

НАУЧНАЯ МЫСЛЬ

Электронно-
Библиотечная
Система
znanium.com



*В.Г. Мартынов, В.Ю. Керимов,
Г.Я. Шилов, М.З. Рачинский*

ГЕОФЛЮИДАЛЬНЫЕ ДАВЛЕНИЯ И ИХ РОЛЬ ПРИ ПОИСКАХ И РАЗВЕДКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА



**В.Г. МАРТЫНОВ, В.Ю. КЕРИМОВ,
Г.Я. ШИЛОВ, М.З. РАЧИНСКИЙ**

**ГЕОФЛЮИДАЛЬНЫЕ
ДАВЛЕНИЯ И ИХ РОЛЬ
ПРИ ПОИСКАХ И РАЗВЕДКЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
НЕФТИ И ГАЗА**

Монография

Электронно-
Библиотечная
Система
znanium.com

Москва
ИНФРА-М
2013

М29 **Маргтынов В.Г., Керимов В.Ю., Шилов Г.Я., Рачинский М.З.**
Геофлюидалные давления и их роль при поисках и разведке месторождений нефти и газа: Монография. — М.: ИНФРА-М, 2013. — 347 с. — (Научная мысль).

ISBN 978-5-16-005639-5

В работе представлены основные сведения по геофлюидалным давлениям, используемые в практике геологоразведочных работ. Рассматриваются системы подземных вод, причины возникновения аномально высоких пластовых и поровых давлений (АВПД и АВПоД), структура глинистых минералов и процессы дегидратации глин. Приводится классификация различных методов оценки порового и пластового давлений.

Освещены вопросы прогнозирования АВПД, АВПоД и давления гидро-разрыва. Приведены закономерности распределения зон АВПоД в различных нефтегазоносных осадочных бассейнах мира. Рассмотрены геофлюидалные механизмы и факторы формирования, размещения и прогноза нефтегазоносности в осадочных бассейнах, а также их современная геофлюидодинамика.

Для нефтяников, геологов, геофизиков и специалистов, занимающихся поисками и разведкой месторождений нефти и газа.

ББК 26.34

Геологи и геофизики при поисках, разведке и разработке месторождений нефти и газа обращают внимание в основном на следующие четыре фактора: ловушка, коллектор, нефтегазоматеринские породы и флюиды. Данная книга посвящена изучению подземных флюидов, а точнее, такого физического свойства флюидов в горных породах, как их давление (геодавление).

Изучением аномальных геофлюидалных давлений в недрах занимались многие исследователи (Б.Л. Александров, А.И. Алиев, Р.Ю. Алияров, К.А. Аникиев, Л.А. Буряковский, Б.М. Валеев, А.Е. Гуревич, Э.Н. Дергунов, Р.Р. Джафаров, И.С. Джафаров, Р.Д. Джеваншир, В.М. Добрынин, А.Г. Дурмишьян, Н.А. Еременко, С.М. Ибрагимов, А.А. Иманов, М.А. Казиева, М.К. Калинин, А.А. Карцев, В.Ю. Керимов, В.В. Колодий, Е.В. Кучерук, В.С. Мелик-Пашаев, Ш.Ф. Мехтиев, И.И. Нестеров, Л.А. Путкарадзе, М.З. Рачинский, Б.А. Серебряков, В.И. Славин, В.А. Скоробогатов, Е.А. Тхостов, Н.Ю. Халилов, Э.М. Халилов, Г.Я. Шилов, Л.П. Шендерей и многие другие). Кроме того, следует отметить работы Д. Бридехофта, Д. Диккинсона, В. Иллинча, А. Леворсена, К. Магара, М. Пауэрса, В. Руби, У. Фертля, К. Хабберта, Д. Хеншоу, П. Чаней, Р. Чапмена и других.

Одним из основоположников изучения аномальных геодавлений в разрезах скважин является выдающийся ученый-исследователь профессор В.М. Добрынин, автор таких известных методик оценки геофлюидалных давлений, как методики «нормально уплотненных глин» и «компрессионной кривой». Им написан ряд интересных монографий по оценкам геофлюидалных давлений. Можно смело говорить о «школе В.М. Добрынина» по изучению АВПД.

Сейчас в нефтегазовой практике наблюдается снижение интереса к изучению аномальных пластовых и поровых давлений по сравнению с временами бывшего СССР. Однако авторы надеются, что публикация данной книги будет способствовать возрождению интереса к этой тематике, и главное — к широкому применению оценок геофлюидалных давлений в практике нефтяных компаний как в области геологии, так и в бурении.

С давлением подземных флюидов нефтяникам (геологам, геофизикам, буровикам, разработчикам и др.) приходится сталкиваться в своей деятельности постоянно. Без учета роли пластовых (поровых) давлений невозможно понять сущность многих геологических процессов и явлений.

Так, например, при поисках и разведке месторождений углеводородов знание распределения геофлюидалных давлений в недрах позволяет определить направление миграции углеводородов и формирование химического состава подземных вод, что имеет большое значение для проведения интегрального бассейнового анализа. Выделить ловушки в исследуемом разрезе того или иного района также невозможно без оценки изолирующих свойств покрышек, их протяженности, что базируется на определении поровых давлений горных пород [1].

История развития нефтегазовой промышленности свидетельствует об освоении все более глубокозалегающих горизонтов. Однако поиски и освоение глубинных залежей углеводородов во многих случаях сопряжены с трудностями при бурении глубоких скважин, обусловленными аномально высокими пластовыми и поровыми давлениями, существующими на больших глубинах. Правильный прогноз глубины залегания и величины аномального пластового (порового) давления позволяет проводить бурение при минимальном утяжелении бурового раствора в условиях гибкого балансирования давлениями в системе «скважина — пласт». В этом случае сокращается число аварий, связанных с гидроразрывами пластов, обвалами, прихватами труб и выбросами. Знание распределения геофлюидальных давлений по разрезу дает возможность правильно обосновывать конструкции скважин, оптимизировать количество и параметры обсадных и эксплуатационной колонн. Кроме того, в случае уменьшения плотности глинистого раствора при бурении снижается его глинизирующее воздействие на пласты-коллекторы, что имеет решающее значение для результатов опробования глубокозалегающих продуктивных интервалов.

При разработке месторождений нефти и газа данные о геофлюидальных давлениях помогают понять процессы вытеснения углеводородов и оценить связанность (коммуникабельность) коллекторов в ловушках. Следует отметить, что аномально высокие давления пластовых флюидов — это положительный фактор при разработке нефтяных и газоконденсатных месторождений, так как они увеличивают энергетические ресурсы продуктивных пластов.

Отдельные главы настоящей работы посвященные технологии выявления и оценки АВПД и АВПОД, физической сущности их природы, носят в определенной мере обзорный характер, основанный на стремлении авторов свести воедино всю имеющуюся к настоящему времени информацию и ознакомить российского читателя с последними новациями мировой научной и производственной практики. В последующих главах авторы попытались в наиболее доходчивой форме привести новейшие сведения о взаимосвязи аномально высоких давлений с региональной динамикой подземных вод, формированием и размещением региональной и локальной нефтегазоносности, роли аномально высоких поровых давлений в формировании складчатости, показали возможности использования материалов по аномальным давлениям в качестве критериев и показателей углеводородного насыщения; о динамике первичной и вторичной миграции, аккумуляции природных флюидов в промышленные скопления в осадочных разрезах различных разнотипных сложнопостроенных бассейнов. Последние моменты могут внести значительные уточнения и новые понимания в моделирование нефтегазоносных геосистем (бассейнов). Исчерпывающий список зарубежной литературы по всем этим вопросам, несомненно, окажется весьма полезным при желании исследователей углубиться в эту тематику. В сущности, эти главы и разделы впервые в концентрированном виде представляют практически полный на сегодняшний день справочник по

основным аспектам современного подхода к нефтегеологическим проблемам АВПД и АВПОД.

На практике с геофлюидальными давлениями сталкиваются многие специалисты различного профиля, занимающиеся поиском, разведкой и разработкой месторождений нефти и газа. Вот почему важно, чтобы понятия о геодавлениях были ясны и одинаково понятны геологам, геофизикам, буровикам, разработчикам и другим специалистам, чтобы они могли вести диалог по геодавлениям на «одном языке». В связи с этим рассмотрим основные понятия о геодавлениях, но начнем сначала с определения давления, принятого в физике.

Глава 1

ВЛИЯНИЕ ОСНОВНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА МЕХАНИЗМЫ СОЗДАНИЯ И РАСПРОСТРАНЕНИЯ ГЕОФЛЮИДАЛЬНЫХ ДАВЛЕНИЙ В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАЗРЕЗАХ И НА ТЕРРИТОРИЯХ

Как известно, давление — физический параметр флюидалльных систем, изучать который необходимо с позиций универсальных физических законов, которые действуют как на земной поверхности, так и в недрах. В то же время данная работа основана в большей степени на анализе эмпирических данных по давлениям, встречающимся в недрах, чем на методах математической физики.

1.1. ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ О ГЕОДАВЛЕНИЯХ. ТИПЫ ВОДОНАПОРНЫХ СИСТЕМ ПОДЗЕМНЫХ ВОД. БАРЬЕРЫ ДАВЛЕНИЙ

Под **давлением** (P) понимают физическую величину, характеризующую действие перпендикулярных к поверхности сил (F), с которыми одно тело действует на поверхность другого:

$$P = F/S, \quad (1.1)$$

где S — поверхность.

Давление численно равно силе давления, приходящейся на участок поверхности, площадь которого равна единице.

Силы давления в жидкости передаются во все стороны. При этом согласно закону Паскаля при действии лишь поверхностных сил давление во всех точках внутри жидкости одинаково. Силы давления в жидкости есть силы упругости. Если жидкость действует с силами давления на соприкасающиеся с ней тела, то значит, она сжата.

Единицей давления называют такое давление, при котором на единицу площади действует сила, равная единице. В системе СИ единицей давления служит давление, при котором на один квадратный метр приходится сила, равная одному ньютону. Эта единица давления названа **паскалем**: $1 \text{ Па} = 1 \text{ Н/м}^2$.

Широко применяется внесистемная единица давления, называемая атмосферой. Она равна давлению, оказываемому столбом ртути высотой 760 мм (или водяным столбом высотой 10,332 м):

$$1 \text{ атм} = 760 \text{ мм рт. ст.} = 101\,325 \text{ Па.}$$

Это — **физическая атмосфера** или просто атмосфера (атм).

Кроме физической, существует **техническая атмосфера** (ат), равная давлению, оказываемому водяным столбом высотой 10,0 м. Техническая атмосфера равна 0,968 физической атмосферы.

Горные породы являются естественными минеральными агрегатами, характеризующимися, помимо твердой минеральной части определенного состава, наличием порового пространства, заполненного флюидом. В связи с этим различают горное давление и геофлюидалльное давление.

Под **горным** давлением (σ) понимают давление, под которым находится горная порода в какой-либо точке литосферы Земли.

В общем случае горное давление является следствием суммарного влияния на пласт геостатического и геодинамического (геотектонического) давлений, т.е.

$$\sigma = P_{\text{геост}} + P_{\text{геод}} \quad (1.2)$$

Под **геостатическим** давлением ($P_{\text{геост}}$) понимают давление, обусловленное весом вышележащей толщи горных пород за счет суммарного веса скелета пород и пластовых флюидов (воды, нефти, газа) в их поровом пространстве.

Определим математически геостатическое давление следующим образом.

Так как по определению давление является физической величиной, равной силе, действующей на единицу площади перпендикулярно, а в качестве силы в нашем случае выступает сила тяжести, равная весу вышележающих пород, то согласно уравнению (1.1) можно записать, что

$$P_{\text{геост}} = \frac{\text{Вес (скелет породы + флюиды)}}{\text{Площадь}} = \frac{P_{\text{г.п.}}}{S}. \quad (1.3)$$

По определению мы имеем также, что вес вышележающих пород $P_{\text{г.п.}}$ равен

$$P_{\text{г.п.}} = mg, \quad (1.4)$$

где m — масса вышележающих горных пород; g — ускорение свободного падения.

Далее, учитывая, что плотность горных пород определяется как отношение массы тела к его объему,

$$\delta = m/V [\text{г/см}^3], [\text{кг/м}^3], \quad (1.5)$$

где V — объем породы, т.е. плотность породы равна массе единицы ее объема.

Плотность флюида также является важным его гидродинамическим свойством, измеряемым в тех же единицах, что и плотность породы.

Из уравнения (1.5) получим

$$m = \delta V. \quad (1.6)$$

Подставляя (1.6) и (1.4) в уравнение (1.3) и учитывая, что $V = Sh$, получим

$$P_{\text{геост}} = g\delta V/S = g\delta Sh/S = g\delta h \quad (1.7)$$

или, так как удельный вес $\gamma = g\delta$, можно записать, что

$$P_{\text{геост}} = \gamma h. \quad (1.8)$$

В более общем виде, считая, что массив вышележающих пород состоит из отдельных пластов, отличающихся своей плотностью и мощностью, из (1.7) получим

$$P_{\text{геост}} = g \sum_{i=1}^n \delta_i h_i \text{ [Па]}, \quad (1.9)$$

где δ_i — плотность горной породы i -го пласта, кг/м³; h_i — мощность i -го пласта, м; i — порядковый номер пласта ($i = 1, 2, 3, \dots, n$); n — количество пластов; g — ускорение свободного падения, равное 9,80665 м/с².

Учитывая, что плотность горной породы складывается из плотностей скелета и флюида, заполняющего поровое пространство, формулу (1.9) можно представить в следующем виде:

$$P_{\text{геост}} = g \sum_{i=1}^n h_i [(1 - K_n) \delta_{\text{ск},i} + K_n \delta_{\text{фл},i}] \text{ [Па]}, \quad (1.10)$$

где K_n — коэффициент пористости; $\delta_{\text{ск},i}$ — минералогическая плотность (плотность скелета) i -го пласта; $\delta_{\text{фл},i}$ — плотность флюида, заполняющего поровое пространство i -го пласта.

Геостатическое давление передается породами, а внутри породы — зернами (скелетом), слагающими пласт.

Под *геодинамическим* давлением ($P_{\text{геод}}$) понимают давление, образующееся в пластах в результате непрерывно-прерывистых тектонических процессов, например при формировании дислокаций (складчатых и разрывных), внедрения магматических тел, регионального метаморфизма, грязевого вулканизма и др.

Под *геофлюидальным* давлением понимают давление флюида в поровом пространстве горных пород независимо от их энергетического состояния и литологии. Различают пластовые и поровые давления.

Пластовым давлением ($P_{\text{пл}}$) называется давление флюидов в поровом пространстве горной породы, находящейся в условиях естественного залегания и имеющей гидродинамическую связь по площади и по разрезу, т.е. это давление жидкости или газа в пластах-коллекторах. Оно обнаруживает себя в скважинах образованием статического столба жидкости (или же устьевого давления).

Поровым давлением ($P_{\text{пор}}$) называют давление флюидов в порах непроницаемых (обычно глинистых) пластов, не имеющих гидродинамической связи по разрезу и по площади, т.е. это давление жидкости или газа в порах пород-неколлекторов, пород-покрышек.

Давление флюидов внутри какой-либо поровой емкости увеличивается с глубиной за счет увеличения веса перекрывающих флюидонасыщенных пород.

Скорость изменения давления с глубиной представляет собой градиент давления Γ , т.е.

$$\Gamma = dP/dH. \quad (1.11)$$

На практике градиент пластового (порового) давления определяется как отношение пластового (порового) давления к глубине исследуемого пласта:

$$\Gamma_{\text{пл}} = P_{\text{пл}}/H \quad (1.12)$$

или

$$\Gamma_{\text{пор}} = P_{\text{пор}}/H. \quad (1.12a)$$

Градиент геостатического давления ($\Gamma_{\text{геост}}$) при средней плотности осадочных пород 2,3 г/см³ составляет 0,023 МПа/м.

Рассматривая давления флюидов в пласте, различают также гидростатическое давление (условное и нормальное).

Гидростатическое давление ($P_{\text{гидр}}$) — это давление в исследуемой точке пласта, создаваемое весом столба пластовых флюидов, насыщающих вышележащие отложения по вертикали от поверхности до глубины точки исследования:

$$P_{\text{гидр}} = g \bar{\delta}_{\text{п.ф}} h \text{ [Па]}, \quad (1.13)$$

где g — ускорение свободного падения, м/с²; $\bar{\delta}_{\text{п.ф}}$ — средневзвешенная плотность пластового флюида, кг/м³; h — высота столба пластового флюида, м.

Гидростатическое давление не зависит от формы и площади сечения столба флюидов, а пропорционально его высоте и плотности флюида.

Условным гидростатическим давлением ($P_{\text{у.гидр}}$) называют давление в исследуемой точке пласта, создаваемое весом столба пресной воды с плотностью 1000 кг/м³, насыщающей вышележащие отложения по вертикали до глубины точки исследования.

Аналогично в случае минерализованной воды с плотностью более чем 1000 кг/м³ гидростатическое давление называется *нормальным* ($P_{\text{н.гидр}}$):

$$P_{\text{н.гидр}} = g \sum_{i=1}^n \delta_{\text{п.ф},i} h_i. \quad (1.14)$$

Важным понятием при изучении давлений в горных породах является *эффективное напряжение скелета породы* ($\sigma_{\text{эф}}$) — это давление между минеральными зернами породы, которое определяется из следующего выражения:

$$\sigma_{\text{эф}} = P_{\text{геост}} - n P_{\text{пл}}, \quad (1.15)$$

где $P_{\text{геост}}$ — геостатическое давление; $P_{\text{пл}}$ — пластовое давление; n — коэффициент разгрузки.

Для глин $n = 1$. Для других пород значение n изменяется от нуля до единицы.

Если мы принимаем во внимание влияние геодинамического давления, то в формуле (1.15) мы должны использовать горное давление σ , являющееся суммой геостатического и геодинамического давлений, т.е.

$$\sigma_{\text{эф}} = \sigma - n P_{\text{пл}}, \quad (1.16)$$

где σ — горное давление.

Другим важным параметром, широко используемым в бурении, является давление гидроразрыва.

Давлением гидроразрыва ($P_{гр}$) называют давление, создаваемое жидкостью на пласт, при котором происходит образование трещин, фиксируемое резким увеличением приемистости пласта.

По Б. Итону, давление гидроразрыва равно

$$P_{гр} = P_{пл} + (v/1 - v)\sigma_{эф}, \quad (1.17)$$

где $P_{гр}$ — давление гидроразрыва, Па; $P_{пл}$ — пластовое давление, Па; v — коэффициент Пуассона (безразмерный); $\sigma_{эф}$ — эффективное напряжение, Па.

Градиент гидроразрыва ($\Gamma_{гр}$) — отношение давления гидроразрыва к глубине залегания исследуемого пласта:

$$\Gamma_{гр} = P_{гр}/H, \quad (1.18)$$

где $\Gamma_{гр}$ — градиент гидроразрыва, Па/м; $P_{гр}$ — давление гидроразрыва, Па; H — глубина залегания исследуемого пласта, м.

Для бурения важно понятие **давление промывочной жидкости**, под которым понимают давление в скважине (P_c), создаваемое промывочной жидкостью на пласты горной породы в процессе бурения скважины.

В статическом состоянии без циркуляции

$$P_c = g\delta_{п.ж}H, \quad (1.19)$$

где P_c — давление в скважине на пласты горной породы, Па; $\delta_{п.ж}$ — плотность промывочной жидкости, кг/м³; H — высота столба промывочной жидкости от устья скважины (верхнего уровня) до исследуемого пласта, м.

При циркуляции (динамическое состояние)

$$P_c = g\delta_{п.ж}H + P_{к.п}, \quad (1.20)$$

где $P_{к.п}$ — потеря давления в кольцевом пространстве, Па.

Забойное давление ($P_{заб}$) — давление, создаваемое промывочной жидкостью на пласты горной породы, расположенные в призабойной зоне скважины.

Без циркуляции (статическое состояние)

$$P_{заб} = g\delta_{п.ж}H_{заб}, \quad (1.21)$$

где $P_{заб}$ — забойное давление, Па; $H_{заб}$ — глубина забоя скважины, м.

При циркуляции (динамическое состояние)

$$P_{заб} = g\delta_{п.ж}H_{заб} + P_{к.п}. \quad (1.22)$$

Дифференциальное давление (ΔP) — разность между давлением в скважине (забойным давлением) и пластовым давлением:

$$\Delta P = P_c - P_{пл}, \quad (1.23)$$

где ΔP — дифференциальное давление, Па; P_c — давление в скважине, Па; $P_{пл}$ — пластовое давление, Па.

Если дифференциальное давление имеет знак (+), то в системе «скважина—пласт» существует **репрессия** на пласт.

Если дифференциальное давление имеет знак (-), то в системе «скважина—пласт» существует **депрессия** на пласт.

На рис. 1.1 приведены изменения некоторых выше рассмотренных давлений с глубиной в разрезе скважины.

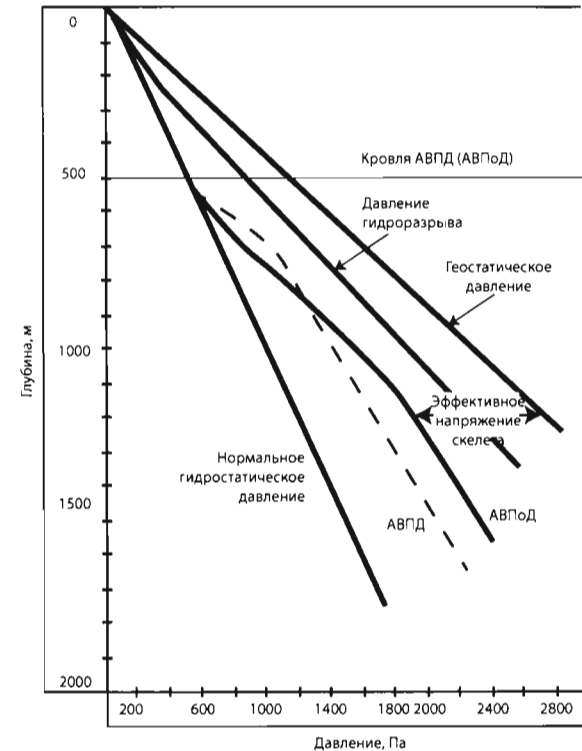


Рис. 1.1. Геофлюидальные давления в идеализированной скважине (по Б. Брюсу и Г. Бауэрсу, 2002, с дополнением авторов)

Как видно из рис. 1.1, «гидростатическая линия» дает давление вследствие давления веса столба воды в простой поровой породе с поровым пространством, непрерывно связанным с поверхностью (открытая система). В случае «чистой» (пресной) воды наклон этой линии составляет 1,0 Па/м (0,433 psi/ft), но обычно для пластовых минерализованных вод, когда рассматриваются нормальные гидростатические давления, наклон гидростатической линии равен 1,04–1,07 Па/м, или 0,45–0,465 psi/ft.

«Геостатическая линия», отражающая давление, создаваемое весом всего вышележащего материала, как твердого (минеральный скелет пород), так и пластового (порового) флюида, имеет приблизительный наклон 0,0231 МПа/м (1 psi/ft). Но истинный наклон зависит от конкретных плотностей пород и флюидов в разрезе и имеет тенденцию увеличиваться с глубиной, потому что плотность имеет тенденцию увеличиваться с глубиной.

Линия «порового давления», характеризующая давление флюида в поровом пространстве глинистой породы, в общем случае может совпадать с линией «нормального гидростатического давления», но, как правило, с некоторой глубиной может отходить вправо (быть выше гидростатического давления) от этой линии. Линия на рисунке, проходящая через точку, в которой поровое давление превышает гидростатическое давление, является *кривой повышенного порового давления*.

При повышенных поровых давлениях флюиды, оказавшиеся «захваченными» в поры, принимают на себя часть веса вышележащих твердых пород.

Линия «пластового давления», характеризующая давление флюида в поровом пространстве пластов-коллекторов, на рисунке показана как линия, проходящая в нижней части разреза скважины между линиями «нормального гидростатического давления» и линией «поровых давлений», что часто соответствует ситуации на практике. В то же время встречаются случаи, когда в одних интервалах разреза «пластовые» давления коллекторов близки к нормальным гидростатическим, в других — близки к повышенным «поровым» давлениям глинистых пород.

Следует отметить, что в последнее время из наблюдений, что давления в глинах и давления в песчаниках (коллекторах), а следовательно, и их градиенты давлений бывают различны, возникла **концепция центроида**. Под центроидом понимают глубину, на которой давления песчаников и глин равны. Представляется, что песчаники действуют как канал для передачи давления вверх по восстанию пластов.

На глубине поровые давления глин, как правило, превышают пластовые давления песчаников (коллекторов), но вблизи (выше) глубины центроида пластовые давления песчаников превышают поровые давления глин.

Рисунок 1.1 хорошо иллюстрирует также понятие **эффективного напряжения скелета породы** — существенной величины геостатического давления, которую воспринимают зерна минерального скелета породы. Оно является разностью между геостатическим давлением и поровым давлением в интервалах залегания глин и разностью между геостатическим и пластовым давлением в интервалах залегания пластов-коллекторов.

Из рисунка 1.1 следует, что поровое (пластовое) давление не достигает величины геостатического давления.

На рисунке 1.1 показана также линия «давлений гидроразрыва», которая располагается между линиями порового (пластового) давления и геостатического давления. Как только поровое (пластовое) давление превысит давление гидроразрыва, то в породе происходит образование трещин.

На практике имеется «окно» между поровым (пластовым) давлением и давлением гидроразрыва для давления глинистого раствора в скважине. Если давление, создаваемое весом глинистого раствора в скважине, оказывается ниже пластового (порового) давления, то создаются условия, при которых пластовый флюид течет в ствол скважины.

Напротив, при очень большом давлении столба глинистого раствора в скважине в пласте может возникнуть гидроразрыв и произойдет поглощение

бурового раствора в пласт. Оба случая представляют собой опасность для бурения.

Изучение распределения пластовых и поровых давлений флюидов в недрах является важнейшей проблемой специальной науки — геофлюидодинамики. Существует два подхода в описании распределения давлений в недрах: термодинамический и геологический.

Термодинамическое описание пластовых флюидов базируется на таких характеристиках, как давление, плотность, проницаемость, температура и др.

Геологическое описание пластовых флюидов требует привлечения геологических характеристик, отражающих лишь те стороны состава и морфологии геологических образований, которые косвенно важны для движения флюидов в горных породах. Такое геологическое описание основывается, например, на структурном наклоне, наличии непроницаемых барьеров в осадочном бассейне и др.

Если рассматривать основные гидравлические условия пластовых флюидов в природных коллекторах, то можно выделить три основных случая:

1) гидравлическая среда находится в *статических* условиях, т.е. когда флюид неподвижен. Так как в этом случае система гидростатическая и градиент давления вертикален, то горизонтальные плоскости равных давлений представляют собой уровни давлений, которые увеличиваются сверху вниз;

2) гидравлическая среда находится в *гидродинамических* условиях, т.е. когда флюид течет через поровое пространство коллекторов. Здесь существует гидравлический напор, что приводит к условию, когда давление в одной стороне коллектора больше, чем в другой. Градиент давления при этом не строго вертикален, поскольку он становится векторным произведением компоненты течения и силы тяжести;

3) возможен случай, когда гидродинамический градиент внутри осадочного бассейна обусловлен наличием фактически разделенных друг от друга двух частей, каждая из которых характеризуется присущим ей давлением, отличным от давления в соседней части палеобассейна.

Следует отметить, что в поисково-разведочных скважинах за давлением флюидов следят по данным специальных приборов и аппаратуры, измеряющих непосредственно давления пластовых флюидов, или по косвенным геолого-геофизическим данным, характеризующим давление.

Системы подземных вод, обладающие едиными (сходными) условиями залегания, называются **подземными водными бассейнами** (гидрогеологическими бассейнами). Системы подземных вод, характеризующиеся общими (сходными) условиями возникновения движения воды, называются **геогидродинамическими системами**. Среди геогидродинамических систем различают:

- *грунтовые* геогидродинамические системы, образованные грунтовыми водами со свободной поверхностью;
- *природные* водонапорные системы, которые представляют наибольший интерес для гидрогеологии нефтяных и газовых месторождений.

Под *природными водонапорными системами* понимают системы водоносных пластов и трещинных зон с заключенными в них напорными водами, обладающими общими условиями создания напора, а следовательно, и первоисточника движения флюидов. Природные водонапорные системы подразделяют на инфильтрационные, элизионные, переточно-инъекционные, смешанные и депрессионные.

В *инфильтрационных системах* напор создается за счет инфильтрации атмосферных и поверхностных вод в коллекторы под воздействием образуемой этими водами гидростатической нагрузки (гидростатический напор краевых вод). Инфильтрационные системы являются открытыми системами, так как они сообщаются с земной поверхностью как в зонах создания напора, так и в зонах разгрузки (рис. 1.2). Классическими примерами такого механизма водообмена являются Парижский артезианский бассейн, самая верхняя часть неогенового разреза Индоло-Кубанского и Терско-Каспийского прогибов, зона выходов на дневную поверхность нижнемеловых и юрских коллекторских пачек в северо-восточной части юго-восточного погружения мегантиклинория Б. Кавказа. Движение жидкости в инфильтрационных системах осуществляется в основном под влиянием гравитационных сил. Главную форму энергии здесь представляет потенциальная энергия жидкости в поле силы тяжести.

Характерное для инфильтрационных водонапорных систем пластовое давление определяется по формуле

$$P_{\text{пл. инф}} = g\delta_{\text{в}}H, \quad (1.24)$$

где H — напор (пьезометрический) подземных вод, под которым понимают разность высот выхода пласта на дневную поверхность в области питания и зоны разгрузки; $\delta_{\text{в}}$ — плотность воды.

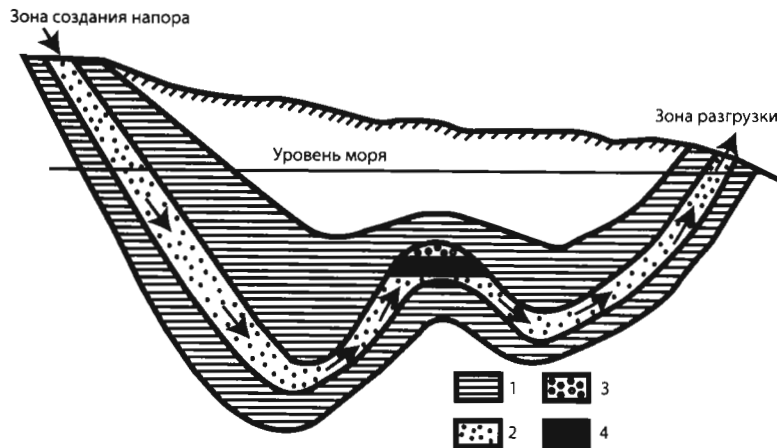


Рис. 1.2. Схема образования пластового давления гидростатическим напором «краевых вод» в инфильтрационных системах:
1 — глины; 2 — песчаники; 3 — газовая залежь; 4 — нефтяная залежь

В реальных геологических обстановках инфильтрационный водообмен обычно весьма незначителен по масштабам, охватывает ограниченные участки территорий, имеет, как правило, локальное распространение, развит только в узких зонах и полосах периферийных обрамлений бассейнов, примыкающих к сопредельным горным сооружениям, и на небольших по площади участках обнажающихся коллекторских пачек в пределах денудированных складок. Региональное латеральное движение подземных вод чаще всего «перехватывается» региональными глубинными разломами, зонами литофациальных и стратиграфических несогласий, преломляющими направление их миграции [2].

В *элизионных системах* напор создается за счет выжимания вод из уплотняющихся глинистых осадков и других пород в коллекторы и частично за счет уплотнения самих коллекторов с выжиманием вод из одних частей в другие. Этот процесс происходит вследствие осадконакопления и геостатической нагрузки и реже — из-за геодинамического давления, возникающего при тектонических напряжениях.

Элизионные системы являются *полуоткрытыми*, так как сообщаются с поверхностью Земли лишь в зонах разгрузки (рис. 1.3). Основная форма энергии здесь — потенциальная энергия упругой деформации жидкостей и породы, накапливающаяся в результате процесса уплотнения осадков.

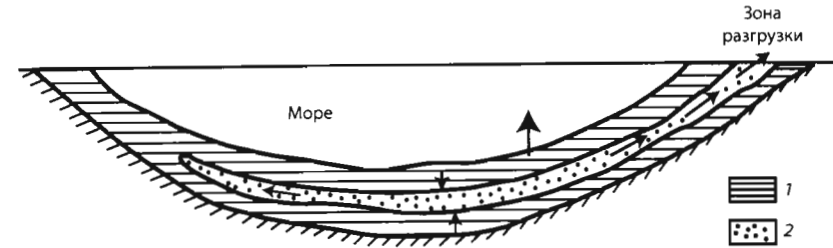


Рис. 1.3. Схема образования пластового давления в элизионных системах:
1 — глины; 2 — песчаники

Учитывая изолированность залежей и месторождений (особенно глубоководных) как друг от друга, так и от зон инфильтрации различными (тектоническими, литологическими и др.) барьерами в современной стадии формирования зон нефтегазонакопления, роль гидростатического (инфильтрационного) напора в элизионных системах в образовании пластовых давлений, особенно в глубоководных пластах, очень мала.

Поэтому главную роль в образовании пластовых давлений в недрах элизионных систем следует отнести к такому фактору, как превышение объемного количества флюидов над объемом пор коллектора, который они заполнили.

В элизионных системах происходит приращение давления в соответствии со следующим законом:

$$\Delta P = Q_{\text{изб}} / \beta_{\text{ж}} V_0, \quad (1.25)$$

где ΔP — приращение давления; $\beta_{\text{ж}}$ — коэффициент сжимаемости жидкости; V_0 — общий объем жидкости в системе; $Q_{\text{изб}}$ — избыточное количество жидкости, поступающее из уплотняющихся неколлекторских пород.

Как известно, при одинаковых значениях пластового давления $P_{\text{п}}$ в разных ловушках $Q_{\text{изб}}$ зависит от V_0 согласно выражению

$$Q_{\text{изб}} = V_{0(P_{\text{п}})} - V_{0(P_{\text{п}}=0)} = V_{0(P_{\text{п}}=0)} \beta_{\text{ж}} P_{\text{п}}$$

Так как при $P_{\text{п}} = 0$ $V_0 = V_{\text{п}}$, то $V_0(P) = V_{\text{п}}(1 + \beta_{\text{ж}} P_{\text{п}})$.

Ясно, что $V_{0(P_{\text{п}})} = V_{\text{п}} + Q_{\text{изб}}$, тогда $Q_{\text{изб}} = V_{\text{п}} \beta_{\text{ж}} P_{\text{п}}$ и $P_{\text{п}} = Q_{\text{изб}} / \beta_{\text{ж}} V_{\text{п}}$ или

$$\Delta P = Q_{\text{изб}} / \beta_{\text{ж}} V_0.$$

Вместе с выжимаемыми водами в водоносные коллекторы передается часть геостатического давления. Поэтому если для инфильтрационных систем характерно пластовое давление, близкое к условному гидростатическому, то для элизионных водонапорных систем характерно пластовое давление, превышающее гидростатическое и равное

$$P_{\text{эл}} = g \delta_{\text{в}} H + \Delta P, \quad (1.26)$$

где ΔP — приращение давления, определяемое формулой (1.25).

