциональные и не функциональные. В зависимостях первого типа аргумент и функция связаны между собой вполне определенным однозначным способом, формализованным тем или иным уравнением. К этому типу зависимостей можно отнести фундаментальную петрофизическую зависимость между пористостью и плотностью:

$$\sigma_{об} = \sigma_{мин} (1 - Kn), \quad (1)$$

где $\sigma_{об}$ и $\sigma_{мин}$ — объемная и минеральная плотности, а Kn — открытая пористость, выраженная в данном уравнении в долях единицы.

Здесь следует заметить, что широко употребляемый многими специалистами термин «минералогическая плотность» является неправильным с лингвистической точки зрения. Действительно, минералогия — это наука о минералах, а наука не может иметь плотность — это нонсенс. Другое дело минералы, каждый из них обладает вполне конкретной, присущей только ему плотностью. Поэтому следует использовать термин «минеральная плотность».

Рассмотрим обсуждаемую функциональную зависимость более подробно. Если бы порода была сложена одним минералом, например кварцем, то уравнение, связывающее объемную плотность такой породы и ее пористость, имело бы вид: $\sigma_{об} = -0.0265 Kn + 2.650$ при условии, что пористость измеряется в процентах, а плотность — в $\text{г}/\text{см}^3$ (рис. 1). Благодаря тому,

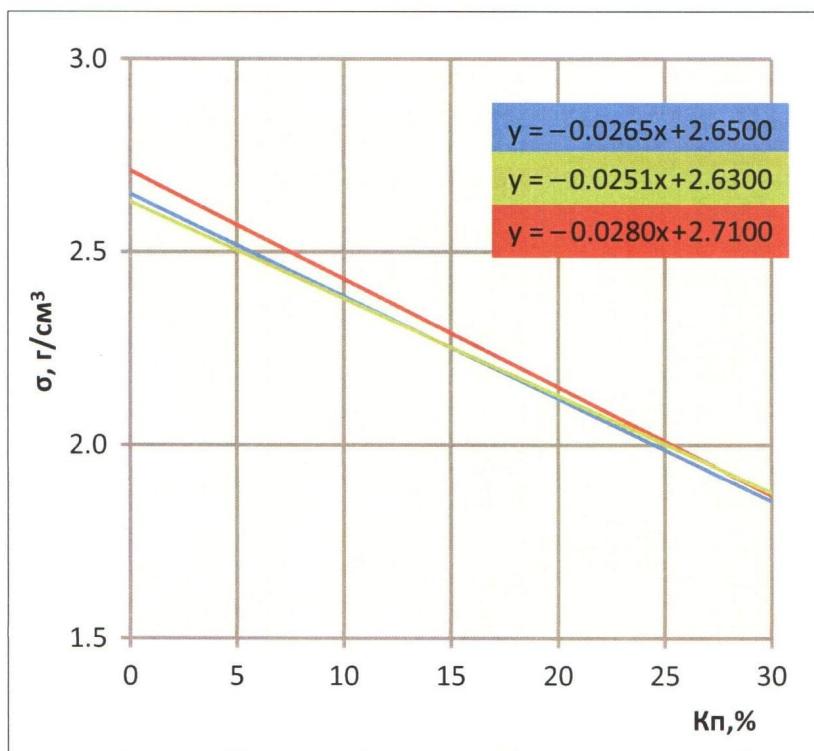


Рис. 1.
Зависимость объемной
плотности от пористости

что рассматриваемая зависимость является функциональной, легко проверить качество и достоверность полученной зависимости. Действительно, при значении пористости, равной нулю, получим минеральную плотность, равную минеральной плотности кварца, а именно — $2.65 \text{ г}/\text{см}^3$, а при значении пористости в 100 % минеральная плотность обратится в нуль (рис. 1). Рассмотренный вариант назовем «идеальным», так как в этом случае расчетная минеральная плотность, полученная при условии, что пористость равна нулю, действительно соответствует плотности кварца.

На самом деле породы состоят из нескольких минералов, а также большей или меньшей примеси органического вещества, поэтому их минеральная плотность (σ_{min} в уравнении 1) не является константой. Более того, часто пористость пород определяется содержанием в них цемента. Наиболее часто встречаемый вариант — это песчаники и/или алевролиты с карбонатным цементом, содержание которого обратно пропорционально величине их пористости. Поскольку минеральная плотность карбонатного цемента заметно выше, чем основных пордообразующих минералов, представленных обычно кварцем и полевыми шпатами, то с ростом его концентрации будет закономерно увеличиваться минеральная плотность и уменьшаться открытая пористость. Поэтому зависимость между объемной плотностью и открытой пористостью будет иной, например, такой: $\sigma_{ob} = -0.0280Kn + 2.71$. В этом случае расчетная минеральная плотность при условии $Kn=0$ будет равна $2.71 \text{ г}/\text{см}^3$, а при $Kn=100\% - \sigma_{ob} = -0.09 \text{ г}/\text{см}^3$. Так как при значении пористости в 100 % объемная плотность должна быть равной нулю и в принципе не должна иметь отрицательных значений, то можно заключить, что обсуждаемая зависимость дает завышенное значение средней плотности, поэтому ее можно назвать «завышенной» (см. рис. 1). Отметим, что большинство получаемых петрофизиками зависимостей пористость — плотность относится именно к этому классу.

Рассмотрим теперь ту же зависимость для пород, в которых уменьшение пористости сопряжено с ростом в их составе доли углисто-глинистого материала. В этом случае между плотностью и пористостью может быть установлена зависимость, описываемая, например, следующим уравнением: $\sigma_{ob} = -0.0251Kn + 2.63$. Тогда при $Kn=0$ получим среднюю минеральную плотность, равную $2.63 \text{ г}/\text{см}^3$, а при $Kn=100\% - \sigma_{ob} = 0.12 \text{ г}/\text{см}^3$. Исходя из уравнения (1) при $Kn=1$ (в долях единицы) или 100 %, объемная плотность должна быть равна нулю. Следовательно, полученная нами зависимость дает заниженное среднее значение минеральной

плотности, и этот тип зависимостей можно назвать «заниженным» (см. рис. 1).

Таким образом, степень идеальности рассматриваемой зависимости можно легко оценить по значениям коэффициентов, присутствующих в обсуждаемом уравнении, — свободного и стоящего перед аргументом. Если пористость в уравнении, связывающем σ_{ob} и Kn , выражена в процентах, то при умножении коэффициента, стоящего перед Kn , на 100 его абсолютное значение должно быть равно величине свободного коэффициента, как в первом из рассмотренных выше случаев (идеальном). В результате полученная расчетная средняя величина минеральной плотности породы-коллектора будет соответствовать его реальному значению.

Если же после умножения на 100 этот коэффициент оказывается больше по величине, чем свободный член уравнения, то средняя расчетная величина σ_{min} является завышенной.

В том случае, когда после умножения на 100 этот коэффициент оказывается меньше по величине, чем свободный член уравнения, полученная средняя расчетная величина σ_{min} является заниженной.

Если пористость выражена в долях единицы, то в этом случае анализ качества полученных зависимостей упрощается: умножение на 100 уже не потребуется.

Таким образом, по величине разницы между рассматриваемыми коэффициентами можно оценить качество и достоверность полученной зависимости: чем значительнее величина этой разницы, причем хоть со знаком плюс, хоть со знаком минус, тем хуже качество этой зависимости.

Поскольку наибольший интерес представляет определение средней минеральной плотности собственно пород-коллекторов, то следует уменьшить диапазон изменения пористости. Для этого необходимо исключить из зависимости песчаники и алевролиты с карбонатным и глинистым или углисто-глинистым материалом, а также глинисто-слюдистые алевролиты и алевритисто-слюдистые глины, так как минеральная плотность глинистых, слюдистых минералов, и особенно хлорита, значительно отличается (более высокими значениями) от минеральной плотности кварц-полевошпатовой обломочной части гранулярных пород-коллекторов. Для пород с повышенным содержанием глинистого, глинисто-углистого или карбонатного цемента необходимо построить самостоятельные зависимости плотность — пористость. Если же строить одну зависимость для всех литологических разновидностей пород, входящих в состав того или иного продуктивного пласта, то полученная зависимость будет иметь низкую степень достоверности, и вычисленная на ее

основе средняя плотность не будет соответствовать реальной минеральной плотности собственно пород-коллекторов. Понятно, что из-за поликомпонентного состава пород-коллекторов построить идеальную зависимость пористость — плотность невозможно, но описанный выше алгоритм поможет быстро оценить качество и достоверность зависимости пористость — плотность, полученной для того или иного продуктивного пласта.

Следующая функциональная зависимость: эффективная пористость ($K_{\text{пф}}$) — водоудерживающая способность ($K_{\text{Вс}}$), используется реже, чем рассмотренная выше, однако с ее помощью можно оценить, насколько качественно выполнены определения $K_{\text{Вс}}$. Эти петрофизические параметры связаны уравнением:

$$K_{\text{пф}} = K_{\text{п}}(1 - K_{\text{Вс}}), \quad (2)$$

в котором $K_{\text{пф}}$ — коэффициент эффективной пористости (может быть представлен в долях единицы либо в процентах), а $K_{\text{Вс}}$ — коэффициент водоудерживающей способности, выраженный в этом уравнении в долях единицы.

По аналогии с предыдущей зависимостью рассмотрим три возможных варианта. Первый — идеальный, который будет характеризовать идеальную связь между рассматриваемыми петрофизическими параметрами, описываемую, например, уравнением $K_{\text{пф}} = -0.198K_{\text{Вс}} + 19.8$ (рис. 2). Поскольку $K_{\text{Вс}}$ не бывает равным нулю, то $K_{\text{п}}$ не может быть равным $K_{\text{пф}}$, поэтому это значение $K_{\text{Вс}}$ нам не поможет в оценке качества полученной зависимости. Другое дело, когда величина $K_{\text{Вс}}$ принимает значение, равное 100 %. В этом

случае $K_{\text{пф}}$ по определению должен быть равным нулю. В соответствии с приведенным выше уравнением при $K_{\text{Вс}} = 100 \%$ $K_{\text{пф}}$ принимает нулевое значение, следовательно, между ними действительно существует идеальная зависимость.

В случае, когда между обсуждаемыми параметрами существует, например, такая зависимость: $K_{\text{пф}} = -0.192K_{\text{Вс}} + 19.9$, при значении $K_{\text{Вс}}$, равном 100 %, получаем $K_{\text{пф}} 0.7 \%$ (см. рис. 2). Поскольку в этой точке графика, как уже говорилось выше, значение $K_{\text{пф}}$ должно быть равно 0, то очевидно, что нами получены завышенные значения эффективной пористости, поэтому этот тип зависимости можно отнести к классу завышенных.

Если же зависимость между $K_{\text{пф}}$ и $K_{\text{Вс}}$ имеет, например, вид $K_{\text{пф}} = -0.191K_{\text{Вс}} + 18.4$, то при значении $K_{\text{Вс}}$, равном 100 %, получим $K_{\text{пф}} -0.7 \%$, то есть заниженные значения (см. рис. 2). Поэтому этот тип зависимостей назовем заниженным.

Таким образом, используя предложенный простейший алгоритм для проверки качества выполненных определений $K_{\text{Вс}}$, легко оценить степень их достоверности. Отметим, что завышенные зависимости встречаются крайне редко, но тем не менее получение таких зависимостей должно насторожить специалистов, проводящих исследования, которыми следует проверить свою методику определения $K_{\text{Вс}}$. Гораздо чаще встречаются заниженные зависимости. Появление таких зависимостей обычно свидетельствует о недонасыщении образцов водой в процессе их подготовки к эксперименту или «пересушивании» в центрифуге в процессе получения значений $K_{\text{Вс}}$.

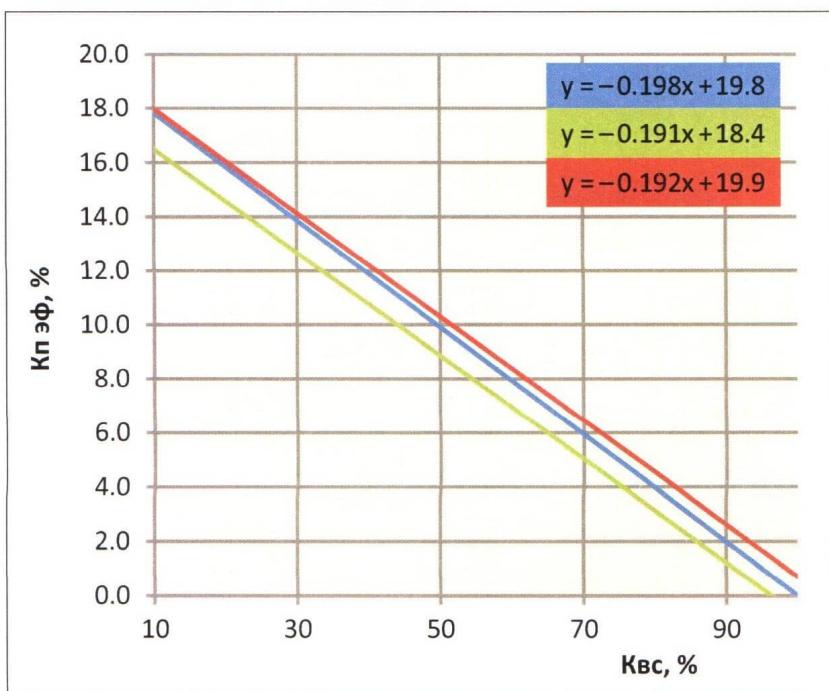


Рис. 2.
Зависимость
эффективной пористости
от водоудерживающей
способности

Поскольку с ростом глубины залегания продуктивных отложений они подвергаются все более и более высоким литостатическим нагрузкам, то их открытая пористость, соответственно, закономерно уменьшается, а поскольку $K_{\text{п,ф}}$ функционально связан с $K_{\text{л}}$, то и его значения также снижаются с увеличением глубины залегания пластов. Поэтому на графике $K_{\text{п,ф}} = f(K_{\text{Вс}})$ зависимости между этими параметрами закономерно выполняются при переходе от верхних пластов к нижним горизонтам (рис. 3). Если в пределах одного месторождения или лицензионного участка наблюдается нарушение отмеченной закономерности, то это может свидетельствовать об эпигенетических наложенных процессах, связанных, например, с тектоническими зонами разуплотнения или, наоборот, сжатия, а также о наложенном гидротермальном воздействии на породы-коллекторы, сопровождающие тектонические движения [3—6].

Перейдем к рассмотрению не функциональных зависимостей.

Довольно часто рассматривается связь между пористостью и проницаемостью ($K_{\text{пр}}$) гранулярных пород-коллекторов, которая является ярким примером не функциональной зависимости. Существует масса работ, вышедших как у нас, так и за рубежом, в которых содержатся попытки установления связей между $K_{\text{л}}$ и $K_{\text{пр}}$, однако общего уравнения даже только для класса гранулярных коллекторов на эмпирическом уровне вывести так и не удалось. Действительно, для создания такого уравнения необходимо учесть массу факторов, которые невозможно формализовать с помощью математических уравнений, включающих следующие условия:

— палеогеографические условия, в которых проходило отложение гранулярных коллекторов и источника исходного обломочного материала для их образования и от которых будет зависеть, в свою очередь, вещественный и гранулометрический состав осадка, степень его сортировки и форма зерен;

— тип и состав цемента, текстурные особенности (наличие и форма слоистости, толщина и выдержанность прослоев);

— степень и характер сначала ди-, а затем катагенеза (то есть термодинамические условия, существовавшие в осадке в процессе его погружения и уплотнения);

— влияние тектонических напряжений, вызывающих сжатие или разуплотнение осадка;

— наложенные гидротермальные процессы, сопровождающие тектонические движения, которые способны ускорить постепенное перерождение собственно гранулярного вида коллектора в трещинный и/или трещиннокавернозный типы.

Рассмотрим в качестве примера зависимость $K_{\text{л}} = K_{\text{пр}}$, построенную по результатам определения коллекторских свойств образцов, отобранных из разновозрастных продуктивных отложений от АС до АЧ₂ Сургутского и пластов от ЮК₂₋₉ до ЮК₁₀ Красноленинского сводов (рис. 4). На рисунке выделяются две основные группы точек. Одна группа соответствует породам, не являющимся коллекторами, имеющим пористость примерно от 0.5 до 15 % и проницаемость от сотых долей до 1 мД, а вторая группа, напротив, представлена породами-коллекторами с пористостью, обычно превышающей 15 % и достигающей почти 25 %, а также проница-

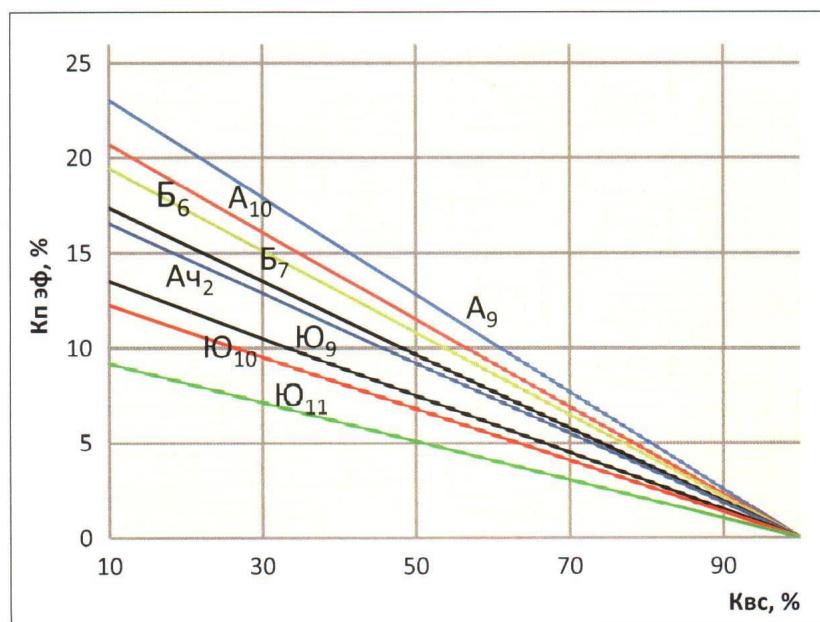


Рис. 3.
Генерализованные зависимости эффективной пористости от водоудерживающей способности для пластов различного возраста

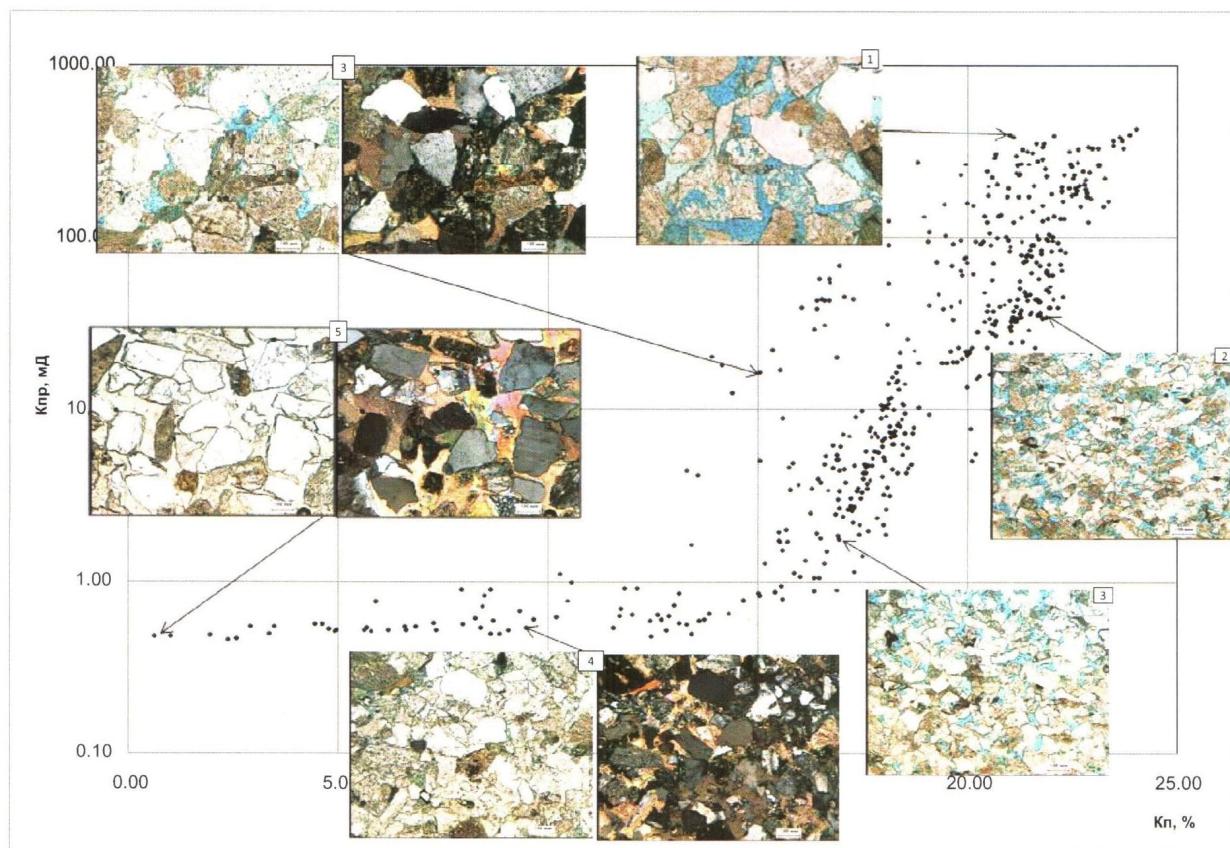


Рис. 4. Зависимость абсолютной проницаемости от пористости для образцов, отобранных из пластов различного возраста (В виде врезок приведены фотографии петрографических шлифов образцов с различными фильтрационно-емкостными свойствами), пояснения в тексте

емостью от более чем 1 мД до почти 500 мД (см. рис. 4). Для «нижней» группы точек, относящихся к неколлекторам, зависимость между обсуждаемыми параметрами отсутствует, а для «верхней» намечается очень слабая прямо пропорциональная связь (см. рис. 4).

Анализ прозрачных петрографических шлифов, прокрашенных голубой смолой, показал, что самые высокопроницаемые и пористые образцы (Kp 24–25 % и Kpr 350–450 мД) представлены мелко-среднезернистыми песчаниками, вероятно отобранными из зоны разуплотнения. Причем они подверглись гидротермальному растворению и выщелачиванию неустойчивых обломочных зерен, представленных преимущественно кислыми плагиоклазами, что привело к формированию дополнительной емкости вторичного (гидротермального) происхождения (врезка 1 на рис. 4). Породы, обладающие приблизительно такой же пористостью (около 22 %), что и рассмотренные выше, но имеющие проницаемость почти на порядок ниже, представлены слюдистыми крупнозернистыми алевролитами (см. врезку 2 на рис. 4).

Снижение пористости и проницаемости в образцах из средней части рассматриваемой зависимости обусловлено появлением в их составе контактного и порового карбонатного цемента (см. врезку 3 на рис. 4). Низкие фильтрационно-емкостные свойства (ФЕС) ачимовских отложений обусловлены их преимущественно алевритовым составом и высоким содержанием в них глинисто-карбонатного цемента (см. врезки 3 и 4 соответственно на рис. 4).

Породы с самыми низкими ФЕС представлены песчано-алевритовыми разновидностями с высоким содержанием (до 40–45 %) в них карбонатного цемента от порового до базального типов (см. врезку 5 на рис. 4).

Таким образом, если для наиболее проницаемой и пористой группы образцов (имеющих $Kp > 15\%$ и $Kpr > 1 \text{ мД}$) мысленно провести линию тренда, то над ней окажутся песчаники с массивной текстурой, невысоким содержанием карбонатного и глинистого цемента, а также отобранные из зоны разуплотнения (часто с наложенной гидротермальной проработкой), иногда содержащие микротрешины. Под линией тренда

расположатся более алевритистые и глинистые песчаники и алевролиты, часто с эпигенетическим глинистым и карбонатным цементом, а также алевролиты и песчаники, отобранные из зон тектонического сжатия. Кроме того, в эту группу образцов часто попадают цилиндры, высверленные перпендикулярно по отношению к слоистости, которые ошибочно могут быть включены в рассматриваемую зависимость.