Функционирование водонапорной системы по элизионной модели возможно только в интервале глубин до 1500–2000 м, где процесс уплотнения осадков реализуется по механизму линейной фильтрации. В диапазоне больших глубин консолидация пород осуществляется по иным законам массопереноса с гораздо меньшим темпом и объемами отжимаемых в этих условиях флюидов уже не в состоянии обеспечить их постоянный латеральный ток в направлении от центральных частей бассейнов к их периферии. (Подробно этот вопрос рассмотрен в разделах 10.2 и 10.3.1.) Геолого-тектоническими ограничениями масштабов элизионного водообмена служат также обычно ступенчато-блоковое строение бассейнов, обусловленное системой взаимопересекающихся высокоамплитудных глубинных разломов, контактом по ним резко разнящихся по проницаемости пород различных стратиграфических комплексов осадочного разреза, образование тупиковых гидравлических зон (гидродинамических «замков») [2]. Примерами проявления элементов элизионного режима служат самые верхние интервалы быстро погружающихся иммерсионных бассейнов подвижных поясов.

В водонапорной системе *смешанного типа* могут одновременно проявляться признаки как инфильтрационного, так и элизионного механизмов.

Все рассмотренные выше модификации гидродинамических режимов природных водонапорных систем могут иметь место лишь в относительно неглубоко залегающих водонапорных комплексах верхнего гидрогеологического этажа.

В *переточно-инъекционных* водонапорных системах, гидродинамически охватывающих всю осадочную толщу бассейнов, доминирующей формой движения природных флюидов является их пульсационно-инъекционная (импульсная) сквозьчехольная субвертикальная миграция по плоскостям

проводящих дизъюнктивов, зонам повышенной трещиноватости, контактам диапировых внедрений, эруптивам грязевых вулканов, литофациальным несогласиям, гидрогеологическим «окнам» и другим нарушениям сплошности пород, осуществляющаяся в периоды активизации неотектонических процессов [2]. Этот тип водонапорных систем характерен для современных бассейнов межгорных впадин (Южно-Каспийской, Паданской, Венской, Иравдийско-Андаманской, Маракайбской, Лос-Анджелесской) и предгорных прогибов (Индоло-Кубанский, Терско-Каспийский, Предкарпатский, Предзагорский) [2].

Депрессионные водонапорные системы характеризуются условием, при котором объем удаляющейся из системы жидкости превышает объем жидкости, поступающей в систему. Этот тип водонапорных систем приурочивается в основном к рифтовым зонам, характеризующимся активным проявлением новейших тектонических движений. Для этих систем свойственны высокая степень уплотнения пород в разрезе.

Барьеры давлений. Как известно, к барьерам давлений в разрезе нефтегазовых месторождений наиболее часто относят интервалы глинистых пород с повышенными или аномально высокими значениями поровых давлений. Считается, что такие интервалы могут ограничивать вертикальную миграцию флюидов в песчано-алевритовых пластах.

Барьерами давлений в недрах занимались У.Х. Фертль (1980) [3], Лауден (1972), Фертль и Тимко (1972) и др.

Нормальные и аномальные пластовые (поровые) давления могут сосуществовать в разрезе только в том случае, если они разделены барьером проницаемости, который действует одновременно как барьер давления. Кроме глинистых отложений, в качестве барьеров давлений могут выступать также массивные глинистые сланцы и алевролиты, массивные соли, ангидриты, гипсы, известняки, мергели, мел, доломиты.

Как отмечал Фертль [3], образование барьера давления зависит от многих факторов:

- реакции деформации глинистых минералов на приложенные физические нагрузки (например, вес вышележащих пластов);
- поведения глин и глинистых сланцев в качестве полупроницаемых мембран;
- типа и количества присутствующих в барьере давления глинистых минералов;
- проницаемости глинистых пород, которая, как правило, бывает чрезвычайно низкой (10^{-4} – 10^{-6} мД);
- неньютоновского поведения воды в узких каналах порового пространства глинистых осадков, изменения подземных давления и температуры и многих других.

Каждый из этих факторов или их любое сочетание с учетом геологического времени может изменить физико-химические условия залегания глин, обусловив медленные литологические изменения в формировании этих перекрывающих изолирующих пород как барьеров давления.

Существует классификация *барьеров давления* (Фертль и Тимко (1972)), согласно которой они подразделяются на следующие типы:

1) вертикальные, связанные с массивными глинистыми сланцами и алевролитами, массивными солями, ангидритами, гипсами, известняками, мергелями, доломитами, мелом;

2) поперечные, связанные со сбросами, соляными и глинистыми диапирами;

3) сочетание вертикального и поперечного типов.

Современные исследования барьеров давления (зон АВПоД) на ямальских месторождениях показали [4; Шилов, 2010], что в распределении градиентов поровых давлений в барьере давления характерна концентрация интервалов с максимальными градиентами давлений в центральной части зон АВПоД и обязательное плавное снижение поровых давлений до нормальных значений как в кровле, так и в подошве этих зон вплоть до выравнивания с гидростатическими давлениями в песчаных пластах, прилегающих к барьеру давления

1.2. АНОМАЛЬНО ВЫСОКИЕ И АНОМАЛЬНО НИЗКИЕ ПЛАСТОВЫЕ И ПОРОВЫЕ ДАВЛЕНИЯ И ИХ ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ

Пластовые и поровые давления в водонапорных системах могут достигать значений, которые существенно отличаются от нормального гидростатического давления $P_{н.гидр.}$

Аномально высоким пластовым (поровым) давлением АВПД (АВПоД) считают давление, отвечающее неравенству

$$P_a > P_{н.гидр.} \quad (1.27)$$

Аномально низким пластовым (поровым) давлением АНПД (АНПоД) считают давление, когда выполняется неравенство

$$P_a < P_{н.гидр.} \quad (1.28)$$

Под аномально высоким здесь и далее понимается давление, превышающее условное гидростатическое (давление столба жидкости плотностью 1000 кг/м^3 и высотой от точки вскрытия пласта до поверхности земли) на 15–20% (на практике иногда до 30%).

Для изучения распределения давлений по разрезу и их изменений по площади используют коэффициент аномальности.

В общем случае *коэффициентом аномальности* K_a называют отношение аномального пластового или порового давления P_a к нормальному гидростатическому давлению $P_{н.гидр.}$ вычисленному для той же глубины, т.е.

$$K_a = P_a / P_{н.гидр.} \quad (1.29)$$

Для АВПД (АВПоД) $K_a > 1$, для АНПД (АНПоД) $K_a < 1$.

Есть также другие определения коэффициента аномальности K_a как отношения фактически замеренного пластового давления к условному гидро-

статическому, определенному для глубины залегания исследуемого пласта (Мингео):

$$K_a = P_{пл} / P_{у.гидр.} \quad (1.30)$$

Замеренные пластовые давления в залежах нефти и газа должны быть приведены к соответствующим контактным поверхностям с контурной водой (ВНК, ГВК) с целью исключения влияния разности плотностей нефти, газа и пластовой воды, обуславливающей образование «избыточных» сверхгидростатических давлений, т.е. при анализе учтены только данные, характеризующие барическую обстановку в законтурной гидродинамической системе продуктивных пластов.

Фактические данные по пластовым (поровым) давлениям свидетельствуют, что природа (генезис) геофлюидальных давлений очень разнообразна. Она зависит от конкретных геологических условий и определяется наложением большого комплекса природных факторов, связанных с геологической историей района.

Как известно, термодинамическое состояние геологической системы определяется соотношением объема, давления и температуры. Изменение любого из этих трех термодинамических параметров или их сочетаний, обусловленное геологическими процессами, может явиться причиной формирования аномальных геофлюидальных давлений.

Для того чтобы изучать геофлюидальные давления с единых теоретических и методологических позиций, необходима их генетическая классификация, которая показывала бы набор гипотез о причинах образования АВПД (АВПоД) (рис. 1.4).

Рассмотрение приведенной на рис. 1.4 классификации показывает, что все приведенные механизмы образования аномальных давлений входят в следующие четыре группы:

- 1) литогенетические;
- 2) вертикально-миграционные;
- 3) эндогенно-энергетические;
- 4) гидродинамические.

В *литогенетическую* группу входят механизмы, которые генерируют аномальные давления в осадочном чехле под влиянием различных процессов и явлений, происходящих в породах самого чехла. При этом рост давления может происходить как за счет привноса флюида, так и за счет роста объема твердой фазы, а снижение давления — за счет уменьшения объема флюида.

К механизмам образования АВПД (АВПоД) здесь относятся:

- а) гравитационное уплотнение глинистых пород;
- б) процессы преобразования органического вещества;
- в) процессы катагенеза глинистых пород;
- г) явления осмоса;
- д) явление цементации пор и роста внутри них кристаллов;
- е) процессы смешивания минерализованных вод, приводящие к выделению газа в свободную фазу.

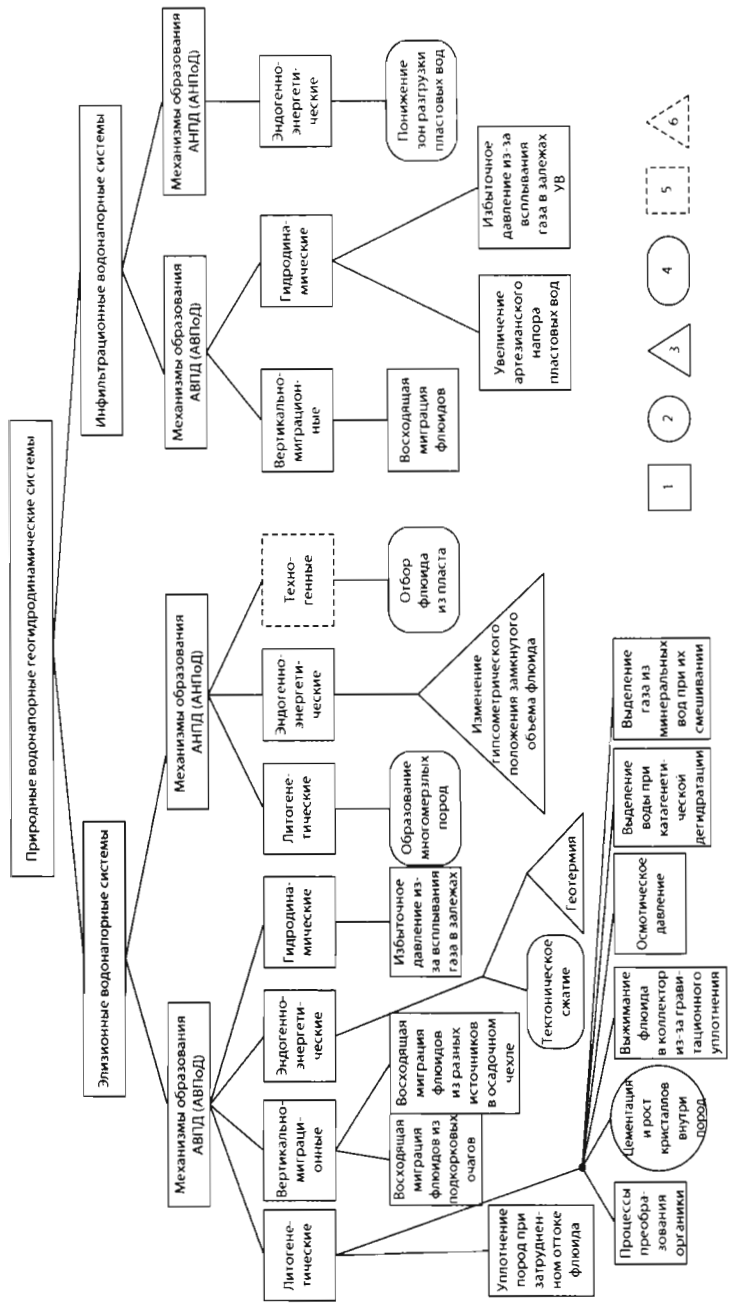


Рис. 1.4. Генетическая классификация основных механизмов образования АВПД (АВПоД) (согласно [5] с дополнениями авторов) и АНПД (АНПоД):

1 — увеличение объема флюида; 2 — увеличение объема скелета породы; 3 — увеличение объема флюида и скелета; 4 — уменьшение (сжатие) объема флюида; 5 — уменьшение объема скелета; 6 — уменьшение объема скелета и флюида

К механизмам образования АНПД (АНПоД) здесь относится образование многолетнемерзлых пород.

Вторая группа объединяет механизмы, в которых в качестве обязательного элемента присутствует *вертикальная миграция флюидов*.

К третьей группе относятся *эндогенно-энергетические* механизмы, в которых АВПД (АВПоД) возникает под действием энергии недр — тепловой или механической (тектоническое сжатие), а АНПД (АНПоД) — под действием механической энергии при изменении положения замкнутых объемов флюидов вследствие тектонической дислокации.

Четвертая группа включает *гидродинамические* механизмы роста давлений, происходящие в основном в инфильтрационных водонапорных системах.

При образовании АНПД следует учитывать и *техногенный фактор*, связанный с отбором пластовых флюидов во время эксплуатации залежей углеводородов.

Изучение поровых давлений глинистых пород-покрышек залежей с аномальными давлениями флюидов представляет особый интерес для прогнозирования пластовых давлений в коллекторах, поскольку большинство методов оценки давлений по геофизическим данным определяет величину поровых давлений.

Как показали исследования, поровое давление в глинистых покрышках, как правило, отражает величину АВПД в залежах. Хотя имеются случаи, как, например, в Южно-Каспийской впадине, где пластовые давления в коллекторах ниже поровых давлений во вмещающих глинах.

В обнаружении АВПД немаловажным является характер их проявления. Как известно, темп снижения пластовых давлений при равных их начальных значениях и равных отборах флюида из пласта зависит от объема ловушки. При малых объемах ловушки мал будет и избыточный объем флюида $Q_{изб}$. В таких случаях при вскрытии маломощных и сильно неоднородных коллекторов наличие АВПД вполне может быть незамеченным при их вскрытии бурением.

Так, например, в ловушке, литологически ограниченной со всех сторон и имеющей площадь $5 \cdot 10^5 \text{ м}^2$ (ширина 0,5 км, длина 1 км), мощность коллектора 5 м, пористость 10% при пластовом давлении 30 МПа, избыточное количество воды составляет 375 м^3 (коэффициент сжимаемости воды принят $5 \cdot 10^{-4} \text{ МПа}^{-1}$). Такое небольшое количество воды может быть незаметно извлечено из пласта во время бурения.

По-видимому, именно этой причиной можно объяснить часто имеющие место на многих площадях случаи отсутствия притока нефти при опробовании объектов, несмотря на то что бурение их сопровождалось интенсивным нефтепроявлением без признаков воды.

1.2.1. Понятие о сингенетических и эпигенетических типах зон АВПоД и АВПД

Как известно, подвижные (геосинклинально-складчатые) пояса — наиболее мобильные, длительно развивающиеся зоны повышенной проницаемости земной коры [6], которые определяли возникновение и развитие генетически разнородных бассейнов палеобассейнов седиментации. Одной из характерных и важных особенностей осадочных бассейнов подвижных поясов является наличие в их разрезах интервалов с аномально высокими (сверхгидростатическими) поровыми (АВПоД) и пластовыми (АВПД) давлениями [2]. Зоны их проявлений характеризуются приуроченностью к различным стратиграфическим подразделениям, варьирующей по разрезу и площади, интенсивностью, различными механизмами генерации, условиями сохранения и релаксации, связью с литологией, диапиризмом, грязевым вулканизмом, нефтегазонасностью и др.

Опыт проведения геолого-разведочных работ в различных нефтегазонасных бассейнах мира показывает, что существует четкая корреляция между величиной аномальности давлений, размещением по площади регионов зон АВПД (АВПоД), фазовым состоянием и ресурсами углеводородов [7; Powers M.C., 1976; Perry, 1969], а значения ожидаемых градиентов порового давления и давления гидроразрыва являются основой для эффективной проводки скважин с оптимальной программой применения промысловых жидкостей соответствующей плотности, выбора технической обоснованной их конструкции, технологий процессов бурения и испытания природных резервуаров.

Если в настоящее время прогнозирование и выявление участков, зон и интервалов распространения аномальных давлений уже не представляют значительных сложностей, так как появилась возможность использования в этих целях объективных материалов полевой геофизики (сейсмо-, грави-, магнито- и электроразведка), наблюдений в процессе бурения скважин (динамика скорости проходки, момент вращения инструмента, нагрузка на крюк, изменение параметров шлама и промысловой жидкости, скорости циркуляции бурового раствора), данных промыслово-геофизических исследований (электрический, акустический и плотностной каротажи и др.), то вопросы их происхождения и типизации остаются во многом дискуссионными.

Наиболее существенный вклад в геологические аспекты проблемы аномальности давлений внесен работами М. Hubbert, А. Levorsen, V. Illing, G. Dickinson, G. Chilingar, H. Hedberg, P. Gretener, W. Fertl, D. Timko, К. Magara, Б.А. Тхостова, К.А. Аникиева, В.С. Мелик-Пашаева, М.К. Калинин, В.М. Добрынина, Н.А. Еременко, А.Е. Гуревича, Б.Л. Александра и др.

По характеру реализации природной энергетики механизмов, рассмотренных в вышеприведенной классификации (см. рис. 1.4), зоны аномальных давлений целесообразно разделять на **сингенетические АВПоД и АВПД**, генерирующиеся за счет собственных внутренних энергетических

ресурсов осадочных комплексов, и на **эпигенетические АВПоД и АВПД**, связанные с инъекцией в ограниченные замкнуто-упругие емкостные пространства пришлых высоконапорных агентов [7].

В обоих случаях основным условием консервации аномальных давлений является полная или частичная гидродинамическая изоляция геологической среды. Каждый из этих типов имеет свою специфику проявлений, диагностические признаки и, соответственно, может быть идентифицирован, что, в свою очередь, позволяет для каждого конкретного случая (регион, район, зона, площадь, участок, поле) разработать и осуществить комплекс мероприятий по минимизации технико-технологических сложностей и экономических рисков при проведении геологоразведочных работ, бурении и опробовании скважин и пластов.

Сингенетические АВПоД характерны для молодых, мощных, пространственно выдержанных, неравномерно консолидирующихся глинистых толщ и связаны в основном с их гравитационным и геотектоническим уплотнением и дегидратационными процессами.

В районах длительного накопления низкопроницаемых глинистых образований интенсивное компенсированное погружение осадков и весьма затрудненные условия выхода фоссилизированной поровой жидкости из консолидируемых пород приводят к значительному отставанию оттока поровой воды от темпа погружения, что обуславливает сжатие поровых флюидов до давлений, нередко близких к геостатическому. Это определяет сохранение высокой пористости, повышенной влагонасыщенности глин на весьма пониженных гипсометрических отметках и формирует, таким образом, в быстропогружающейся неконсолидированной глинистой толще регионально развитые, не связанные со структурными условиями, аномально высокие поровые давления.

В тектонически активных районах, где в осадочном чехле заметно влияние субвертикальных подвижек блоков фундамента, как и горизонтально ориентированных неотектонических стрессов, происходит геотектоническое уплотнение глинистых образований, сопровождающееся геологически моментным сжатием заключенных в них флюидов и генерацией сингенетического АВПоД.

По первой схеме возникновение АВПоД обусловлено частичным восприятием поровыми флюидами веса накапливающихся покрывающих отложений и осуществляется постепенно под действием относительно медленно нарастающей во времени компрессионной нагрузки, направленной в основном сверху вниз.

По второй схеме оно является результатом проявления эффективного давления (положительная разность между геотектоническим и литостатическим давлениями), приведшего к скачкообразному уменьшению объема порового пространства и реализованного практически моментно по модели всестороннего, вертикального или бокового сжатия. Очевидно, что максимальное уплотнение глин происходит по вектору прилагаемой нагрузки. В связи с этим при преимущественно гравитационном уплотнении наиболее

консолированными оказываются верхние интервалы глинистых толщ, при вертикально-блоковых тектонических подвижках — нижние интервалы.

При нагрузке, носящей преимущественно одноосный характер, уплотнение глинистых образований осуществляется в основном достаточно монотонно и без существенного изменения геометрии порового пространства (текстуры) глин; в условиях многостороннего (разнонаправленного) тектонического сжатия их структура, как правило, деформируется, сопровождаясь нередко перекомпоновкой матрицы, — так называемые перемятые глины. Присутствие в разрезе последних, наряду с наличием аномально уплотненных (трещиноватых, малопластичных, аргиллитовидных, рассланцованных) пачек в отдельных интервалах мощных глинистых толщ, как синхронных временным импульсам тектогенеза, так и несинхронных, но испытывавших их воздействие, может рассматриваться как показатель проявления геотектонической консолидации, наложенной на нормальный процесс. Гравитационное уплотнение глин происходит в основном на иммерсионных (компенсированных) стадиях погружения осадков, геотектоническое — чаще всего фиксируется на инверсионных этапах геологической истории районов.

Наличие в отдельных регионах некомпенсированного седиментацией современного прогибания (территории суши) сингенетических АВПоД явно гравитационной природы говорит в этом случае об их фоссилизированном характере — сохранении от предшествовавших этапов компенсированного осадконакопления. Существование подобных не релаксированных в течение длительного геологического времени АВПоД свидетельствует о весьма малом темпе их «рассасывания», возможности длительной консервации и, соответственно, о значительной продолжительности процесса консолидации глинистых толщ. Данное обстоятельство учитывается нами при оценках АВПоД в методике эквивалентных глубин, когда в исследуемом разрезе наблюдаются поверхностные и внутриформационные размывы большой мощности, и будет подробно рассмотрено ниже.

Важным механизмом формирования сингенетических поровых давлений в глинах и пластовых давлений в сильно заглинизированных коллекторах является, наряду с вышеописанными, дегидратация глинистых минералов группы смектитов — в основном монтмориллонита (М. Powers, J. Burst, D. Ferry, J. Hower, K. Magara, W. Fertl, G. Chilingar, Н.А. Еременко, Л.Н. Капченко, А.А. Карцев, М.З. Рачинский, В.Н. Холодов, В.Ф. Симоненко и др.). Он контролируется главным образом температурными условиями и заключается в выделении в определенных обстановках (преимущественно в высокотемпературной зоне — свыше 105 °С [8, 9 и др.]) достаточно значительных дополнительных объемов конституционной воды из решетки и межпачетных пространств глинистых минералов с соответствующим возрастанием внутривпорового давления в матрице. Его роль в генерации аномальных давлений в глинистых породах сначала прогрессивно возрастает в ходе их погружения и с ростом температуры, затем, по мере завершения трансформации монтмориллонита в гидрослюда, постепенно ограничивается вплоть до полного затухания процессов.

Формирование сингенетического АВПоД в монтмориллонитовых глинах является результатом двух последовательно осуществляющихся процессов: *на первой стадии* (диагенез — ранний катагенез) основной влияющий фактор — гравитационная нагрузка вышележающих отложений, вызывающая сжатие заключенной в глинах свободной седиментогенной поровой воды и обуславливающая замедленное фильтрационное отжатие флюидов, определяющее, в свою очередь, уменьшение объема порового пространства; *на второй стадии* (катагенез) доминирующее значение имеет генерация во внутривпоровом пространстве глин некоторого избыточного для данного объема пор количества дегидратационных («возрожденных») вод, сопровождающаяся нередко их частичным разуплотнением. В отдельных случаях величина прироста (увеличения) объема порового пространства глин может достигать 20–40% [10; Ретгу, 1969].

В орогенные этапы геологической истории или в ее сейсмоактивные циклы на названные процессы могут также накладываться явления гео(нео)тектонической генерации АВПоД. В реальной геологической обстановке отдельных районов, характеризующихся превалярованием нисходящих тектонических движений, смена одного механизма другим приводит к длительному существованию в осадочных разрезах регионально распространенных неплотных (недоуплотненных и разуплотненных) глин с сингенетическими АВПоД. Время релаксации сжатых флюидов, нормализация их давлений, сохранность низкой плотности и аномально высокой пористости (водонасыщенности) зависят от условий оттока поровой жидкости — толщины, минерального состава и проницаемости глинистой серии, степени ее тектонической нарушенности и трещиноватости, суммарной площади контакта глин с коллекторами, способными служить участками дренажа глин, меры завершенности дегидратационных процессов и монтмориллонитового резерва, тектонической активности района и пр.

Диагностическими признаками сингенетических АВПоД являются: регионально прослеживаемая, не связанная со структурными условиями и наличием залежей в подстилающих отложениях аномально высокая пористость (пониженная плотность — повышенная влагонасыщенность) глинистых образований; наличие на сейсмических профилях зон инверсии скоростей сейсмических волн с хаотическим расположением в них отражающих площадок, сопровождающееся устойчивыми отрицательными гравитационными, электрическими и магнитными аномалиями; возрастание аномальности поровых давлений в направлении регионального погружения складчатости и увеличения толщины пластов, приложения гео(нео)тектонических стрессов; фиксация максимальных значений пористости в средних интервалах глинистых толщ при их преимущественно гравитационной консолидации и в зоне контакта подвижного компетентного и некомпетентного блоков при орогенно-стрессовом уплотнении; наличие в поровом пространстве глин сжатых седиментогенных вод; приуроченность интервалов распространения аномально высокой пористости, повышенной водонасыщенности глин к зонам трансформации монтмориллонита в гид-

рослюды; специфические осложнения в ходе бурения, выражающиеся в основном в виде породообразования в стволах скважин, выноса значительного количества шлама и обломков породы, разжижения промывочного раствора за счет поступления поровой воды, затяжек и прихватов бурового инструмента, выпирания его поступающей в ствол породой и т.п.

В разрезах регионов, выполненных мощным комплексом чередующихся компетентных и некомпетентных пород, сингенетическое АВПоД глинистых серий, характеризующихся инверсией плотности в осадочной толще и низкой прочностью на сдвиг, является важнейшим геодинамическим фактором, оказывающим доминирующее в ряде случаев влияние на процессы формирования регионального тектонического плана; локального структурообразования; дизъюнктивной дислокации; «опрокинутой» и покровно-шарьяжной тектоники; изоклинальной и дисгармоничной складчатости; кливажа; тектонобрекчий; крипто- и полного диапиризма; меланжеобразного, «закрученного» напластования («перемятых») глин; природного гидроразрыва и связанной с ним трещиноватости; грязевого вулканизма и т.п. [Рачинский, Керимов, 1989]. В наиболее контрастной форме связь подобного рода констатируется в тектонически активных, относящихся к типу «неравновесных» Южно-Каспийском (Кобыстан, Бакинский архипелаг), Индоло-Кубанском (Керченско-Таманская зона), Терско-Каспийском (Терская и Сунженская зоны), Предкарпатском (Внутренняя зона), Охотоморском (о. Сахалин), Иравадийско-Андаманском (мянманская часть), Суматринских, Оринокском (о. Тринидад) бассейнах, где чаще всего наращенный в обстановке лавинной седиментации, литофациально неоднородный, мозаично-блоковый с сильными проявлениями макро- и микросейсмичности, грязевого вулканизма, диапиризма, неотектонических эффектов мощный осадочный разрез на 75–95% представлен глинами и толщина отдельных не(слабо)консолидированных глинистых серий достигает 1–5 км [11, 12 и др.].

Во всех указанных бассейнах тектонические деформации, обусловленные кумулятивной реализацией упруго-пластичных свойств глин в ходе их гравитационной и геотектонической неравновесной консолидации, а также действием эффектов «всплытия» (архимедова сила подъема) вследствие инверсии плотностей различных составляющих осадочного разреза и «скольжения» по причине снижения трения компетентного блока по верхней и нижней поверхностям смежного некомпетентного блока (дилатансия) в результате орогенно-стрессовых проявлений, передаются не только в перекрывающие и подстилающие интервалы с образованием в них структур влияния (складки облекания, вдавливания — штамповые, мульды проседания и т.п.), но и определяют региональное формирование пластинчатой, надвиговой и покровно-шарьяжной складчатостей, обеспечивающих несоответствие структурных планов различных стратиграфических комплексов, сопровождающихся кливажем и интенсивным проявлением в основном разрывной тектоники; развитием диапиризма и грязевого вулканизма, сочетающихся с образованием нарушений, чаще всего типа разломов.

Сингенетические АВПД в коллекторах могут формироваться по следующим схемам:

1) за счет артезианского перепада давлений (разность пьезометрических уровней областей питания, создание напоров и разгрузки инфильтрационных геогидродинамических систем);

2) вследствие вторичной цементации порового пространства минеральными новообразованиями;

3) как результат проявления акватермического эффекта и термоупругого режима недр — различия коэффициентов теплового расширения пород и воды;

4) в случае наличия в компенсированно погружающихся линзовидных коллекторских пластах значительного количества глинистого материала за счет выделения из него дополнительного объема поровой жидкости при уплотнении и дегидратации глинистых минералов;

5) по причине неравномерного сжатия при неотектонических подвижках замкнуто-упругих пространственно ограниченных природных резервуаров;

6) за счет увеличения объема углеводородов в залежах при их термодеградациии в ходе погружения.

Диагностическими признаками сингенетических АВПД служат: широкое распространение аномальных давлений по площади (с охватом межструктурных участков); их пространственное соответствие ступенчато-блоковому строению района, области, региона; тесная прямая связь показателей аномальности с глинистостью разреза (заглинизованностью проницаемых пластов), температурными условиями углеводородных скоплений, степенью реализации процессов термопревращений углеводородов и вторичного минералообразования.

В процессе бурения для них характерны частые выбросы промывочной жидкости, поглощения при применении сверхтяжеленных растворов, интенсивные газоводопроявления, «перебивание» раствора газом, разжижение и измельчение шлама, отсутствие породообразования в стволах скважин, затяжек и прихватов бурового инструмента, снижение нагрузки на крюке.

В наиболее общем случае широкое пространственное распространение и длительное сохранение весьма высоких сингенетических АВПоД и АВПД свидетельствует о гидродинамической замкнутости разрезов и пластовых резервуаров — отсутствию (или крайней затрудненности) их гидравлической сообщаемости (дренажа) с коллекторскими сериями осадочной толщи, ее квазизастойном гидрогеологическом режиме [Рачинский, Керимов, 1980; Рачинский, 1990].

Эпигенетические АВПоД характерны в основном для районов, где разрез выполнен чередованием плотных (нередко трещиноватых) глин с проницаемыми пластами и осуществляется главным образом за счет проникновения в глины флюидов из подстилающих углеводородных скоплений, обладающих большой высотой и значительными по этой причине избыточными давлениями, обусловленными разностью плотностей нефти, газа и пластовой воды. Таким путем формируются, в частности, так называемые ореолы

вторжения в глинистых покрывках над залежами [4, 7, 13]. Этот процесс сопровождается спорадическим разуплотнением покрывающих глинистых образований, осуществляется локально, и зоны распространения АВПоД подобного генезиса в плане соответствуют контурам сводовых зон «питающих» резервуаров. Эпигенетические «ореолы вторжения» являются важным поисковым показателем, свидетельствующим о наличии в подстилающих коллекторах высоконапорных залежей природных углеводородов.

Поскольку формирование эпигенетических АВПоД связано с проницанием в глины высоконапорных флюидов, в том числе, возможно, и инъецированных вод, то не исключено, что в них также могут существовать пространственно сопутствующие «ореолам вторжения» углеводородов ореолы интродуцированных вод. Наличие их может быть установлено по результатам изучения закономерностей распределения ионно-солевого состава поровых растворов в покрывках. (Вероятность существования ореолов внедрения интродуцированных вод может в определенной мере быть обоснована исследованиями Г.М. Сухарева и Т.Г. Крумбольд, изучавших химизм отжатых из глин продуктивной толщи Южно-Каспийского бассейна поровых растворов и установивших их гидрокарбонатно-натриевый тип в интервалах, насыщенных инъецированными щелочными водами [14]. Примечательно, что специально проведенное изучение химического состава водных вытяжек из образцов глин калинской свиты того же региона (пл. Зыря), где масштабы инъекции щелочных вод были относительно ограниченными, показало их преимущественно жесткий характер [15].)

Диагностическими признаками эпигенетических АВПоД являются: распространение неплотных (разуплотненных) глин только в пределах присводовых зон локальных поднятий, содержащих залежи углеводородов большой высоты; «загазованность» глин; приуроченность максимальных значений пористости глин к зоне их контакта с продуктивным коллектором; наличие в разрезах отдельных поднятий обратной связи между глубиной и пористостью (плотностью) глинистых образований; уменьшение пористости и градиентов порового давления в покрывках в направлении от сводов складок к их крыльям и периклиналям. Разуплотненные глины здесь отличаются меньшей влажностью и пластичностью, большей нефтегазонасыщенностью. В ходе бурения эпигенетические АВПоД почти всегда сопровождаются газопроявлениями различной интенсивности и периодическими выбросами промывочной жидкости, не приводящими, однако, к открытому фонтанированию скважин.

Эпигенетические АВПоД возникают в природных резервуарах чаще всего, во-первых, как результат упругопульсационной субвертикальной инъекции в них (в основном из подстилающих отложений) высоконапорных флюидов по системе тектонических несогласий, эруптивам грязевых вулканов, зонам контакта крипто- и диапиров с окружающими породами, участкам повышенной трещиноватости и т.п., осуществляющейся как следствие функционирования переточно-инъекционной геогидродинамической системы в моменты активных проявлений неотектонических процессов [7; Рачинский,

1990]. и, во-вторых, в результате осмотических эффектов, обусловленных разностью концентраций подземных вод в контактирующих пластах, разделенных полупроницаемыми глинистыми мембранами.

Диагностическими признаками эпигенетических АВПоД в первом случае являются: локализация проявлений только в пределах отдельных поднятий на фоне нормальных давлений в пластовой или субрегиональной геогидродинамической системе; их явная ассоциативная связь с присутствием интродуцированных агентов (гидрохимическими, температурными, изотопными и прочими аномалиями общего фона); уменьшение в пределах локальных структур значений аномальности пластовых давлений по мере удаления от проводящих дизъюнктивов, тектонически осложненных зон и участков повышенной трещиноватости; приуроченность в региональном плане максимальных значений аномальности к наименее дислоцированным складкам, обладающим лимитированной возможностью реализации вертикальных перетоков флюидов (гидродинамической разгрузки) в верхние интервалы разреза или на поверхность. Во втором — широкое пространственное развитие, осуществляющееся вне связи со структурно-тектоническими условиями района в обстановке обязательного выполнения осадочного разреза чередованием проницаемых и непроницаемых разностей и присутствия в них подземных вод резко разнящейся минерализации.

Значения аномальных пластовых давлений в коллекторах регулируются соотношением объемов притока и оттока внедрившихся в них флюидов в единицу времени. Поскольку образовавшиеся в результате инъекции АВПоД в коллекторах, характеризующихся пьезопроводностью, могут перераспределяться, возможность и время сохранения в них аномальных давлений зависят от абсолютной величины инъеccionной компоненты интегрального давления в резервуаре и количества поступивших флюидов, толщины, проницаемости, литофациальной однородности пластов и степени гидравлической связи коллекторов с окружающей геогидродинамической системой.