Рассмотрим причины, по которым происходит резкое уменьшение проницаемости при переходе от песчаников к алевролитам. Несложно показать, что если представить простейшую (идеальную) модель гранулярного коллектора в виде шаров одного радиуса, уложенных самым плотным образом (гексагональный тип упаковки), то радиусы каналов, расположенных между ними, будут примерно в 6 раз меньше радиусов этих шаров. Тогда в крупнозернистых алевролитах средний радиус пор будет примерно равен 4 мкм, а в мелкозернистом песчанике — 15 мкм. Поскольку проницаемость коллектора пропорциональна квадрату радиуса поровых каналов, присутствующих в нем, то по грубым оценкам проницаемость мелкозернистого песчаника должна быть приблизительно в 14 раз выше, чем у крупнозернистого алевролита, то есть примерно на порядок, о чём говорилось выше при срав-

нении проницаемостей песчаников и алевролитов (см. врезки 1 и 2 на рис. 4).

Если всю вторую группу точек, отвечающих породам-коллекторам, присутствующую на рисунке 4, разбить по их принадлежности к различным пластам, то можно получить линии тренда для каждого из пластов (рис. 5). Полученные линии тренда распались на две группы. Одна из них относится к верхним пластам с более высокими ФЕС (группы пластов АС и БС), а во вторую попали породы ачимовской пачки (см. рис. 5).

Чтобы получить более качественные зависимости между K_p и K_{pr} для образцов, отобранных из пласта БС₇, их пришлось разбить на две группы — одну с более высокими и другую, наоборот, с более низкими значениями ФЕС (см. рис. 5). Выделение двух групп точек объясняется тем, что образцы, относящиеся к первой, отобраны из верхней части пласта (на рисунке обозначены как БС_{7B}) и представлены хорошо отсортированными мелко-среднезернистыми песчаниками, а относящиеся ко второй подняты из нижней части того же пласта (на рисунке обозначены как БС_{7H}) и являются менее сортированными мелкозернистыми песчаниками с большей долей глинисто-алевритового материала. Указанные закономерности изменения гранулометрического состава и степени сортировки зерен

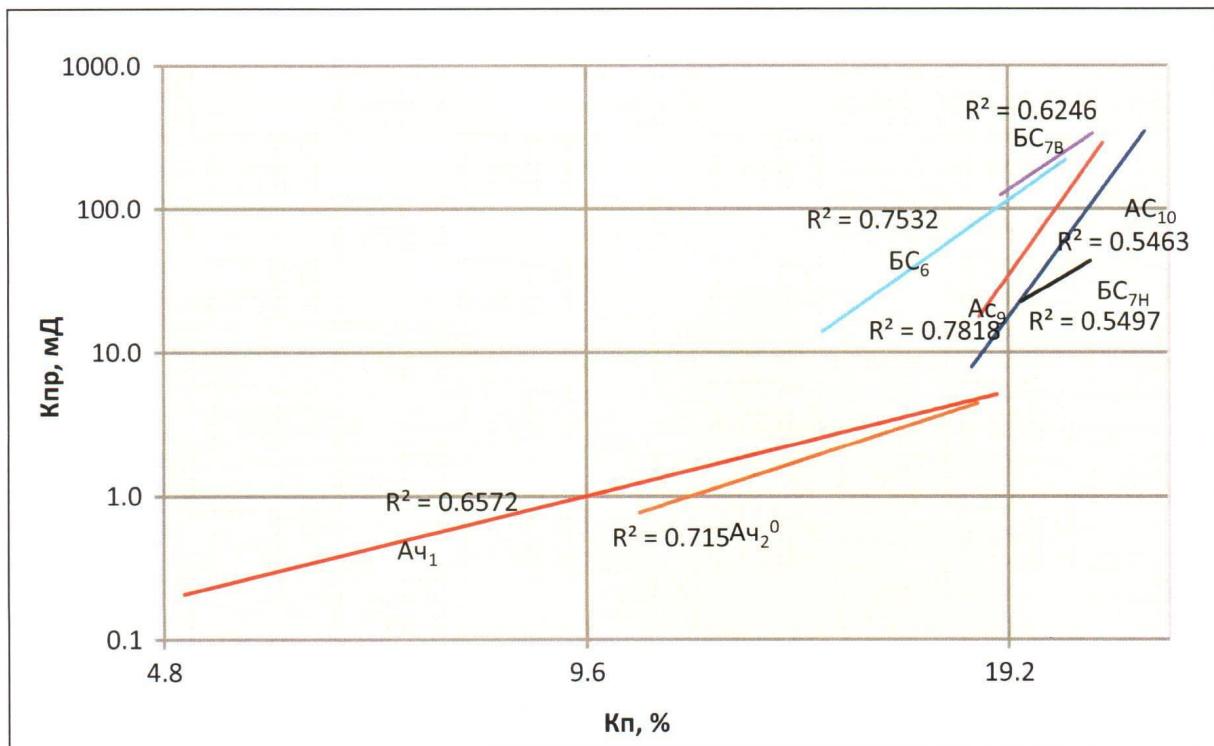


Рис. 5. Линии трендов, отражающие зависимости проницаемости от пористости для продуктивных пластов различного возраста

в пласте БС₇ могут свидетельствовать об их принадлежности к барьерным барам, для которых характерно укрупнение терригенного материала и повышение его сортированности по направлению снизу вверх.

Для ачимовских отложений характер рассматриваемых зависимостей Кпр — Кл заметно отличается от верхних продуктивных пластов гораздо более пологим расположением линий трендов (см. рис. 5). Отмеченные особенности этих трендов объясняются несколькими основными причинами. Во-первых, значительной глубиной залегания рассматриваемых отложений, а значит, сильным их уплотнением под действием высокого литостатического давления, существующего на этих глубинах. Во-вторых, особенностями их гранулометрического состава — рассматриваемые отложения относятся к слабосортированным, преимущественно крупнозернистым песчанистым алевролитам и алевритистым мелко-зернистым песчаникам с высоким содержанием глинистого и карбонатного цемента, а также многочисленными глинисто-слюдистыми прослоями. В-третьих, они подверглись интенсивным эпигенетическим преобразованиям, выразившимся в аргиллизации и карбонатизации неустойчивых обломочных зерен, что в конечном счете увеличило долю эпигенетического цемента в них.

Нижнеюрские отложения (пласт ЮК₁₀) также подверглись интенсивным эпигенетическим (гидротермальным) преобразованиям [4—6], выразившимся в аргиллизации неустойчивых минеральных зерен. Но основные изменения коснулись кварцевых зерен, являющихся главным породообразующим обломочным материалом рассматриваемых продуктивных отложений. Под действием гидротермальных растворов кварц растворялся в местах соприкосновения обломочных зерен, где отмечалось максимальное давление на их контактах, и переотлагался на свободных гранях кварцевых зерен, что приводило к формированию регенерационных граней и, как следствие, к конформно-регенерационному типу контактов между кварцевыми зернами. В зонах интенсивного уплотнения осадков формировались породы, напоминающие кварциты с кремнистым типом цемента и мозаичной микротекстурой, о чем более подробно будет сказано ниже. Именно по этим причинам между пористостью и проницаемостью рассматриваемых отложений установить значимую зависимость не удалось.

Следующая не функциональная зависимость, которую часто используют петрофизики, связывает Кпр с Квс (рис. 6). На рассматриваемой зависимости, как и на предыдущей, можно выделить две группы пластов с различным наклоном

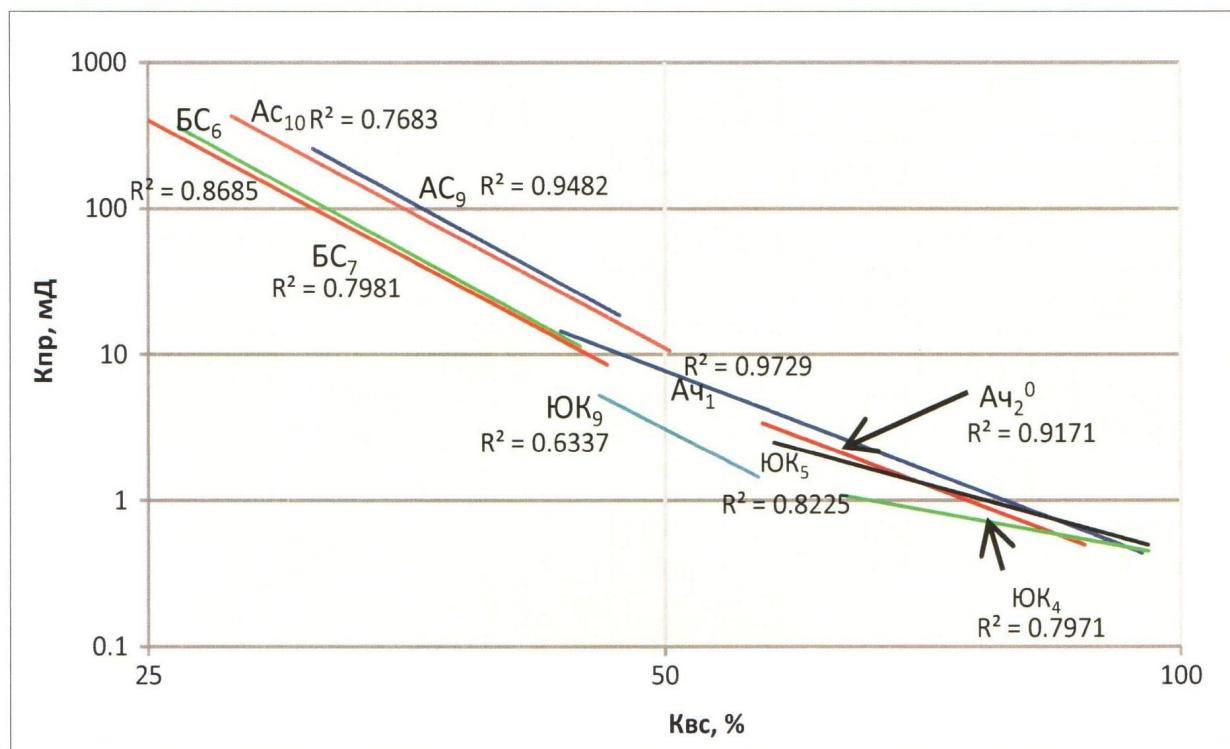


Рис. 6. Линии трендов, отражающие зависимости проницаемости от водоудерживающей способности для продуктивных пластов различного возраста

линий трендов. К первой группе относятся самые молодые отложения (пласты группы АС и БС), а ко второй — более древние (ачимовские и юрские осадки). Причем наблюдается закономерное смещение линий тренда при переходе от первой группы ко второй в направлении все больших значений $K_{\text{Вс}}$ (см. рис. 6). Рост значений $K_{\text{Вс}}$ в указанном направлении объясняется закономерным изменением структуры порового пространства пород, связанных, как уже отмечалось выше, с их уплотнением, особенностями гранулометрического и минерального состава, со степенью сортировки, с наличием глинистого и/или карбонатного цемента, а также эпигенетическими преобразованиями отложений.

На рассматриваемом рисунке отмечается для каждой из двух выделенных групп пластов закономерное увеличение значений $K_{\text{Вс}}$ при одинаковой проницаемости для более молодых отложений по сравнению с более древними (см. рис. 6). Этот феномен называют «созреванием» осадков.

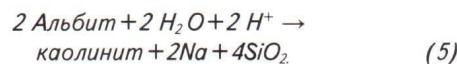
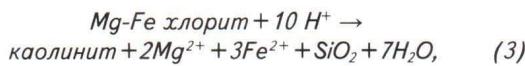
Геология (и в ее составе петрофизика), как и биология, является в значительной степени описательной наукой, поэтому закономерности, устанавливаемые для объектов, относящихся к этим наукам, формализуются с большим трудом или вовсе не поддаются формализации, поэтому появляются близкие по значению термины, как и приведенный выше — «созревание». Но если по отношению к живым объектам, которые изучает биология, значение термина «созревание» более или менее понятно, то в отношении неживых (геологических) объектов, таких как осадочные породы, значение этого термина требует объяснения.