Своеобразны условия генерации и передачи аномального давления в коллекторы, подстилаемые и перекрываемые мощными *соленосными толщами*. В этом случае соли ведут себя как пластичные породы, обладающие значительной текучестью. Процесс уплотнения соленосных формаций изучен пока недостаточно, но по аналогии с глинистыми толщами, характеризующимися примерно идентичными физико-реологическими свойствами, можно полагать, что в качественном отношении он тождествен известным схемам консолидации некомпетентных образований. В количественном же отношении соленосные пачки, как правило, превосходят глины своей пластичностью, текучестью, сжимаемостью и пр., о чем свидетельствуют многочисленные факты определяющего влияния солей на формирование структурно-тектонических планов и дизъюнктивной дислокации многих районов и наличие в них весьма подвижных солевых масс — штоков, куполов и др. Отжимаемые в ходе уплотнения солей флюиды обладают весьма значительными сингенетическими АВПоД, обуславливающими рост пластовых давлений в смежных коллекторах до уровня аномальных, при-

ближающихся в ряде случаев к гео(лито)статическим. Кроме того, обладая высокой пластичностью, соли под воздействием гравитационной нагрузки вышележающей толщи пород, подвижек фундамента или тектонических стрессов могут внедряться в дислокации смежных терригенных или карбонатных пород, способствуя формированию в них высокой аномальности за счет сжатия насыщенных флюидами облегающих образований. Результатом этих процессов является широкое распространение аномальных давлений как непосредственно в толще солей, так и в облегающих солянокупольные формы терригенных и карбонатных интервалах. Очевидно, что максимальные значения аномальных давлений будут отмечаться в проницаемых линзах, расположенных внутри соленосной толщи, поскольку возможности релаксации давлений здесь предельно ограничены из-за практически полной гидравлической изоляции указанных линз от зон и участков разгрузки. Благоприятны условия генерации АВПД также в нижней части разреза надсолевого и в подсолевом комплексах.

Распределение градиентов давлений в отложениях, включающих эвапоритовые формации, подчиняется в общем случае следующим закономерностям: в надсолевом комплексе градиенты относительно резко уменьшаются вверх по разрезу; в коллекторских пачках (линзах), заключенных внутри соленосной толщи, градиенты практически постоянны и почти соответствуют литостатическому уровню; в подсолевом комплексе они уменьшаются сверху вниз по разрезу с весьма малым темпом (в случае близкого залегания под названным интервалом пород фундамента градиенты давлений в подсолевых отложениях могут оставаться по всему их разрезу почти неизменными).

1.3. АНАЛИЗ ОСНОВНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ, ВЛИЯЮЩИХ НА ГЕОФЛЮИДАЛЬНЫЕ ДАВЛЕНИЯ

Природа АВПД и АВПоД, механизмы их образования — одни из важных вопросов нефтегазовой теории и практики. Большинство исследователей придерживаются полигенности АВПД (АВПоД), что является, на наш взгляд, вполне обоснованным.

1.3.1. Гравитационное уплотнение горных пород

Явление уплотнения горных пород под действием внешних нагрузок, или *гравитационное уплотнение пород*, состоит в повышении их плотности за счет уменьшения пористости и наблюдается повсеместно. При этом данное явление необходимо отделять от *уплотнения осадков*, заключающегося в уменьшении мощности осадков в ходе процессов диагенеза и катагенеза.

Как известно, АВПД (АВПоД) встречаются повсюду в мире в отложениях, имеющих возраст от кайнозойских до палеозойского. Водонапорные подземные системы с АВПД, по существу, являются «закрытыми» (изолированными) системами, препятствующими сообщению флюидов или, по крайней мере, сильно его ограничивающими. В таком случае давление, обу-

словленное весом вышележащих слоев, передается на скелет и поровый флюид. При этом в породе возникают напряжения.

Считается, что на больших глубинах (> 5000 м) нормальная составляющая этих напряжений по координатным осям равна (рис. 1.5)

$$\sigma_x = \sigma_y = \sigma_z. \quad (1.31)$$

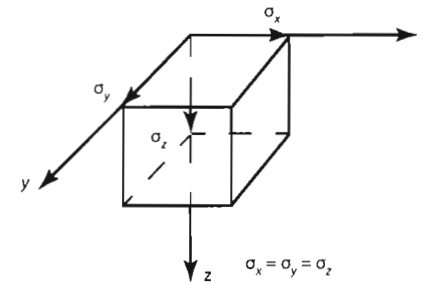


Рис. 1.5. Распределение нормальных составляющих напряжений на координатной оси

При таких соотношениях напряжений считается, что на породу действует гидростатическая нагрузка.

Если мы имеем, что

$$\sigma_x \neq \sigma_y \neq \sigma_z, \quad (1.32)$$

то в этом случае говорят о полноосной (трехосной) нагрузке.

На небольших глубинах может быть

$$\sigma_x = \sigma_y < \sigma_z, \quad (1.33)$$

что приводит к двухосной нагрузке на породу.

Изолированные водонапорные системы имеют следующие признаки:

- 1) резкие фациальные замещения отложений, а также сравнительно низкая и изменчивая по площади проницаемость коллекторов;
- 2) полная изоляция за счет линзовидности коллекторов или их экранирования тектоническими нарушениями;
- 3) значительное изменение величины градиента пластового давления по разрезу.

Как следует из генетической классификации АВПД, причиной аномальных давлений может быть множество факторов. К настоящему времени высказано до 30 гипотез о происхождении АВПД.

Одной из первых моделей, объясняющих механизм образования АВПД при гравитационном уплотнении пород, была *модель консолидации грунтов*, предложенная К. Терцаги и Р. Пеком в 1948 г. (рис. 1.6).

Как видно из рис. 1.6, в цилиндрический сосуд с закрытым нижним дном помещены металлические пластинки, между которыми находятся пружины. Сосуд заполнен водой.

Если при условии невозможности утечки жидкости из цилиндра на верхнюю пластину подействовать силой σ , то деформации пружин не про-

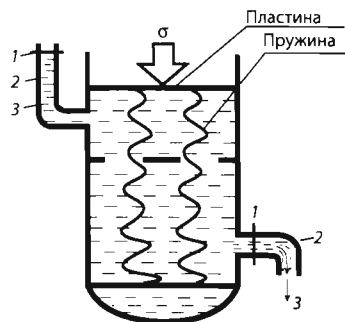


Рис. 1.6. Модель консолидации грунтов

изойдет, поскольку вода является практически несжимаемой жидкостью, т.е. нагрузка σ будет уравновешена давлением жидкости (положение 1 на рис. 1.6):

$$\sigma = P. \quad (1.34)$$

Если же позволить воде выходить из цилиндра, то по мере удаления жидкости пружины будут принимать на себя всю большую часть приложенной к пластине силы σ (положение 2 на рис. 1.6). После удаления из системы некоторого количества воды будет достигнуто состояние равновесия, т.е. давление воды в цилиндре станет гидростатическим (положение 3 на рис. 1.6). При этом пружины сожмутся в максимальной степени.

Таким образом, представленная модель имитирует процесс, происходящий в пласте при уплотнении пород за счет геостатического давления вышележащих пород. Причем по мере увеличения веса вышележащих пород осуществляется все большее удаление воды, в результате чего пористость непрерывно уменьшается, а давление поровой жидкости сохраняется гидростатическим, т.е. будут сохраняться условия *нормального уплотнения* пород.

В случае же более интенсивного роста геостатического давления σ , при котором невозможно удаление воды с такой же интенсивностью, давление воды в порах будет увеличиваться до *аномально высокого*.

Уплотнение является сокращением объема осадка и эквивалентно объемной деформации:

$$\epsilon_v = V/V_0, \quad (1.35)$$

т.е. это отношение несущего загруженного объема V к разгруженному начальному объему V_0 .

Среднее объемное давление образца называется средним давлением σ .

Уплотнение в основном уменьшает пористость, а также снижает объем гранул.

Как правило, объемы горной породы и пор уменьшаются с обратимыми (упругими) и необратимыми (пластичными) последствиями. Некоторые специальные механизмы, действующие на микроскопических и мезоскопических масштабах, приведены в табл. 1.1 (после Шнайдер и др., 1996).

Механизмы уплотнения горных пород

	Уплотнение горной породы	Уплотнение порового пространства
Эластичное	Эластичность гранул	Эластичность каркаса Эластичность поровой жидкости
Пластичное	Пластичность гранул	Перегруппировка гранул Растворение давлением

Аналогичные процессы происходят и под действием *геодинамического давления*.

Рассмотренный механизм образования АВПД встречается в изолированных пластах — коллекторах, расположенных в мощных глинистых толщах, где давления создаются из-за уплотнения глин под действием покрывающих пород, что приводит к перетоку выжимаемых из глин флюидов в поровое пространство коллекторов. Кроме того, происходит уплотнение и самих коллекторов.

1.3.2. Роль скорости осадконакопления

В механизме образования АВПД за счет процесса гравитационного уплотнения большое значение имеют *скорость осадконакопления* и *фильтрация флюидов* через глинистые породы.

Как показали исследования, наиболее благоприятные условия для образования АВПД связаны с толщами осадочных пород, в которых уплотнение и отток поровых вод начались сравнительно поздно после формирования горной породы, а пластовая энергия, создаваемая уплотнением, еще значительно превышает условное гидростатическое давление. Это происходит в районах с высокой скоростью накопления осадков (100–300 м/млн лет). Примером таких горно-геологических условий может быть регион Южно-Каспийской впадины, где в Новейшее время происходило очень быстрое накопление осадков продуктивной толщи, акчагыла и апшерона (до 850–1000 м/млн лет).

При этом глинистые породы, покрывающие залежи с АВПД, значительно меньше уплотняются, чем глины, залегающие над коллекторами, имеющими нормальные пластовые давления. Это происходит вследствие того, что в первом случае в глинах также развиваются повышенные давления поровой жидкости, препятствующие уплотнению пород.

При низких скоростях осадконакопления (10–40 м/млн лет) давление в разрезах скважин, как правило, бывает нормальное гидростатическое. Например, очень низкая скорость осадконакопления в условиях континентального склона может не привести к развитию АВПД даже в том случае, если бы отлагающиеся осадки имели очень низкое содержание песка.

Таким образом, пласты-коллекторы, имеющие повышенные давления, часто связаны с периодами быстрого осадконакопления, когда гидравли-

ческое равновесие, сопровождающее нормальное уплотнение, нарушается за счет возникновения препятствий, мешающих вытеснению воды из коллекторов с такой же скоростью, с которой выжимается вода из вмещающих глинистых пород попадает в коллектор. Например, АВПД в коллекторах образуется при возникновении запечатывающего слоя, который может представлять собой зону высокой минерализации, образующуюся в результате цементирования глинистых сланцев и песчаников кальцитом, ангидритом, солью и другими минералами.

Следует отметить, что АВПД обычно встречаются в развитых вниз по региональному падению фациях, которые состоят из дельтовых осадков, отложенных поочередно в обстановках внутренней неритовой (солонатоводные и прибрежно-морские осадки) и средней неритовой (мелководные морские осадки) зон, т.е. там, где обычно велика скорость осадконакопления.

1.3.3. Фильтрации флюидов через глинистые толщи

Большую роль в образовании АВПД играет также вертикальная фильтрация флюидов через глинистые породы. Глинистые минералы, обладающие большой адсорбционной поверхностью, активно взаимодействуют с водой. В результате значительная часть воды в глинистых породах находится в связанном состоянии, что затрудняет фильтрацию. Исследованиями установлено, что в набухающих глинах зависимость скорости фильтрации от градиента давления *нелинейна* (рис. 1.7), что приводит к отклонению от известного линейного закона Дарси.

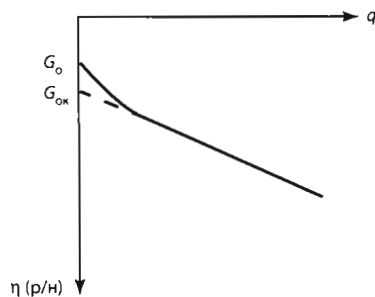


Рис. 1.7. Зависимость скорости фильтрации (q) от градиента давления (η)

Величина G_0 , показанная на рис. 1.7, называется *начальным градиентом давления*. При градиентах давления, меньших G_0 , фильтрации через глинистые породы не происходит. На практике также используют значение $G_{ок}$, называемое *кажущимся начальным градиентом давления* (что не совсем правильно).

В водоносных глинистых породах — покрышках фазовая проницаемость для пластовой воды на два порядка и более превышает фазовую проницаемость для свободной нефти или газа, так как фильтрации свободных углеводородов препятствует капиллярное давление.

Сохранение АВПД в залежи и АВПД в покрывающих залежь глинистых породах обеспечивается непрерывным пополнением жидкости за счет *восходящей элизионной фильтрации воды* (рис. 1.8), являющейся результатом уплотнения нижележащих осадочных пород, а также за счет *термического расширения* поровых флюидов при повышении температуры пласта в процессе его погружения.

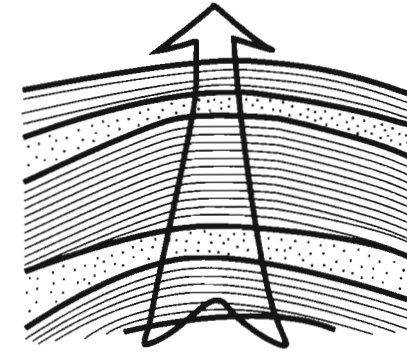


Рис. 1.8. Схема восходящей фильтрации

Таким образом, для возникновения АВПД в залежи необходимо, чтобы скорость фильтрации поступающей в залежь воды превысила некоторое критическое значение скорости фильтрации, определяемое водопроницаемостью покрышки, т.е. чтобы имела место избыточная скорость фильтрации в пласте-коллекторе.

Как известно, многие осадочные бассейны в значительной степени заполнены глинистыми отложениями, чья уникальная физическая и химическая природа делает их одним из главных факторов, влияющих на эволюцию пород и флюидов бассейнов. Роль глин велика при образовании покрышек для углеводородной аккумуляции. Характерным свойством глин является, как правило, их более низкая проницаемость, чем у карбонатных пород или песчаников, в соответствии с их микроскопической структурой и упаковкой минеральных зерен. Вследствие этого именно глины часто формируют покрышки резервуаров и непроницаемые границы внутри бассейна. В связи с этим знание проницаемостей глин имеет как геологическое, так и экономическое значение для деятельности нефтяных компаний при проведении геолого-разведочных работ (оценка риска покрышки, исследования материнских пород и др.).

Изучение распространения геофлюидальных давлений в осадочных бассейнах показало, что АВПД (АВПОД) чрезвычайно чувствительны к величинам абсолютной проницаемости глин.

1.3.4. Постседиментационные преобразования горных пород

Уплотнение осадков и их постседиментационные преобразования также могут быть причиной образования АВПД (АВПоД). Согласно современным представлениям литогенез представляет собой совокупность следующих процессов:

- 1) образования осадков (седиментогенез);
- 2) превращения осадков в осадочные горные породы (диагенез);
- 3) последующего изменения осадочных пород до превращения их в метаморфические породы (катагенез);
- 4) гипергенеза, который, с одной стороны, дает начала регрессивному литогенезу, завершающему разрушение пород, а с другой — предшествует седиментогенезу.

При этом процессы, действующие на стадии катагенеза и отчасти диагенеза, ведут к существенному преобразованию осадочных толщ, определяя их химический и минеральный состав, структуру, коллекторские свойства и другие особенности, в том числе связанные с образованием АВПД.

Как известно, для возникновения АВПД в разрезе важно наличие *барьера проницаемости* между интервалами с нормальными и аномальными пластовыми давлениями, который действует одновременно как *барьер давления*. Таким запечатывающим барьером может быть любой материал физического или химического происхождения (или сочетание того и другого), ограничивающий либо препятствующий прохождению через него значительных объемов флюида.

В зависимости от типа разреза характер постседиментационных преобразований осадков будет различным.

Для *алевроито-песчаных пород* основными постседиментационными преобразованиями принято считать: карбонатную цементацию; цементацию кремнеземом; изменения вулканокластитов; образование аксессуарных диагенетических минералов (полевых шпатов, окислов железа, гипса, ангидрита, глинистых минералов, сульфидов и др.); уплотнение пород. Повышение давления в терригенных коллекторах связано с ростом кристаллов кальцита, кремнезема, соли и др. в поровом пространстве осадочных пород, которое постепенно заполняется и блокируется. В связи с незначительной сжимаемостью пластовых флюидов их давление, по мере того как объем порового пространства уменьшается, растет до максимальных значений.

Диагенез *карбонатных осадков* и их катагенетические изменения вызываются многочисленными факторами и механизмами, изменяющими минеральный состав, содержание главных, второстепенных и редких элементов, содержание изотопов, структуры и текстуры. Процессы постседиментационного преобразования карбонатных осадков подразделяются на следующие:

- 1) физико-химические процессы — растворение, коррозия, выщелачивание, окисление, восстановление, переосаждение, инверсия, перекристаллизация, цементация, аутигенное минералообразование, рост зерен и многие другие;

- 2) биохимические и органогенные процессы — аккреция и агрегация, изменение формы частиц, коррозия, смешение осадков, возникновение каналов, разрыхление осадка, образование газовых пузырьков и др.;

- 3) физические процессы — уплотнение, обезвоживание, усадка, почти одновременная внутренняя деформация и коррозия, механическая внутренняя седиментация, образование вторичных пустот (каверн и трещин) и пор и др.

Многие из вышеуказанных процессов приводят к уменьшению порового пространства карбонатных пород и увеличению пластового давления.

Созданию АВПД в *сульфатных разрезах* способствуют седиментационные преобразования, приводящие к возникновению барьеров проницаемости, новых источников флюида и изменению объема породы. В качестве возникновения дополнительного источника флюидов можно привести переход гипса ($\text{CaSO}_4 \times 2\text{H}_2\text{O}$) в ангидрит (CaSO_4) и воду (H_2O). Тогда если имеется барьер гидравлической проводимости, то давление поровых флюидов будет увеличиваться.

Увеличение объема породы на 40% происходит при регидратации ангидрита и воды в гипс, что приводит к большим АВПД. Такие условия, например, наблюдаются в районе Миссисипи (США), где в свите Бакнер начало интервала повышенных давлений характеризуется постепенным переходом ангидрита в гипс.

1.3.5. Геотектонический фактор

Рассмотрим роль геотектонического фактора в образовании АВПД (АВПоД). Как известно, величина геотектонических напряжений пластов зависит как от интенсивности и продолжительности складкообразовательных процессов, так и от способности пород сохранять эти напряжения. При этом время релаксации напряжения в породах — это время снижения (рассасывания) этого напряжения. Если время приложения нагрузки меньше, чем время релаксации, то порода ведет себя как твердое тело.

Время релаксации неодинаково для разных пород. По данным экспериментальных исследований, время релаксации составляет:

- в *глинистых сланцах* — $(25-35) \cdot 10^5$ с;
- в *плотных глинах* — $(8-17) \cdot 10^5$ с;
- в *песчаниках* — $(2-9) \cdot 10^5$ с;
- в *известняках* — 10^{10} с.

Хотя многие исследователи считают, что в песчано-глинистых породах геотектоническая составляющая порового давления либо мала, либо не сказывается на величине давления из-за быстрой релаксации возникающих напряжений, однако есть работы [16], в которых указывается на необходимость учета геодинамического (геотектонического) фактора при оценках геофлюидальных давлений в песчано-глинистом разрезе. АВПД под действием геотектонического фактора могут возникнуть в результате локальных и региональных сбросообразований, складчатости, латерального скольжения и оползания, выжимания, вызванного опусканием разделенных блоков,

диапировыми движениями соли или глинистых сланцев, грязевого вулканизма, землетрясений и др.

1.3.6. Термобарический фактор образования АВПД (АВПоД)

Среди факторов, обуславливающих возникновение anomalно высоких геофлюидальных давлений, геотермические условия нефтегазоносных областей занимают одно из основных мест.

Предположим, что в какой-то момент геологической истории в древнем осадочном бассейне установилось гидродинамическое равновесие, при котором пластовое давление воды в коллекторах и поровое давление в глинах или в плотных породах изменяются по законам гидростатики. Пусть затем вследствие тектонических процессов, с которыми связано опускание больших территорий, произошло изменение местоположения пластов от малых глубин до значительно погруженных зон, в результате чего повысилась пластовая температура. К увеличению пластовых температур в пределах определенных зон могут привести также наличие интрузивных массивов, вулканогенно-осадочных комплексов, систем разломов, соляных штоков, а также катагенетические процессы преобразования органического вещества.

Увеличение температуры приводит к расширению горных пород и флюидов, причем нефть, газ и вода расширяются в большей степени, чем минеральный скелет пород.

Так, коэффициенты объемного расширения составляют: для воды $\alpha_v = 200 \cdot 10^{-6} 1/^\circ\text{C}$; для нефти $\alpha_v = 1000 \cdot 10^{-6} 1/^\circ\text{C}$; для газа $\alpha_v = 4000 \cdot 10^{-6} 1/^\circ\text{C}$, тогда как для зерен минералов $\alpha_v = 5 \cdot 10^{-6} 1/^\circ\text{C}$. В результате температурных изменений объем нефти возрастает в 200 раз, а газа — в 800 раз по сравнению с объемом порового пространства. Поэтому если поровое пространство пластов ограничено, то увеличение температуры приведет к возрастанию пластового давления вплоть до возникновения АВПД.

Повышению давления при росте температуры способствует также расширение минералов горных пород за счет уменьшения их пористости. Кроме того, увеличение глубины залегания пластов, сопровождающееся повышением температуры, обуславливает уменьшение плотности флюида и является причиной снижения температуры кипения легких компонентов нефти. При определенных температурах и давлениях многие из них находятся в газовой среде, что создает условия для возникновения АВПД.

В случае повышения температуры увеличение общего объема и давления пластовых флюидов происходит при разложении карбонатов с образованием углекислого газа CO_2 . То же происходит при дегидратации некоторых минералов, например при переходах монтмориллонита в иллит или гипса в ангидрит и др.

Математически изменение пластового давления dp , которое произойдет в результате изменения термодинамических условий залегания породы, можно определить следующим образом [17].

Пусть вначале поровое давление p' в породе изменяется с глубиной h по законам гидростатики:

$$p' = g\bar{\delta}_b(h - h_{\text{ст}}), \quad (1.36)$$

где $h_{\text{ст}}$ — глубина статического уровня воды; $\bar{\delta}_b$ — средневзвешенная по мощности отложений плотность пластовой воды.

Пусть в результате изменений условий залегания породы изменилось горное давление σ и температура пород t (за счет отложения новых осадков и их погружения и др.). Эти внешние причины приведут к объемным деформациям пород, их порового пространства и насыщающей жидкости.

Относительное изменение объема пор $dV_{\text{п}}/V_{\text{п}}$ и поровой воды $dV_{\text{в}}/V_{\text{в}}$ (по В.М. Добрынину) будет:

$$-dV_{\text{п}}/V_{\text{п}} = \beta_{\text{п}}d(\sigma - p) + \beta_{\text{тв}}dp - \alpha_{\text{тв}}dt, \quad (1.37)$$

$$-dV_{\text{в}}/V_{\text{в}} = \beta_{\text{в}}dp - \alpha_{\text{в}}(t)dt,$$

где $\beta_{\text{п}}$, $\beta_{\text{тв}}$, $\beta_{\text{в}}$ — коэффициенты сжимаемости соответственно пор породы, минералов (твердой фазы), воды; $\alpha_{\text{тв}}$ и $\alpha_{\text{в}}(t)$ — коэффициенты теплового расширения соответственно твердой фазы и воды.

В случае гидравлической изоляции пор (плохопроницаемые разности пород) относительное изменение их объема должно быть равно относительному изменению объема поровой воды:

$$dV_{\text{п}}/V_{\text{п}} = dV_{\text{в}}/V_{\text{в}}. \quad (1.38)$$

Тогда, приравняв правые части уравнений из системы уравнений (1.37), получим:

$$\beta_{\text{в}}dp - \alpha_{\text{в}}(t)dt = \beta_{\text{п}}d(\sigma - p) + \beta_{\text{тв}}dp - \alpha_{\text{тв}}dt, \quad (1.39)$$

откуда

$$dp = [\beta_{\text{п}}/(\beta_{\text{п}} + \beta_{\text{в}} - \beta_{\text{тв}})]d\sigma + [\alpha_{\text{в}}(t) - \alpha_{\text{тв}}/(\beta_{\text{п}} + \beta_{\text{в}} - \beta_{\text{тв}})]dt. \quad (1.40)$$

Найдем $d\sigma$.

Известно, что среднее нормальное напряжение (горное давление) для случая горизонтально залегающих слоев равно

$$\sigma = 1/3\sigma_x + 1/3\sigma_y + 1/3\sigma_z, \quad (1.41)$$

где $\sigma_x = \sigma_y$ — горизонтальная составляющая напряжения; σ_z — вертикальная составляющая напряжения.

Поскольку с учетом бокового распора $\sigma_x = \sigma_y = (v/(1-v))\sigma_z$, то получим

$$\sigma = 1/3[(1+v)/(1-v)]\sigma_z, \quad (1.42)$$

где v — коэффициент Пуассона.

Или, дифференцируя (1.42), получим

$$d\sigma_z = g\bar{\delta}_{\text{н.о}}dh_{\text{о}}, \quad (1.43)$$

где $d\sigma_z$ — изменение вертикального напряжения в результате осадкообразования.

Введя в рассмотрение скорость осадкообразования

$$\varphi = dh_{\text{о}}/dT, \text{ откуда } dh_{\text{о}} = \varphi dT,$$

Уравнение (1.43) можно преобразовать следующим образом:

$$d\sigma = 1/3[(1+v)/(1-v)]g\delta_{н.о}\varphi dT, \quad (1.44)$$

где $\delta_{н.о}$ — плотность осадочных новообразований.

Подставив (1.44) в (1.40), получим

$$dp = 1/3[(1+v)/(1-v)]\{\beta_n/(\beta_n + \beta_b - \beta_{тв})\}g\delta_{н.о}\varphi dT + [\alpha_b(t) - \alpha_{тв}/(\beta_n + \beta_b - \beta_{тв})]dt. \quad (1.45)$$

Так как обычно для осадочных пород

$$\beta_n + \beta_b \gg \beta_{тв} \quad \text{и} \quad \alpha_b(t) \gg \alpha_{тв},$$

то уравнение (1.45) можно упростить:

$$dp = 1/3[(1+v)/(1-v)]\{\beta_n/(\beta_n + \beta_b)\}g\delta_{н.о}\varphi dT + [\alpha_b(t)/(\beta_n + \beta_b)]dt. \quad (1.46)$$

Тогда новое значение порового давления после термодинамического изменения условий залегания пород будет

$$p = p' + dp = g\bar{\delta}_b[(h - h_{ст}) + 1/3[(1+v)/(1-v)]\{\beta_n/(\beta_n + \beta_b)\}(\delta_{н.о}/\delta_b)\varphi dT + [\alpha_b(t)/(\beta_n + \beta_b)]dt. \quad (1.47)$$

Таким образом, изменение давления жидкости может произойти в гидравлически изолированных порах плохопроницаемых пород в результате отложения новых толщ осадков, например в период накопления моласс, и изменения температуры пород dt в связи с их опусканием в региональном плане на территории осадочного бассейна.

Также С. Баркер [18] считает, что именно благодаря высокой температуре в недрах создаются аномально высокие геофлюидальные давления. В изолированном пласте сохраняется постоянная плотность, поскольку фиксированная масса флюида заключена в постоянный объем. Для данного повышения температуры в изолированной системе объем будет увеличиваться больше, чем в открытой системе. Если изолированный пласт погружается на некоторую глубину, то для соответствующего повышения температуры, например на 50 °С, увеличение давления в нормальных пластовых условиях составит 421 атм. При этом термин «акватермическое давление» предлагается для описания данного механизма образования АВПоД.

К. Магара [19] указывал на «акватермальный эффект», который существенно увеличивает АВПД (АВПоД), возникшее в результате уплотнения глин. С увеличением глубины захоронения осадка температура пород возрастает, следствием чего является рост объема, содержащегося в порах воды. Скорость увеличения давления, возникшего в закрытой системе глинистого разреза при затрудненном оттоке поровой воды, в случае теплового воздействия будет зависеть, таким образом, также от геотермического градиента и от способности глин сохранять генерированные давления.

1.3.7. Роль вертикальной миграции при образовании зон АВПоД (АВПД)

Как известно, миграция флюидов в продуктивные ловушки и процессы формирования залежей и месторождений нефти и газа в геосинклинальных регионах напрямую связаны с гидрогеодинамическими условиями — ба-

лансом поступления и разгрузки из разреза по элементам дизъюнктивной тектоники, зонам повышенной трещиноватости, гидрогеологическим «окнам» и т.п., подземных вод и сопутствующих им углеводородов, генерированных нефтегазопроизводящими зонами, главным образом, из нижних интервалов осадочного чехла. Установлено, что основными факторами, определяющими и контролирующими геофлюидодинамические обстановки локальных структур и региональных зон нефтегазонакопления и, как следствие, условия аккумуляции углеводородов и формирования промышленных залежей, являются *характер дислоцированности региона* в целом и *степень нарушенности дизъюнктивами выполняющих его отдельных природных резервуаров (ловушек, поднятий)*.

В то же время следует иметь в виду, что влияние тектоники в каждом конкретном случае проявляется неоднозначно: оно имеет два аспекта — позитивный, когда нарушения сплошности пород играют созидательную роль при формировании залежей, и негативный — когда они являются путями диссипации ранее сформированных скоплений.

В качестве примера изучения геофлюидальных давлений представляет интерес количественная оценка соотношения син- и эпигенетического АВПД в формировании аномальных давлений на ряде месторождений Нижнекуруинской депрессии (Южно-Каспийский бассейн), где разрез плиоценовой продуктивной толщи — основного нефтегазонасыщенного резервуара региона — выполнен крайне неоднородной слабопроницаемой литофацией с содержанием глинистого материала порядка 80–90%, что обеспечивает широкое распространение в нем сингенетического АВПД, вызванного продолжающимся в основном гравитационным уплотнением глинистых пластов и пачек.

В табл. 1.2 приведены данные о превышении пластовых давлений над гидростатическими по законтурным областям сильно дислоцированных нефтегазонасыщенных юго-западных крыльев структур, характеризующихся явными проявлениями вертикальной миграции флюидов (локальное, исключительно на участках интенсивного развития дизъюнктивов, присутствие маломинерализованных щелочных вод подстилающих отложений, термобарические аномалии и др.), и по их водоносным слабо нарушенным северо-восточным замыканиям, где исходя из указанных признаков вертикальные перетоки флюидов имеют весьма ограниченные масштабы.

Поскольку литофациальная характеристика одноименных горизонтов на обоих крыльях складок идентична, представляется возможным считать, что превышение пластовых давлений на водоносных крыльях определено в основном сингенетическим АВПД, а в законтурных зонах нефтенасыщенных крыльев — интегральным влиянием син- и эпигенетического АВПД, вызванного проникновением в резервуар высоконапорных агентов из нижезалегающих комплексов. Соответственно, доля сингенетического АВПД может быть выражена как его отношение к суммарному АВПД.

Из табл. 1.2 видно, что в Нижнекуруинской впадине за счет сингенетического АВПД, связанного с глинистостью разреза, формируется относи-

Таблица 1.2

Различные генерационные модификации АВПД, формирующие общее превышение пластового давления над гидростатическим на месторождениях Нижнекуринской депрессии (Южно-Каспийский бассейн)

Месторождение	Горизонт	Превышение пластового давления над гидростатическим, МПа			$\frac{(P_{пл} - P_{гидр})_{снг.АВПД}}{(P_{пл} - P_{гидр})_{инт.АВПД}}, \%$	Глинистость, %
		1,0	6,0	7,0		
Нефтечала	III	1,0	6,0	7,0	14	80
	VI	3,3	10,1	10,6	5	72
Хиллы	I	0,3	2,5	2,8	11	78
	VII	3,3	7,5	10,8	30	93
Мишовдаг	II	1,0	4,0	5,0	20	88
Калмас	I	1,3	4,5	5,8	22	70
Кюровдаг	I	1,5	3,5	5,0	30	59
	VIII	3,7	9,4	13,1	28	72
Карабаглы	V	4,0	13,7	17,7	23	76
Кюрсангя	IV	5,3	16,9	22,2	24	80

тельно незначительная часть (5–30%) от общего превышения пластовых давлений в законтурных областях и основная его составляющая (70–95%) является производной процесса вертикальной миграции высоконапорных флюидов из подстилающих отложений.

Таким образом, объективный учет всех рассмотренных механизмов генерации и особенностей проявления АВПОД и АВПД различных описанных модификаций показывает сложный, многофункциональный и полигенный в реальных природных условиях процесс их образования, включающий две основные принципиальные генерационные модели:

- *первую* — определенную главным образом седиментационно-литологическими, катагенетическими, геотектоническими и температурными факторами;
- *вторую* — обусловленную мощным субвертикальным межформационным и/или межрезервуарным флюидомассопереносом в циклы активизации неотектонических процессов.

1.4. СТРОЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ. УПЛОТНЕНИЕ И ДИАГЕНЕЗ ГЛИНИСТЫХ ОСАДКОВ. ТРЕХСТАДИЙНАЯ МОДЕЛЬ ДЕГИДРАТАЦИИ ГЛИН

Так как большинство способов оценки давлений в горных породах разработано для определения поровых давлений в глинистых толщах, то представляется важным рассмотреть более подробно строение глинистых минералов и природу образования АВПОД в глинистых породах.

Строение глинистых минералов. *Глинистыми минералами* называют высокодисперсные минеральные соединения группы водных силикатов слоистого или цепочного строения.

Глинистые минералы характеризуются высокими адсорбционными свойствами, которые объясняются не только большой удельной поверхностью глинистых частиц за счет их малого размера, но и особенностью кристаллохимического строения, заключающейся в том, что исходными структурными элементами, обеспечивающими построение всех глинистых минералов, служат две структурные единицы: Al–O–OH (алюмокислородгидроксильная) и Si–O (кремнекислородная).

Первая структура представляет собой группу, состоящую из плотной упаковки гидроксила OH и кислорода O, между которыми в октаэдрической координации заключены атомы алюминия. Октаэдры, соединяясь боковыми ребрами, образуют *двумерную октаэдрическую сетку* (рис. 1.9). Следует отметить, что у большинства глинистых минералов, исключая каолинит, часть атомов алюминия изоморфно замещается другими элементами — Fe, Mg, Zn, Cr и др.

Вторая структура состоит из тетраэдрических групп SiO₄, которые соединены между собой в *гексагональную сетку* (рис. 1.10)

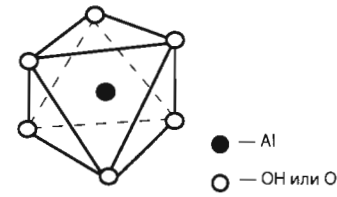


Рис. 1.9. Алюмокислородгидроксильная октаэдрическая структурная единица

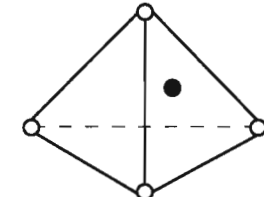


Рис. 1.10. Кремнекислородная тетраэдрическая группа

Октаэдрическая сетка может соединяться через общие вершины тетраэдров и октаэдров с одной или двумя тетраэдрическими сетками, образуя *слой*.

Октаэдрические алюмокислородные гидроксильные слои электронейтральны. Связь между ионами внутри слоя осуществляется электростатическими силами, а соединения отдельных слоев между собой — путем водородной связи или силами Ван-дер-Ваальса.

Сущность сил Ван-дер-Ваальса удобнее рассмотреть на примере межмолекулярного притяжения и отталкивания между молекулами любого газа, имеющего электромагнитную и квантовую природу. Силы притяжения, проявляющиеся на расстоянии r между центрами молекул порядка 10^{-7} см, называются *ван-дер-ваальсовыми силами* и убывают с расстоянием по закону $f = 1/r^7$. (Ван-дер-ваальсовы силы могут быть трех типов: ориентационные, индукционные и дисперсные.)

Атом водорода, обладающий одной ковалентной связью, в некоторых случаях связывается силами притяжения с двумя атомами, образуя водородную связь с потенциальной энергией порядка 5 ккал/моль. Образование связи происходит так, что атом водорода отдает свой электрон одному из атомов молекулы, а получившийся ион водорода (протон) в основном за

счет ионного взаимодействия образует водородную связь. При этом атомы сильно сближены и протон не может обеспечить более чем двух молекул.