Специалисты, готовящие литолого-петрофизические разделы в подсчеты запасов по гранулярным коллекторам, давно заметили, что граничные значения коллекторских свойств при переходе от молодых отложений к более древним все время закономерно изменяются. Причем если по мере увеличения возраста отложений граничные значения пористости и проницаемости уменьшаются, то величина $K_{\text{Вс}}$, напротив, увеличивается. Эти закономерные изменения граничных значений коллекторских свойств обусловлены процессом созревания гранулярных осадков. В чем выражается этот процесс?

По мере прогрессивного погружения осадочной толщи и роста литостатического давления, а также пластовой температуры обломочные зерна минералов и глинистого цемента попадают в новые термодинамические условия, в которых некоторые из них становятся неустойчивыми. Кроме того, огромная удельная поверхность обломочных зерен, особенно самых мелких гранулометрических фракций, включая глинистые минералы, делает их неустойчивыми с термоди-

намической точки зрения, и, чтобы ее уменьшить, обломочные зерна начинают ограняться и увеличиваться в размерах. Последнее справедливо главным образом по отношению к обломочным зернам кварца кислых плагиоклазов (альбиту) и щелочным полевым шпатам, а также глинистым минералам, из которых наиболее устойчивым становится каолинит (диккит) и немного в меньшей степени гидрослюдя. Для глинистых минералов, как и для обломочной части, сохраняется та же закономерность, а именно: по мере ужесточения термобарических условий наблюдается увеличение размеров их кристаллов и, соответственно, уменьшение свободной (поверхностной) энергии. Однако в случае резких кратковременных изменений термодинамических условий, существовавших в пласте, например вследствие быстрого падения пластового давления, сопровождающегося уменьшением температуры, возможно выделение многочисленных мелкокристаллических агрегатов кварца, альбита и каолинита, но такие случаи являются скорее исключением, чем правилом.

Наиболее интенсивное преобразование гранулярных коллекторов происходит в активных тектонических зонах, где тектонические движения сопровождаются воздействием на осадки гидротермальных флюидов, имеющих низкую минерализацию и кислый состав [4—6], что наиболее ярко проявилось в базальных отложениях шеркалинской свиты в пределах Красноленинского свода [4, 5]. Созревание осадков (в том числе и под действием кислых гидротерм) приводит к протеканию следующих основных реакций:



Таким образом, в процессе созревания гранулярных коллекторов происходит прогрессивное образование эпигенетического порового каолинита (диккита), причем наиболее кислая среда требуется для трансформации хлорита (как пленоочного аутигенного, так и аллотигенного обломочного). Кроме того, в поровый раствор поступают двух- и одновалентные катионы, которые в нем накапливаются. Если в поровой воде в достаточной концентрации присутствуют карбонат-ионы, то при достижении произведения растворимости карбонатных минералов становится возможным образование эпигенетических поровых карбонатов, представленных кальцитом, доломитом, сидеритом или их твердыми растворами. Кроме катионов, в процессе созревания осадков в соответствии с приведенными выше

уравнениями (3—5) в поровую воду поступает кремнезем (за исключением реакции кислотного гидролиза с участием аортита), который обычно отлагается на поверхности кварцевых зерен, придавая им совершенную кристаллографическую огранку. Либо из него вырастают новообразованные мелкие кристаллы кварца, либо, наконец, как в случае описанного выше резкого падения порового давления и температуры, он может выделиться в виде микрозернистой, практически не ограниченной массы мелких зерен в структурной форме халцедона [5].

Таким образом, созревание гранулярных коллекторов сопровождается постепенным уменьшением их поверхностной энергии вследствие покрытия обломочных зерен регенерированными гранями, исчезновением неустойчивых обломочных зерен и глинистых минералов и появлением вместо них хорошо окристаллизованных и более крупных кристаллов минералов, в том числе и глинистых, устойчивых в новых термодинамических условиях.

После ужесточения требований ГКЗ РФ к качеству исходной петрофизической информации, в частности к определению коллекторских, электрических и других свойств коллекторов в условиях, моделирующих пластовые условия (ниже для краткости просто пластовые), возникла необходимость установления связей между этими свойствами, полученными в атмосферных и пластовых условиях. Действительно, подавляющее большинство обсуждаемых зависимостей было получено в атмосферных условиях и, чтобы перевести их в пластовые, необходимо установить величины поправок, сравнивая одни и те же параметры, определенные в атмосферных и пластовых условиях.

Зависимости между пористостью и проницаемостью, определенные в пластовых и атмосферных условиях, всегда весьма надежны и имеют высокие коэффициенты корреляции, поэтому рассматривать их не будем. Отметим лишь, что максимальными различиями пористости и проницаемости, определенными в атмосферных и пластовых условиях, характеризуются трещиноватые образцы, а также образцы с высокой долей глинисто-слюдистого материала, часто сконцентрированного в виде тонких прослойков. Забегая вперед, отметим, что значения K_p , полученные в пластовых условиях, используются при построении зависимости P_n — K_p в пластовых условиях. Поэтому обсуждаемая зависимость, полученная для пластовых условий, на одних и тех же образцах, что и в атмосферных условиях, всегда немного сдвинута влево (в сторону меньших значений K_p) по отношению к таковой, построенной для атмосферных условий (рис. 7).

При исследовании электрических свойств в пластовых условиях обычно ограничиваются построением зависимости параметр пористости (P_n) — пористость (K_p), или $P_n=fK_p$. Получить связь параметра насыщения (P_n) с водонасыщенностью (K_W), используя то же лабораторное оборудование, гораздо сложнее, что связано с особенностями технического характера, которые здесь обсуждать не будем, поэтому обычно принимают, что зависимость $P_n=fK_W$ и в атмосферных и в пластовых условиях одинакова, хотя, как увидим ниже, это совсем не так.

Рассматриваемые зависимости можно по формальным признакам отнести к полуфункциональным. Действительно, P_n и P_h не связаны напрямую соответственно с K_p и K_W , а рассчитываются опосредованно через значения сопротивлений в различной степени нефте- и водонасыщенных образцов пород. Тем не менее качество получаемых связей можно проверить по одной крайней точке рассматриваемых зависимостей, когда величина аргумента принимает значение, равное 100 % или 1, если она выражается в ее долях. Например, при пористости, равной 100 %, удельное сопротивление водонасыщенного пласта становится равным удельному сопротивлению поровой воды и P_n соответственно обращается в единицу. При пористости, равной нулю, P_n должен быть равен отношению удельного сопротивления монолитной породы, не содержащей в себе каких бы то ни было пустот, к удельному сопротивлению воды. Понятно, что удельное сопротивление монолитной породы нам не известно по объективным причинам, поэтому значение P_n в точке, где $K_p=0$, экспериментально определить невозможно, можно лишь оценить его расчетным способом через удельные сопротивления минералов, слагающих породу.

То же самое справедливо и по отношению к зависимости $P_n=fK_W$. Действительно, при 100 % водонасыщенности породы числитель и знаменатель уравнения, с помощью которого определяется P_n , принимают одно и то же значение, поэтому P_n в этой точке равен 1. Определить значение P_n при величине K_W , равной нулю, экспериментально возможно, но этого никто не делает, поскольку в породе всегда присутствует связанная вода, и это значение P_n (при $K_W=0$) представляет лишь теоретический интерес.

Сопоставление зависимостей P_n — K_p , полученных в атмосферных и пластовых условиях, показало, что параметр пористости в пластовых условиях всегда имеет более высокие значения, чем тот же параметр, определенный в атмосферных условиях (см. рис. 7). Следует обратить внимание и на тот немаловажный факт, что, чем глубже залегает пласт, тем значительнее различия

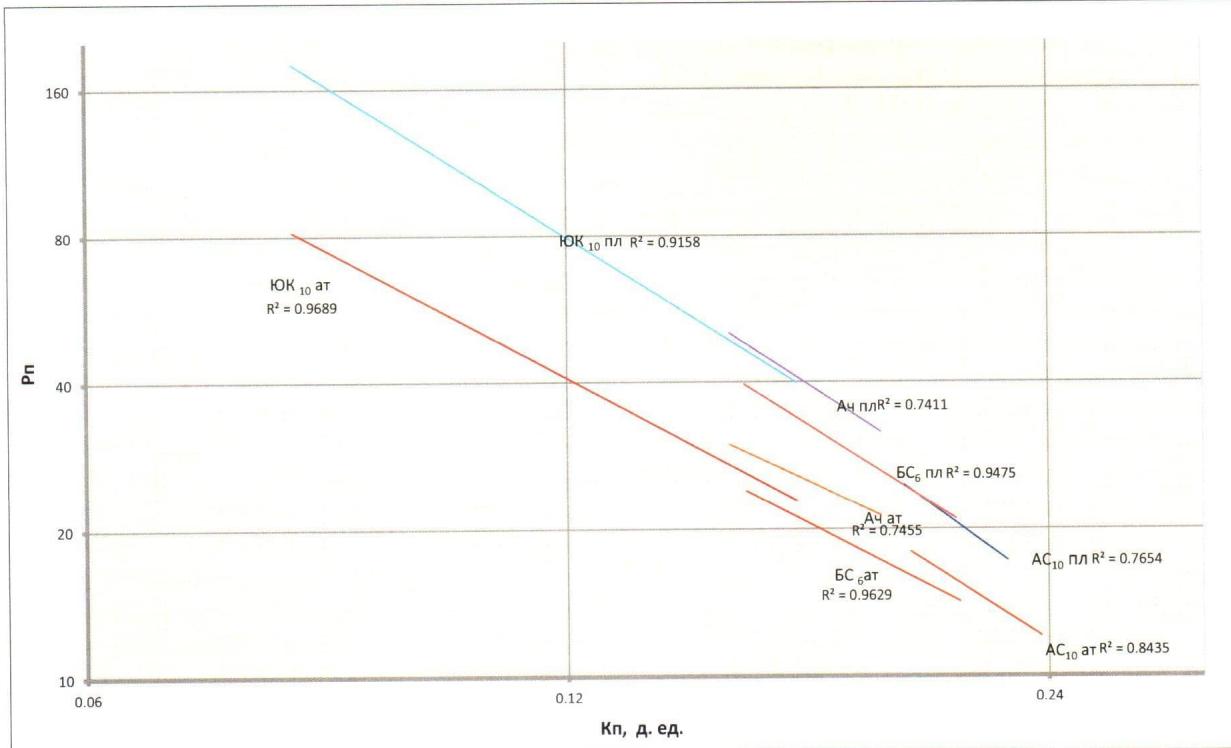


Рис. 7. Линии трендов, отражающие зависимость параметра пористости от пористости, полученные в атмосферных (ат) и пластовых (пл) условиях для пластов различного возраста

между величинами R_p , определенными в атмосферных и пластовых условиях. Кроме того, по мере перехода к все более глубоко залегающим пластам отмечается постепенное смещение рассматриваемых зависимостей влево, то есть в сторону меньших значений пористости, что объясняется ростом степени уплотнения пород по мере увеличения глубины их залегания (см. рис. 7). Отмеченные закономерности объясняются очень просто: при моделировании пластовых условий увеличивается эффективное давление на образцы, причем, чем глубже они залегали в пластовых условиях, тем значительнее величина их всестороннего сжатия в эксперименте. Сжатие образцов ведет к уменьшению диаметров токопроводящих каналов, заполненных поровой водой, что, в свою очередь, увеличивает их удельное сопротивление и, как следствие, вызывает рост значений R_p , вычисленных для пластовых условий. По этой причине структурный показатель (m) в известном уравнении $R_p = a_m (K_p)^{-m}$ для пластовых условий всегда выше, чем таковой для атмосферных условий.

Как уже отмечалось выше, рассматриваемая зависимость при значении K_p , равном 1 (в долях единицы) или 100 %, должна проходить через это значение, то есть коэффициент перед аргументом (a_m) должен быть равен единице. Поэтому зависимость, в которой a_m равен 1 (как в уравнении Арчи),

назовем идеальной. Однако на практике этот коэффициент может быть как больше, так и меньше единицы. Причины этих отклонений в известном смысле аналогичны тем, что были рассмотрены нами выше при анализе зависимости плотности от пористости. Если снижение пористости вызвано появлением в порах песчаников карбонатного цемента, то зависимость $R_p — K_p$ начинает подниматься вверх, и получаем завышенную разновидность этой зависимости. В этом типе зависимостей коэффициент a_m меньше единицы. Напротив, в том случае, когда пористость песчаников уменьшается вследствие роста содержания в их поровом пространстве глинистых минералов, наблюдается снижение (выполаживание) обсуждаемой зависимости (коэффициент a_m больше единицы), и в результате имеем заниженный тип зависимости. В этом типе зависимостей коэффициент перед аргументом больше единицы.

Таким образом, чем больше отличие коэффициента перед аргументом в рассматриваемой зависимости от единицы и ниже коэффициент корреляции этой зависимости, тем более «пестрый» литологический состав имеют образцы, с использованием результатов исследований которых построена эта зависимость. Из сказанного следует, что обсуждаемую зависимость следует строить с использованием образцов, имеющих как можно более однородный литологический состав.

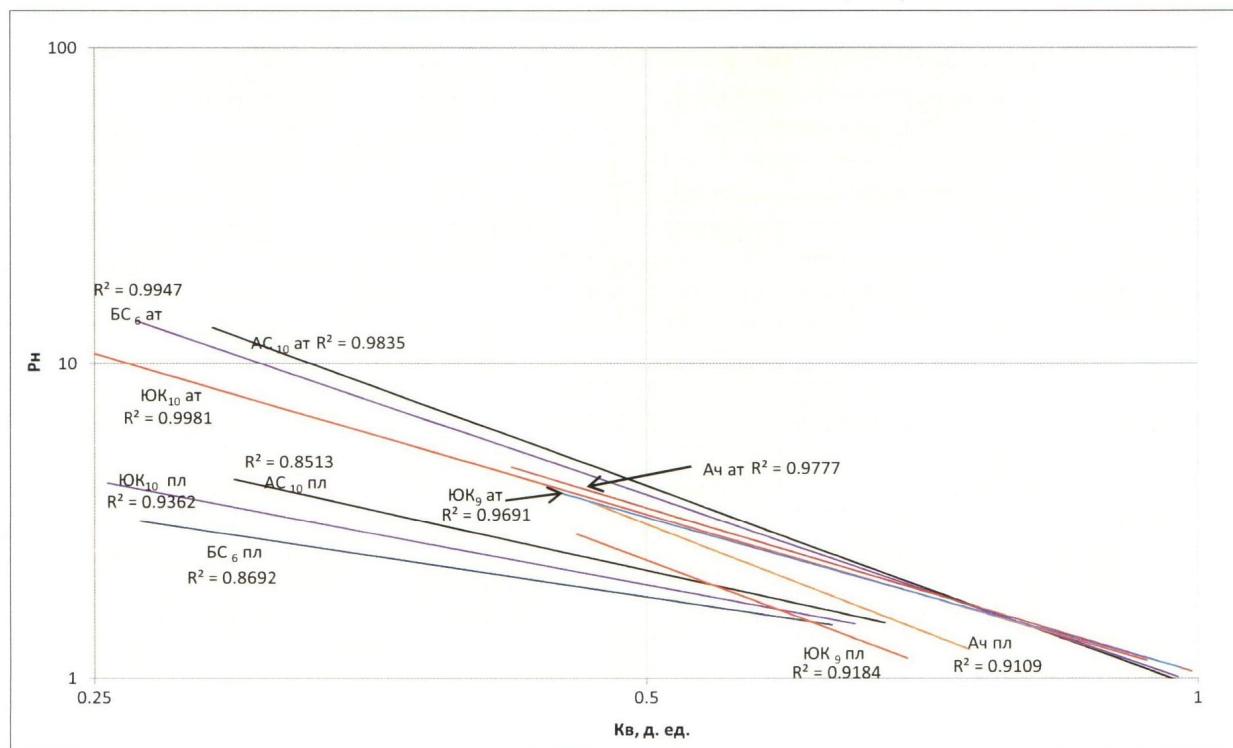


Рис. 8. Линии трендов, отражающие зависимости параметра насыщения от водонасыщенности, полученные в атмосферных (ат) и пластовых (пл) условиях для пластов различного возраста

Выше уже отмечалось, что получение зависимости $R_n=fK_V$ для пластовых условий заметно сложнее по техническим причинам, чем только что рассмотренной зависимости $R_n=Kn$, поэтому ее редко строят. Как и в рассмотренных выше зависимостях $R_n=Kn$, среди зависимостей R_n-K_V можно выделить идеальные, у которых коэффициент перед аргументом (a_n) в известной формуле $R_n=a_n(K_V)^{-n}$ равен единице, завышенные, когда этот коэффициент меньше единицы, и заниженные в случае превышения значений этого коэффициента единицы.

Сопоставление зависимостей R_n-K_V , полученных для пластовых и атмосферных условий разновозрастных пластов, показало, что в пластовых условиях обсуждаемые зависимости лежат ниже, чем таковые, полученные для атмосферных условий (рис. 8). Причин такого расположения зависимостей несколько.

Во-первых, при моделировании пластовых условий образец сжимается под действием всестороннего эффективного давления, что приводит, как уже говорилось выше, к пережимам каналов, по которым распространяется электрический ток, поэтому удельное сопротивление водонасыщенной породы увеличивается, а раз эта величина стоит в знаменателе, то величина R_n уменьшается.

Во-вторых, с ростом температуры сопротивление поровой воды уменьшается, а так как

в водо-, нефтенасыщенных образцах относительный вклад поверхностной проводимости больше, чем объемной (так как в гидрофильных коллекторах самые крупные поры и каналы, ответственные за объемную проводимость, заняты углеводородной жидкостью), то это также может вызвать снижение величины R_n .

В-третьих, распределение нефти или керосина и воды в поровом пространстве образца в пластовых условиях отличается от такового в атмосферных условиях, где вместо нефти или керосина второй фазой является воздух. Действительно, в атмосферных условиях величина поверхностного натяжения на границах между всеми фазами и особенно между воздухом и водой значительно отличаются от тех же значений между водой и керосином в пластовых условиях, причем с ростом температуры величина поверхностного натяжения на границе между водой и керосином уменьшается.

В-четвертых, в атмосферных условиях зависимость R_n-K_V строится по результатам процесса дренирования, а в пластовых — часто по результатам процесса принудительной капиллярной пропитки (в нашем случае имеет место именно такая ситуация).

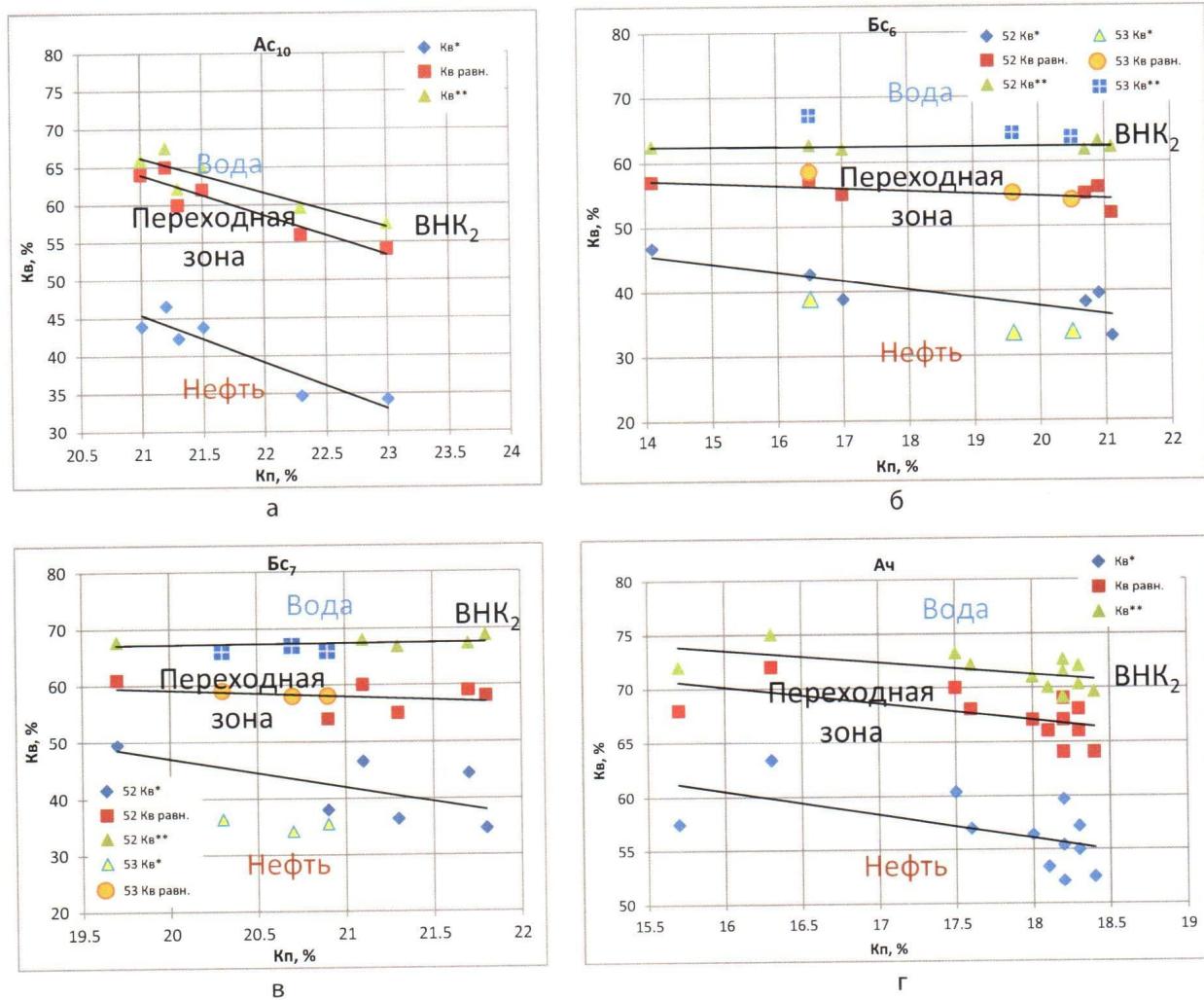
Зависимости R_n-K_V , полученные в атмосферных условиях, близки к идеальным, а те же зависимости, определенные в пластовых условиях, относятся к классу завышенных (см. рис. 8).

Для зависимостей, полученных в пластовых условиях, наблюдается закономерное уменьшение величины коэффициента a_n , стоящего перед аргументом, и рост показателя степени аргумента (n), который обычно называется показателем сматываемости, по мере ухудшения ФЕС образцов. Особенно хорошо это видно на примере ачимовских отложений и пласта ЮК₉ (см. рис. 8).

При подсчете запасов большое значение имеет корректное определение характера насыщенности пород-коллекторов, а также граничного значения водонасыщенности ($K\mathcal{V}^p$), по величине которого определяется принадлежность рассматриваемой породы к коллекторам или, напротив, к неколлекторам. Часто с этой целью используются результаты экспериментов по определению относительных фазовых проницаемостей (ОФП), для чего строят зависимости $K_p - K\mathcal{V}$ (рис. 9, 10).

С формальной точки зрения значение $K\mathcal{V}^p$ должно находиться в точке пересечения трех линий: $K\mathcal{V}^*$, $K\mathcal{V}_{равн.}$ и $K\mathcal{V}^{**}$, где $K\mathcal{V}^*$ — критическое значение водонасыщенности, при превышении величины которого в добываемом продукте появляется вода, $K\mathcal{V}_{равн.}$ — значение водонасыщенности, при котором фазовые проницаемости по нефти и воде имеют одинаковые значения, и $K\mathcal{V}^{**}$ — значение водонасыщенности, при котором в добываемом продукте присутствует только вода, а вся оставшаяся в пласте нефть является неподвижной или остаточной. По Кнутсену [9] эта величина водонасыщенности соответствует BHK_2 , тогда как BHK_1 по его представлению находится ниже в чисто водоносной части пласта (без остаточной нефти).