В зависимости от количества алюмокислорода и групп кремнекислорода и соотношения между ними глинистые минералы подразделяются по типу решеток на следующие виды: 1:1, 2:1, 2:2 и др. Так, например, решетка глинистого минерала вида 1:1 состоит из одной алюмокислородной сетки (Al—O—OH) и одной кремнекислородной сетки (Si—O) (каолинит). Если решетка глинистого минерала относится к виду 2:1, то она состоит из одной алюмокислородной (Al—O—OH) сетки и двух кремнекислородных (Si—O) сеток (гидролюда, монтмориллонит). Большинство глинистых природных минералов имеют решетку вида 1:1 или 2:1

Минералы группы каолинита характеризуются двухэтажным строением каждого слоя., состоящего из одной тетраэдрической и одной октаэдрической сетки (тип 1:1). Двухэтажные электрически нейтральные слои расположены так, что гидроксилы (OH)⁻ октаэдрической сетки примыкают свободной поверхностью одного слоя к ионам O²⁺ тетраэдрической сетки соседнего слоя и между ними возникают водородные связи (рис. 1.11).

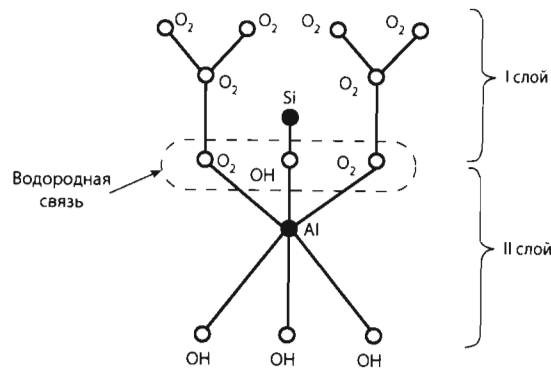


Рис. 1.11. Каолинит. Строение решетки (тип 1:1)

Химический состав минералов каолиновой группы отвечает формуле $Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$.

Достаточно стабильные глинистые минералы каолинового типа обладают свойствами, близкими к песчано-алевритовой фракции. В целом адсорбционная способность каолинита не очень высокая. Удельная поверхность глинистых частиц каолинита составляет 30–50 м²/г породы.

Минералы группы монтмориллонита (тип 2:1) в кристаллической решетке содержат трехэтажные слои, состоящие из двух тетраэдрических сеток (Si—O) и расположенной между ними октаэдрической сетки (Al—O—OH) (рис. 1.12).

Монтмориллонит характеризуется максимальной дисперсностью и удельной поверхностью частиц, равной 500–800 м²/г породы. В отличие от группы каолинита монтмориллониты относятся к набухающим глинистым

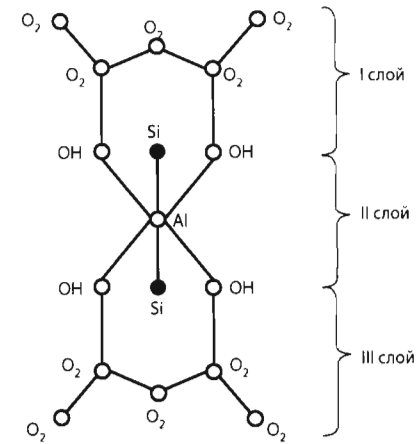


Рис. 1.12. Монтмориллонит. Строение решетки (тип 2:1)

минералам — между их слоями, которые связаны не валентными, а ван-дер-ваальсовыми связями, легко проникают молекулы воды, что приводит к раздвижению слоев и увеличению межслоевых промежутков.

Часть атомов Al, которые находятся во внутреннем слое, изоморфно замещаются Mg, Fe, Zn и другими элементами, что приводит к образованию отрицательных зарядов на поверхности пакетов. Эти заряды компенсируются обменными ионами, находящимися в растворе, а также поляризованными молекулами воды. За счет этого резко увеличивается адсорбционная способность монтмориллонита.

Глинистые минералы группы гидролюда имеют решетку также трехэтажного строения (2:1), но в отличие от монтмориллонита они относятся к ненабухающим минералам. Отсутствие способности к набуханию объясняется тем, что часть кремния в тетраэдрах гидролюда замещена алюминием, а возникающий вследствие этого избыточный отрицательный заряд слоя компенсируется ионами калия, которые внедряются в межслоевые промежутки и жестко, валентными связями скрепляют слои минерала.

В природе редко встречаются глинистые глины одного минерального состава. Чаще всего мы имеем смешанослойные полиминеральные глинистые минералы ряда монтмориллонит — гидролюда.

Для определения степени отставания уплотнения глин от нормального процесса вследствие быстрого отложения осадков было построено много кривых уплотнения осадков с глубиной. Но наибольшей известностью пользуются кривые уплотнения Н.Б. Вассоевича (1960) и Д.М. Уэллера (1964) (рис. 1.13).

Н.Б. Вассоевич считал, что глинистые породы представляют собой «геологический манометр», позволяющий судить о стадии литогенеза, которой они достигли. Он установил несколько стадий процесса уплотнения глин (см. рис. 1.13):

- I — свободного уплотнения (глубина до 250 м);
- II — затрудненного уплотнения (до 600 м);
- III — сильно затрудненного уплотнения (до 3250 м);
- IV — весьма затрудненного уплотнения (более 3250 м).

Кривые уплотнения, полученные по какому-либо району и сдвинутые вправо от кривой Вассоевича, характеризуют обстановку существенного отставания оттока сжатых флюидов и проявлений АВПоД.

Кривая уплотнения Д. Уэллера соответствует полностью консолидированным глинам, испытавшим в течение длительного времени полную разгрузку содержащихся в них флюидов.

При образовании АВПоД в глинистых толщах необходимо учитывать и диагенез (катагенез) глинистых осадков, способствующий освобождению воды из глубоко погребенных глин. В некоторых регионах с глубиной происходит заметное, зависящее от температуры изменение глинистых минералов от монтмориллонита (разбухающая решетка) через промежуточную смешанослойную фазу к гидрослюде или иллиту (неразбухающие решетки).

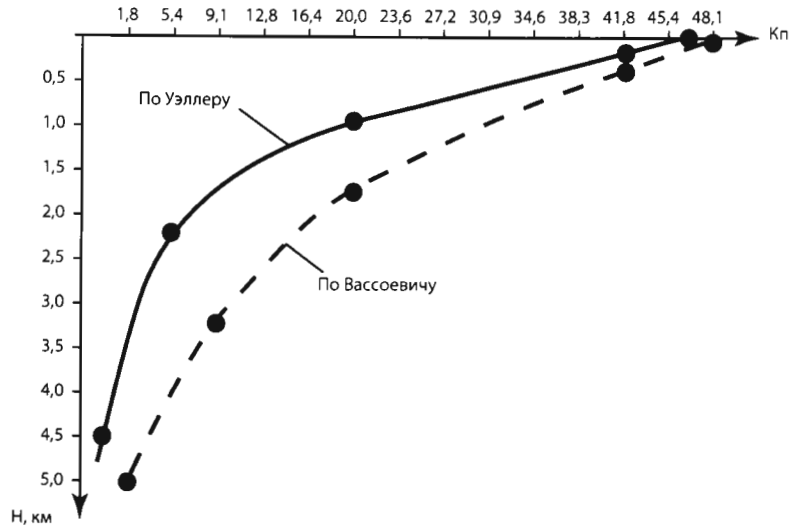


Рис. 1.13. Кривые уплотнения глинистых пород

Наиболее известна трехстадийная модель Дж. Ф. Берста выделения воды из глин (дегидратация), обусловленного диагенезом. Согласно Дж. Ф. Берсту, представляется, что миграция воды, основного флюидального компонента осадочного разреза, происходит в три отдельные стадии (рис. 1.14).

Вначале (*первая стадия дегидратации*) под действием давления вышележащих слоев удаляется поровая вода и избыточные (более двух) промежуточные слои кристаллизационной воды глин. Этот начальный поток воды (который, в сущности, прекращается после захоронения осадка на первые сотни метров) снижает содержание воды в осадке примерно до 30%.

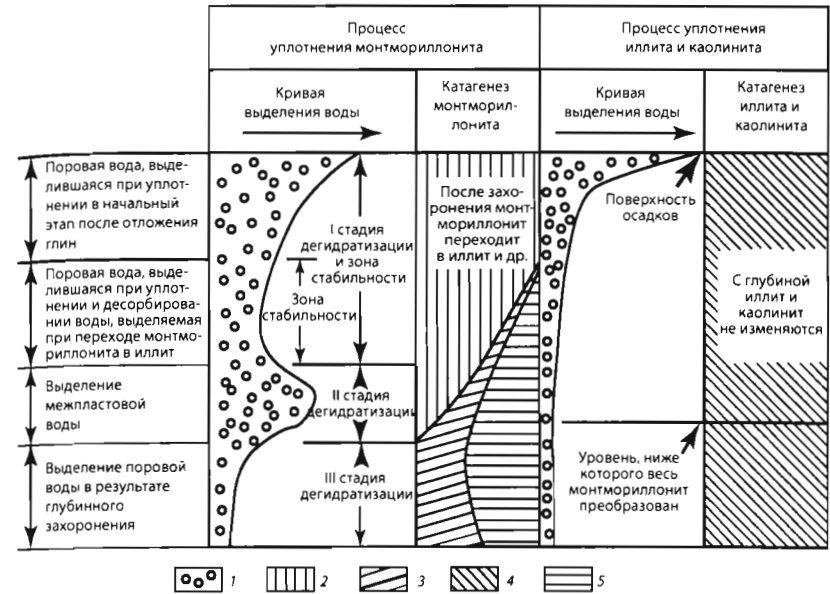


Рис. 1.14. Трехстадийная модель Дж.Ф. Берста дегидратации глин

Вторая стадия дегидратации происходит, когда теплота, поглощенная захороненным осадком, становится достаточно большой, для того чтобы мобилизовать последний промежуточный слой кристаллизационной воды. Количество воды, находящейся в движении в течение второй стадии на уровне, который пересекает этот интервал, составляет 10–15% от суммарного объема уплотненного осадка и представляет собой значительное перемещение флюида, способное привести к перераспределению любых подвижных подземных компонентов, таких как вода и углеводороды. Это выделение воды, происходящее в крупных масштабах, будет поставлять флюиды с постоянной скоростью в тех геологических условиях, где может произойти реакция. Как таковая эта вода может оказывать действие на любые условия существования повышенных давлений, либо просто в силу своего присутствия в такой замкнутой системе, либо за счет изменений, вызываемых в осмотических реакциях.

В общем случае под *осмосом* понимают проникновение (диффузию) молекул растворителя из раствора с меньшей концентрацией в раствор с большей концентрацией сквозь непроницаемую для растворенных веществ перегородку (мембрану). Например, глинистая мембрана проницаема для молекул воды и непроницаема для растворенных солей. Если осмотический поток направлен в закрытый объем, то давление внутри этого объема неизбежно возрастает до тех пор, пока не будут достигнуты условия равновесия.

Направления осмотических перетоков определяются особенностями распределений плотностей пород и минерализации поровых вод. Например,

в толще, сложенной чередованием песчаных и глинистых слоев, мощность каждого из которого не превышает 3 м, пористость глин на границе с песчаниками уменьшается, а следовательно, увеличивается их плотность, что связано с более интенсивным отжатием флюида из глин в соседний песчаник-коллектор. В центральной зоне глинистых пластов сохраняется высокая пористость и более высокое поровое давление. Поэтому отсюда и будет происходить движение флюида в сторону песчаных слоев — вверх и вниз. Кроме того, в центральной более высокой пористой зоне минерализация вод будет меньше. Это вызовет движение опресняющих потоков в сторону более высокой минерализации поровых вод по законам осмоса.

По данным К. Магара и др. (1969), в разрезе Мексиканского залива самой высокой минерализацией поровых вод характеризуются породы максимально уплотненной зоны, которая непосредственно перекрывает зону недоуплотненных пород. Вниз и вверх от уплотненной зоны минерализация поровых вод уменьшается. Причем сверху от нее поровые растворы характеризуются средней минерализацией, а в сторону зоны АВПД воды становятся практически пресными. Таким образом, над зоной АВПД по законам осмоса движение пресной воды будет направлено вниз, что будет препятствовать разгрузке давления из нижних горизонтов, т.е. будет сдерживать отжимание воды из уплотняющегося осадка.

На третьей стадии дегидратации глин выделение воды происходит за счет глубокого захоронения глинистых пород под действием геостатических давлений. Объем выделяющейся воды на этой стадии значительно меньше, чем на второй стадии дегидратации.

1.5. ГРАВИТАЦИОННО-ЭЛИЗИОННАЯ И ГЕДИНАМИЧЕСКАЯ КОНЦЕПЦИИ ОБРАЗОВАНИЯ АВПОД (АВПД)

Для объяснения образования АВПОД в глинистых толщах в последние годы прибегают к двум основным концепциям — гравитационно-элизионной и геодинамической (неотектонической).

Сущность *гравитационно-элизионной концепции* состоит в следующем.

В наиболее погруженных участках бассейна осадконакопления, где имеет место максимальная скорость погружения дна бассейна, отлагаются глинистые осадки, которые в начальной стадии своего образования имеют высокую пористость и водонасыщенность (60–65%). По мере нарастания мощности вышележащих слоев под действием их давления (геостатической нагрузки) пористость глинистых осадков уменьшается. Уплотнение их до некоторого момента совершается в условиях равновесия, т.е. происходит уменьшение пористости за счет оттока жидкости в соответствии с испытываемой нагрузкой. В этом случае геостатическое давление примерно равномерно перераспределяется на флюид в порах и скелет породы.

В дальнейшем снижение проницаемости глинистой толщи при уплотнении и общее увеличение ее мощности приводят к тому, что поровый

флюид не успевает вытесняться под действием геостатического давления. Вода остается в порах, принимая на себя большую часть геостатической нагрузки. Таким образом развивается АВПОД в глинах.

При наличии внутри глинистой толщи линзовидных пластов-коллекторов в последних пластовые давления также будут аномально высокими и равными поровому давлению во вмещающих глинах.

Эндогенная неотектоническая (геодинамическая) концепция образования АВПОД впервые была выдвинута К.А. Аникиевым. Основным ее обобщением является представление о том, что современная геодинамическая активность Земли порождает сверхвысокую пластовую энергию в нефтегазовых толщах стратисферы в результате продолжающейся инжекционно-пульсационной вертикальной миграции флюидов сквозь структуры огромных объемов высокоэнергетических продуктов дегазации мантии, преимущественно газов и хлоридных гидротерм. В ходе такой миграции формируется пластово-энергетическая зональность структур. Таким образом, геодинамическая гипотеза образования АВПОД в глинистых толщах объясняет ее возникновение внедрением флюидов из нижележащих горизонтов с АВПОД в покрывку (рис. 1.15).

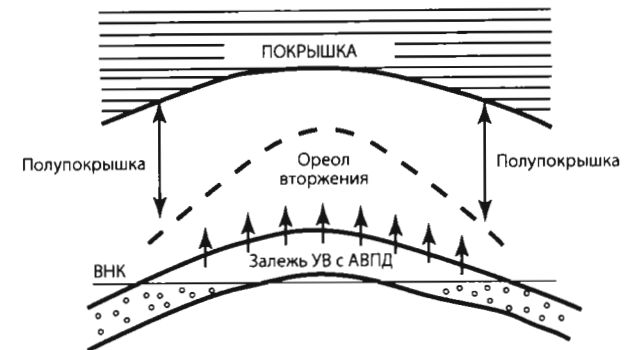


Рис. 1.15. Пластово-энергетическая зональность структуры

Эндогенная геодинамическая теория АВПОД базируется на новой глобальной тектонике, согласно которой поверхность Земли разделена на несколько крупных жестких плит. Основные движения земной коры сконцентрированы в подвижных поясах, которые могут проявляться в виде горных систем, срединно-океанических хребтов или крупных разломов с большой амплитудой горизонтального смещения.

В.И. Дюнин, В.И. Корзун в своей работе [20] также отрицают роль элизионных процессов в образовании зон АВПОД (АВПОД), тогда как к основным процессам, приводящим к созданию аномально высоких геофлюидальных давлений, они относят тектонические движения, гидротермальную деятельность и поступление газовой смеси из глубоких горизонтов, повышение температуры под действием тепловых потоков и др.

Вместе с тем исследования зон АВПоД (АВПД) авторов настоящей работы по различным регионам, в том числе по Южно-Каспийской впадине, показали, что данные ГИС по многим площадям показывают снижение удельного электрического сопротивления глин в зонах АВПоД над нефтяными залежами, что свидетельствует о насыщении глин поровыми водами, и, следовательно, не подтверждают гипотезы об их разуплотнении из-за внедрения углеводородов (за исключением баженовской свиты Салымской группы месторождений Западной Сибири). Это дает основание авторам сделать вывод, что АВПоД в глинистых толщах, как правило, формируются за счет гравитационно-элизонных процессов.

Глава 2 ПЕТРОФИЗИКА ВЛИЯНИЯ ГЕОФЛЮИДАЛЬНЫХ ДАВЛЕНИЙ НА ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ГОРНЫХ ПОРОД

2.1. ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ГЕОФЛЮИДАЛЬНЫХ ДАВЛЕНИЙ НА ПОРИСТОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД И ПРИКЛАДНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ ВЫВОДОВ (РЕЗУЛЬТАТОВ) ПРИ РАЗЛИЧНЫХ АСПЕКТАХ ГЕОЛОГО-РАЗВЕДОЧНОГО ПРОЦЕССА

Пористость. Рассмотрение изменения пористости осадочных пород, в том числе глинистых, с глубиной показывает, что в результате уплотнения пород и диагенетических процессов фактические кривые изменения пористости глин с глубиной могут сильно отличаться друг от друга для конкретных районов вследствие различной истории их геологического развития.

Аналитически изменение пористости пород в результате уплотнения можно выразить следующим дифференциальным уравнением:

$$dK_n / (1 - K_n) K_n = -\beta_n(\tau, t) d(\sigma - p), \quad (2.1)$$

где $\beta_n(\tau, t)$ — коэффициент необратимого уплотнения породы.

Деформацию и изменение физических свойств пород рассматривают в зависимости от эффективного напряжения $(\sigma - p)$, пластового давления и температуры t .

При изменении эффективного напряжения происходит деформация скелета породы, а изменение пластового давления приводит к деформации отдельных породообразующих минералов, расположенных на стенках пор. Наконец, изменение температуры приводит к тепловому расширению, изменению механических свойств и интенсификации физико-химических процессов в породе.

Если принять, что гравитационные силы, создаваемые весом вышележащих осадков, являются основными силами, определяющими напряженное состояние горизонтальных пластов на различных глубинах, то горизонтальные главные нормальные напряжения σ_x и σ_y будут равны и составят часть от вертикального главного нормального напряжения σ_z , т.е.

$$\sigma_x = \sigma_y = K\sigma_z, \quad (2.2)$$

где $K = \nu / (1 - \nu)$ — коэффициент бокового распора. (2.3)

В этом случае среднее нормальное напряжение составит

$$\sigma = (\sigma_x + \sigma_y + \sigma_z) / 3 = (1 + 2K)\sigma_z / 3. \quad (2.4)$$

Часто считают $K = 1$, тогда уравнение (2.4) примет вид

$$\sigma = \sigma_z = \sum g\delta_{ni}h_i, \quad (2.5)$$

где h_i — мощность i -го литологического однородного интервала разреза, имеющего плотность δ_{ni} .

Как известно, пластовое давление определяют по формуле

$$P = \sum g\delta_{vi}h_i, \quad (2.6)$$

где δ_{vi} — плотность пластовой воды в интервале разреза мощностью h_i .

Тогда с учетом (2.5) и (2.6) получим, что

$$\sigma - p = \sum g(\delta_{ni} - \delta_{vi})h_i \quad (2.7)$$

или

$$\sigma - p = g(\delta_{n,cp} - \delta_{v,cp})h. \quad (2.8)$$

Если принять, что $\delta_{n,cp} = 2,5 \text{ г/см}^3$ и $\delta_{v,cp} = 1,1 \text{ г/см}^3$, то уравнение (2.8) примет вид

$$\sigma - p = 0,014h. \quad (2.9)$$

С учетом уравнения (2.9) можно преобразовать уравнение (2.1) следующим образом:

$$dK_n / (1 - K_n)K_n = -0,014\beta_n(\tau, t)dh, \quad (2.10)$$

откуда

$$\beta_n(\tau, t) = -[1/0,014(1 - K_n)K_n] \Delta K_n / \Delta h, \quad (2.11)$$

где $\Delta K_n / \Delta h$ — средний градиент изменения пористости пород в исследуемом интервале глубин.

Как показали исследования, среди различных типов пород глинистые отложения наиболее сильно подвергаются уплотнению (т.е. снижению пористости).

Однако при любом градиенте изменения пористости $\Delta K_n / \Delta h$ коэффициент необратимого уплотнения пород β_n с глубиной практически не изменяется. Например, если $\Delta K_n / \Delta h$ в интервале глубин 2000–6000 м уменьшается в 4 раза, то β_n остается постоянным и приблизительно равным $25 \cdot 10^{-3} \text{ МПа}^{-1}$ и зависит только от возраста пород.

С учетом того, что $\beta_n(\tau, t) = \text{const}$, согласно уравнению (2.1) величина коэффициента пористости зависит, в основном, от давления флюида в порах. Тогда если геофлюидальное давление в разрезе является аномально высоким, то

$$\sigma - P_a < \sigma - P_n$$

и, следовательно, величина $dK_n / (1 - K_n)K_n$ при P_a меньше, чем при P_n , что свидетельствует о том, что уплотнение пород при P_a происходит менее интенсивно, как и меньше снижается пористость пород.

Статистическая связь между пористостью глин и глубиной в зоне нормального уплотнения аппроксимируется известной формулой Л. Эзи:

$$K_{n,г.л} = K_{n,г.л.0} e^{-\beta_n \sigma_{эф}}, \quad (2.12)$$

где $K_{n,г.л}$, $K_{n,г.л.0}$ — пористость глин соответственно на глубине исследования и на поверхности; $\sigma_{эф}$ — эффективное напряжение (давление) на глубине исследования; β_n — коэффициент необратимого уплотнения.

Уравнение (2.12) представляет собой прямую линию в координатах $\lg K_n - \sigma_{эф}$ или в координатах $\lg K_n - H$. Отклонение фактических значений пористости глин от линии нормального уплотнения в сторону повышенных значений свидетельствует о наличии зоны аномального высокого давления (рис. 2.1).



Рис. 2.1. Изменение плотности глин с глубиной в зоне АВПод

2.2. ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ГЕОФЛЮИДАЛЬНЫХ ДАВЛЕНИЙ НА ПЛОТНОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД И ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ ДАННЫХ ПРИ ГЕОЛОГО-РАЗВЕДОЧНОМ ПРОЦЕССЕ

Плотность. По данным петрофизических исследований керна была установлена зависимость между общей пористостью и плотностью следующего вида:

$$\delta_n = K_n \delta_{ж} + (1 - K_n) \delta_{тв}. \quad (2.13)$$

Тогда уравнение (2.13) для разреза, где распространены аномально высокие геофлюидальные давления, можно записать как

$$\delta_{п.а} = K_{п.а} \delta_{ж} + (1 - K_{п.а}) \delta_{тв}. \quad (2.14)$$

Аналогично для разреза с нормальными гидростатическими геофлюидальными давлениями имеем, что

$$\delta_{п.н} = K_{п.н} \delta_{ж} + (1 - K_{п.н}) \delta_{тв}. \quad (2.15)$$

Разделив уравнение (2.14) на уравнение (2.15), получим

$$\delta_{п.а} / \delta_{п.н} = [K_{п.а} \delta_{ж} + (1 - K_{п.а}) \delta_{тв}] / [K_{п.н} \delta_{ж} + (1 - K_{п.н}) \delta_{тв}]. \quad (2.16)$$

Умножим числитель и знаменатель правой части уравнения (2.16) на $1/K_{п.н} \delta_{ж}$, получим

$$\delta_{п.а}/\delta_{п.н} = [K_{п.а}\delta_{ж}/K_{п.н}\delta_{ж} + \delta_{тв}/K_{п.н}\delta_{ж} - K_{п.а}\delta_{тв}/K_{п.н}\delta_{ж}] / [K_{п.н}\delta_{ж}/K_{п.н}\delta_{ж} + \delta_{тв}/K_{п.н}\delta_{ж} - \delta_{тв}/\delta_{ж}] \quad (2.17)$$

Преобразуем выражение в знаменателе следующим образом:

$$1 + \delta_{тв}/K_{п.н}\delta_{ж} - \delta_{тв}/\delta_{ж} = 1 + (\delta_{тв}/K_{п.н} - \delta_{тв})1/\delta_{ж} = [(\delta_{ж} - \delta_{тв}) + \delta_{тв}/K_{п.н}]/\delta_{ж} = [\delta_{тв}/K_{п.н} - (\delta_{тв} - \delta_{ж})]/\delta_{ж} \quad (2.18)$$

Тогда с учетом (2.18) уравнение (2.17) примет вид

$$\begin{aligned} \delta_{п.а}/\delta_{п.н} &= [K_{п.а}/K_{п.н} + \delta_{тв}/K_{п.н}\delta_{ж} - K_{п.а}\delta_{тв}/K_{п.н}\delta_{ж}] : \\ &: \{[\delta_{тв}/K_{п.н} - (\delta_{тв} - \delta_{ж})]/\delta_{ж}\} = [\delta_{тв}/K_{п.н} - K_{п.а}/K_{п.н}(\delta_{тв} - \delta_{ж})] : \\ &: [\delta_{тв}/K_{п.н} - (\delta_{тв} - \delta_{ж})]. \end{aligned} \quad (2.19)$$

Расчеты показали, что в интервалах глубин 2000–6000 м отношение $\delta_{п.а}/\delta_{п.н}$ уменьшается в пределах от 0,95 до 0,93, что свидетельствует об уменьшении плотности глинистых пород в зоне аномально высоких геофлюидальных давлений (рис. 2.2).

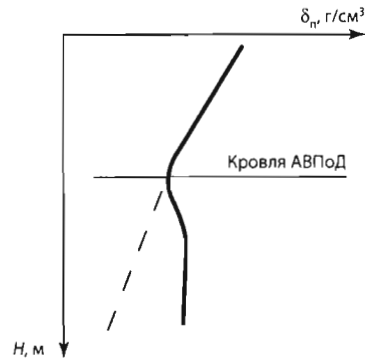


Рис. 2.2. Изменение пористости глин с глубиной в зоне АВПоД

2.3. ФИЗИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ВЫДЕЛЕНИЯ ЗОН АВПД (АВПоД) ПО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПАРАМЕТРАМ

Поскольку многие физические свойства осадочных пород зависят от их пористости и плотности, то отмеченные изменения пористости и плотности глинистых пород позволяют использовать для прогнозирования зон АВПоД различные геофизические методы, включая ГИС, сейсморазведку, электро-разведку, а также методы, основанные на изучении шлама и керна глинистых пород, показания (параметры) которых зависят от пористости и плотности пород.

Рассмотрим изменение некоторых геофизических параметров глинистых пород от давления поровых флюидов.

Удельное электрическое сопротивление. Как известно, зависимость между параметром пористости P_n и пористостью K_n имеет вид

$$P_n = a_m / K_n^m \quad (2.20)$$

Тогда из (2.19), считая, что ρ_v не зависит от давления, можно получить, что

$$P_{п.а}/P_{п.н} = \rho_{п.а}/\rho_{п.н} = (K_{п.н}/K_{п.а})^m, \quad (2.21)$$

где $\rho_{п.а}$ и $\rho_{п.н}$ — удельные электрические сопротивления глинистых пород при условии соответственно аномального и нормального гидростатического порового давления на одной и той же глубине залегания.

Как показали расчеты, отношение $\rho_{п.а}/\rho_{п.н}$ при $m = 1,5$ в интервалах глубин 2000–4000 м изменяется от 0,62 до 0,16.

Полученные результаты свидетельствуют, что удельное сопротивление глинистых пород значительно более чувствительно к изменению порового давления, чем их коэффициент пористости (рис. 2.3).

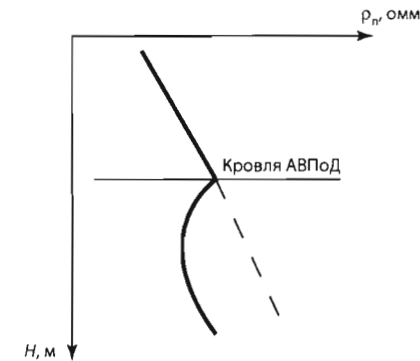


Рис. 2.3. Изменение удельного сопротивления глин с глубиной в зоне АВПоД

Следует отметить, что кроме пористости на удельное электрическое сопротивление глинистых пород в зоне АВПоД влияет уменьшение значения эффективного напряжения $(\sigma - P_a)$. Уменьшение $(\sigma - P_a)$ по сравнению с $(\sigma - P_n)$ приводит к дополнительному уменьшению удельного сопротивления глинистых пород на 10–20%. Однако этот эффект существенно ниже, чем влияние от изменения пористости породы.

Гамма-излучение радиационного захвата. Как известно, связь между объемной влажностью (ω) породы и показаниями нейтронного гамма-каротажа НГК ($I_{n\gamma}$) имеет вид

$$\lg \omega = b - a I_{n\gamma}, \quad (2.22)$$

где a и b — постоянные коэффициенты.

Следовательно,

$$\lg \omega_a = b - a I_{n\gamma_a} \quad \text{и} \quad \lg \omega_n = b - a I_{n\gamma_n},$$

где $I_{n\gamma_a}$ — интенсивность нейтронного гамма-излучения в породе с аномально высоким поровым давлением; $I_{n\gamma_n}$ — интенсивность нейтронного гамма-излучения в породе с нормальным поровым давлением; $\lg \omega_a$ — логарифм величины водородосодержания в породе с аномально высоким по-

ровым давлением; $\lg \omega_n$ — логарифм величины водородосодержания в породе с нормальным поровым давлением.

Тогда отношение показаний НГК в зоне АВПоД к показаниям НГК в зоне нормальных давлений будет

$$I_{\gamma,a}/I_{\gamma,n} = b - \lg \omega_a/b - \lg \omega_n = b - \lg \omega_n - \lg \omega_a + \lg \omega_n/b - \lg \omega_n$$

или

$$I_{\gamma,a}/I_{\gamma,n} = 1 - (\lg \omega_a / \lg \omega_n) / (b - \lg \omega_n). \quad (2.23)$$

Как показали результаты расчетов, в зоне АВПоД интенсивность нейтронного гамма-излучения может снижаться на 30–60% (рис. 2.4).

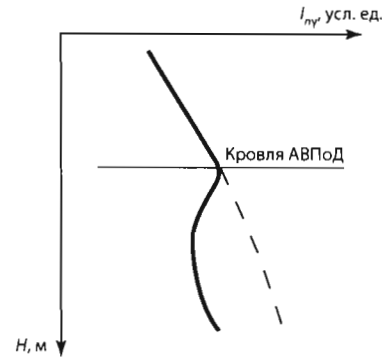


Рис. 2.4. Изменение интенсивности гамма-излучения радиационного захвата глин с глубиной в зоне АВПоД

Рассеянное гамма-излучение. Известно, что между интенсивностью рассеянного гамма-излучения $I_{\gamma\gamma}$ и плотностью пород δ_n существует связь:

$$\lg I_{\gamma\gamma} = B - A\delta_n, \quad (2.24)$$

где A и B — постоянные коэффициенты.

Следовательно,

$$\lg I_{\gamma\gamma,a} = B - A\delta_{n,a} \quad \text{и} \quad \lg I_{\gamma\gamma,n} = B - A\delta_{n,n},$$

где $I_{\gamma\gamma,a}$ — интенсивность рассеянного гамма-излучения в породе с аномально высоким поровым давлением; $I_{\gamma\gamma,n}$ — интенсивность рассеянного гамма-излучения в породе с нормальным поровым давлением; $\delta_{n,a}$ — плотность пласта с аномально высоким поровым давлением; $\delta_{n,n}$ — плотность пласта с нормальным поровым давлением.

Тогда, исходя из этих уравнений, можно получить:

$$I_{\gamma\gamma,a} = e^{B-A\delta_{n,a}} \quad \text{и} \quad I_{\gamma\gamma,n} = e^{B-A\delta_{n,n}}.$$

Или, взяв их отношение, с учетом того, что $e^x/e^y = e^{x-y}$, получим

$$I_{\gamma\gamma,a}/I_{\gamma\gamma,n} = \exp[A\delta_{n,n}(1 - \delta_{n,a}/\delta_{n,n})]. \quad (2.25)$$

Как показали расчеты, с увеличением порового давления интенсивность рассеянного гамма-излучения возрастает иногда до 40–70% (рис. 2.5).

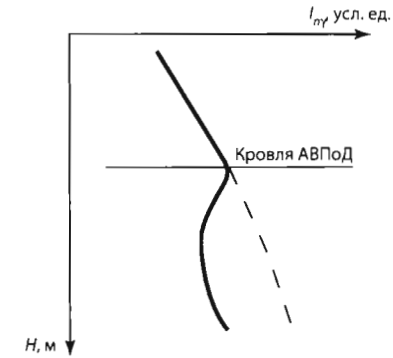


Рис. 2.5. Изменение интенсивности рассеянного гамма-излучения глин с глубиной в зоне АВПоД

Акустические свойства. Связь между интервальным временем пробега упругой волны в породе и пористостью этой породы можно выразить с помощью известной формулы «среднего времени» (формула Уилли):

$$\Delta t = K_n(\Delta t_{ж} - \Delta t_{тв}) + \Delta t_{тв}, \quad (2.26)$$

где Δt , $\Delta t_{ж}$, $\Delta t_{тв}$ — значение интервального времени соответственно в породе, жидкости и твердой минеральной фазе породы.

Отсюда определим увеличение интервального времени пробега упругих волн в глинистой породе с АВПоД за счет увеличения пористости:

$$(\Delta t_a/\Delta t_n)' = [(K_{n,a}/K_{n,n})(\Delta t_{ж} - \Delta t_{тв}) + \Delta t_{тв}/K_{n,n}]/[\Delta t_{ж} - \Delta t_{тв} + \Delta t_{тв}/K_{n,n}]. \quad (2.27)$$

Вторым фактором, который усиливает различие интервального времени в зонах аномально высокого и нормального давлений, является понижение значения эффективного напряжения. Тогда соответствующее изменение интервального времени составит

$$(\Delta t_a/\Delta t_n)'' = (\sigma - P_n/\sigma - P_a)^k. \quad (2.28)$$

Общий эффект от влияния увеличения пористости и снижения эффективного напряжения на изменение Δt будет

$$\Delta t_a/\Delta t_n = (\Delta t_a/\Delta t_n)' / (\Delta t_a/\Delta t_n)'' \quad (2.29)$$

Как показали расчеты, с увеличением порового давления в зонах АВПоД значение Δt в глинах может увеличиться на 46% (рис. 2.6).

Температура. Изменение геотермического градиента в зоне АВПоД связано с изменением теплопроводности глинистых пород, т.е.

$$\Gamma_a/\Gamma_n = \lambda_a/\lambda_n, \quad (2.30)$$

где Γ_a , Γ_n — геотермические градиенты глинистых пород соответственно с аномальным и гидростатическим давлением флюидов в порах; λ_a , λ_n — теплопроводность аномально и нормально уплотненных глинистых пород.

Как показали расчеты, в зонах АВПоД за счет увеличения порового давления величина геотермического градиента увеличивается незначительно (до 25%) (рис. 2.7).