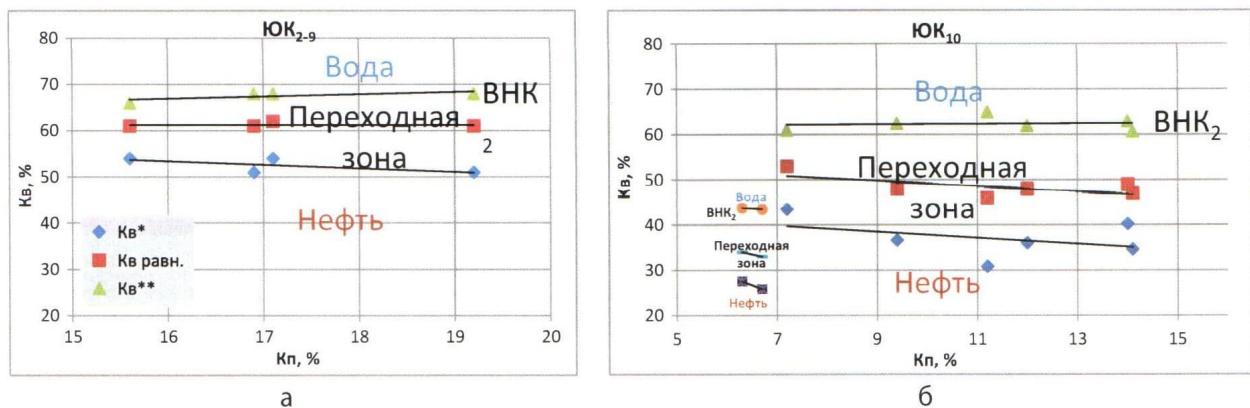
На практике довольно сложно получить точку пересечения линий тренда рассматриваемых



Условные обозначения:

а — пласт АС₁₀; б — пласт БС₆; в — пласт БС₇; г — пласт АЧ.

Рис. 9. Зависимости водонасыщенности от пористости для неокомских пластов, построенные по результатам определения ОФП



Условные обозначения:
а — пласты ЮК₂₋₉; б — пласт ЮК₁₀

Рис. 10. Зависимость водонасыщенности от пористости для юрских пластов, построенные по результатам определения ОФП

значений Kv в зависимости от Kp . Дело в том, что обычно эксперименты по определению ОФП проводят на наиболее высокопроницаемых образцах, поэтому положение линий тренда обсуждаемых величин Kv при низких значениях Kp (близких к Kp^{sp}) не известны. Простая экстраполяция данных, полученных на самых проницаемых и пористых образцах, дает явно ошибочные показатели с нереальными с физической точки зрения величинами Kv^{sp} и, соответственно, Kp^{sp} (см. рис. 9). Диапазон изменения значений пористости образцов, использовавшихся в моделях пластов, часто составляет всего 2—3 %, в лучшем случае — 7—8 %. Вероятно, при уменьшении пористости и по мере приближения ее значений к величине Kp^{sp} прямолинейность линии тренда нарушается и происходит опережающий рост значений Kv и в первую очередь Kv^* .

Действительно, на полученных зависимостях линия тренда, отвечающая Kv^{**} , обычно лежит субгоризонтально либо имеет очень слабый наклон, то есть значения Kv^{**} очень слабо зависят от величины пористости образцов. Линия тренда величины $Kv_{равн.}$ тоже слабо зависит от величины Kp , но все же наблюдается закономерное уменьшение ее значений с ростом Kp . Наибольшим изменениям подвержены значения Kv^* , происходит довольно быстрое увеличение этого параметра по мере уменьшения Kp (см. рис. 9). Кроме заметного увеличения значений Kv^* с уменьшением пористости наблюдаются гораздо большие по величине вариации этого параметра по сравнению с $Kv_{равн.}$ и Kv^{**} . Эти вариации объясняются особенностями гранулометрического состава образцов, степенью их сортировки, а также типом и содержанием в них цемента. Так, две точки, расположенные значительно ниже

линии тренда Kv^* и соответствующие образцам, отобранным из пласта БС₇, представлены мелко-среднезернистыми песчаниками с небольшим содержанием карбонатного цемента (1—2 %), а остальные — мелкозернистые песчаники, причем без карбонатного, но с более высоким содержанием глинистого цемента (см. рис. 9в).

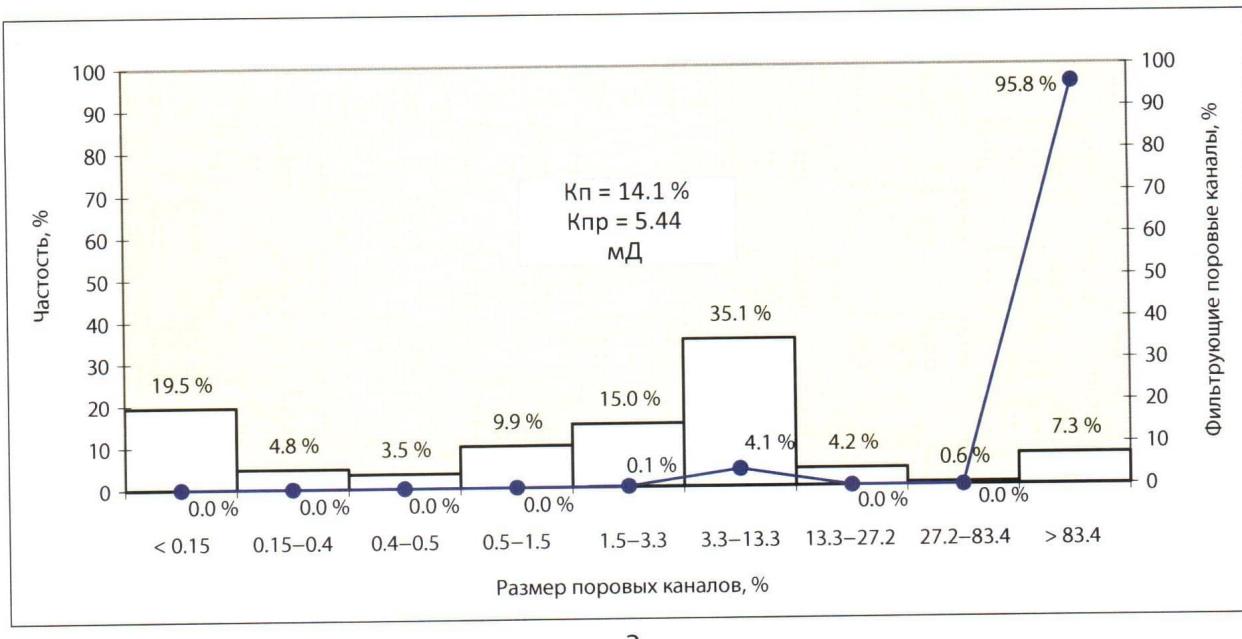
Наибольший разброс значений Kv и, соответственно, наименее надежные линии тренда на графиках, связывающих Kv и Kp , получены для образцов, отобранных из ачимовских отложений (см. рис. 9г). Значительные вариации величин Kv и особенно Kv^* объясняются их неоднородным вещественным составом, различной степенью сортировки, типом и содержанием цемента. Так, образцы с минимальными значениями Kv^* характеризуются меньшим по сравнению с другими образцами содержанием глинистого цемента и мелкоалевритовой фракции, хотя карбонатный цемент в них часто присутствует, правда, в небольшом количестве — 1.1—1.7 %.

Необычные результаты при сопоставлении Kp и Kv получены для нижнеюрских отложений (пласт ЮК₁₀), характеризующихся низкими ФЕС (рис. 10б). Здесь выделяются две группы образцов. Одна, более многочисленная группа, имеет преимущественно гидрофильтрный характер смачиваемости поверхности минеральных зерен ($M=0.6—0.7$), для которых характерны более высокие значения ФЕС. Вторая группа, в которую входят всего два образца, характеризуется промежуточным типом смачиваемости ($M=0.5$). То, что рассматриваемые образцы гидрофобизированы, хорошо видно на обсуждаемом графике, где по сравнению с ранее рассмотренными зависимостями для гидрофильтрных отложений

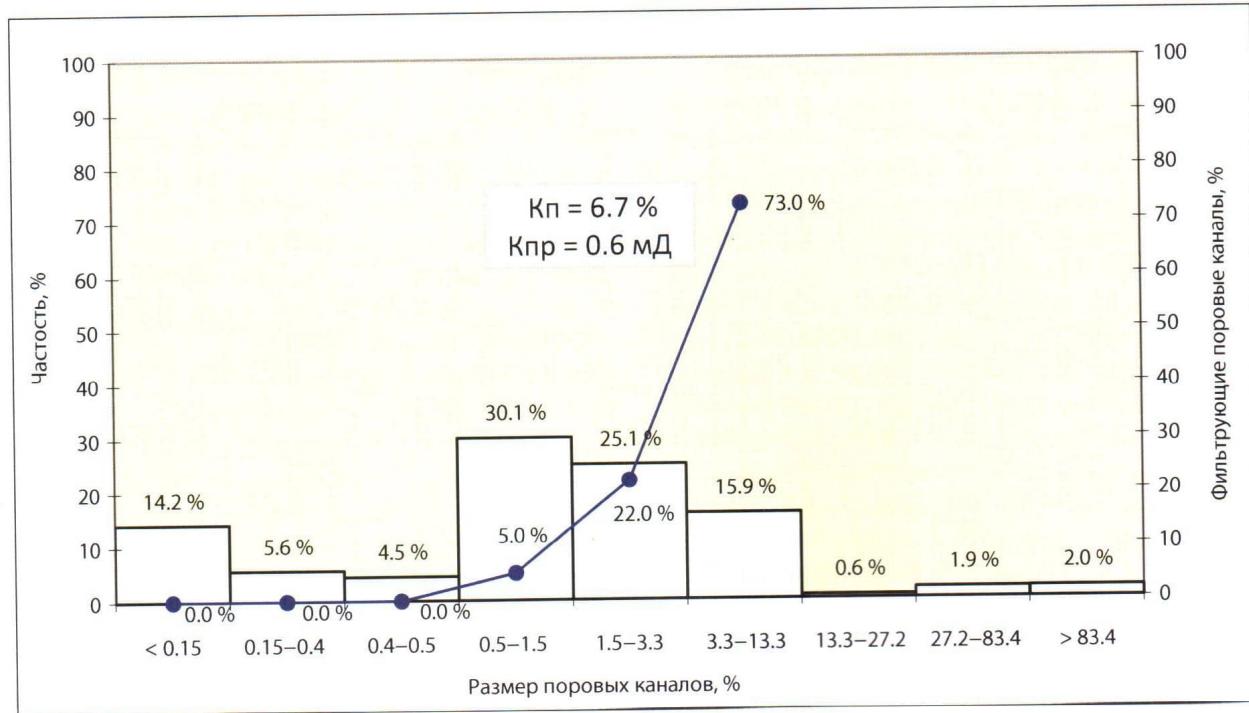
расстояние между линиями тренда для $K\mathcal{B}_{\text{рабн}}$ и $K\mathcal{B}^{**}$ значительно больше. Причем максимальную величину это расстояние имеет в наиболее гидрофобизированных двух образцах, имеющих минимальную пористость (см. рис. 10).

Рассмотрим, чем обусловлены выявленные различия этих двух групп образцов между собой. Анализ структуры порового пространства образцов из первой (с более высокими ФЕС) группы показал, что в них присутствует небольшое количество пор,

соединенных довольно крупными каналами, имеющими радиус более 83 мкм, по которым преимущественно осуществляется фильтрация флюидов (рис. 11а). Основную долю порового объема (около 60 %) составляют поры, соединенные каналами среднего размера (от 1.5 до 13 мкм). Самые мелкие поры, в которых содержится связанная вода (для упрощения процедуры сопоставления с другими образцами условно примем, что ей соответствуют поры, соединенные каналами,



а



б

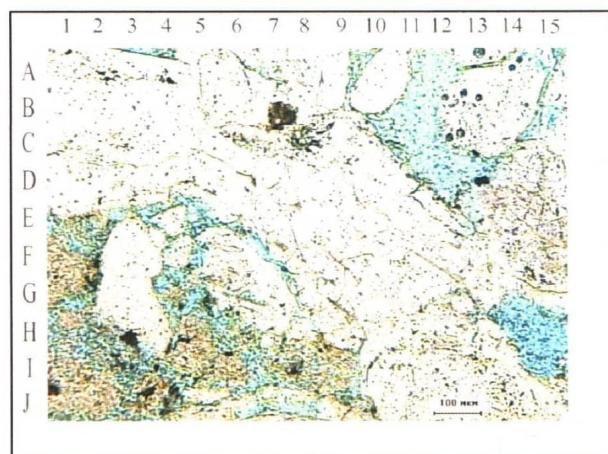
Рис. 11. Распределение пор и соединяющих их каналов по размерам и их вклад в фильтрацию в преимущественно гидрофильтрующем образце (а) и образце с промежуточной смачиваемостью (б)

имеющими радиус менее 0.5 мкм), составляют около трети всего объема пустот, присутствующих в образце (см. рис. 11а).