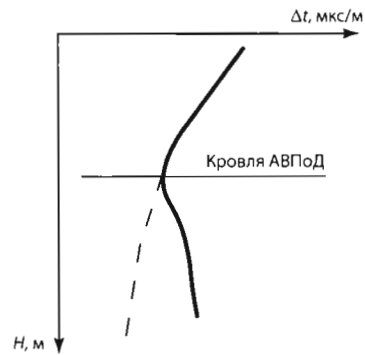


Рис. 2.6. Изменение интервального времени пробега упругих волн в глинах с глубиной в зоне АВПОД

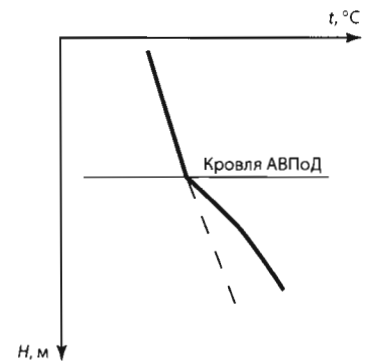


Рис. 2.7. Изменение температуры глинистых пород с глубиной в зоне АВПОД

Естественная радиоактивность. Выделение зон АВПОД по данным гаммакаротажа (ГК) связывается с уменьшением радиоактивности горных пород в этих зонах.

Как известно, естественная радиоактивность обусловлена, главным образом, присутствием в горных породах урана (U — 26%), тория (Th — 40%) и изотопа калия (^{40}K — 34%). Установлено, что содержание урана и тория в образцах из зон аномальных и нормальных давлений различается несущественно. Поэтому наибольший интерес при изучении естественной радиоактивности в условиях АВПОД представляет радиоактивный изотоп калия (^{40}K). Ионы калия при растворении в воде обладают отрицательной гидратацией, благодаря чему происходит ослабление водородных связей в водном растворе и разупорядочение структуры воды, т.е. в зоне влияния отрицательной гидратации молекулы воды становятся более подвижными.

Кроме того, при взаимодействии природных растворов с твердой фазой пород действует принцип подвижного равновесия Ле Шателье, согласно которому считается, что если условия, при которых система находится в

состоянии равновесия, изменяются, то равновесие смещается в направлении, способствующем восстановлению первоначальных условий. Поэтому в зонах АВПОД при повышении порового давления происходит нарушение подвижного равновесия в горных породах, что приводит, согласно принципу Ле Шателье, к переходу в фильтрующую поровую воду ионов калия, понижающих давление раствора вследствие их отрицательной гидратации и, следовательно, большой подвижности ионов калия. Таким образом, из глинистых пород происходит удаление ионов калия потоком мигрирующих водных растворов, в результате чего снижается естественная радиоактивность горных пород в зонах развития АВПОД (рис. 2.8).



Рис. 2.8. Изменение естественной радиоактивности глин с глубиной в зоне АВПОД

Разрешающая способность основных геофизических методов при выявлении изменения порового давления снижается в следующей последовательности: ЭК, АК, ГГК, НГК, геотермия и ГК. При этом метод ГК можно использовать только для качественного выделения зон АВПОД.

Комплексирование геофизических методов для оценки поровых давлений позволяет повысить их эффективность и снизить неоднозначность в истолковании результатов их применения при оценках АВПОД.

Глава 3 МЕТОДЫ И ТЕХНОЛОГИЯ ВЫЯВЛЕНИЯ ЗОН АВПД (АВПоД), ОПРЕДЕЛЕНИЕ И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ГЕОФЛЮИДАЛЬНЫХ ДАВЛЕНИЙ

3.1. КЛАССИФИКАЦИЯ МЕТОДОВ ОЦЕНКИ ГЕОФЛЮИДАЛЬНЫХ ДАВЛЕНИЙ

Классификация методов оценки АВПоД (АВПД) показана на рис. 3.1.

Все методы оценки геофлюидальных давлений можно подразделить по времени поступления исходной информации и получения данных о давлениях на три группы.

1. Методы оценки поровых (пластовых) давлений до начала бурения скважин. Эти методы базируются на использовании результатов разведочной геофизики (сейсморазведки, гравиразведки, электроразведки и магниторазведки) и проведении геологических аналогий. Одним из наиболее эффективных методов оценки давлений до бурения и, следовательно, прогнозирования геофлюидальных давлений являются сейсмические исследования, где используются данные о пластовых скоростях. Анализ данных гравиметрических исследований показал возможность использования этого метода для установления структур, осложненных соляным тектогенезом, а также наличия в разрезе осадочного чехла мощных соляных толщ. Кроме того, значительная разница в плотности ($0,1-0,3 \text{ г/см}^3$) между пористыми коллекторами, насыщенными углеводородами, и теми же коллекторами, насыщенными водой, а также большая разница ($0,2-0,6 \text{ г/см}^3$) между коллекторами и непроницаемыми породами оказываются достаточными для создания относительных отрицательных гравитационных аномалий, наблюдаемых на некоторых нефтяных и газовых месторождениях. Это дает основание для использования данных гравиразведки в качестве дополнительной информации при выявлении зон АВПД (АВПоД). Методы электроразведки и магниторазведки гораздо менее информативны при определении геофлюидальных давлений и поэтому используются редко.

Другой информативной методикой оценки (прогноза) геофлюидальных давлений является метод геологической аналогии. С этой целью выбирается изученный разрез, который по основным параметрам (тектоническому строению, литологическому составу, наличию пластов-флюидоупоров и др.) соответствует исследуемому. Этот разрез принимается за эталонный. Тогда по зависимостям, характеризующим изменение геофлюидальных давлений с глубиной с учетом разностей мощностей размыва, оценивается распределение геофлюидальных давлений для исследуемого разреза.

2. Методы оценки поровых (пластовых) давлений в процессе бурения скважин. Эти методы, в свою очередь, подразделяются на методы, исполь-

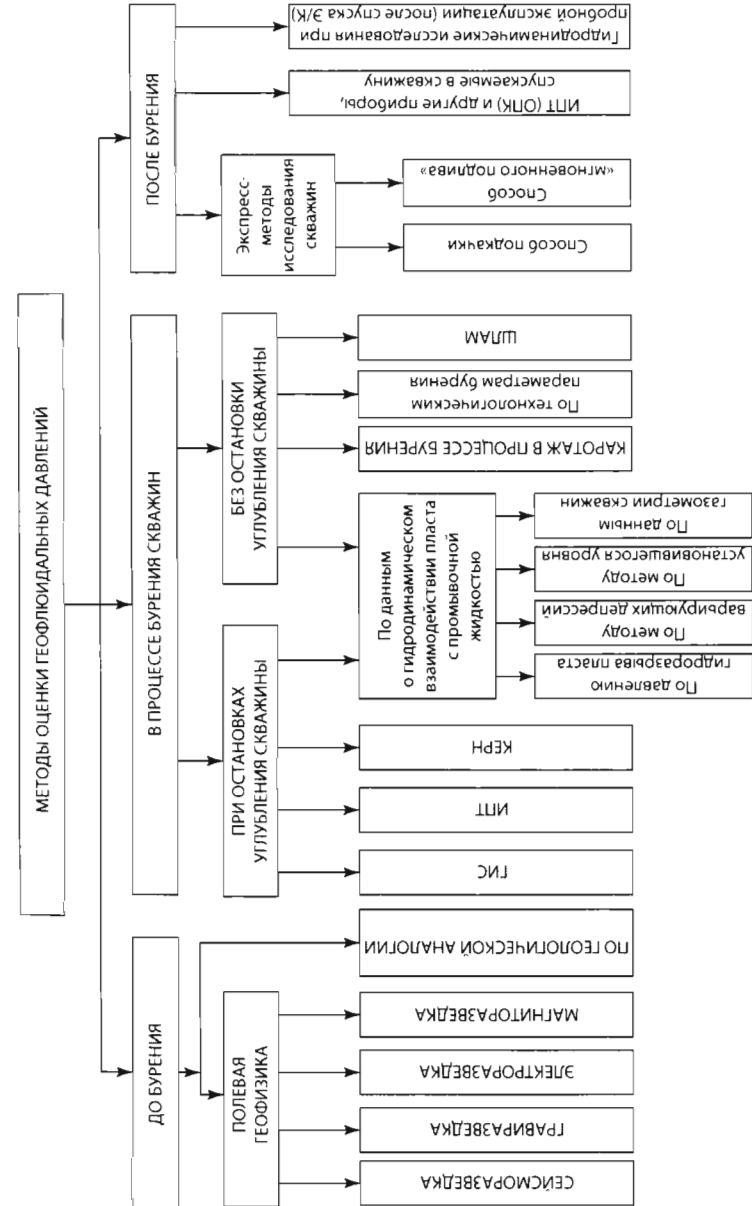


Рис. 3.1. Классификация методов оценки геофлюидальных давлений

зубья как при остановках углубления скважины (ГИС, ИПТ, керн), так и без остановки бурения (каротаж в процессе бурения, по технологическим параметрам бурения, когда изучаются буровые характеристики и параметры бурового раствора, а также шлам). Кроме того, в обоих случаях применяют методы, основанные на гидродинамическом взаимодействии пласта с промывочной жидкостью: по давлению гидроразрыва пласта; по методу варьирующих депрессий; по методу установившегося уровня и по данным газометрии скважин. При изучении буровых характеристик определяют скорость проходки (d -экспонента или модифицированная d -экспонента, уравнение скорости проходки), момент вращения бурильного инструмента, увеличение нагрузки на крюке.

При изучении бурового раствора определяют содержание газа, изменение удельного веса циркулирующего глинистого раствора, выбросы, концентрацию хлоридов, давление на выкиде бурового насоса, уровень глинистого раствора в резервуаре, изменение скорости циркулирующего потока и др. При изучении шлама определяют плотность глины по шламу, примесь монтмориллонита, электрическое сопротивление глинистых частиц, увеличение количества шлама на выбросите, форму и размер обломков и др.

3. Методы оценки поровых (пластовых) давлений после завершения процесса бурения. Сюда прежде всего относится использование ИПТ (ОПК) или других приборов, спускаемых в скважину, например глубинных дебитометров. К этим методам можно отнести гидродинамические исследования при пробной эксплуатации скважины. Широко используются также экспресс-методы исследования скважин, такие как способ подкачки и способ «мгновенного подлива».

3.2. МЕТОДИКА ЭКВИВАЛЕНТНЫХ ГЛУБИН

Физические основы большинства методов оценки (прогноза) геофлюидальных давлений, приведенных в классификации на рис. 3.1, — отклонение регистрируемого параметра (P) от нормальной (эталонной) зависимости, обусловленное повышением пористости горных пород в зоне АВПоД (АВПД) и уменьшением в этой зоне эффективного напряжения скелета породы.

На практике наиболее широкое применение получила *методика эквивалентных глубин* при оценке геофлюидальных давлений по геофизическим, петрофизическим параметрам пород и технологическим данным бурения. Принцип эквивалентности глубин для оценки давлений впервые был использован К. Магарой в 1969 г. [21]. Рассмотрим физическую сущность этой методики.

Как известно, горные породы в недрах находятся под действием всестороннего напряжения, создающего в элементе породы нормальные напряжения. Величина среднего нормального напряжения определяется выражением

$$\sigma = 1/3 (\sigma_x + \sigma_y + \sigma_z), \quad (3.1)$$

где $\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z$ — компоненты нормальных напряжений по соответствующим координатным осям.

На больших глубинах вследствие релаксации касательных напряжений при уплотнении пород в течение геологического времени компоненты нормальных напряжений равны между собой. Тогда из уравнения (3.1) получим

$$\sigma = \sigma_z = gH_z = 0,1\gamma_{nc} H, \quad (3.2)$$

где γ_{nc} — средневзвешенная плотность пород.

Рассмотрим пору, окруженную скелетом породы. Вес вышележащих пород создает нормальное напряжение, которое распределяется между флюидом и скелетом породы. Часть общего напряжения, которое передается флюиду, является *поровым давлением*, а разность между горным давлением σ и поровым давлением P_n называют *эффективным напряжением*, действующим на скелет породы:

$$\sigma_{эф} = \sigma - P_n. \quad (3.3)$$

Выражение (3.3) было предложено Терцаги при изучении рыхлых грунтов, т.е. породы, в которой поровая жидкость воздействует практически на всю поверхность зерен ее минералов.

Для большинства же горных пород уравнение (3.3) имеет вид

$$\sigma_{эф} = \sigma - nP_n, \quad (3.4)$$

где n — коэффициент разгрузки.

В общем случае значение n изменяется от нуля до единицы.

В силу особенностей строения глинистых минералов поровая вода обволакивает глинистые частицы и воздействует на большую часть поверхности зерен минералов, слагающих глинистую породу, т.е. глина ведет себя как рыхлый грунт. Поэтому для глин коэффициент разгрузки n практически равен единице. Вследствие этого уравнение (3.3) можно использовать для определения порового давления P_n в глинах, в том числе аномального P_a , если известны σ и $\sigma_{эф}$, т.е.

$$P_a = \sigma - \sigma_{эф}. \quad (3.5)$$

В методике эквивалентных глубин для определения поровых давлений в глинах строят зависимости петрофизических параметров, приведенных к единым условиям (например, к температуре $t = 20^\circ\text{C}$), с глубиной. На этих графиках устанавливаются интервалы нормального изменения петрофизических параметров глин с глубиной (зоны нормального уплотнения глин) и выделяются зоны аномально высокого порового давления. Для интересующей нас глубины H расчета порового давления находится *эквивалентная глубина* H_3 (рис. 3.2), на которой глины имеют такую же величину петрофизического параметра, что и на глубине H .

Эффективное напряжение скелета породы на глубине H с аномальным поровым давлением (т.е. $\sigma_{эф,а}$) и на эквивалентной глубине H_3 в интервале нормального порового давления $\sigma_{эф,н}$ также равны:

$$\sigma_{эф,а}^H = \sigma_{эф,н}^{H_3}. \quad (3.6)$$

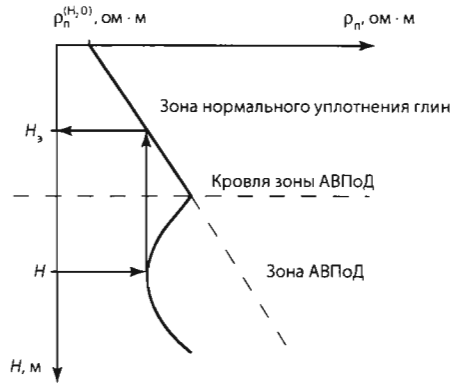


Рис. 3.2. Схема определения эквивалентной глубины $H_э$ в методике эквивалентных глубин

Из уравнения (3.3) можно получить:

$$\sigma_{эф.н}^H = \sigma^H - P_{п.н}^H. \quad (3.7)$$

Так как согласно (3.2) имеем

$$\sigma^H = 0,1\gamma_{пз}H_э, \quad (3.8)$$

а по определению

$$P_{п.н}^H = 0,1\gamma_{вс}H_э, \quad (3.9)$$

то, подставляя (3.8) и (3.9) в уравнение (3.7), получим

$$\begin{aligned} \sigma_{эф.н}^H &= 0,1\gamma_{пз}H_э - 0,1\gamma_{вс}H_э = (0,1\gamma_{пз} - 0,1\gamma_{вс}H_э/H_э)H_э = \\ &= (0,1\gamma_{пз} - PH_{эп.н}/H_э)H_э. \end{aligned} \quad (3.10)$$

Учитывая, что

$$P_{п.н}^H/H_э = \eta_n, \quad (3.11)$$

где η_n — градиент порового давления в зоне нормального уплотнения, то, подставляя (3.11) в (3.10), получим

$$\sigma_{эф.н}^H = (0,1\gamma_{пз} - \eta_n)H_э. \quad (3.12)$$

Из уравнения (3.5) с учетом (3.6) имеем

$$P_a = \sigma - \sigma_{эф.а}^H = \sigma - \sigma_{эф.н}^H. \quad (3.13)$$

Или, подставляя значения σ из (3.2) и $\sigma_{эф.н}^H$ из (3.12) в уравнение (3.13), получим

$$P_a = 0,1\gamma_{пс}H - (0,1\gamma_{пз} - \eta_n)H_э, \quad (3.14)$$

где $\gamma_{пс}$ — средневзвешенное значение плотности пород до глубины H ; $\gamma_{пз}$ — средневзвешенное значение плотности пород до эквивалентной глубины $H_э$,

на которой эффективное напряжение скелета породы и, следовательно, петрофизические параметры глин такие же, как и на глубине H , г/см³.

Уравнение (3.14) широко используется при расчетах порового давления в глинистых пластах с АВПоД.

3.3. МЕТОДИКА КРИВЫХ НОРМАЛЬНОГО УПЛОТНЕНИЯ

Другой распространенной методикой оценки поровых давлений глинистых пород по геофизическим параметрам является *методика кривых нормально уплотненных глин (метод Итона)*.

Под термином «кривая нормально уплотненных глин» понимают зависимость между каким-либо физическим свойством глинистых пород, имеющих нормальное гидростатическое давление поровой жидкости, и глубиной залегания этих же пород.

Как известно, изменение физических свойств чистых глинистых пород с глубиной зависит главным образом от степени их уплотнения и температуры. В некоторых геологических разрезах на величину электрического сопротивления глин большое влияние может оказать изменение минерализации поровых вод, а на большинство физических параметров глинистых пород — смена минералогии глинистых минералов.

Исследования петрофизических связей показало, что для чистых глинистых пород, имеющих нормальное гидростатическое давление поровых флюидов, статистические зависимости между многими физическими параметрами этих пород ($K_n, \delta_n, \rho_n, \sigma_n, \Delta t, I_{гр}, I_{пр}$) и глубиной залегания (H) могут быть аппроксимированы в достаточно широком диапазоне глубин экспоненциальными зависимостями.

Так, например, статистическая связь между пористостью глин и эффективным напряжением скелета породы при нормальном уплотнении глинистых пород аппроксимируется известной формулой Л. Эзи:

$$K_{п.гл}^{(H)} = K_{п.гл}^{(H=0)} e^{-\beta_n \sigma_{эф}}, \quad (3.15)$$

где $K_{п.гл}^{(H)}$ — пористость глин на заданной глубине; $K_{п.гл}^{(H=0)}$ — пористость глин на поверхности; β_n — коэффициент необратимого уплотнения; $\sigma_{эф}$ — эффективное напряжение скелета на глубине H .

Так как по определению

$$\sigma_{эф} = P_{геост} - P_{пл} = g\gamma_{пс}H - \gamma_{вс}H = g(\gamma_{пс} - \gamma_{вс})H, \quad (3.16)$$

то, подставляя (3.16) в (3.15), получим

$$K_{п.гл}^{(H)} = K_{п.гл}^{(H=0)} e^{-\beta_n g(\gamma_{пс} - \gamma_{вс})H}. \quad (3.17)$$

Из уравнения (3.17) видно, что связь между пористостью глин и глубиной в зоне нормального уплотнения аппроксимируется экспоненциальной зависимостью.

Однако в полулогарифмическом масштабе координат статистические экспоненциальные зависимости, называемые кривыми нормально уплотненных глин, будут представлять *прямые линии*.

Для доказательства этого прологарифмируем уравнение (3.17), откуда получим

$$\ln K_{п.гл}^{(H)} = \ln K_{п.гл}^{(H=0)} - \beta_{пг} g(\gamma_{пс} - \gamma_{вс}) H. \quad (3.18)$$

Обозначив $A = \beta_{пг} g(\gamma_{пс} - \gamma_{вс}) = \text{const}$, получим

$$\ln K_{п.гл}^{(H)} = \ln K_{п.гл}^{(H=0)} - AH. \quad (3.19)$$

Из уравнения (3.5) следует, что если построить график с осью ординат (H) в линейном масштабе, а с осью абсцис ($K_{п.гл}$) — в логарифмическом масштабе, то зависимость $K_{п.гл} = f(H)$ будет представлять прямую линию в зоне нормального уплотнения глин (рис. 3.3).

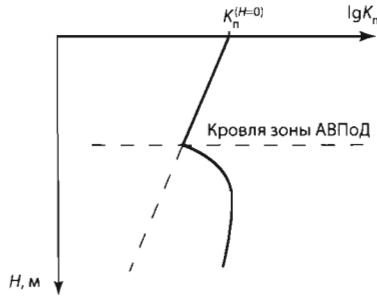


Рис. 3.3. Схема изменения пористости глин с глубиной в зоне АВПод

В зоне АВПод скелет глинистых пород испытывает меньшее эффективное напряжение из-за влияния повышенного порового давления, т.е. скелет породы бывает частично разгружен, и поэтому зависимость $\ln K_{п.гл} = f(H)$ отклоняется от линейной в сторону повышения пористости относительно нормального его значения. Это явление лежит в основе способов качественного выделения зон АВПод и методик количественной оценки поровых давлений, в том числе методики эквивалентных глубин и методики кривых нормального уплотнения глин.

Выведем аналитические выражения для расчета аномальных давлений методом кривых нормального уплотнения. Для этого используем уравнение для определения аномальных поровых давлений по методике эквивалентных глубин (уравнение 3.14):

$$P_a^{(H)} = g\gamma_{п.ср}^{(H)} H - g(\gamma_{п.ср}^{(H_2)} - \gamma_{в.ср}^{(H_2)}) H_2, \quad (3.20)$$

Добавим и вычтем из правой части уравнения (3.20) значение нормального гидростатического давления на глубине H , т.е.

$$P_n^{(H)} = g\gamma_{в.ср}^{(H)} H.$$

Тогда

$$P_a = P_n^{(H)} + g[(\gamma_{п.ср}^{(H)} - \gamma_{в.ср}^{(H)})H - (\gamma_{п.ср}^{(H_2)} - \gamma_{в.ср}^{(H_2)})H_2]. \quad (3.21)$$

Если воспользоваться средними значениями плотности пород и пластовой воды в интервале глубин от 0 до $H + H_2/2$, то из (3.21) получим

$$P_a = P(H)_n + g(\gamma_n - \gamma_{в.ср})(H - H_2). \quad (3.22)$$

Все необходимые операции для оценки давлений показаны на рис. 3.4, из которого следует, что

$$H - H_2 = \text{ctg} \theta \lg X_n / X_a. \quad (3.23)$$

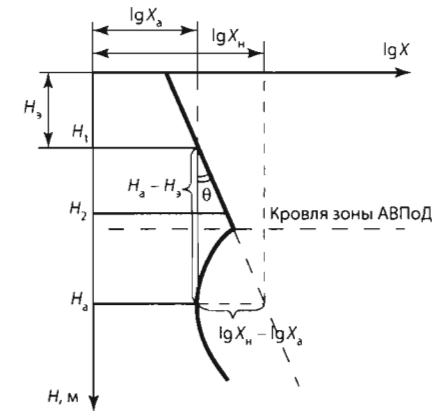


Рис. 3.4. Схема определения АВПод по методике кривых нормально уплотненных глин

Как правило, значение $\text{ctg} \theta$ определяют в интервале ($H_2 - H_1$) залегания нормального уплотнения глинистых пород:

$$\text{ctg} \theta = H_2 - H_1 / (\lg X_2 / X_1 + \lg X_{t_2} / X_{t_1}) \quad (3.24)$$

где X_2 / X_1 — отношение физического свойства глинистых пород на глубине X_2 и X_1 при соответствующих этим глубинам пластовых температурах t_2 и t_1 ; X_{t_2} / X_{t_1} — отношение, показывающее изменение физического свойства глинистых пород при увеличении температуры t_1 на глубине H_1 до t_2 на глубине H_2 .

В относительно небольшом интервале глубин ($H_2 - H_1$) влияние температуры на изменение многих физических свойств глин можно аппроксимировать следующим выражением:

$$+ \lg X_{t_2} / X_{t_1} = \xi(X) / 2,3(t_2 - t_1) = \xi(X) / 2,3\Gamma H, \quad (3.25)$$

где $\xi(X)$ — среднее значение температурного коэффициента в интервале температур ($t_2 - t_1$) для физического свойства X глинистых пород, определяется по экспериментальным графикам $\xi = f(t)$; Γ — геотермический градиент в интервале глубин $H_2 - H_1 = \Delta H$.

Тогда с учетом (3.25) выражение (3.24) примет вид

$$\text{ctg} \theta = H_2 - H_1 / [\lg X_2 / X_1 + \xi(X) / 2,3\Gamma \Delta H]. \quad (3.26)$$

Подставляя (3.26) в (3.23), получим

$$H - H_2 = \Delta H / [\lg X_2 / X_1 + (\xi(X) / 2,3)\Gamma \Delta H] \lg X_n / X_a. \quad (3.27)$$

Или после подстановки (3.27) в (3.21) получим

$$P_a = P_n^{(H)} + [g(\gamma_n - \gamma_b)_{cp} \Delta H / \lg(X_2/X_1) + (\xi(X)/2,3) \Gamma \Delta H] \lg X_n / \lg X_a. \quad (3.28)$$

Знак «+» перед выражением $\xi(X)/2,3$ используется в том случае, если X уменьшается при увеличении температуры; знак «-», если X увеличивается при увеличении температуры.

Например:

$$P_a = P_n + [g(\gamma_n - \gamma_b)_{cp} \Delta H / \lg(\rho_n^{(H_2)}/\rho_n^{(H_1)}) + \xi(\rho_n)/2,3 \Gamma \Delta H] \lg(\rho_{n.a}/\rho_{n.a}). \quad (3.29)$$

При изучении изменения пористости и плотности глинистых пород на образцах, извлеченных на поверхность, а также показаний ГГК-П влиянием температуры можно пренебречь.

Например:

$$P_a = P_n + [g(\gamma_n - \gamma_b)_{cp} \Delta H / \lg(I_n^{H_1}/I_n^{H_2})] \lg I_{n.a} / I_{n.n}. \quad (3.30)$$

3.4. МЕТОДИКА КРОСС-ПЛОТА (КОМПРЕССИОННОЙ КРИВОЙ)

Данная методика может быть использована для определения аномальных давлений в сложных геологических условиях. Она основана на использовании свойств компрессионной кривой — закономерности, характеризующей уплотнение глинистых пород в зависимости от разности между давлением массы вышележащих осадочных пород σ и давлением насыщающих глины флюидов P .

Если зависимости физических свойств глинистых пород от глубины залегания, используемые в методике эквивалентных глубин, закономерны в зоне нормально уплотненных пород, а в зонах АВПОД эти закономерности нарушаются, то компрессионные кривые более универсальны. Они едины в зонах залегания глинистых пород с нормальным и аномальным давлением поровой жидкости. Это свойство предоставляет широкие возможности для аналитического определения параметров компрессионной кривой и использования вычислительной техники.

Опыт экспериментального изучения уплотнения глинистых пород показывает, что при неизменных свойствах насыщающего флюида и постоянном минералогическом составе глинистых минералов между различными физическими свойствами глинистых пород (X) и разностью давлений ($\sigma - P$) имеют место экспоненциальные зависимости, которые в полулогарифмическом масштабе становятся прямыми. Отклонения от прямой линии могут возникать в случае непостоянства минерализации погребенных в глинах поровых вод, а также за счет влияния увеличения с глубиной температуры глин. Первое явление наблюдается обычно в глинах, залегающих на глубинах до 1500 м. Второе явление возможно учесть путем аналитического приведения всей кривой к одной и той же температуре.

На рис. 3.5 показан пример компрессионной кривой.

Выделим на прямой точки 1, 2, 3. Все измерения параметра X на прямой приведем к температуре точки 1. В точках 1 и 2 давление поровых флюидов

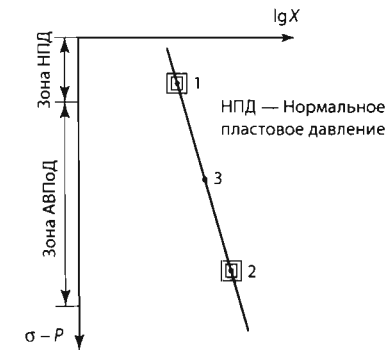


Рис. 3.5. Схема определения АВПОД по методике компрессионной кривой

в глинистых породах известно и равно соответственно P_1 и P_2 . В точке 3 давление требуется определить.

Запишем с учетом сказанного, координаты точек 1, 2, 3:

- точка 1 — $\{\lg X_1, (\sigma_1 - P_1)\}$;
- точка 2 — $\{\lg X_2 + \xi(X)\Gamma(H_2 - H_1)/2,3\}, (\sigma_2 - P_2)\}$;
- точка 3 — $\{\lg X + \xi(X)\Gamma(H - H_1)/2,3\}, (\sigma - P_a)\}$,

где $\xi(X)$ — значение температурного коэффициента для физического свойства (X); Γ — среднее значение геотермического градиента в интервале $H_1 - H_2$; H, H_1, H_2 — глубина соответственно до точек 3, 1 и 2; $\sigma, \sigma_1, \sigma_2$ — среднее нормальное напряжение соответственно на глубинах H, H_1 и H_2 .

Уравнение прямой, проходящей через точки 1 и 2, имеет вид

$$\begin{aligned} \{\lg X + [\xi(X)\Gamma(H - H_1)/2,3] - \lg X_1\} / \lg X_2 + [\xi(X)\Gamma(H - H_1)/2,3 - \lg X_1] = \\ = (\sigma - P_a) - (\sigma_1 - P_1) / (\sigma_2 - P_2) - (\sigma_1 - P_1). \end{aligned} \quad (3.31)$$

Это уравнение можно привести к более удобному для вычисления уравнению прямой — уравнению с угловым коэффициентом:

$$P_a = \sigma - \{\lg X + [\xi(X)\Gamma(H - H_1)/2,3] - B_x\} / K_x, \quad (3.32)$$

где введены следующие обозначения для параметров этой прямой:

$$\begin{aligned} B_x = \lg X_1(\sigma_2 - P_2) / (\sigma_2 - P_2) - (\sigma_1 - P_1) - \\ - \{\lg X_2 \pm \alpha(X)\Gamma(h_2 - h_1)/2,3\}(\sigma_1 - P_1) / (\sigma_2 - P_2) - (\sigma_1 - P_1); \end{aligned} \quad (3.33)$$

$$K_x = \lg(X_2/X_1) \pm \{\alpha(X)\Gamma(h_2 - h_1)/2,3\} / (\sigma_2 - P_2) - (\sigma_1 - P_1). \quad (3.34)$$

Параметр K_x является угловым коэффициентом компрессионной кривой, построенной в полулогарифмическом масштабе. Он характеризует изменение физического свойства X при уплотнении глинистых пород.

Коэффициент B_x — свободный член в уравнении прямой и характеризует условную величину — логарифм физического свойства глинистых пород, находящихся на поверхности (при $\sigma - P = 0$).

Числовые значения K_x и B_x , определяющих положение компрессионной кривой в пространстве, можно найти, если известны координаты только двух точек, лежащих на компрессионной кривой: $[X_1, (\sigma_1 - P_1)]$ и $[X_2, (\sigma_2 - P_2)]$.

Значения физических свойств глинистых пород X_1 и X_2 определяются для конкретной толщи глинистых пород по геофизическим данным или данным изучения керна, шлама.

Значения σ_1 и σ_2 устанавливаются как геостатическое давление в тех же точках разреза.

Значения поровых давлений P_1 и P_2 в зоне нормального уплотнения глинистых пород определяются по формулам гидростатического давления, а в зоне аномальных давлений — путем прямого измерения скважинным манометром в близлежащем коллекторе. *Этот второй прием основывается на подтвержденном положении о том, что пластовое давление в коллекторах равно поровому давлению во вмещающих эти коллекторы глинистых породах.*

Таким образом, для определения аномального порового давления в глинистых породах по методу компрессионной кривой необходимо знать значения параметров B_x и K_x , а также возможное их изменение по площади изучаемого региона.

Например, для месторождения Белый Тигр (Меконгский нефтегазовый бассейн) значения K_x меняются от 0,021 до 0,025 МПа⁻¹ и B_x — от 0,76 до 0,8 МПа⁻¹ на своде и $K_x = 0,023-0,026$ МПа⁻¹ и $B_x = 0,67-0,77$ МПа⁻¹ на крыльях складки.

Для исключения случайных ошибок при определении значений параметров компрессионной кривой на каждой конкретной площади лучше использовать не две, а несколько точек с известными координатами, т.е. рекомендуется применять статистический подход к определению параметров компрессионной кривой по изучаемым или даже по соседним скважинам, находящимся в сходных геологических условиях.

Глава 4 ДАВЛЕНИЕ ГИДРОРАЗРЫВА И ОСНОВНЫЕ МЕТОДЫ ЕГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ

Как известно, для того чтобы правильно планировать бурение скважины (ее конструкцию и поинтервальное применение промывочной жидкости) с целью избежать опасности выбросов, прихвата бурового инструмента, потери циркуляции и др., необходимы знания о двух главных пластовых параметрах: пластовом (поровом) давлении и давлении гидроразрыва.

Так как понятие пластового (порового) давления и методики его определения (прогнозирования) были рассмотрены выше, то более подробно остановимся на давлении гидроразрыва.

В общем, градиенты давления гидроразрыва связаны с пластовым (поровым) давлением, литологией, возрастом и глубиной залегания пласта, а также с напряженностью горных пород.

На рис. 4.1 приведено давление начального разрыва пласта, которое известно также как *давление начала образования трещин*, тогда как *давление закачки* соответствует *давлению распространения трещин*.

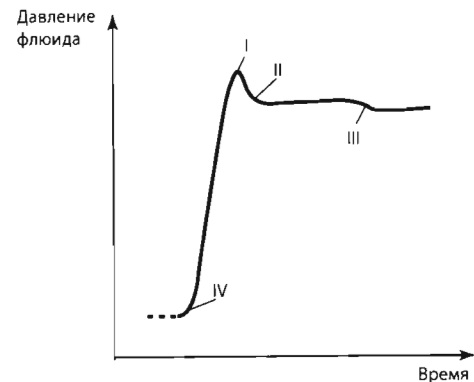


Рис. 4.1. Схематическое изображение соотношений между геофлюидальными давлениями:

I — давление гидроразрыва; II — давление закачки; III — статическое давление при мгновенном закрытии устья скважины; IV — пластовое давление

Рисунок 4.2 иллюстрирует тенденцию изменения с глубиной трех ключевых параметров: порового (пластового) давления, удельного веса промывочной жидкости и давления разрыва.

Как видно из рис. 4.2, в зонах с нормальным и аномально высоким давлением рекомендуемый удельный вес промывочной жидкости должен превышать поровые (пластовые) давления, выраженные в эквивалентном



Рис. 4.2. Тенденции изменения порового давления (1), удельного веса промывочной жидкости (2) и давления гидроразрыва (3)

удельном весе промывочной жидкости, примерно на 0,024–0,048 г/см³, что позволяет поднимать подвеску бурильных труб без сваблирования, снизить стоимость бурового раствора и достичь хороших скоростей бурения, уменьшить угрозу прихвата труб и др.

4.1. МЕТОДИКА МЭТТЮЗА И КЕЛЛИ

В 1967 г. В.Р. Мэттьюз и Дж. Келли опубликовали зависимость для градиента давления гидроразрыва, в которой используется переменный коэффициент напряжения скелета породы K_i (т.е. переменное отношение горизонтального напряжения к вертикальному):

$$P_{гр}/D = P_{пл}/D + K_i \sigma_{эф}/D, \quad (4.1)$$

где $P_{гр}$ — давление гидроразрыва в рассматриваемой точке; $P_{пл}$ — давление порового флюида в рассматриваемой точке; D — глубина в рассматриваемой точке; $\sigma_{эф}$ — эффективное напряжение скелета породы в рассматриваемой точке; K_i — коэффициент напряжения скелета породы для глубины, на которой значение $\sigma_{эф}$ будет нормальным напряжением скелета породы.

Величины для K_i — наиболее значительной переменной — были получены путем подстановки полученных в промысловых условиях эмпирических данных начала образования трещин (разрыва) в уравнение (4.1) и решения его относительно K_i .

В пластах с нормальным давлением $P_0/D = 0,231$ кгс/см² · м и $P_{пл}/D = 0,106$ кгс/см² · м выражение (4.1) для градиента давления гидроразрыва упрощается до

$$P_{гр}/D = 0,106 + 0,125K_i. \quad (4.2)$$

Таким образом, последовательность расчета градиента давления гидроразрыва следующая.

1. Определяют поровое давление (по каротажу, данным по близлежащим скважинам и т.д.).

2. Рассчитывают эффективное напряжение скелета $\sigma_{эф}$ по формуле (с учетом постоянной нагрузки вышележащих пород 0,231 кгс/см² · м):

$$\sigma_{эф} = (0,231 - P_{пл}/D)D.$$

3. Определяют глубину D_i , для которой $\sigma_{эф}$ будет иметь нормальное значение:

$$\sigma_{эф} = (0,231 - 0,106)D_i, \quad \text{т.е. } D_i = \sigma_{эф}/0,125.$$

4. Рассчитывают градиент давления гидроразрыва по формуле (4.1).

Применение этого метода прогнозирования градиента давления гидроразрыва требует знания изменения местного коэффициента K_i с глубиной (например, как это показано на рис. 4.3 для побережья Мексиканского залива).

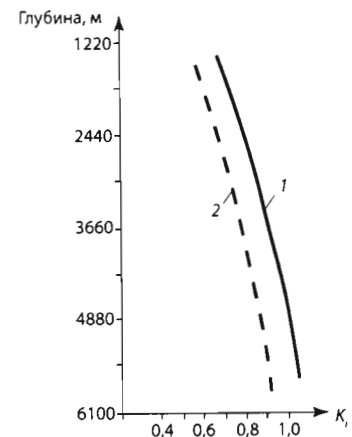


Рис. 4.3. Зависимость коэффициента напряжения скелета породы K_i от глубины для побережья Мексиканского залива [Мэттьюз и Келли, 1967]:

1 — Южный Техас; 2 — Луизиана

Очевидно, что K_i может быть определен из уравнения (4.1), если известны все другие входящие в него параметры.

4.2. МЕТОДИКА ИТОНА

Принимая земные пласты эластичными, Б.А. Итон (1969) выразил зависимость между горизонтальным напряжением $\sigma_{гор}$ и вертикальным σ_v с помощью коэффициента Пуассона ν в соответствии с законом Гука:

$$\sigma_{гор} = \nu \sigma_v / (1 - \nu). \quad (4.3)$$

Далее Б.А. Итон развил концепцию, ранее предложенную В.Р. Мэттьюзом и Дж. Келли, введя коэффициент Пуассона в выражение для градиента давления разрыва:

$$\Gamma_{гр} = P_{пл}/D + (v/(1-v))\sigma_{эф}/D, \quad (4.4)$$

где $\sigma_{эф}$ — напряжение скелета породы, равное $P_{геост} - P_{пл}$.

При этом принимается, что удельные веса вышележащих пород и коэффициенты Пуассона для пород являются функцией глубины.

Давление на глубине равно давлению, оказываемому суммарным весом вышележающих пород:

$$P_{геост} = \rho_{пл}(H)dH, \quad (4.5)$$

где $\rho_{пл}(H)$ — плотность пласта как функция глубины его залегания H .

На основании уравнения (4.5) определяют локальные и региональные геостатические давления путем использования простого графика зависимости плотности глинистых пород от глубины (построенного по данным диаграмм плотностного каротажа или других измерений плотности глинистых пород) и преобразования полученных данных в кривую градиента геостатического давления.

Помимо данных о градиенте геостатического давления и градиенте давления гидроразрыва на нескольких глубинах (значения давления фактического образования трещин, потери циркуляции, закачки цемента под давлением), требуются сведения о поровых пластовых давлениях на соответствующих глубинах.

Используя эти данные и переписав уравнение (4.4), получим

$$v/(1-v) = (\Gamma_{гр} - P_{пл}/D)/(\sigma_{эф}/D). \quad (4.6)$$

Коэффициенты Пуассона могут быть рассчитаны по этой формуле и нанесены на график в зависимости от глубины. Пример такого графика показан на рис. 4.4, из которого видно, что коэффициент Пуассона для пород Западного Техаса остается постоянным с изменением глубин ($v = 0,25$, $P_{геост}/D = 1,0$). Эти данные были получены на основании материалов обработки призабойной зоны с целью гидравлического разрыва пласта.

Метод Итона для прогнозирования градиента давления гидроразрыва является одним из лучших доступных практических методов в нефтяной промышленности.

4.3. МЕТОДИКА ДЕЙНИСА

Методика Дейниса очень похожа на рассмотренную выше методику Итона. Различие заключается во вводе в расчетное уравнение константы K , которая представляет тектоническое напряжение. Тогда модифицированное уравнение Итона будет выглядеть следующим образом:

$$\Gamma_{гр} = P_{пл}/D + K(\sigma_{эф}/D) + (v/(1-v))\sigma_{эф}/D, \quad (4.7)$$

где K — параметр тектонического напряжения (обычно $K < 0,2$).

Остальные параметры такие же, как в уравнении (4.4).

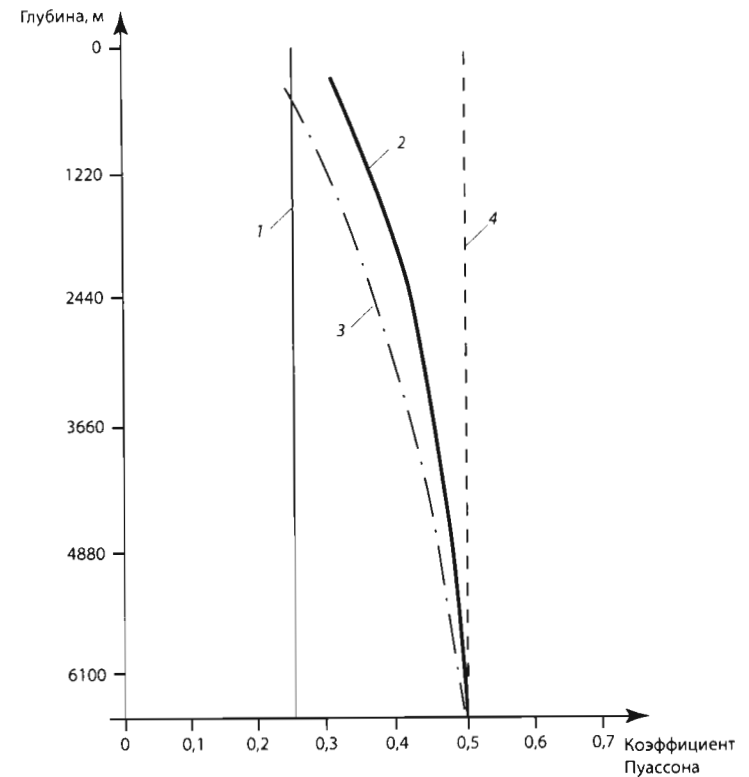


Рис. 4.4. Изменение коэффициента Пуассона с глубиной (по Итону, 1969):
1 — Западный Техас; 2, 3 — побережье Мексиканского залива; 4 — верхний предел

Глава 5

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОРОВЫХ (ПЛАСТОВЫХ) ДАВЛЕНИЙ ПО ДАННЫМ КЕРНА, ШЛАМА И ТЕХНОЛОГИЧЕСКИМ ПАРАМЕТРАМ БУРЕНИЯ. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛАСТОВЫХ ДАВЛЕНИЙ С ПОМОЩЬЮ ИСПЫТАТЕЛЕЙ ПЛАСТОВ НА ТРУБАХ И ОПРОБОВАТЕЛЕЙ ПЛАСТОВ НА КАБЕЛЕ. ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЙ КАРОТАЖ. ТЕХНОЛОГИЯ КОЛИЧЕСТВЕННОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПОРОВЫХ (ПЛАСТОВЫХ) ДАВЛЕНИЙ, ЗОН АВПД (АВПоД) ПО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

5.1. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГЕОФЛЮИДАЛЬНЫХ ДАВЛЕНИЙ ПО КЕРНУ

Как известно, погружение пород в зонах осадконакопления сопровождается их уплотнением под действием увеличивающейся нагрузки. Если порода проницаема и поровые воды могут свободно перемещаться в вышележащие отложения, то пластовое давление будет гидростатическим, а эффективное напряжение скелета σ при погружении будет линейно увеличиваться, согласно (3.4) мы будем иметь

$$\sigma = P_{\text{геост}} - nP_{\text{пл}},$$

где $P_{\text{геост}}$ — геостатическое давление; $P_{\text{пл}}$ — пластовое давление; n — коэффициент разгрузки.

При интенсивном накоплении осадков поровые воды из низкопроницаемых пород не успевают своевременно вытесниться и в них с некоторых глубин ($H_{\text{АВПД}}$) начинают развиваться аномально высокие пластовые давления (АВПД). В этом случае возрастание скелетных напряжений σ с увеличением глубины залегания породы замедляется. При этом значения σ для пород, залегающих на одних и тех же глубинах, но имеющих различные пластовые давления, могут различаться в 1,5–2,0 раза. Эта особенность состояния скелета пород позволяет оценивать $P_{\text{пл}}$ с достаточно высокой точностью по известным величинам $P_{\text{геост}}$, σ и n .

Геостатическое давление рассчитывают исходя из глубины залегания породы и среднего объемного веса вышележащих пород, обычно равного 2,31 г/см³, по следующей формуле:

$$P_{\text{геост}} = gH\gamma_{\text{пс}}, \quad (5.1)$$

где g — ускорение свободного падения, м/с²; H — глубина отбора испытуемого керна (вертикальная проекция), м; $\gamma_{\text{пс}}$ — средневзвешенная плотность толщ горных пород до глубины H , кг/м³.

Величину σ можно определить по керну, а точнее — по деформационной кривой образца породы.

На рис. 5.1 приведены деформационные кривые скелета пород под действием всестороннего сжатия. Известно, что порода с увеличением глубины уплотняется по закону, близкому к экспоненциальному (рис. 5.1, кривая 1). При этом вследствие сближения и переупаковки минеральных зерен скелета, его цементации и перекристаллизации в ней накапливаются упругие и необратимые деформации. Поэтому при выносе керна на поверхность порода разуплотняется в основном за счет упругих деформаций (рис. 5.1, кривая 2). Если при атмосферном давлении в порах керна подвергнуть вторичному уплотнению путем всестороннего сжатия под давлением P , то в диапазоне $P < \sigma_{\text{max}}$ (σ_{max} — напряжение в породе на наибольшей глубине ее погружения), то в породе будут накапливаться упругие деформации (рис. 5.1, кривая 3). Когда давление на скелет превысит величину σ_{max} , порода будет деформироваться с накоплением новых необратимых деформаций, т.е. на деформационной кривой будет наблюдаться резкий излом (рис. 5.1, кривая 4). При дальнейшем увеличении давления происходит разрушение скелета породы σ_p и на деформационной кривой возникает второй излом (рис. 5.1, кривая 5).

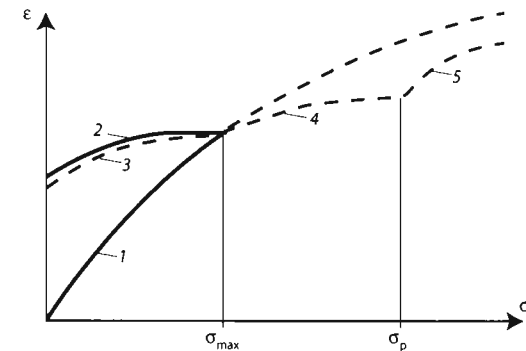


Рис. 5.1. Деформация ϵ скелета пород под действием всестороннего давления P :

1 — естественное уплотнение; 2 — разуплотнение при подъеме на поверхность; 3, 4, 5 — вторичное уплотнение

Методика проведения эксперимента и аппаратура несложны. Образец предварительно высушенной при 105 °С породы (песчаник, глина, известняк и т.п.) в резиновой герметизирующей манжете помещают в камеру высокого давления. Давление в камере увеличивают через 25 или 50 кгс/см². При каждом давлении образец выдерживают 20 мин, после чего с помощью аппаратуры (ГК-5) измеряют время фильтрации t_f через него определенного объема воздуха (например, 5 см³). Перепад давления воздуха на торцах образца выбирают в пределах от 0,1 до 10–15 кгс/см² и в процессе эксперимента поддерживают постоянным.

По результатам замеров в полулогарифмическом масштабе строится график зависимости $t_f = f(P)$. По давлению всестороннего сжатия P , соот-

ветствующему точке резкого излома деформационной кривой, определяется значение σ_{\max} для исследуемой породы. На рис. 5.2 в качестве примера приведены деформационные кривые образцов для различных пород.

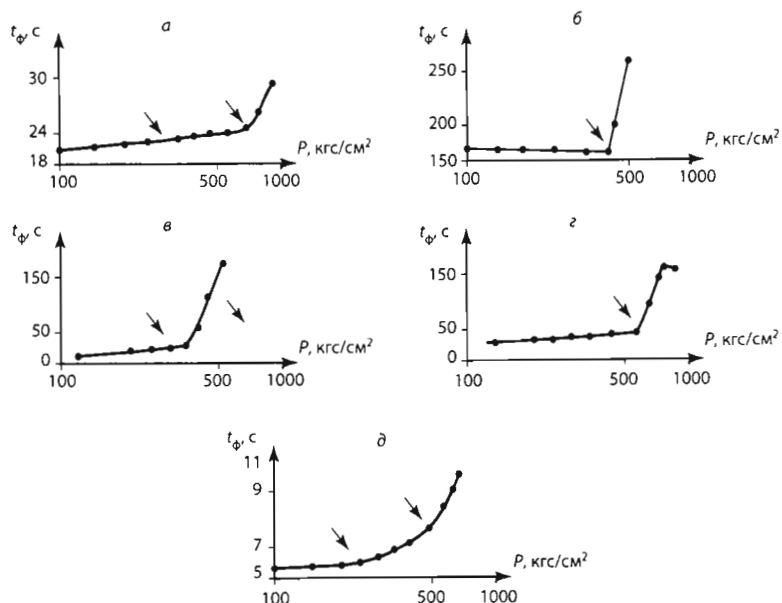


Рис. 5.2. Зависимость времени фильтрации t_{ϕ} стандартного объема воздуха через образцы пород от давления всестороннего сжатия P :
(*a, б, в, з, д* — образцы соответственно песчаника, алевролита, глины, аргиллита и известняка)

Коэффициент n при расчетах пластового давления можно определять по эмпирическому графику зависимости $n = f(K_{п.нас})$ с шифром кривых $C_{гл}$, %. Здесь $K_{п.нас}$ — пористость насыщения, определяемая по керну; $C_{гл}$ — глинистость образцов. В качестве примера такого графика на рис. 5.3 показана зависимость $n = f(K_{п.нас})$ для различных отложений (глины, аргиллиты, песчаники).

Таким образом, из уравнения (3.4) можно определить пластовое давление:

$$P_{пл} = (P_{геост} - \sigma_{\max})/n. \quad (5.2)$$

Исследования кернов позволяют выделить в разрезах скважин отложения с АВПД (АВПоД), проследить за градиентом давлений в переходных зонах и оценивать с приемлемой для бурения точностью пластовые (поровые) давления на забоях бурящихся скважин.

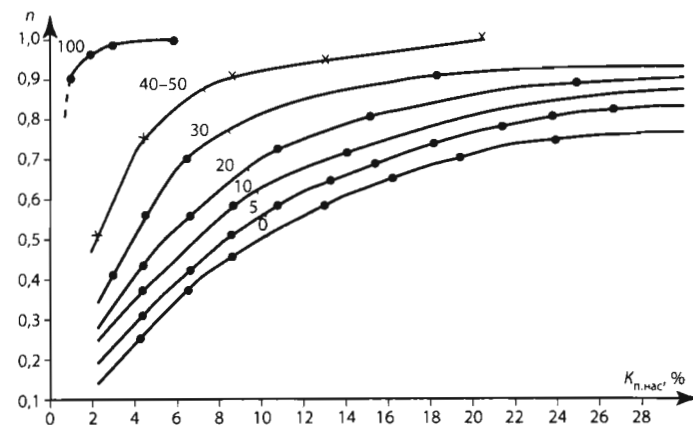


Рис. 5.3. Экспериментальная зависимость $n = f(K_{п.нас})$ (шифр кривых — $C_{гл}$, %)

5.2. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГЕОФЛЮИДАЛЬНЫХ ДАВЛЕНИЙ ПО ПЛОТНОСТИ ШЛАМА

Качественное выделение зон АВПД и количественное определение поровых давлений возможны по результатам изучения петрофизических свойств глин по шламу. Технология определения давлений по шламу включает две методики, используемые параллельно: экспресс-методику определения давлений на буровой и методику определения давлений по петрофизическим параметрам глин в лабораторных условиях.

Практика бурения показывает, что вхождение в зону АВПД (АВПоД) характеризуется повышением скорости бурения и, как следствие, ведет к увеличению объема выносимого из скважины шлама. Частицы шлама из зон АВПД больше по размерам и имеют оскольчатую, угловатую форму в отличие от частиц шлама, поступающих из зон нормальных давлений. Эти характеристики шлама могут быть использованы для качественного определения момента вскрытия зон АВПД.

Основными петрофизическими параметрами глин, используемыми для выделения зон АВПД и количественного определения поровых давлений, являются их пористость и плотность.

По всему разрезу, вскрываемому скважиной, через 5–10 м проходки в зоне с нормальным пластовым (поровым) давлением и через 1 м проходки в зоне с повышенными давлениями отбирается 0,5 кг шлама. Шлам отбирается на желобе у устья скважины вручную или способом фильтрации через шламоулавливающие устройства.

Отобранный шлам с учетом скорости восходящего потока промывочной жидкости и скорости оседания частиц шлама в промывочной жидкости привязывается к глубине разреза (с помощью специальных палеток и формул).

При подготовке шлама к исследованию его частички промываются водой для удаления промывочной жидкости и высушиваются на воздухе для уда-

ления влаги с поверхности. Проводится сортировка шлама с отбором частичек глинистой породы. Для отсортированных частиц глин при помощи торсионных весов (или с помощью других методов или приборов) определяется их плотность и затем пористость по формуле

$$K_n = G_1 - G_0 / g \delta_{\phi} V, \quad (5.3)$$

где K_n — коэффициент пористости; G_1 — вес частичек шлама во влажном состоянии, Н; G_0 — вес частичек шлама в высушенном состоянии, Н; δ_{ϕ} — плотность порового флюида, насыщающего частички шлама, кг/м³; V — объем исследуемых частичек шлама, м³.

Для каждой глубины проводится несколько замеров плотности и расчетов пористости частичек шлама и рассчитываются их средние значения.

Строится график зависимости плотности и пористости глинистых пород от глубины: по оси абсцисс, представленной в логарифмическом масштабе, приводят значения плотности и пористости; по оси ординат, представленной в линейном масштабе, приводят значения глубины (рис. 5.4).

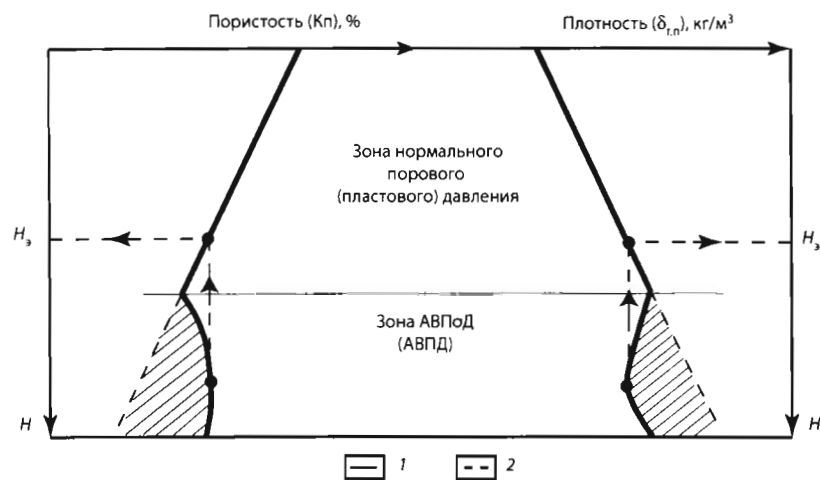


Рис. 5.4. Определение АВПоД по пористости и плотности глинистых пород с использованием методики эквивалентных глубин:

1 — линия нормального изменения параметра; 2 — линия нормального изменения параметра, экстраполированная в зону АВПД

Зонам повышенных давлений и АВПД соответствует увеличение пористости и уменьшение плотности глин. На полученных зависимостях $\delta_{\phi} = f(H)$ или $\lg K_n = f(H)$ через интервалы глин, характеризующиеся нормальными поровыми давлениями, проводятся линии нормального уплотнения глин. Далее определяется поровое (пластовое) давление по формуле эквивалентных глубин.

5.3. ТЕХНОЛОГИЯ КОЛИЧЕСТВЕННОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПОРОВЫХ (ПЛАСТОВЫХ) ДАВЛЕНИЙ, ЗОН АВПД (АВПоД) ПО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ДАННЫХ ШЛАМА

Для уточнения данных о горно-геологических условиях (ГГУ) бурения с использованием данных изучения шлама можно воспользоваться следующей технологией [22; Шилов Г.Я. и др., 1992]:

- проводят непрерывное определение порового давления по плотности и другим петрофизическим характеристикам глинистых пород, а также геостатического давления по средней плотности пород с использованием результатов изучения шлама, керна и данных ГИС;
 - строят график изменения плотности глинистых пород (ПГП) с глубиной по данным определений их плотности по шламу (керну) и ГИС;
 - регулярно строят детальную литологическую колонку по разрезу скважины (по шламу, керну и ГИС) с определением коллекторских свойств вскрытых пород;
 - при наличии на данной площади ранее пробуренных скважин определяют аналоги по сопоставимости графиков изменения градиента порового (пластового) давления с глубиной;
 - уточняют выбранный прогнозный график изменения ПГП с глубиной по фактическим данным о стратиграфии разреза с учетом минералогической характеристики глин конкретного горизонта;
 - определяют местоположение ослабленных зон и максимально допустимой для них плотности бурового раствора по фактическим данным о литологии и коллекторских свойствах пород, их пластовом давлении, давлении гидроразрыва и опыте проводки скважин в сопоставимых условиях;
 - строят уточненный график изменения максимально допустимой плотности бурового раствора с глубиной по фактическим данным о геостатическом давлении, ослабленных зонах, стратиграфии разреза скважины;
 - уточняют границы зон с совместимыми условиями бурения (на основе фактических данных) и конструкцию скважины;
 - проводят оперативный прогноз ГГУ перед забоем скважины на основе оценки сходимости прогнозных и фактических данных и в случае необходимости изменяют проектные решения с учетом ГГУ в открытой части вскрытого ствола скважины (т.е. дают рекомендации об изменении глубины спуска очередной колонны, системы и плотности бурового раствора, выбора способа бурения, типа долот и др.).
- Данная технология была внедрена на многих площадях Азербайджана.

5.4. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОРОВЫХ ДАВЛЕНИЙ ПО ТЕХНОЛОГИЧЕСКИМ ПАРАМЕТРАМ БУРЕНИЯ

Накопленный в настоящее время опыт бурения глубоких скважин позволяет использовать некоторые закономерности в изменении параметров режима бурения, а также свойств промывочной жидкости и шлама для прогнозирования аномально высоких поровых давлений в глинистых породах.

В. Борел и Р. Льюис (1969) выделяют 14 различных признаков определения аномального давления в процессе бурения по изменениям следующих показателей:

- механической скорости проходки;
- d -экспоненты;
- крутящего момента бурильного инструмента;
- повышения нагрузки на крюке против расчетной;
- давления на выкиде бурового насоса;
- уровня глинистого раствора в отстойных резервуарах;
- объемной скорости циркулирующего глинистого раствора;
- количества шлама на вибросепараторе;
- газонасыщенности глинистого раствора;
- плотности глинистого шлама на поверхности;
- сужения ствола скважины;
- содержания хлоридов или других ионов в фильтрате глинистого раствора;
- содержания монтмориллонита в шламе;
- удельного электрического сопротивления глинистых частиц шлама.

Кроме того, сюда можно было бы отнести изменение температуры промывочной жидкости и коэффициента пористости глинистых частиц шлама.

Рассмотрим определение АВПоД (АВПД) по *методу d -экспоненты*.

В процессе проводки скважин регистрируют технологические параметры бурения:

- диаметр долота, м;
- частоту вращения долота, об/с;
- осевую нагрузку на долото, Н;
- механическую скорость проходки, м/с;
- плотность промывочной жидкости, кг/м³.

Определяют значение d -экспоненты по формуле

$$d = (\lg R/60n)/(\lg 0,102W/107D), \quad (5.4)$$

где R — механическая скорость проходки, м/с; n — частота вращения долота, об/с; W — осевая нагрузка на долото, Н; D — диаметр долота, м.

Определяют значение скорректированной d -экспоненты по формуле

$$d_c = d(N/\gamma_{\text{эkv}}), \quad (5.5)$$

где d_c — скорректированное значение d -экспоненты; d — значение экспоненты; N — градиент нормального пластового давления, Па/м; $\gamma_{\text{эkv}}$ — эквивалентный удельный вес промывочной жидкости, учитывающий потери давления в кольцевом пространстве скважины во время промывки, Н/м³.

Величина $H_3\gamma_{\text{эkv}}$ численно равна величине забойного давления во время бурения с учетом потери давления в кольцевом пространстве.

Эквивалентный удельный вес промывочной жидкости определяют по формуле

$$\gamma_{\text{эkv}} = \gamma + \Delta P_c/H_3, \quad (5.6)$$

где $\gamma_{\text{эkv}}$ — эквивалентный удельный вес промывочной жидкости, Н/м³; γ — фактический удельный вес промывочной жидкости, Н/м³; ΔP_c — потери давления в кольцевом пространстве скважины во время промывки (бурения), Па; H_3 — глубина забоя скважины, м.

В полулогарифмическом масштабе строят график зависимости скорректированной d -экспоненты (логарифмический масштаб) от глубины. По точкам скорректированной d -экспоненты в зоне нормального пластового давления проводят линию нормального изменения параметра d -экспоненты, которую экстраполируют до исследуемой глубины.

При смене долот, т.е. при изменении соотношения W/D , линию нормального изменения скорректированной d -экспоненты корректируют. Для этого условно принимают, что пластовое давление в интервале смены долот не изменяется. По последней точке (или группе точек) скорректированной d -экспоненты (d_c), рассчитанной по параметрам режима бурения долотом большого диаметра, в линейном масштабе определяют расстояние, на котором эта точка d_c отстоит от линии нормального изменения скорректированной d -экспоненты, — Δl .

От первой точки (или группы точек) скорректированной d -экспоненты, рассчитанной по параметрам режима бурения долотом меньшего диаметра, откладывают расстояние Δl и параллельно уже проведенной выше линии нормального изменения скорректированной d -экспоненты строят ее продолжение (рис. 5.5).

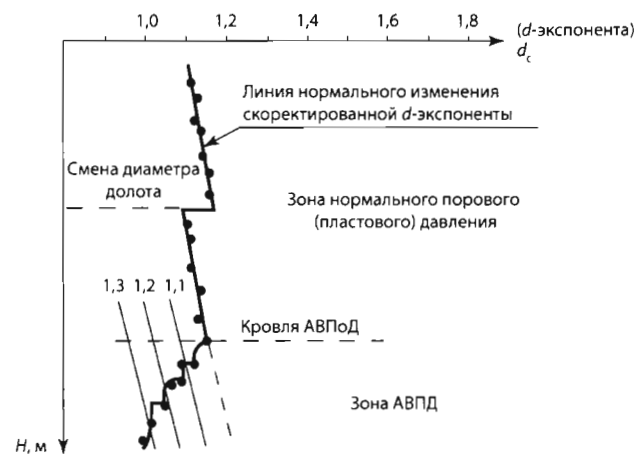


Рис. 5.5. Определение пластового давления по методу d -экспоненты

Зонам повышенных и аномально высоких пластовых давлений соответствуют отклонения значений скорректированной d -экспоненты от линии нормального изменения в меньшую сторону.

Градиент пластового давления в зоне повышенных и аномально высоких пластовых давлений рассчитывают по формуле

$$\Gamma = N(d_{\text{сн}}/d_{\text{со}}), \quad (5.7)$$

где Γ — градиент пластового давления, Па/м; N — градиент нормального пластового давления, Па/м; $d_{\text{сн}}$ — значение скорректированной d -экспоненты для исследуемой глубины, снятое с линии нормального изменения; $d_{\text{со}}$ — фактическое значение скорректированной d -экспоненты, рассчитанное для исследуемой глубины по формуле (5.5).

Значение пластового (порового) давления на исследуемой глубине определяют по формуле

$$P_{\text{пл}} = \Gamma H_a, \quad (5.8)$$

где $P_{\text{пл}}$ — пластовое давление, Па; Γ — градиент пластового давления, Па/м; H_a — глубина скважины, для которой определяется пластовое давление, м.

5.5. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛАСТОВЫХ ДАВЛЕНИЙ С ПОМОЩЬЮ ИСПЫТАТЕЛЕЙ ПЛАСТОВ НА ТРУБАХ

Испытатели пластов на трубах (ИПТ) используются в основном для испытания перспективных интервалов в процессе бурения как в открытом стволе скважин, так и в скважинах, обсаженных колоннами. С помощью ИПТ осуществляют гидродинамическое исследование пласта на основе передачи на пласт депрессии (снижения давления в интервале испытания скважины до значений ниже пластового давления), получения кратковременного притока (дренирования пласта и отбора проб пластового флюида) и последующего восстановления в интервале испытания скважины пластового давления. Особенностью такого испытания является неустановившееся давление в интервале испытания.

Для определения свойств коллекторской породы и пластового давления при таких условиях необходимо, чтобы дебит скважины изменялся и чтобы связанное с этим изменение давления на забое измерялось как функция от времени глубинными манометрами.

ИПТ спускают в скважину на бурильных трубах и устанавливают против исследуемого интервала. Испытание осуществляется с помощью специального комплекта испытательных инструментов, в состав которого входят (рис. 5.6, а): испытатель пластов гидравлический (ИПГ) б; ясс 5, пакер 4, фильтр 3, циркуляционный клапан 8, опорный башмак 1 и глубинные манометры 2. Бурильные трубы 9 частично заполняют буровым раствором (водой) или оставляют пустыми.

При бурении скважин, как правило, во избежание аварийных выбросов нефти и газа из пластов-коллекторов соблюдается условие превышения забойного давления ($P_{\text{заб}}$) над пластовым, т.е.

$$P_{\text{заб}} > P_{\text{пл}}. \quad (5.9)$$

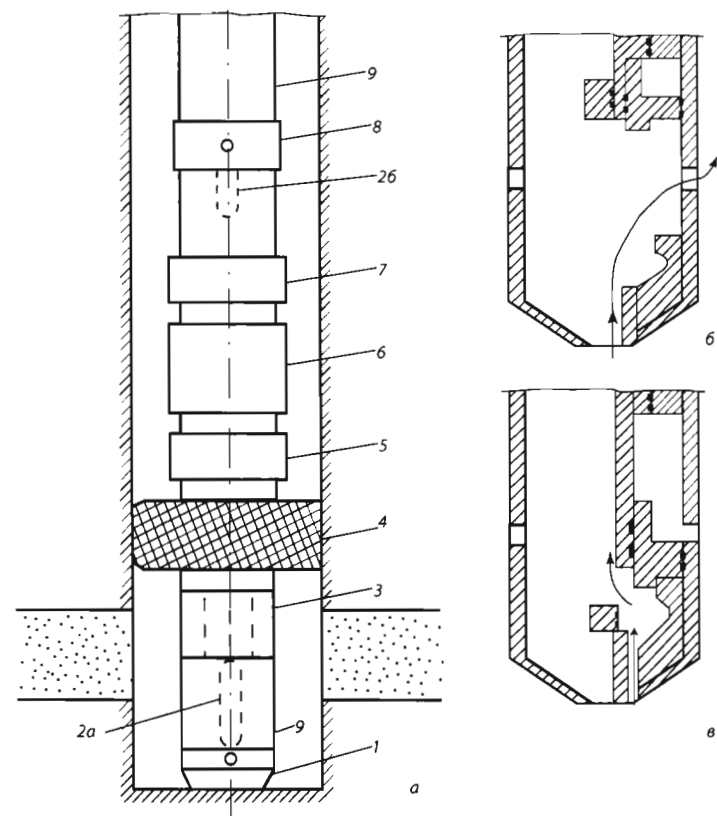


Рис. 5.6. Однокамерная компоновка ИПТ с опорой на забой:

- а: 1 — опорный башмак; 2 — глубинные манометры (2а — забойный, 2б — трубный);
3 — фильтр; 4 — пакер; 5 — ясс; 6 — испытатель пластов гидравлический;
7 — запорно-поворотный клапан; 8 — циркуляционный клапан; 9 — бурильные трубы;
б — работа ИПГ при спуске-подъеме; в — работа ИПГ при испытании

Таким образом, при вскрытии коллекторов бурением, как правило, наблюдается репрессия ($P_{\text{репр}}$) на пласт:

$$P_{\text{репр}} = P_{\text{заб}} - P_{\text{пл}}. \quad (5.10)$$

Это же условие остается и при спуске комплекта испытательных инструментов в скважину. При спуске приемный клапан ИПГ закрыт (рис. 5.6, б), в результате чего промывочная жидкость из скважины не попадает в бурильные трубы. Пакер устанавливают в устойчивой части скважины над пластом, подлежащим испытанию. После того как хвостовик ИПТ достиг забоя скважины, весом труб, расположенных выше ИПГ, на комплект испытательных инструментов передают осевое сжимающее усилие — нагрузку

сжатия. Под действием этой нагрузки уплотняющий резиновый элемент пакера деформируется и увеличивается в диаметре, герметично перекрывая ствол скважины. Затем под действием этой же нагрузки открывается приемный клапан ИПГ (рис. 5.6, в), соединя подпакерное пространство с полостью бурильных труб.

При этом на испытуемый пласт начинает действовать не забойное давление $P_{\text{заб}}$, а давление долива труб $P_{\text{дол}}$, которое стараются создать на несколько десятков МПа меньше забойного давления. Таким образом, для подпакерного пространства при испытании создают депрессию ($P_{\text{депр}}$) на испытуемый пласт:

$$P_{\text{депр}} = P_{\text{пл}} - P_{\text{дол}} \quad (5.11)$$

В результате противодавление на пласт резко снижается и вследствие превышения пластового давления над давлением долива ($P_{\text{пл}} > P_{\text{дол}}$) пластовый флюид начнет поступать из пласта в скважину, а точнее — в подпакерное пространство, и далее через фильтр по внутренней полости бурильных труб при достаточной энергии пласта может достигнуть устья скважины, где производится отбор проб и изменение дебита. Этот период называется **периодом притока**.

По окончании периода притока (обычно 1,5–2 ч) с помощью запорно-поворотного клапана интервал испытания полностью изолируют от бурильных труб, не нарушая герметичности пакеровки. Этот период называется **периодом восстановления давления**. Весь цикл испытания, таким образом, состоит из двух периодов: притока и восстановления давления.