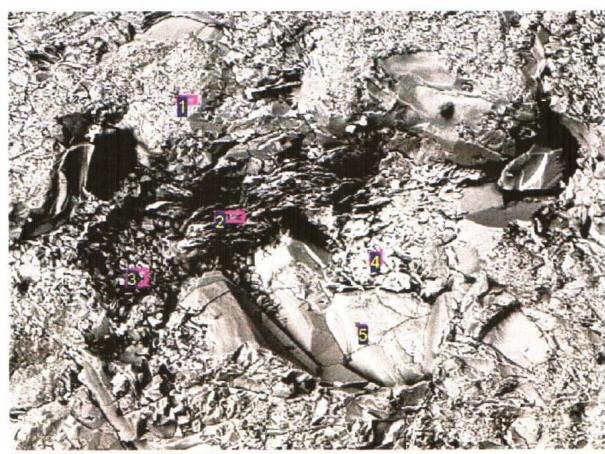
В образцах из второй группы пор, соединенных крупными каналами, практически нет, поэтому основная фильтрация флюидов осуществляется по каналам, имеющим средние размеры (см. рис. 11б). Характерной особенностью рассматриваемых образцов является низкое содержание в них пор и каналов, имеющих самые

маленькие размеры, в которых присутствует связанная вода. Доля этих пустот не достигает и четверти от общего объема пор, присутствующих в рассматриваемых образах (см. рис. 11б).

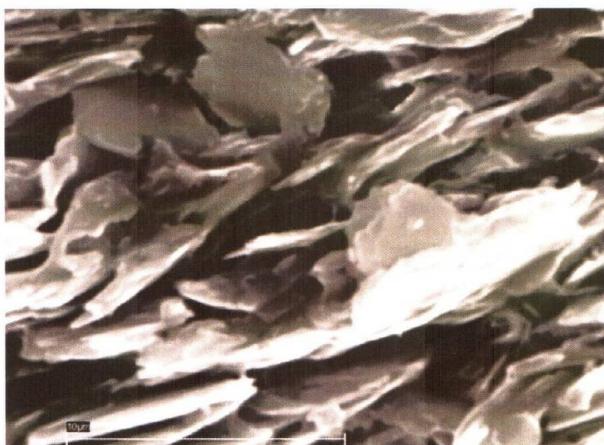
На фотографиях, полученных с помощью оптического и электронного микроскопов, хорошо видна структура порового пространства и минеральный состав обломочной и цементирующей частей образцов из первой и второй групп пород-коллекторов (рис. 12 и 13).



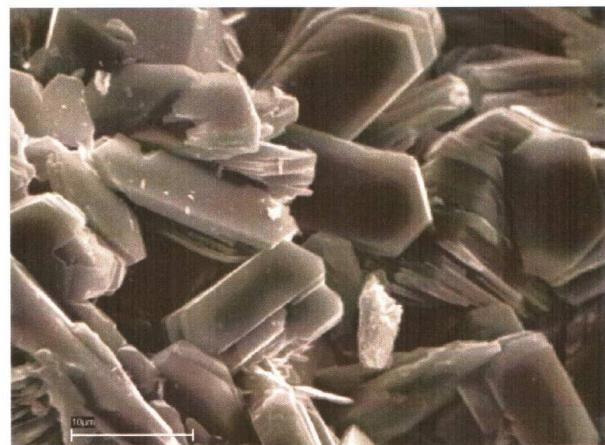
а



б



в



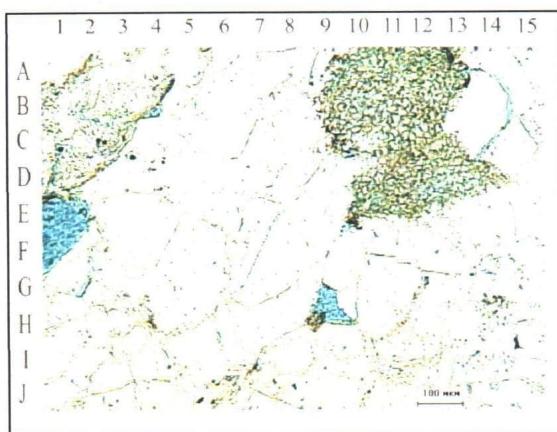
г



д

Условные обозначения:
б — общий вид поверхности образца;
в — зерно мусковита;
г — агрегаты порового эпигенетического каолинита;
д — пленочные эпигенетические иллит и ССО;
 на снимке (б) присутствуют следующие минералы:
 1, 5 — кварц;
 2, 4 — мусковит;
 3 — поровый каолинит.

Рис. 12. Фотография петрографического шлифа (а) и снимки РЭМ (б—г) образца с преимущественно гидрофильным типом смачиваемости



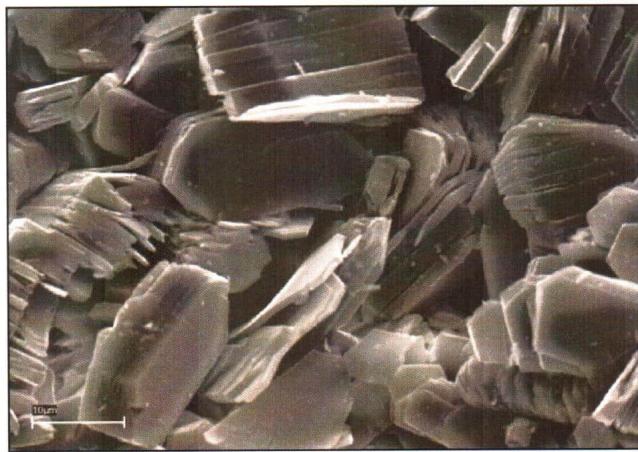
а



б



в



г

Условные обозначения:

- а — петрографический шлиф;
- б — общий вид поверхности образца;
- в — фрагмент обломка мусковита;
- г — агрегаты эпигенетического порового каолинита, пояснения в тексте.

Рис. 13. Фотография петрографического шлифа (а) и снимки РЭМ (б—г) образца с промежуточным типом смачиваемости

В образцах из первой группы присутствуют довольно крупные сообщающиеся поры (большинство из них заполнено эпигенетическим каолинитом), которые на снимке имеют характерный бледно-голубой цвет (см. рис. 12а). Открытые «чистые» поры, свободные от глинистого материала, обладают более сочным темно-голубым цветом (см. рис. 12а). На снимках надежно диагностируются основные породообразующие минералы, представленные кварцем и мусковитом (см. рис. 12а, б, в). Эпигенетический глинистый цемент порового и пленочного типа представлен соответственно «крупнокристаллическим» каолинитом (диккитом), а также смешанослойными образованиями (ССО) на основе гидрослюды и монтмориллонита с небольшой долей набухающего компонента (10—15 %) и гидрос-

людой (см. рис. 12г, д). На снимках, сделанных с помощью растрового электронного микроскопа (РЭМ), легко определить размеры микропор, присутствующих в обломках мусковита, от 0.1 до 1.2 мкм, между агрегатами каолинита (диккита) от 0.6 до 4 мкм и между чешуйками гидрослюды, ССО от 0.2 до 5 мкм (см. рис. 12в—д). Таким образом, как это ни удивительно, самые мелкие щелевидные микропоры присутствуют именно в обломках слюд. Гидрослюды и ССО имеют очень широкий диапазон изменения размеров пор, причем своей формой они совсем не похожи на таковые в обломках мусковита (см. рис. 12в, г). Пластиначатые кристаллы каолинита и/или диккита плотно прилегают друг к другу, поэтому между ними практически отсутствуют щелевидные микропоры,

похожие на те, что присутствуют между чешуйками мусковита, но между их агрегатами, часто имеющими буклетовидную форму, присутствуют многочисленные поры указанных выше размеров (см. рис. 12г).

Таким образом, микропоры, содержащиеся в образцах из рассматриваемой первой группы, присутствуют главным образом в пространстве между чешуйками терригенных слюд и в пленочной гидрослюде, а также ССО (см. рис. 12в, д). Поры, отмечаемые между агрегатами эпигенетического каолинита, попадают в разряд средних по размерам, доля которых составляет около 60 % от всего порового пространства, присутствующего в этих образцах (см. рис. 11а). Таким образом, основной объем пор, содержащихся в рассматриваемых образцах, представлен порами, расположенными между агрегатами эпигенетического порового каолинита и/или диккита (см. рис. 12а, б, г).

Особенности структуры порового пространства второй группы образцов обусловлены тем, что они отобраны из зоны интенсивного тектонического сжатия, о чем свидетельствует их низкая пористость (6.2—6.7 %) и интенсивная микротрешиноватость обломочных зерен (см. рис. 13а). Поры, присутствующие в образцах, часто имеют крупные размеры, причем большинство из них (обычно самые крупные) практически полностью заполнены многочисленными агрегатами эпигенетического порового каолинита и/или диккита, поверхность которых покрыта пленками битума, придающими этим участкам в шлифах буроватый оттенок (см. рис. 13а). Присутствие пленочного битума на поверхности каолинитовых агрегатов и, вероятно, поверхности минеральных зерен обуславливает повышенную гидрофобность рассматриваемых пород, о чем упоминалось выше. Зерна обломков кварца, окружающих открытые поры, регенерированы, на их поверхности отсутствуют эпигенетические глинистые минералы, что наряду с гидрофобизацией, обусловленной наличием тонких пленок битума на поверхности минеральных зерен и эпигенетических глинистых минералов, объясняет низкое содержание в рассматриваемых породах микропор и, соответственно, связанный водой (см. рис. 11б). Связанная вода в рассматриваемых образцах присутствует главным образом в обломках мусковита и интерстициях между его чешуйками. Если половину расстояния между соседними чешуйками условно принять равной радиусу пор, то, как видно на снимке РЭМ, это расстояние изменяется в пределах от 0.14 до 1.5 мк (рис. 13в). Эпигенетическая гидрослюда и ССО в этом типе образцов практически полностью отсутствуют. Из эпигенетических минералов присутствуют лишь многочисленные

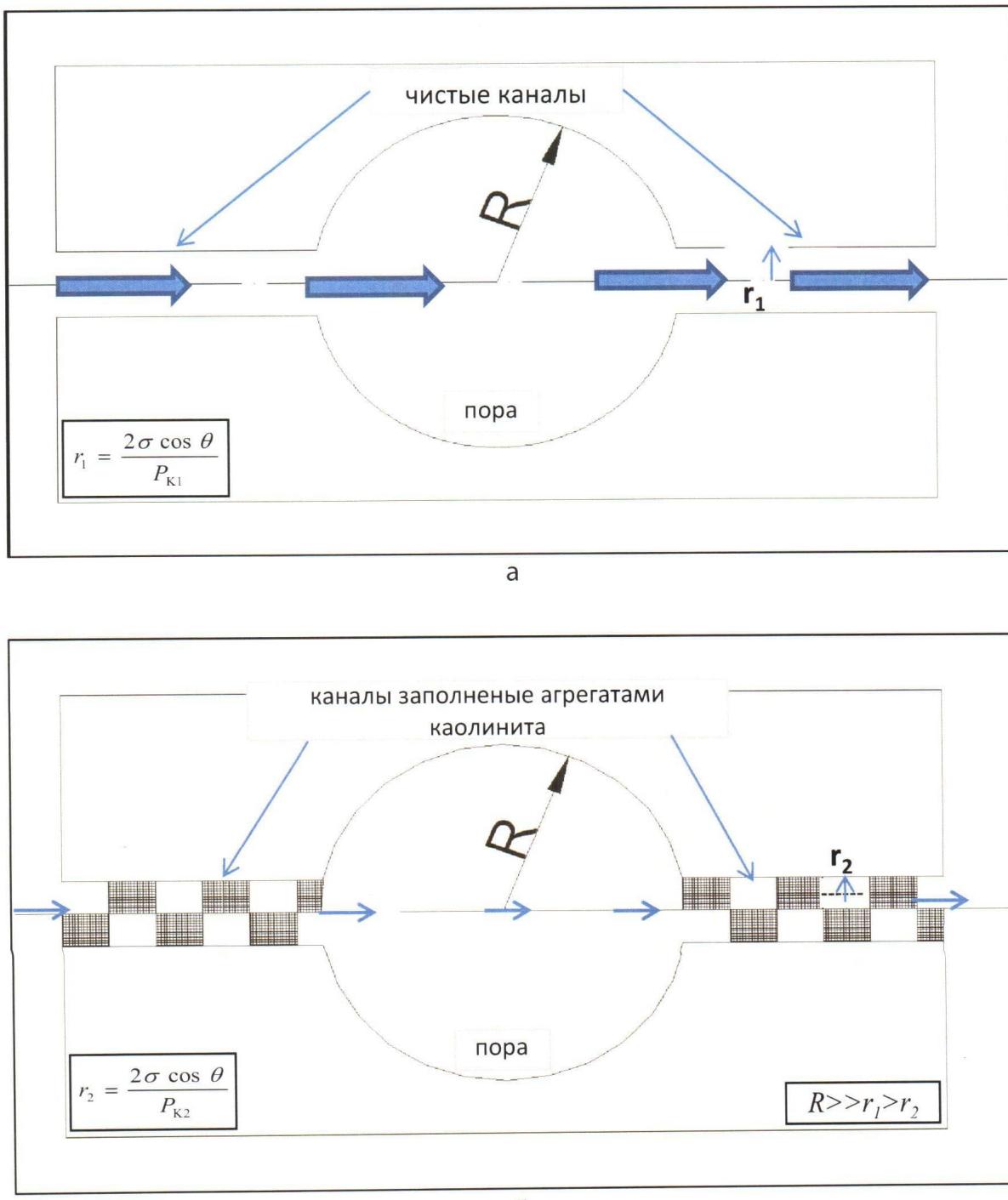
булкетовидные агрегаты порового каолинита и/или диккита, местами покрытые тонкими пленками битума. Микропоры, присутствующие между агрегатами каолинита и/или диккита, имеют радиусы примерно от 1.5 до 3.5 мк (см. рис. 13г). Следовательно, основная часть пор среднего размера, присутствующих в этой группе образцов, представлена именно этими порами, находящимися между агрегатами эпигенетического каолинита и/или диккита (см. рис. 11б и рис. 13г).

В настоящее время широкое распространение получил метод ядерно-магнитного каротажа (ЯМК), с помощью которого пытаются решать широкий круг задач, связанных с определением пористости пород-коллекторов, распределением в них пор по размерам, оценкой характера насыщения, фазового состояния флюидов, а также компонентного и группового состава нефти, содержащегося в коллекторе [1, 2, 7]. Однако петрофизическое обеспечение этого метода явно отстает из-за ограниченного количества приборов (ЯМР-релаксометров) в профильных лабораториях, а главное, из-за отсутствия их методического и математического обеспечения. Для настройки ЯМР-релаксометров обычно используют образцы с известной структурой порового пространства, полученные с помощью капиллярометрии, задавая в образцах конкретные значения K_B , начиная со 100 % водонасыщенности и до K_{Bc} или K_{Bo} , последовательно снимая кривые релаксации при каждом фиксированном значении K_B [1, 2, 7]. На основе полученных данных путем обработки релаксационной кривой получают зависимость (время поперечной релаксации (T_2) — пористость), на которой каждому интервалу T_2 по данным капиллярометрии ставят в соответствие определенные размеры пор и их содержание в образце [1, 2, 7].

Однако описанная выше процедура, применяемая специалистами для интерпретации результатов изучения структуры порового пространства образцов с помощью ЯМР-релаксометров, является некорректной. Чтобы разобраться, в чем тут дело, необходимо уточнить, что понимается под терминами «распределение пор по размерам» и «структура порового пространства». Для этого введем два понятия размера пор. Во-первых, собственно геометрические размеры, то есть размеры пор, которые можно определить, используя какой-либо из прямых методов, например с помощью оптического микроскопа в прокрашенных петрографических шлифах, либо прокрашенные люминофором образцы керна, применяя растровый электронный микроскоп. Во-вторых, гидравлические размеры пор, которые определяются косвенным (расчетным) методом с использованием, например, капиллярометрических

методов (с помощью центрифуги или собственно капиллярометра). В последнем случае определяются размеры не пор, а соединяющих их каналов, по которым происходит фильтрация флюида при достижении того или иного капиллярного давления (P_k), под действием которого осуществляется перемещение этого флюида. Поэтому объем

жидкости, вытесняемой при каждом определенном значении P_k , соответствует суммарному объему пор и соединяющих их каналов, по которым осуществляется фильтрация, причем расчет радиуса «пор», осуществляемый по известной формуле Лапласа $r = 2\sigma \cos \theta / P_k$, на самом деле дает нам радиус каналов, а не пор (рис. 14).



6

Рис. 14. Сопоставление геометрического (R) и гидравлических (r_1 и r_2) радиусов пор, определенных соответственно прямым (с помощью микроскопа) и косвенным (по величине P_k) методами; объемы пор и чистых каналов (а) и пор и каналов, заполненных каолинитом (б), будут почти одинаковыми, однако их размеры, определенные по данным капиллярометрии, будут равны r_1 (а) и r_2 (б)

Действительно, эти различия легко установить, сравнив размеры пор, которые хорошо видны на фотографиях шлифов и снимках поверхности образцов, полученных с помощью РЭМ и рассчитанных по данным капилляриметрии (см. рис. 11, 12а, б, 13а, б). По результатам капилляриметрических исследований основная часть пор имеет размеры 1.5—13.5 мкм (гидравлический радиус пор или, вернее, каналов), а на фотографиях прозрачных петрографических шлифов и снимках, полученных с помощью РЭМ, радиусы пор варьируют в пределах 50—150 мкм (геометрический радиус пор). Иными словами, гидравлический радиус может на порядок и более отличаться от геометрического радиуса в меньшую сторону. Заострим внимание еще раз на том, что объем пор гораздо больше объема каналов, соединяющих их, поэтому при анализе распределения пор по размерам капилляриметрическим способом можно получить суммарный объем каналов и соединяемых ими пор. Причем по данным этого метода весь объем порового пространства имеет гидравлический радиус, равный радиусу капилляров, а не пор (см. рис. 14). Собственно, сами поры при изучении структуры порового пространства этим методом «исчезают» из порового пространства, и в результате получаем распределение не пор, а каналов по их размерам, соединяющих, собственно, сами поры.

По физической сути метод ЯМР-релаксометрии отражает геометрические, а не гидравлические размеры пор [1, 2, 7], присутствующих в исследуемых образцах, поэтому настраивать этот метод по данным капилляриметрии категорически нельзя. Из-за непонимания описанных нами выше различий между геометрическими и гидравлическими размерами пор специалисты, занимающиеся интерпретацией данных, полученных с помощью ЯМР-релаксометров, дают ложную картину распределения пор по размерам, используя для этого время поперечной релаксации T_2 , настроенное по данным капилляриметрии.

Таким образом, для настройки результатов обработки времени поперечной релаксации T_2 необходимо использовать данные изучения распределения пор по геометрическим размерам, например, на основе анализа размеров пор в прозрачных петрографических шлифах или если есть возможность, то по данным РЭМ, используя для этого программу обработки видеозображений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный краткий анализ причин, влияющих на качество и достоверность рассмотренных петрофизических связей, показал, что основными из них являются следующие:

- поликомпонентный минеральный и неоднородный гранулометрический состав пород;
- отличия в типе и содержании цемента;
- текстурно-структурные особенности пород;
- характер смачиваемости поверхности минеральных зерен;

— различная степень их преобразования (как под действием литостатического уплотнения, так и вторичных, например, тектоно-гидротермальных процессов, приводящих к возникновению зон уплотнения или разуплотнения в осадочной толще, а также к отложению в порах пород вторичных минералов, в том числе карбонатного и/или глинистого цемента).

Перечисленные выше факторы можно объединить в две основные группы. Первая — это, собственно, условия образования осадков, то есть палеогеографическая обстановка, в которой они отлагались, включая источники терригенного материала и способы его транспортировки. Вторая — это диа- и катагенетические преобразования, которым они подвергались после их отложения. Поэтому, чем более пестрый вещественный и гранулометрический состав имеют породы-коллекторы и чем более интенсивные вторичные преобразования они претерпели, тем хуже качество и ниже достоверность получаемых петрофизических связей. В случае интенсивного тектоно-гидротермального преобразования гранулярных коллекторов они постепенно превращаются в трещинно-кавернозные, приобретая совершенно иную структуру порового пространства и утрачивая характерные для гранулярных коллекторов петрофизические связи.

Таким образом, для получения максимально устойчивых и достоверных петрофизических зависимостей следует подготавливать коллекции образцов (отобранных из одного и того же пласта), имеющих близкий вещественный и гранулометрический состав, а также схожие текстурно-структурные особенности и, как следствие, близкие коллекторские свойства. Однако в этом случае рискуем получить очень «кузые» зависимости с крайне узкими диапазонами изменения анализируемых параметров, что, в свою очередь, приведет опять-таки к низкой степени достоверности полученных зависимостей. Поэтому для построения петрофизических зависимостей необходимо выбирать «золотую середину», включая в подготавливаемую коллекцию близкие, но не одинаковые по петрофизическим свойствам образцы. Полученные петрофизические зависимости можно будет использовать при разбивке продуктивных пластов на ячейки, в пределах которых их коллекторские свойства слабо изменяются, и у западных специалистов они получили название «фильтрационных ячеек» [8].

ЛИТЕРАТУРА

1. Аксельрод С. М. Современные тенденции развития ядерно-магнитных методов в петрофизике и геофизических исследованиях в скважинах // Состояние и перспективы развития ядерно-магнитных методов исследований нефтегазовых и рудных скважин, каменного материала и флюидов: Тр. Всерос. науч.-практ. конф. Тверь, 27—29 июня 2011 г. М.: ВНИИгеосистем, 2011. С. 28—42.
2. Блюменцев А. М., Белорай Я. Л., Кононенко И. Я. Комплексная технология оперативного изучения нефтегазовых залежей на основе петрофизических магнитно-резонансных исследований каменного и флюидного материала // Состояние и перспективы развития ядерно-магнитных методов исследований нефтегазовых и рудных скважин, каменного материала и флюидов: Тр. Всерос. науч.-практ. конф. Тверь, 27—29 июня 2011 г. М.: ВНИИгеосистем, 2011. С. 100—112.
3. Зубков М. Ю., Бондаренко П. М. Прогноз зон вторичной трещиноватости на основе данных сейсморазведки и тектонофизического моделирования // Геология нефти и газа. 1999. № 11—12. С. 31—40.
4. Зубков М. Ю., Бондаренко П. М., Гетман А. В. Прогноз зон повышенной нефтегазовой продуктивности тектоногидротермального происхождения на основе комплексирования геофизических методов и тектонофизического моделирования // Геологической службе России 300 лет: Междунар. геофизическая конф. СПб., 2000. С. 122—123.
5. Зубков М. Ю., Дворак С. В., Романов Е. А. и др. Гидротермальные процессы в шеркалинской пачке Талинского месторождения (Западная Сибирь) // Литология и полезные ископаемые. 1991. № 3. С. 122—132.
6. Зубков М. Ю., Шведенков Г. Ю. Экспериментальное моделирование процесса формирования вторичных коллекторов под действием гидротермальных флюидов различного состава // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО: V науч.-практ. конф. Ханты-Мансийск, 2002. Т. I. С. 323—332.
7. Тиаб Дж., Дональсон Эрл Ч. Петрофизика: теория и практика изучения коллекторских свойств горных пород и движения пластовых флюидов. М.: Премиум Инжиниринг, 2009. 868 с.
8. Топорков В. Г., Денисенко А. С., Мурцовкин В. А. Этапы развития экспериментальных исследований нефтегазовых коллекторов методом ЯМР 1990—2010 годов. Труды Всероссийской научно-практической конференции // Состояние и перспективы развития ядерно-магнитных методов исследований нефтегазовых и рудных скважин, каменного материала и флюидов: Тр. Всерос. науч.-практ. конф. Тверь, 27—29 июня 2011 г. М.: ВНИИгеосистем, 2011. С. 82—99.
9. Knutsen Carroll F. Definition of water table. Am. Assoc. Petrol. Geologists. 1954. Vol. 38. Pt. 2.