По окончании периода восстановления давления для прекращения испытания бурильные трубы приподнимают, приемный клапан ИПГ закрывается и открывается его уравнительный клапан, что позволяет выравнивать давление над и под пакером. Пакер снимается, его резиновый элемент уменьшается в диаметре, возвращаясь в первоначальное положение. Испытательный инструмент и бурильные трубы, заполненные пластовой жидкостью, поднимают из скважины.

При подъеме из бурильных труб отбирают пробы пластовой жидкости и газа, по которым определяют характер насыщения испытанного объекта.

Так как все изменения давления в скважине (бурильных трубах) фиксируются с помощью глубинных манометров, то по результатам обработки их диаграмм определяют эксплуатационные характеристики объекта. Диаграммы регистрирующих манометров служат также для оценки качества процесса испытания.

На рис. 5.7 приведены типичные диаграммы забойного (а) и трубного (б) манометров при двухцикловом испытании ИПТ проницаемого пласта.

Таким образом, по данным ИПТ определяют:

- 1) объем и дебит притока пластового флюида;
- 2) начальное пластовое давление;

3) коэффициент гидропроводности пласта и некоторые другие его гидродинамические характеристики, для чего используют значение среднего дебита, вязкости пластового флюида и результаты обработки диаграммы забойного давления (кривой восстановления давления — к.в.д.).

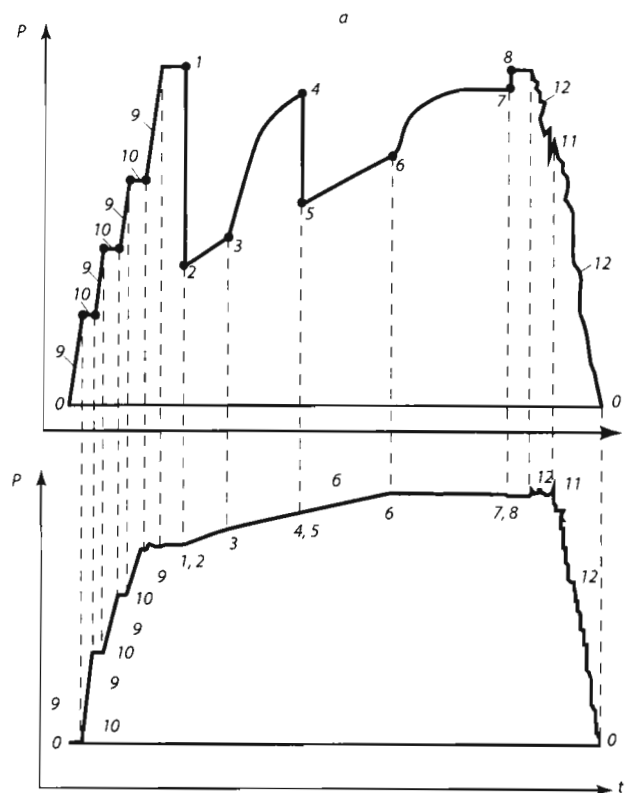


Рис. 5.7. Запись процесса испытания глубинными манометрами:

а — забойным; б — трубным

Основные точки процесса: 1 — гидростатическое давление в скважине на глубине кровли коллектора перед началом испытания; 2 — начальное давление притока 1-го цикла; 3 — конечное давление притока и начальное давление регистрации к.в.д.; 4 — конечное давление регистрации к.в.д. 1-го цикла; 5 — начальное давление притока 2-го цикла; 6 — конечное давление притока и начальное давление регистрации к.в.д. 2-го цикла; 7 — конечное давление регистрации к.в.д. 2-го цикла; 8 — гидростатическое давление скважины после испытания.

Основные элементы процесса: 1, 2 — открытие приемного клапана ИПГ на 1-м цикле; 2, 3 — кривая притока 1-го цикла; 3, 4 — к.в.д. 1-го цикла; 4, 5 — открытие клапана ИПГ на 2-м цикле; 5, 6 — кривая притока 2-го цикла; 6, 7 — к.в.д. 2-го цикла; 7, 8 — открытие уравнительного клапана ИПГ; 9 — спуск ИПТ; 10 — залив в трубы; 11 — открытие циркуляционного клапана; 12 — подъем ИПТ.

Процесс регистрации к.в.д. — это процесс восстановления в дренированной зоне пласта и в изолированном подпакерном объеме скважины начального пластового давления.

При интерпретации к.в.д. на практике чаще всего применяют метод Сейза—Хорнера, основанный на уравнении, описывающем изменение давления в закрытой скважине при радиальном притоке пластового флюида.

Формула для определения давления следующая:

$$P_t = P_{пл} - 1,83 \cdot 10^{-10} (Q_{cp} B / \epsilon) \lg \frac{T+t}{t}, \quad (5.12)$$

где P_t — давление в точке к.в.д. с продолжительностью t регистрации к.в.д., МПа; Q_{cp} — средний дебит притока, м³/сут; B — объемный коэффициент упругого расширения жидкости притока ($B = 1$ для воды, $B = 0,7-1,0$ для нефти); ϵ — коэффициент гидропроводности, м³/с МПа ($\epsilon = \kappa h / \mu$); T — продолжительность притока, с; t — продолжительность восстановления давления до точки на к.в.д., с.

Уравнение (5.23) — это уравнение прямой в координатах P и $\lg \frac{T+t}{t}$, которое решают графически для определения параметров $P_{пл}$ и ϵ . Для этого к.в.д. делят на ряд отрезков. Для каждой точки n_i на к.в.д. определяют ее давление P_i и продолжительность восстановления давления t_i . Затем рассчитывают значения $\lg \frac{T+t_i}{t_i}$ для всех точек. По полученным данным P_i и $\lg \frac{T+t_i}{t_i}$ для каждой точки строят график в системе $P_i, \lg \frac{T+t_i}{t_i}$ (рис. 5.8). Для определения пластового давления по последним точкам к.в.д. (не менее трех точек)

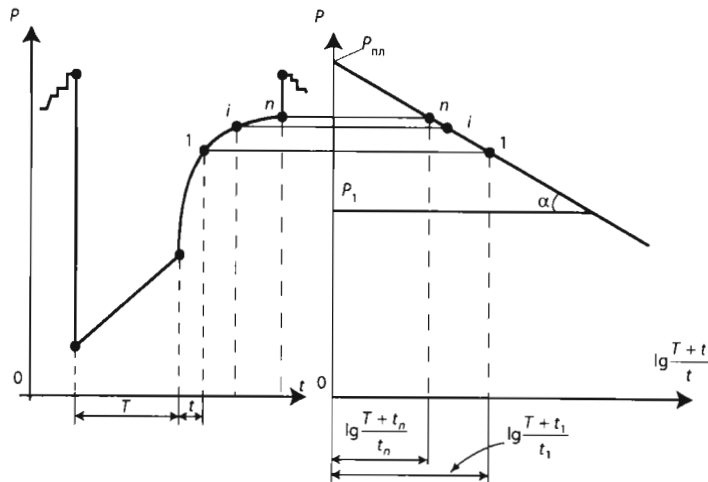


Рис. 5.8. Определение пластового давления по методу Сейза—Хорнера

проводят прямую до пересечения с осью P , т.е. когда $\lg \frac{T+t}{t} = 0$. В этой точке пересечения $P_t = P_{пл}$.

Из уравнения (5.12) следует, что угловой коэффициент прямой (тангенс угла наклона ξ) равен

$$\operatorname{tg} \xi = M = 1,83 \cdot 10^{-10} (Q_{cp} B / \epsilon). \quad (5.13)$$

С другой стороны, значение M можно определить из рассматриваемого графика (см. рис. 5.8) как отношение отрезков, т.е.

$$M = \frac{P_{пл} - P_m}{\lg \frac{T+t}{t}}. \quad (5.14)$$

При этом для точки на прямой с абсциссой $\lg \frac{T+t}{t} = 1$ значение M , согласно уравнению (5.14), определится как

$$M = P_{пл} - P_1. \quad (5.15)$$

Определив M из графика рис. 5.8 и используя выражение (5.13), находят коэффициент пластовой (теоретической, не подверженной влиянию околоствольной зоны пласта) гидропроводности:

$$\epsilon_T = 1,83 \cdot 10^{-10} (Q_{cp} B / \epsilon). \quad (5.16)$$

При известных вязкости пластового флюида в забойных условиях (μ , МПа·с) и эффективной мощности интервала испытания (h , м) определяют коэффициент проницаемости пласта k (м²):

$$k = (\epsilon_T \mu) / h. \quad (5.17)$$

Для оценки изменения проницаемости околоствольной зоны пласта (ОЗП) вследствие влияния бурения определяют фактический коэффициент гидропроводности (м³/с·Па) по формуле

$$\epsilon_\phi = Q / (P_{пл} - P_{T/2}), \quad (5.18)$$

где $P_{T/2}$ — давление в середине периода притока.

Тогда изменение проницаемости в околоствольной зоне пласта оценивают через коэффициент Π :

$$\Pi = \epsilon_T / \epsilon_\phi. \quad (5.19)$$

На основе анализа промысловых работ было установлено, что проницаемость ОЗП практически не изменилась для условий $0,8 < \Pi < 2,0$, при $\Pi > 2,0$ она существенно снижена, а при $\Pi < 0,8$ она, наоборот, повышена.

Влияние снижения проницаемости оценивают и через *скин-эффект* — показатель загрязнения пласта из равенства

$$S = 2\pi(\Pi - 1). \quad (5.20)$$

При $S = 0$ проницаемость ОЗП не изменена, при $S > 0$ — снижена и при $S < 0$ — повышена.

Влияние скин-эффекта на распространение давления заключается в том, что он вызывает *дополнительное падение давления* у ствола скважины (рис. 5.9), что приводит к искажению к.в.д. в короткий промежуток времени

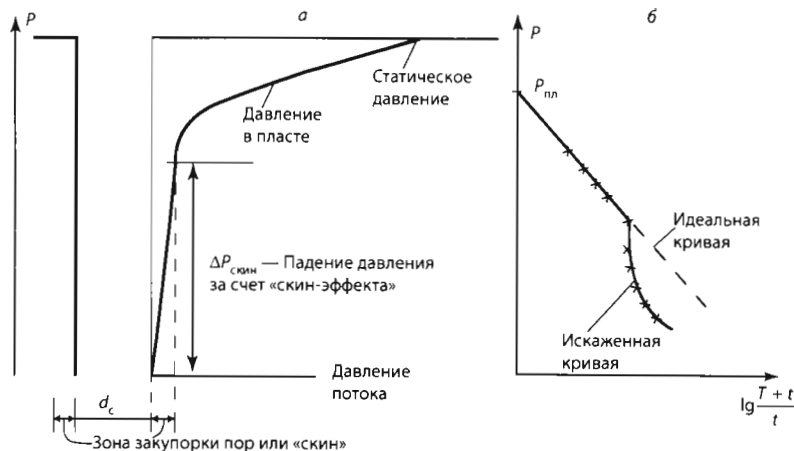


Рис.5.9. Влияние скин-эффекта на изменение давления в скважине (а) и его отображение на к.в.д. (б)

закрытия скважины (в период восстановления давления). Это дополнительное падение давления и называется скин-эффектом. Вскоре после останова скважины давление поднимается на величину $\Delta P_{\text{скин}}$.

При притоке газа с жидкостью или без нее основное расчетное уравнение имеет вид

$$P_i^2 = P_{\text{пл}}^2 - 3,66 \cdot 10^{-11} (Q_r Z_{\text{пл}} T'_{\text{пл}} / \epsilon_r T'_o) \lg \frac{T+t}{t}, \quad (5.21)$$

где Q_r — средний дебит газа при испытании, $\text{м}^3/\text{с}$; $Z_{\text{пл}}$ — коэффициент сверхсжимаемости газа в пластовых условиях; ϵ_r — коэффициент газопроводности (продуктивности), $\text{м}^3/\text{МПа} \cdot \text{с}$ ($\epsilon_r = k_r h_r / \mu_r$); $T'_{\text{пл}}$, T'_o — соответственно пластовая и поверхностная температура газа, К .

Здесь при обработке к.в.д. строят расчетный график в координатах P_i^2 , $\lg \frac{T+t}{t}$. При экстраполяции прямой, построенной по последним точкам к.в.д. на пересечении с осью P_i^2 получают значения $P_{\text{пл}}^2$, откуда $P_{\text{пл}} = P_{\text{пл}}^2$.

Остальные характеристики газонасыщенного пласта определяют только при наличии значения дебита газа, замеренного в условиях стабильного режима притока (постоянный дебит газа при постоянном дебите жидкой фазы и постоянном забойном давлении).

5.6. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛАСТОВЫХ ДАВЛЕНИЙ С ПОМОЩЬЮ ОПРОВОДАТЕЛЕЙ ПЛАСТОВ НА КАБЕЛЕ

Опробователи пластов на кабеле позволяют детально исследовать перспективные на приток интервалы разреза, поднять флюид из прискважинной зоны пласта, измерить давление в точке отбора пластового флюида, изучить

свойства флюида, установить положения ГЖК и ВНК, определить проницаемость пород и др.

Опробователи пластов на кабеле имеют высокую избирательность по толщине (0,15–0,2 м), характеризуются высокой чувствительностью к наличию в коллекторе нефти и газа, обеспечивают точную привязку глубин опробования к диаграммам ГИС, а также оперативность и быстроту выполнения работ, не допускают открытого фонтанирования, что имеет важное значение для опробования газонасыщенных пластов. При этом работы по опробованию пластов приборами на кабеле и экспресс-анализы отобранных проб осуществляют на скважине с помощью специальной передвижной лаборатории типа ОПЛ.

На рис. 5.10 показана принципиальная схема прибора для отбора жидкости из пласта, созданная фирмой Шлюмберже. Точность установки опробователя пластов контролируется на кривой СП, регистрируемой при помощи электрода, который расположен на кабеле на заданном расстоянии от герметизирующей пластины.

Герметизирующая пластина шириной 15 см и высотой 40 см плотно прижимается к стенке скважины при помощи гидравлической системы. В центре пластины находится блок с пулевым перфоратором или кумулятивным зарядом. После выстрела пластовая жидкость поступает в камеру. Манометр, установленный на входной линии, позволяет записывать давление во время отбора пробы, пластовое давление и давление столба глинистого раствора.

В России в необсаженных нефтяных и газовых скважинах применяют опробователи типа ОПН и ОПК, в обсаженных — типа ОПО, в гидрогеологических и структурно-поисковых — типа ОПГ, в углеразведочных — типа ОПУ.

5.7. ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЙ КАРОТАЖ

На практике наиболее широко используется аппаратура для исследования притока и давления (АИПД), которая позволяет многократно (до 20–25 точек), без подъема скважинного прибора на поверхность, определять возможность получения притока из пласта, уточнять эффективную мощность пласта, получать сведения о пластовом давлении и другие характеристики коллекторов в необсаженных скважинах.

Такое многократное исследование гидродинамических параметров пластов без подъема прибора (АИПД, ГДК) носит название *гидродинамический каротаж*.

Возможность получения притока из пласта оценивают по результатам опробования в тех случаях, когда объект опробования, имеющий одинаковые по всей толщине физические характеристики (по данным ГИС), исследовался не менее чем в трех точках.

Следует отметить, что в трещинных коллекторах отсутствие притока может быть связано с установкой герметизирующего элемента на участок

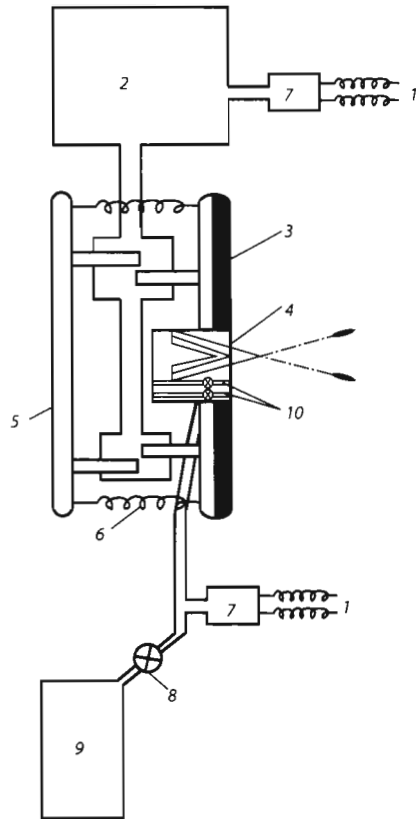


Рис. 5.10. Принципиальная схема опробователя на кабеле (типа FTT):

- 1 — поверхностные регистраторы давления; 2 — резервуар гидравлического привода пластин; 3 — герметизирующая пластина; 4 — пулевой или кумулятивный заряд;
- 5 — опорная пластина; 6 — возвратная пружина; 7 — манометры; 8 — клапан;
- 9 — камера для пластовой жидкости; 10 — заряды для отрыва пластин

пласта, не имеющего выхода трещин на стенку скважины, что не дает оснований делать заключение о бесперспективности объекта исследования.

Но главной задачей опробования является определение характера насыщения пластов. При *незначительном проникновении* фильтрата промывочной жидкости (ПЖ) в пласт интерпретация результатов опробования, проведенного с помощью ОПК, проста: характер отобранной пробы соответствует насыщенности пласта. При *значительном проникновении* фильтрата ПЖ в пласт отбор нефти и пластовой воды затруднен, так как глубинность метода ограничена. В этих случаях характер насыщенности определяют по составу и количеству газа, поступающего из остаточного флюида зоны проникновения вследствие ее дегазации при опробовании под большой депрессией,

а также по содержанию пластовой воды в пробе, как это показано в ниже-следующей табл. 5.1.

Таблица 5.1

Критерии определения характера насыщенности пластов по данным опробования

ПЛАСТЫ		
Нефтеcодержащий	Водоносный	Газосодержащий
Основные критерии		
1. Наличие нефти в пробе	1. Наличие пластовой воды в пробе	1. Количество газа в баллоне составляет несколько десятков литров
2. Компонентный состав УВ, УВ, характерный для нефтеносного пласта	2. Компонентный состав УВ, характерный для водоносного пласта	—
Вспомогательные критерии		
1. Содержание УВ в газе более 15% при отсутствии в пробе пластовой воды. Сопротивление жидкости близко к сопротивлению фильтрата	1. Сопротивление жидкости в пробе ниже сопротивления фильтрата	1. Высокое суммарное содержание УВ при отсутствии пластовой воды в пробе

Определение пластового давления проводят по диаграммам давления, зарегистрированным в процессе опробования пласта (рис. 5.11). По виду

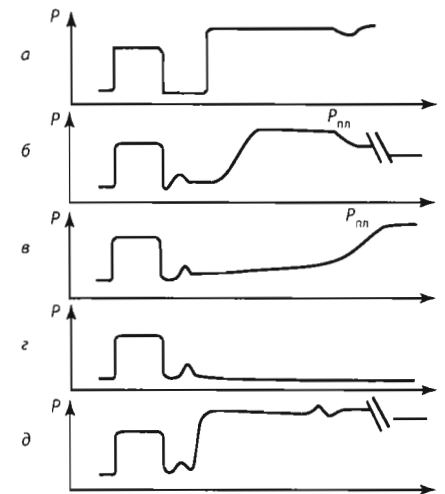


Рис. 5.11. Диаграммы давления ОПК:

- а — контрольная проба промывочной жидкости; б — высокопроницаемый пласт (приток жидкости); в — низкопроницаемый пласт; г — практически непроницаемый пласт; д — высокопроницаемый пласт (приток газа)

диаграмм давления можно также определить характер притока и нарушения технологии опробования.

Избыточное давление по сравнению с атмосферным по диаграмме давления рассчитывается по формуле

$$\Delta P = LC_t R_3 / l_3, \quad (5.22)$$

где L — расстояние от линии нулевого отсчета до точки зарегистрированного давления; l_3 — отклонение блика гальванометра от линии нулевого отсчета при включенном эталонном резисторе с сопротивлением R_3 ; C_t — постоянная преобразователя давления с учетом температуры на глубине опробования; R_3 — сопротивление рабочего эталона.

За нулевую линию диаграммы давления условно принято давление в пробоотборнике P_6 , которое практически равно атмосферному.

Тогда величина пластового давления $P_{пл}$ определится из выражения

$$P_{пл} = \Delta P + P_6, \quad (5.23)$$

где P_6 — давление в пробоотборнике (в баллоне) до опробования.

В случае фильтрации в пласте жидкости при постоянной депрессии его проницаемость K_3 определится по формуле

$$K_3 = (V\mu) / A\Delta P t, \quad (5.24)$$

где V — объем отобранной из пласта жидкости; $\Delta P = (P_{пл} - P_c)$ — депрессия; t — время фильтрации; μ — абсолютная вязкость; A — геометрический коэффициент.

Для исследования вертикальной непрерывности коллектора делают значительное количество замеров на определенном участке интервала глубин. Например, на рис. 5.12, а представлены две различные зоны, которые можно идентифицировать посредством 16 замеров давлений прибором АИПД.

Обе зоны имеют одинаковый градиент давления, но существует разность давлений между двумя зонами. Это дифференциальное давление в условиях неразработанного коллектора точно определяет межзонную изоляцию или непроницаемые экраны.

Указанная информация имеет существенное значение для определения методики освоения системы коллектора. Например, освоение обеих зон и добыча через одну колонну насосно-компрессорных труб приведет к перетoku нефти от нижнего слоя к верхнему. Такой переток происходит в случае, если значение перепада давления недостаточно высокое для обеспечения позитивного течения от обоих слоев.

На другом примере замера давления (рис. 5.12, б) показана вертикальная непрерывность коллектора по связи давлений в верхней и нижней частях (один градиент давления). Средняя часть пласта характеризуется по ГИС низкой пористостью и проницаемостью, что подтверждается и замером давления АИПД.

Таким образом, можно предположить, что пласт-коллектор обладает вертикальной непрерывностью, связанной с вертикальными трещинами, что подтверждается геологическим анализом керна.

При достаточном количестве замеров давления возможно определение контактов флюид — флюид. На рис. 5.12, в представлен пример точного определения градиентов нефти и воды. Точка пересечения двух линий градиентов указывает на *водо-нефтяной контакт* в переходной зоне, в которой капиллярное давление равно нулю. Над этой точкой контакта нефтяная фаза подвижна.

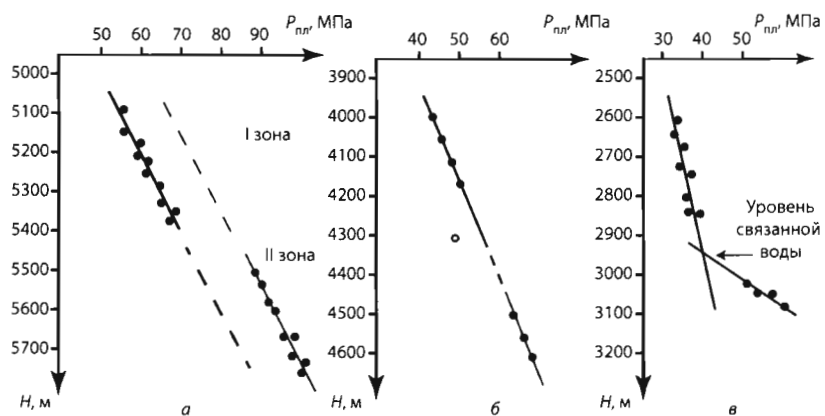


Рис. 5.12. Применение гидродинамического каротажа для решения промысловых задач: а, б — оценка вертикальной непрерывности коллектора; в — определение ВНК

Глава 6 ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА ДОСТОВЕРНОСТЬ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПОРОВЫХ И ПЛАСТОВЫХ ДАВЛЕНИЙ ПО ДАННЫМ ГИС

Определения поровых и пластовых давлений важны, помимо всего, для оценки изолирующих свойств пород покрышек. Как известно, покрышки подразделяются на динамические и плотностные [23]. Экранирующие свойства *динамических флюидоупоров*, которые, в основном представлены глинистыми и соляными породами, связаны с их повышенной пластичностью (до определенных пределов давления и температуры). Изолирующие свойства других типов пород (тонкокристаллических известняков, доломитов, мергелей, магматических пород и др.) возникают благодаря своей плотности (*плотностные флюидоупоры*).

В зависимости от литологического типа пород, слагающих покрышку, геофизические методы оценки их изолирующих свойств также делятся на две большие группы:

- 1) методы, связанные с определениями поровых давлений в глинистых отложениях;
- 2) способы, связанные с установлением в разрезах, представленных неглинистыми породами, интервалов, действительно являющихся неколлекторами.

Среди методов оценки геофлюидальных давлений, как указывалось выше, наибольшее распространение получила методика эквивалентных глубин. Ниже рассматриваются некоторые вопросы применения этой методики для оценки поровых давлений в глинах по данным ГИС, в том числе с целью ее использования в сложных геологических условиях [24; Шилов, 2001].

Как показывает практический опыт, на достоверность геофизических оценок и прогнозирование поровых давлений влияет много факторов. Некоторые из них относятся к технологии интерпретации геофизических материалов (правильное выделение в исследуемом разрезе глинистых пород, учет влияния на геофизические параметры давления, температуры, скважинных условий), другие — к учету геологических особенностей конкретного региона, что достигается путем решения следующих методических задач:

- обоснования начальных параметров линии нормального уплотнения глин;
- повышения точности оценок геостатического давления путем учета величины размыва геологического разреза, особенностей тектонического строения и литологического состава пород, учета влияния современных тектонических движений земной коры:

- учета изменения минерализации поровых вод в исследуемом геологическом разрезе;
- учета смены в разрезе минералогии глинистых отложений и др.

6.1. ОБОСНОВАНИЕ НАЧАЛЬНЫХ ПАРАМЕТРОВ ЛИНИИ НОРМАЛЬНОГО УПЛОТНЕНИЯ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Все существующие методики оценки поровых давлений в глинах требуют построения линии нормального уплотнения глинистых пород по какому-либо петрофизическому параметру. Надежность положения этой линии в координатах петрофизический параметр — глубина определяет достоверность оценки поровых давлений.

Следует отметить, что для изучения характера уплотнения глин могут использоваться различные геофизические параметры (ρ_n , Δt , I_{ny} и др.). Однако на практике ввиду повсеместности замеров стандартного электрического каротажа (КС, СП) по всему разрезу скважин для этих целей применяются в основном кривые КС, зарегистрированные градиент- или потенциал-зондами (стандартный электрический каротаж). В этом случае вопрос получения правильной фактической линии нормального уплотнения глин связан прежде всего с надежным выделением глинистых пластов на каротажных диаграммах и достоверным определением удельного сопротивления выделенного глинистого пласта (ρ_n).

Вопрос обоснования положения линии нормального уплотнения глин при оценках АВПоД рассматривался Л.А. Буряковским, Р.Д. Джеванширом и Р.Ю. Алияровым [25], где было отмечено, что в связи с частым размывом складок использовать какую-либо одну стандартизованную линию нормального уплотнения для площадей Азербайджана не представляется возможным. Для обоснования положения линии нормального уплотнения глин этими авторами было предложено математическое моделирование методом статистических испытаний. В результате были построены линии нормального уплотнения для пород продуктивной толщи апшерон-акчагыльских и четвертичных отложений районов Апшеронского архипелага, Южно-Апшеронской акваториальной зоны и Бакинского архипелага. В этой же работе показано, что вследствие влияния тектонических факторов линии нормального уплотнения претерпевают разрыв на уровне тектонических нарушений. В силу этого необходимо построение двух и более линий нормального уплотнения — для надвигового и поднадвигового крыльев складки. Причем вблизи разрывов тангенс угла наклона двух линий нормального уплотнения бывает различным.

Детально исследовал различные факторы, влияющие на достоверность определения поровых давлений промыслово-геофизическими методами, Б.Л. Александров [26]. К таким факторам он прежде всего отнес: минералогический состав глины и минерализацию поровых вод; содержание песчано-карбонатного материала и проводящих минералов; давление; газонасыщение; анизотропию; температуру и изменение температуры в радиальном

направлении от ствола скважины [27]. Изучение вышеуказанных факторов способствовало выработке методических рекомендаций по достоверному определению линии нормального уплотнения глин.

Однако авторы настоящей работы считают, что одному из главных факторов, во многом определяющему правильное определение линии нормального уплотнения, а именно — *выбору начального значения пористости глин на поверхности*, уделяется еще недостаточно внимания. Рассмотрим эту проблему более подробно.

Исходя из всеобщности закона нормального уплотнения глин под действием геостатического давления можно было ожидать, что различные исследователи должны получить как одинаковое аналитическое выражение для закона уплотнения, так и одинаковые значения начальной пористости глин (K_n) до начала процесса уплотнения. Анализ литературы [17, 19, 25, 26 и др.] показывает, что если закон уплотнения одинаково описывается большинством исследователей как экспоненциальный, то о значениях начальной пористости глин (при $H = 0$) существует разнообразие мнений, что, по-видимому, объясняется смешением понятий «глинистая порода» и «глинистый осадок».

Так, диапазон возможных значений начальной пористости глинистых осадков, принимаемых разными исследователями, колеблется от 40 до 80%, при этом толщина таких глинистых осадочных образований измеряется метрами или десятками метров ниже дна водоема. При погружении на глубину глинистые отложения уплотняются, причем темп изменения пористости меняется. В самый начальный период погружения (первые метры) значение пористости глин уменьшается очень быстро. Ниже темп их уплотнения постепенно снижается. Установлено, что величина и интенсивность изменения пористости глинистого осадка с глубиной зависят от мощности этого осадка [28]. Так, если для толщи глинистых отложений в 5 м пористость на нулевой отметке равна 60%, а на глубине 4 м — 50%, то для толщи глинистого осадка мощностью 10 м его пористость соответственно составляет 55 и 47%.

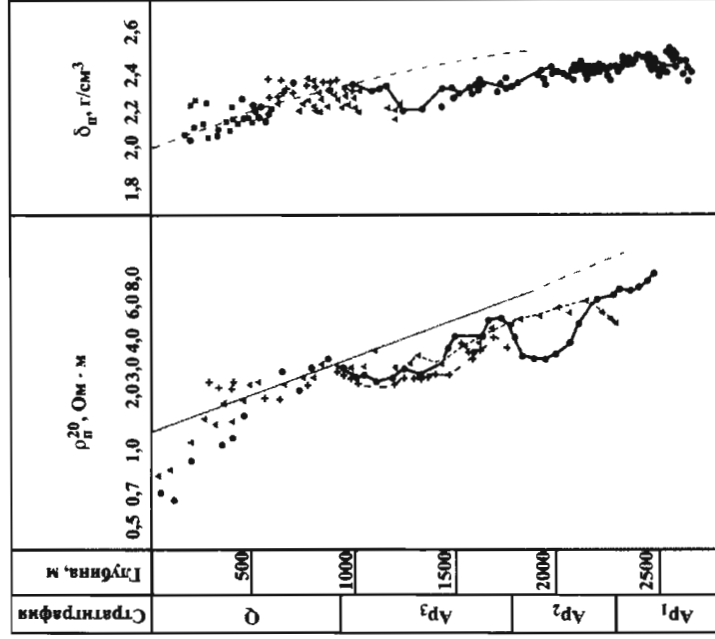
По мнению авторов данной работы, одним из факторов, влияющих на величину пористости глинистых пород на поверхности в отсутствие размыва, является глубина моря на последней стадии формирования осадка, что фактически связано с генезисом глинистых отложений (глубоководные или мелководные глинистые образования). Так, столб воды на глубинах 100 и 1000 м будет создавать давление на глинистый осадок соответственно в 1,03 и 10,3 МПа. Поэтому начальная пористость осадков вследствие различного давления столба воды в разных бассейнах осадконакопления не должна быть одинаковой. Это хорошо подтверждается материалами полевых исследований по изучению пористости глинистых осадков, поднятых с различных глубин моря. Для этих отложений характерно изменение начальной пористости на 15% (от 73 до 58%) при увеличении глубины моря от 51 до 2675 м [29 и др.]. Таким образом, изучение сведений по начальной пористости глин привело авторов данной работы к следующему методическому выводу [29, 30]: при определении величины начальной пористости глин для установ-

ления параметров линии нормального уплотнения глинистых отложений при оценках поровых далений по данным ГИС следует ориентироваться не на начальную, а на *конечную пористость глинистого осадка*, которая является одновременно и *начальной пористостью молодой глинистой породы*.

Исходя из этого следует считать, что наилучшим способом построения «эталонной» кривой нормального уплотнения глин является ее построение по данным керна (с привлечением материалов ГИС) для таких площадей каждого региона, где надежно установлено отсутствие поверхностного размыва отложений (например, по данным сейсмических временных разрезов), или для скважин, расположенных на переклиналильных окончаниях структур.

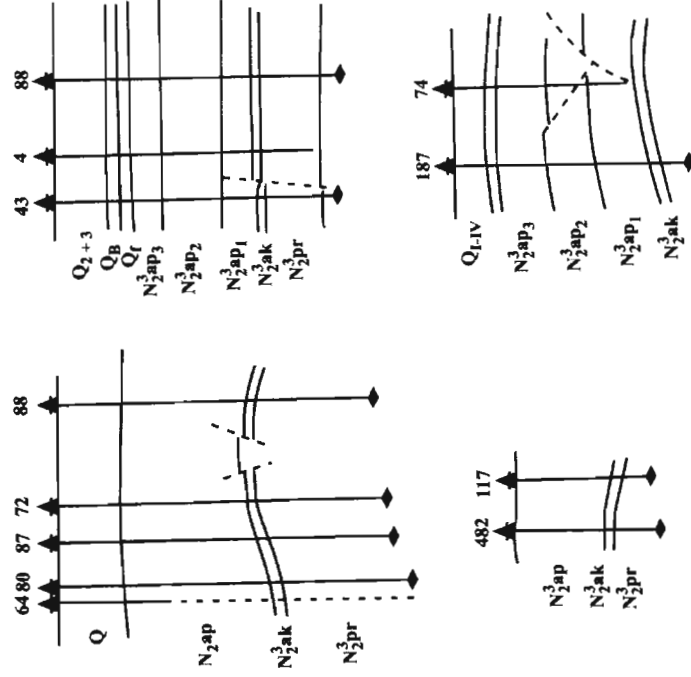
Например, для Азербайджана на основании данных сейсмических и геологических исследований можно принять, что на месторождениях Кюрсангя, Карабаглы и Мишовдаг, расположенных в Нижнекуринской впадине, размыв поверхностных отложений отсутствует или крайне незначителен. При этом диапазон изменения плотности глин на поверхности составляет $\delta_n = 1930 - 2010$ кг/м³, а пористости $K_n = 41 - 46\%$, что по пористости ниже, а по плотности выше, чем значения ($K_n = 60\%$ и $\delta_n = 1690$ кг/м³), принятые для предельной кривой нормального уплотнения в некоторых работах и методических руководствах [26, 31 и др.]. На рис. 6.1 приведен пример обоснования линии нормального уплотнения по данным о плотностях глин по керну (δ_n) и удельных электрических сопротивлений по стандартному каротажу (ρ_n при 20 °С) для ряда скважин площадей Нижнекуринской впадины: скважины № 4, 64 пл. Кюрсангя, скважина № 117 пл. Мишовдаг, скважина № 187 пл. Карабаглы. При этом мощность четвертичных отложений по скважине № 64 пл. Кюрсангя достигает 950 м, что косвенно указывает на полноту разреза и отсутствие размыва поверхностных отложений или на его очень малую величину. На рис. 6.1 показаны схематические профильные разрезы, проходящие через вышеуказанные скважины, которые также свидетельствуют об отсутствии или несущественной величине размыва четвертичных отложений на рассматриваемых площадях.

Как видно из рис. 6.1, при проведении линии нормального уплотнения глин по керновым данным получается *начальное значение плотности глин на поверхности*, равное 2010 кг/м³, что соответствует *пористости глин* $K_n = 41\%$. При проведении линии нормального уплотнения глин через точки, соответствующие удельным электрическим сопротивлениям глин (ρ_n^{20}) на поверхности ($H = 0$), получается значение $\rho_n^{20} = 1,4$ Ом · м, что при пересчете дает значение начальной пористости глин, также равное 41%, и плотности 2010 кг/м³. Если оценить мощность размыва относительно стандартной (эталонной) линии нормального уплотнения, предлагаемой руководящим документом [31], т.е. с начальными значениями $\delta_n = 1690$ кг/м³ и $K_n = 60\%$ на поверхности, то получим величину размыва 700 м, что не подтверждается геологическими данными. При сравнении же фактической линии нормального уплотнения с эталонной, предложенной авторами [29], имеющей начальные параметры $K_n = 46\%$ и $\delta_n = 1930$ кг/м³ (величина $K_n = 46\%$ является максимальной для глин, встреченных на площадях Нижнекуринской впа-



• скв. 64 Кюрсанга + скв. 117 Мишовдаг
 * скв. 4 Кюрсанга * скв. 187 Карабаглы

Рис. 6.1. Пример обоснования линии нормального уплотнения по данным плотности глин по керну ($\delta_{п}$) и удельного электрического сопротивления глинистых пластов по стандартному каротажу ($\rho_{п}^{20}$) для скважин площадей Нижнекуринской впадины



дины), то мощность размыва составляет всего 200 м, что соответствует сложившимся геологическим представлениям о строении верхних частей разреза месторождений Кюрсанга-южная, Мишовдаг и Карабаглы.

Таким образом, полученные данные по площадям Азербайджана указывают на то, что за наиболее вероятные значения начальных параметров эталонной линии нормального уплотнения глинистых пород следует брать следующие значения петрофизических параметров:

$$\delta_{п} = 1930 \text{ кг/м}^3, \quad \rho_{п} = 1,4 \text{ Ом} \cdot \text{м} \quad \text{и} \quad K_{п} = 46\%, \quad (6.1)$$

что характерно для начальных параметров молодой глинистой породы [28]. Этот вывод согласуется с результатами исследований глин многих авторов [28, 32 и др.], которые показали, что при превращении осадка в глинистую породу происходит скачок физических свойств, связанных, прежде всего, с изменением параметров кристаллической решетки глинистых минералов. Поэтому процессы уплотнения осадка и самой глинистой породы характеризуются разными закономерностями. Так как в процессе формирования АВПоД при уплотнении пород начинается только в глинистых породах, а не в осадках (действительно, на практике не отмечено ни одного случая наличия АВПоД в осадках), то методически правильно использовать для оценок АВПоД закономерности, характерные для самих глинистых пород (в том числе и параметры нормального тренда уплотнения глин), а не пользоваться общими зависимостями и параметрами нормали, характеризующей ассоциацию «осадок — глинистая порода», как это указано в работах [26, 31].

Следует отметить, что в процессе обоснования начальных параметров «эталонной» линии нормального уплотнения глин по керновым данным может встретиться случай, когда значения плотностей глин берутся по образцам, отобранных из интервалов, расположенных в зоне АВПоД, однако ошибочно принимаемых за принадлежащие разрезу нормального уплотнения. Конечно, эти значения плотностей глин должны быть исключены при обосновании нормального тренда уплотнения глин. Такая ситуация может возникнуть для малоизученных площадей, когда число анализов керна ограничено и мало что известно о строении зон АВПоД по геолого-геофизическим данным.

Наклон «эталонных» линий нормального уплотнения глин зависит только от возраста глинистых пород в интервалах нормального уплотнения и остается, как правило, постоянным для разрезов скважин в пределах одного региона. Например, тангенс угла между осью глубин и линией нормального уплотнения глин для площадей Азербайджана изменяется в пределах $\text{tg } \alpha = 0,22-0,4$, если для обоснования линии нормального уплотнения глин используются их удельные электрические сопротивления, имеющийся модуль логарифмической шкалы оси геофизического параметра $M = 10$.

Установленные значения начальных параметров линии нормального уплотнения глин успешно применялись при оценках АВПоД в разрезах скважин по данным ГИС и керна (шлама) не только в Азербайджане, но и в других регионах (Западная Сибирь [33], Туркмения [34], Оренбургская область, Венесуэла и др.), что свидетельствует об их универсальности.

6.2. УЧЕТ ВЕЛИЧИНЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗМЫВА ПРИ ОЦЕНКАХ АВПОД ПО ДАННЫМ ГИС

Расчетная формула (3.14) для оценки АВПОД в методике эквивалентных глубин имеет слагаемое $(0,1 \gamma_{\text{гн}} H)$, которое фактически представляет собой геостатическое давление в интересующей нас точке разреза на глубине H . При этом достоверность определения геостатического давления во многом зависит от учета размыва поверхностных отложений и внутриформационных размывов, что, естественно, влияет на точность определения поровых давлений.

Поверхностный и внутриформационный размывы и их мощности можно определить с помощью следующих методов:

1) геологических, используя результаты геологической съемки, изучения обнажений и данные разбуривания площадей. На основании полученной информации строятся структурные и палеогеоморфологические карты и профильные разрезы, по которым определяется мощность размыва. В случае слабой изученности района бурением возможности этих методов резко ограничиваются;

2) полевых геофизических, опираясь на профильные разрезы, построенные в основном по данным сейсморазведки. Как известно, эта информация не всегда имеется в наличии. Кроме того, из-за частого отсутствия данных о привязках к разрезам скважин точность оценки размыва здесь не всегда приемлема;

3) промыслово-геофизических при определении поровых давлений в глинистых отложениях с использованием методики эквивалентных глубин. Этот метод довольно оперативен, не требует дополнительных затрат и в случае надежного методического обеспечения дает достоверные результаты.

Остановимся на последнем методе подробнее.

Сущность определения величины размыва геологического разреза по данным ГИС заключается в построении фактической линии нормального уплотнения глин по какому-либо петрофизическому параметру в конкретной скважине и сопоставлении ее с «эталонной» линией нормального уплотнения, установленной для исследуемого региона при отсутствии размыва. Если фактические значения петрофизического параметра, используемого для оценки порового давления, на поверхности (т.е. при $H = 0$) не превышают значений этого же параметра для «эталонной» (предельной) линии нормального уплотнения, обоснованной для исследуемого региона, то геологический разрез изучаемой скважины является полным, не претерпевшим какого-либо размыва. В противном случае считается, что палеоразмыв имел место. Как правило, на практике используются начальные параметры «эталонной» линии нормального уплотнения глинистых пород, указанные в (6.1), т.е. $\delta_{\text{гн}} = 1930 \text{ кг/м}^3$, $\rho_{\text{гн}} = 1,4 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ и $K_{\text{гн}} = 46\%$.

Так, если удельное сопротивление глин на поверхности принимает значение, превышающее $1,4 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, которое характеризует предельную линию нормального уплотнения глин (см. (6.1)), то это указывает на палеоразмыв

части разреза. Для определения величины размыва необходимо провести фактическую линию нормального уплотнения глин вверх до ее пересечения с осью глубин, проведенной через предельные параметры «эталонной» линии нормального уплотнения на поверхности (т.е. через точки с $\rho_{\text{гн}} = 1,4 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, $\delta_{\text{гн}} = 1930 \text{ кг/м}^3$, $K_{\text{гн}} = 46\%$). Тогда отрезок ординаты от точки пересечения до поверхности (т.е. до $H = 0$) даст величину размыва в масштабе глубин.

Следует отметить, что получение на поверхности значений удельных сопротивлений глин $\rho_{\text{гн}}^{20} > 1,4 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ может связываться с наличием палеоразмыва только в том случае, когда установлено отсутствие влияния опреснения поровых вод на УЭС глин, повышающих их удельное сопротивление.

В практике интерпретации по особенностям обработки материалов ГИС для оценки поровых давлений по методике эквивалентных глубин при палеоразмыве могут быть встречены два случая [30, 31 и др.]:

1) когда при $H = 0$ и $\rho_{\text{гн}}^{20} > 1,4 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ значения эквивалентных глубин ($H_{\text{э}}$) являются положительными ($H_{\text{э}} > 0$). Оценка АВПОД в этом случае проводится стандартным способом с использованием формулы (3.14) и не вызывает никаких затруднений;

2) когда при $H = 0$ и $\rho_{\text{гн}}^{20} > 1,4 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ значения эквивалентных глубин $H_{\text{э}}$ получаются отрицательными или равными нулю (т.е. $H_{\text{э}} < 0$ или $H_{\text{э}} = 0$).

В руководящем документе [31] в таких ситуациях рекомендуется принимать поровые давления равными геостатическому, что, однако, не согласуется с данными бурения. Действительно, равенство геостатических и поровых давлений трудно представить в природе, так как при этом эффективное напряжение скелета будет равно нулю и получается, что минеральный скелет глины как бы плавает в жидкости.

В Азербайджане отрицательные значения эквивалентных глубин при оценках АВПОД встречаются на площадях междуречья Куры и Иори [24], где палеоразмыв (до 1450 м) подтверждается геологическими данными, т.е. здесь существовали все условия (воздымание и эрозия верхних горизонтов, изолированность пластов нижележащих горизонтов и др.) для образования фоссилизированных (запечатанных) давлений. Этот случай нельзя назвать уникальным, так как такие примеры известны и по другим регионам, например в Западной Сибири [33]. На наличие фоссилизированных аномальных давлений в Аппалачском бассейне (США) указывал W.L. Russel (1972).

Следовательно, при получении отрицательных значений $H_{\text{э}}$ из-за наличия палеоразмыва расчетную формулу (3.14) для определения порового давления $P_{\text{п}}$ необходимо видоизменить с учетом палеорекострукции первоначальной мощности исследуемого разреза. При этом граф обработки данных состоит в общем в следующем.

1. После определения величины палеоразмыва, сначала оценивают *поровое палеодавление* ($P_{\text{п.пал}}$), существовавшее до эрозии, на глубине ($H_{\text{ф}} + h_{\text{р}}$) по следующей формуле [24; Шилов, 2001]:

$$P_{\text{п.пал}} = 0,1 \cdot \gamma_{\text{гн.пал}} (H_{\text{ф}} + h_{\text{р}}) - (0,1 \cdot \gamma_{\text{гн.пал}} - \eta_{\text{гн}}) \cdot h_{\text{э.пал}}, \quad (6.2)$$

где $\gamma_{пс.пал}$ — средневзвешенная плотность пород, рассчитанная от уровня дневной палеоперехности до глубины рассматриваемой точки разреза; H_{ϕ} — глубина, отсчитанная от фактической поверхности; h_p — мощность размыва поверхностных отложений; $\gamma_{пэ.пал}$ — средневзвешенная плотность пород на палеоэквивалентной глубине; $h_{э.пал}$ — палеоэквивалентная глубина, отсчитанная от дневной палеоперехности; η_n — градиент порового давления в зоне нормального уплотнения (принимаемый, например, для отложений мелового-юрского возраста Западно-Сибирской нефтегазоносной области в соответствии с [31] $1,1 \cdot 10^{-2}$ МПа/м).

2. Далее определяется величина градиента палеодавления по выражению

$$\eta_{а.пал} = P_{а.пал} / (H_{\phi} + h_p). \quad (6.3)$$

3. Учитывая, что в рассматриваемом случае соблюдается эффект сохранения (запечатывания) палеодавлений, то современные градиенты поровых давлений для фактической глубины залегания пород (H_{ϕ}) принимаются равными градиентам порового палеодавления:

$$\eta'_a = \eta_{а.пал}. \quad (6.4)$$

Следует отметить, что для горизонтов (особенно верхних), где трудно рассчитывать на полное сохранение палеодавлений, вместо уравнения (6.4) рекомендуется применять соотношение

$$\eta'_a = K \eta_{а.пал}, \quad (6.5)$$

где K — эмпирический коэффициент, изменяющийся от нуля до единицы в зависимости от степени изолированности разреза. Значение K определяется опытным путем по нескольким пробуренным в исследуемом регионе скважинам с помощью сравнения фактических и рассчитанных градиентов поровых давлений.

4. Рассчитывается поровое давление на фактической глубине:

$$P_a = H_{\phi} \eta'_a. \quad (6.6)$$

5. Строится график изменения градиента порового давления от глубины $\eta = f(H)$ и по линии критического градиента в 1,3 атм/м проводится выделение зон АВПД.

Полученные расчетные выражения были использованы в специальной программе оценки давлений при проведении компьютерной обработки данных ГИС (рис. 6.2).

6.3. ВЛИЯНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ПОРОВЫХ (ПЛАСТОВЫХ) ВОД ПО РАЗРЕЗУ НА ОЦЕНКИ АВПОД

При использовании для оценки поровых давлений диаграмм стандартного электрического каротажа изменение минерализации поровых вод с глубиной может существенно сказаться на величинах измеряемых кажущихся удельных сопротивлений (КС) глинистых пород. Для установления этого явления обычно прибегают к анализам проб пластовых вод, считая, что минерализации поровых и пластовых вод близки (равны) друг другу.

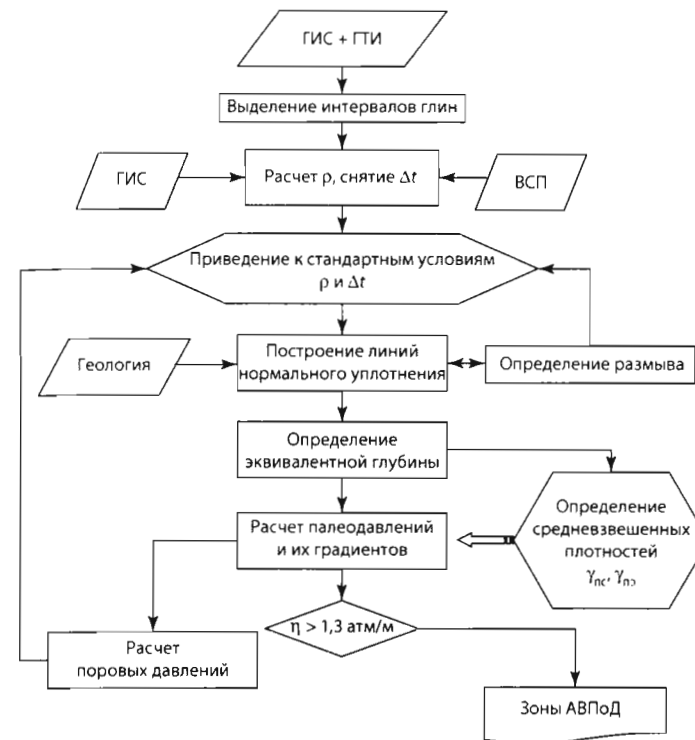


Рис. 6.2. Блок-схема алгоритма определения градиентов поровых давлений и выделения зон АВПОД

Однако практическое использование такой концепции имеет свои ограничения.

Как известно, химическое равновесие между поровыми и пластовыми водами устанавливается в зоне застойных вод, к которым, например, приурочено большинство нефтегазовых месторождений Азербайджана, т.е. уже в зонах с аномально высокими поровыми и пластовыми давлениями. В интервалах же нормального уплотнения в разрезах многих площадей, как правило, имеется свободный водообмен с поверхностью, в результате чего минерализация пластовых вод будет отличаться от минерализации поровых вод.

Проверку постоянства минерализации по разрезу легко сделать, используя данные акустического каротажа (АК), если есть его замеры по всему стволу скважины. Основанием этому служит тот факт, что интервальное время пробега упругой волны в породе (Δt) гораздо в меньшей степени, чем УЭС глин, зависит от минерализации поровой воды. Тогда, строя зависимость $\Delta t = f(H)$, можно определить по ней градиенты поровых давлений, на оценку которых не влияет изменение минерализации поровых вод. При

совпадении глубин кровли зоны АВПоД и величин поровых давлений, определенных по данным АК и ЭК, можно утверждать, что минерализация поровых вод по разрезу постоянна.

В руководящем документе [31] предлагается оценивать удельное сопротивление поровой воды по величине удельного сопротивления и пористости глин с помощью специальной палетки зависимости $\rho_{гг}^{20} = f(K_{п.гг})$, где шифром кривых являются искомые значения удельного сопротивления поровой воды ($\rho_{пор.в}$). Если на различных глубинах удельное сопротивление поровой воды неодинаково, то это свидетельствует об изменении минерализации поровых вод по разрезу.

В результате проведенных авторами работ по оценке поровых давлений на различных площадях Азербайджана было установлено [24, 30], что, начиная с определенной глубины (ниже 1500 м), минерализация поровых вод становится постоянной и приблизительно равной 30 г/л, что соответствует удельному сопротивлению пластовой воды ($\rho_{в} = 0,3 \text{ Ом} \cdot \text{м}$) во вмещающих коллекторах. Это также согласуется с данными по другим регионам [26].

Однако в верхних частях разреза могут встречаться два случая изменения минерализации поровых вод.

Первый случай соответствует опреснению поровых вод в зоне нормального уплотнения глинистых пород вследствие влияния грунтовых вод. Это проявляется в отходе удельных сопротивлений глин от кривой нормального уплотнения в область повышенных сопротивлений.

Второй случай связан с высокой минерализацией поровых вод как в зоне нормального уплотнения, так и в верхних частях зоны АВПоД, что объясняется сохранением первичной солености морской воды в порах глин из-за незавершенности процесса их уплотнения. Повышенная соленость поровой воды приводит к уменьшению удельного сопротивления глинистых пластов и к отходу точек на графике $\rho_{п}^{20} = f(H)$ от нормального тренда в область пониженных сопротивлений.

При установлении существенного изменения минерализации поровых вод по разрезу (в 2 раза и более) для достоверного определения поровых давлений в рассмотренных ситуациях необходима коррекция данных ЭК за влияние изменения минерализации поровой воды с глубиной.

Наиболее эффективно при этом привлечение других видов каротажа (АК, ГК, СП и др.), на показания которых мало влияет изменение минерализации поровой воды. По данным этих каротажных методов сначала устанавливается положение линии нормального уплотнения и кровли зоны АВПоД, а затем начальные параметры (при $H = 0$) полученного тренда пересчитываются в значение удельного сопротивления глин ($\rho_{п}^{20}$) на поверхности, тем самым избегая влияния смены минерализации поровых вод на показания ЭК. Этот способ имеет большое значение для многих морских месторождений Южно-Каспийского бассейна, так как здесь отмечается осолонение поровых вод в верхних горизонтах в глинистых пластах зон нормального уплотнения. Так, например, на морском месторождении Гюнешли по данным АК в скважине № 5 было установлено достоверное положение

линии нормального уплотнения глин, что дало возможность получить необходимые начальные параметры этой линии для кривой ЭК ($\rho_{п}^{20} = 2,4 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ и $K_{п} = 41\%$). Это позволило в дальнейшем использовать данные ЭК для оценки поровых давлений в других скважинах данного месторождения, где не было замеров АК [35].

Наиболее сложная задача возникает, когда осолонение поровых вод глин имеет место в верхних частях зоны АВПоД. При этом необходимо установить раздельное влияние на удельное сопротивление глинистых пород как осолонения, так и аномальной их пористости в зоне АВПоД, для чего надо знать значение минерализации поровой воды глин в исследуемом интервале. Тогда оценку поровых давлений по методике эквивалентных глубин проводят с помощью изучения изменения с глубиной параметра пористости ($P_{п} = \rho_{п} / \rho_{пор.в}$), а не с помощью кривой $\lg \rho_{п}^{20} = f(H)$.

В случае опреснения поровых вод в верхних интервалах разреза рекомендуется в качестве линии нормального уплотнения глин использовать нормальный тренд с начальными параметрами (при $H = 0$), приведенными в уравнении (6.1), т.е.

$$\delta_{п} = 1930 \text{ кг/м}^3, \quad \rho_{п} = 1,4 \text{ Ом} \cdot \text{м} \quad \text{и} \quad K_{п} = 46\%.$$

В работе [31] приведен следующий порядок учета изменения минерализации поровой воды по разрезу. По данным $\rho_{гг}^{20}$ и $\Delta t_{гг}^{20}$ (или $K_{п.гг}$) определяется среднее значение $\rho_{в.гг}^{20}$ (по палетке $\rho_{гг}^{20} = f(K_{п.гг})$, где шифром кривых являются значения удельного сопротивления поровой воды ($\rho_{пор.в}$) по разрезу в интервале, где минерализация постоянна и не изменяется с глубиной. Затем по зависимости $\rho_{гг}^{20} = f(K_{п.гг})$ определяются величины $\rho_{гг}^{20}$ в интервале изменения минерализации поровых вод по известным значениям $K_{п.гг}$ (или $\Delta t_{гг}^{20}$) для каждого интерпретируемого глинистого пласта при принятом среднем по разрезу значении $\rho_{в.гг}^{20}$. Исправленные таким образом значения $\rho_{гг}^{20}$ используются на графике $\rho_{гг}^{20} = f(H)$ для получения линии нормального уплотнения глин.

6.4. ВЛИЯНИЕ СМЕНЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА ГЛИН, ИХ ПЕСЧАНИСТОСТИ И КАРБОНАТНОСТИ НА ОЦЕНКИ АВПоД

Основную массу глинистых минералов в осадочных нефтегазоносных бассейнах, как, например, в глинах продуктивной толщи на площадях Южно-Каспийского бассейна, как правило, составляют минералы монтмориллонитовой и гидрослюдистой групп.

Как известно, минералы группы монтмориллонита легко поглощают и так же легко отдают полярные молекулы H_2O , которые располагаются в их межпакетном пространстве. Гидрослюды отличаются тем, что межпакетные связи у них прочнее и их минералы почти не обладают способностью к внутрикристаллическому набуханию. В то же время по сравнению с каолинитом они более активны по отношению к воде.

Одной из вероятных причин, способствующих развитию геофлюидальных давлений, могут быть процессы трансформации минералов с раздвигающейся кристаллической решеткой (т.е. монтмориллонита) в минералы с нераздвигающейся решеткой (гидрослюда) в результате дегидратации. Диагенетические преобразования монтмориллонита через смешанослойную фазу в гидрослуду отмечены во многих районах мира, в том числе и в ЮКБ.

Так, например, переход монтмориллонита к глинам смешанного состава (монтмориллонит-гидрослюда-каолинит-хлорит) был установлен при литологическом изучении шлама в процессе геолого-технологических исследований (ГТИ) разреза ПТ в скважине № 64 площади Кюрсангя-южная. По электрическому каротажу такая смена минералогии глин сопровождается увеличением удельного сопротивления глинистых пород. Однако по одному этому признаку не всегда удастся однозначно судить о смене минералогического состава глин. Более достоверной информацией следует считать скачкообразное увеличение плотности глин по шламу, отобранному при проведении ГТИ.

Таким образом, для идентификации смены минералогии глин по разрезу необходимо комплексирование данных ГИС и ГТИ с привлечением результатов детальных минералогических исследований образцов глинистых пород.

Для учета влияния смены минералогии глин при оценке АВПоД по данным ЭК в работе [31] предлагается способ, основанный на использовании зависимости между минералогическим составом глин, величиной емкости катионного объема ($Q_{гг}$) и удельным сопротивлением глинистых образцов. Однако ограничением этого способа является необходимость проведения лабораторных петрофизических исследований образцов глин (например, для определения $Q_{гг}$), что, как правило, не удается осуществлять в оперативном режиме.

В связи с этим Г.Я. Шиловым предложен способ учета влияния изменения минералогии глин при определении АВПоД [24, 30], который базируется на данных ГТИ и, следовательно, дает возможность корректировать оценки АВПоД в самые короткие сроки.

Сущность этого способа состоит в следующем. На эталонную кривую изменения плотностей глин с глубиной $\rho_{пз} = f(H)$, построенную с учетом влияния на плотность зоны АВПоД, наносят фактические плотности глин по шламу (керну) по исследуемой скважине. В зоне смены минералогии глин фактические плотности глин по шламу будут резко смещаться в сторону повышенных значений плотностей от тренда кривой $\rho_{пз} = f(H)$.

Тогда для учета влияния изменения минералогии глин необходимо изменить положение линии нормального уплотнения глин, сместить ее вправо, т.е. в область повышенных плотностей. Однако такое смещение следует проводить только для пластов, залегающих в интервалах изменения минералогии глинистых отложений. Величина смещения выбирается таким образом, чтобы исправленные значения плотности совпадали с фактическими значениями плотностей глин по шламу. Успешное применение рас-

смотренного метода учета изменения минералогии глин было осуществлено при оперативной оценке поровых давлений и выделении зон АВПоД в скважине № 64 площади Кюрсангя-южная в Азербайджане. При этом сопоставление полученных поровых давлений с данными бурения свидетельствует об их хорошем совпадении и, следовательно, о высокой эффективности этого способа.

Более сложный случай возникает при определении поровых давлений по данным ГИС, когда в исследуемом разрезе в глинах содержится существенное количество песчано-карбонатного материала. В руководящем документе [31] отмечается, что в этом случае необходимо проводить его количественную оценку и учет влияния на геофизические параметры при расчете поровых давлений. При этом количественное определение содержания песчано-карбонатного материала базируется на данных ПС с использованием петрофизической связи приведенной емкости катионного обмена с амплитудой отклонения потенциала собственной поляризации песчано-карбонатных глин от линии потенциала опорного пласта чистых глин. Учет влияния содержания песчано-алеврито-карбонатного материала на удельное сопротивление глинистых пластов ($\rho_{гг}$) при электрическом каротаже (ЭК) или на интервальное время распространения акустических волн в глинах ($\Delta t_{гг}$) при АК осуществляется соответственно по зависимостям $\rho/\rho_{гг} = f(C_{п.к.в.})$ и $\Delta t/\Delta t_{гг} = f(C_{п.к.в.})$, где шифром кривых является значение пористости K_p . Исправленные значения геофизических параметров пластов глин ($\rho_{гг}$, $\Delta t_{гг}$) используются далее в методике эквивалентных глубин для определения поровых давлений и зон АВПоД.

6.5. ОЦЕНКА ОДНОЗНАЧНОСТИ ИСПЫТАНИЙ ОБЪЕКТОВ И ОЦЕНОК ДАВЛЕНИЙ ПО ДАННЫМ ИСПЫТАТЕЛЕЙ ПЛАСТОВ НА ТРУБАХ

Как известно, конечным критерием эффективности оценок геофлюидальных давлений (поровых, геостатических) при применении тех или иных методик определения геодавлений по геолого-геофизическим (косвенным) данным должен служить как сам процесс бурения скважин, так и прямые замеры начальных пластовых давлений в скважинах с помощью ИПТ, ОПК и др.

Процесс бурения скважин объективно показывает следующие граничные условия оценок АВПоД по каротажу:

$$\begin{aligned} P_{пор} < P_{геост}; \\ P_{пор} > P_{пласт} \quad \text{или} \quad P_{пор} = P_{пласт} \end{aligned} \quad (6.7)$$

Из соотношения (6.7) следует, что поровые давления не могут превышать геостатические и должны быть больше или равняться пластовым давлениям.

Тогда если в процессе бурения (имеется в виду технологически качественный процесс) наблюдается поглощение бурового раствора вследствие гидроразрыва пласта (при отсутствии ослабленных зон), а значения гради-

ентов поровых давлений, вычисленных по данным каротажа, равны плотностям применяемого бурового раствора, то очевиден факт несоблюдения первого из условий соотношения (6.7), и следовательно, оценку порового давления следует признать ошибочной (завышенной). С другой стороны, когда в процессе бурения наблюдаются флюидопроявления, то очевидно, что пластовые давления коллекторов превысили гидростатические давления в скважине. Если расчетные оценки градиентов поровых давлений равны (или меньше) плотностям применявшегося бурового раствора, то тогда оценки градиентов поровых давлений по каротажу являются в данном случае ошибочными (заниженными).

Очень важной информацией являются данные о начальных пластовых давлениях, получаемых с помощью трубных пластоиспытателей. Однако эту информацию необходимо предварительно анализировать, принимая во внимание только случаи однозначных испытаний. Особенно это актуально при изучении изолирующих свойств плотностных покрышек.

Как известно, определение качества изолирующих свойств покрышек, состоящих из плотных (уплотненных) пластов (не глин), производится по данным о значениях их пористости, когда установлены критические значения эффективной пористости, разделяющие породу-коллектор от неколектора. Такие граничные значения пористости устанавливаются путем статистической обработки величин пористости для опробованных пластов различных литотипов, в том числе с учетом петрофизических особенностей глубокозалегающих отложений. В карбонатных и эффузивных разрезах дополнительно устанавливаются граничные значения для вторичной (трещинной) пористости. При этом строятся гистограммы распределения пористости пород, полученные по данным ГИС, отдельно для пластов, при опробовании которых был получен приток флюида, и для пластов, при опробовании которых приток не был получен.

Здесь важным моментом является определение однозначности результатов испытания бесприточных объектов. Только после анализа однозначности результатов испытания, когда действительно подтверждается наличие в интервале испытания «сухого» объекта, строится гистограмма распределения пористости для бесприточных объектов. Совмещение гистограмм для коллекторов (объектов, при опробовании которых был получен приток) и для пластов «сухих» объектов дает величину критического значения пористости коллекторов по абсциссе точки пересечения кривых указанных распределений. Таким образом, имея установленное граничное значение пористости для коллекторов, можно по данным о пористости пластов выделять интервалы «плотностных» покрышек, пласты которых характеризуются значениями пористости меньше критического значения для коллекторов.

Однако наиболее достоверная оценка изолирующих свойств пород плотностной покрышки возможна только по данным опробования. Так как эти интервалы разреза опробуют, как правило, только в процессе бурения с помощью испытателей пластов на трубах, то здесь возникает проблема выделения истинных «сухих» объектов, которая связана с определением опти-

мального режима испытания исследуемых объектов и оценкой однозначности их результатов.

В общем случае однозначность испытания является функцией следующих основных факторов [36; Шилов, 1980]:

$$S_n = f(Q_{\text{угл}}, Q_{\text{в(ф)}}, P_{\text{депр}}/P_{\text{репр}}, t, h_{\text{эф}}, h, B, K_1, K_2, K_3), \quad (6.8)$$

где S_n — однозначность испытания (ее состояние описывается множеством $\{0, 1\}$); $Q_{\text{угл}}$ — дебит нефти, газа или их смеси; $Q_{\text{в(ф)}}$ — дебит воды, фильтрата или их смеси; t — время между вскрытием и опробованием пласта; $P_{\text{депр}}/P_{\text{репр}}$ — отношение депрессии на пласт при испытании ($P_{\text{депр}} = P_{\text{пл}} - P_{\text{дол}}$) к репрессии при вскрытии ($P_{\text{репр}} = P_{\text{заб}} - P_{\text{пл}}$). Здесь $P_{\text{пл}}$ — пластовое давление, $P_{\text{дол}}$ — давление долива при испытании, $P_{\text{заб}}$ — гидростатическое давление столба промысловой жидкости при вскрытии объекта; h — длина испытываемого интервала; $h_{\text{эф}}$ — эффективная мощность пласта-коллектора; B — водоотдача глинистого раствора при вскрытии испытываемого объекта; K_1 — оценка испытания вида $\{0, 1\}$ («да», «нет») с точки зрения получения качественной кривой восстановления давления (к.в.д.); K_2 — оценка испытания вида $\{0, 1\}$ с точки зрения получения качественной кривой притока; K_3 — оценка испытания вида $\{0, 1\}$ с точки зрения качественной работы запорно-поворотного клапана при снятии к.в.д.

Отличительной чертой оценки достоверности результатов испытания объектов ИПТ является то, что здесь производится не оценка количественной погрешности процесса испытания, как это принято при обработке результатов обычного технического эксперимента, а проверка выполнения ряда условий технологии испытания исследованного объекта по сравнению с оптимальным процессом испытания объекта. Такая оптимальность устанавливается на основании обобщения результатов испытания объектов с тем или иным типом коллектора, встречающихся среди определенных литологических разностей пород.

Несмотря на некоторые преимущества применения ИПТ, заключающиеся прежде всего в том, что исследуемый пласт-коллектор испытывается с минимальным разрывом во времени между его вскрытием и испытанием в открытом стволе, когда не потеряна еще гидродинамическая связь пласта со скважиной, однако на практике в результате целого ряда причин до 30% результатов испытаний относятся к неоднозначным.

Рассмотрим особенности методики оценки однозначности результатов испытаний объектов с помощью ИПТ в случае отсутствия притока в процессе испытания [36; Шилов, 1980], что непосредственно позволит делать достоверные выводы о наличии плотностной покрышки в интервале исследования.

При этом анализ результатов испытания, согласно (6.8), должен состоять в следующем.

1. Производят оценку однозначности результатов испытания в зависимости от ряда геолого-технологических и технических факторов ($P_{\text{депр}}/P_{\text{репр}}$, t и др).
2. Производят оценку объектов, обладающих только диффузионной проницаемостью.

При установлении однозначности испытания пород-покрышек обязательно анализировать выполнение факторов K_1 и K_2 , когда глубинными манометрами зафиксированы кривые притока и восстановления давления, т.е. необходимо оценить качество этих кривых.

Кроме того, обязательна и оценка фактора K_3 , которая выполняется при визуальном осмотре запорно-поворотного клапана после проведения испытания, результаты которого оформляются соответствующим актом.

Величина водоотдачи V промывочной жидкости во многом определяет количество фильтрата бурового раствора, попадающего в пласт-коллектор после его вскрытия, что вызывает ряд явлений в пласте, снижающих проницаемость. Например, на разведочных площадях Азербайджана при бурении используют промывочные жидкости, имеющие водоотдачу, не превышающую $5 \text{ см}^3/30 \text{ мин}$, а это указывает на то, что данный фактор здесь мало влияет на качество вскрытия коллекторов и им можно пренебречь при оценке однозначности испытания.

Гарантией отсутствия полного блокирования проницаемости околоствольной зоны пластов является также проведение испытания объекта не позже 10–15 суток после его вскрытия (фактор t). Поэтому проверка выполнения этого условия обязательна при оценке однозначности результатов испытания.

При анализе влияния фактора h опираются на результаты статистического анализа испытаний объектов по исследуемому региону. Так, например, на разведочных площадях Азербайджана [36, 37] оптимальная длина интервала испытания, при которой существует наибольшая вероятность получения притока, колеблется в пределах 20–100 м как для условий открытого ствола, так и при опробовании в технической колонне. Для разрезов, где коллекторы представлены сложными типами, наилучшие результаты получают при интервалах испытания не более 50–70 м. Таким образом, анализируя результаты испытания объектов с помощью ИПТ, при интервале исследования более 100 м, когда приток пластового флюида не был получен, не всегда следует делать однозначный вывод об отсутствии в интервале испытания проницаемых пород и, следовательно, о хороших изолирующих свойствах плотностной покрышки.

Одним из главных факторов, используемых при проверке однозначности испытания, является параметр $P_{\text{депр}}/P_{\text{репр}}$. Физическая сущность этого параметра заключается в том, что в случае превышения депрессии над репрессией создаются условия, во-первых, для лучшей очистки зоны проникновения от фильтрата и, во-вторых, для уменьшения удельного содержания фильтрата в объеме притока, так как при больших депрессиях создается гидравлический удар, идущий широким фронтом по пласту и вовлекающий в работу участки различной проницаемости, насыщенные пластовым флюидом, а не только участки повышенной проницаемости, в которые при вскрытии, как правило, заходит фильтрат (так называемые языки фильтрации).

Для коллекторов преимущественно порового строения величина депрессии при испытании должна быть максимально возможной для данного

разреза (учитывая устойчивость пород и безаварийную работу сборки ИПТ при испытании). Большая величина депрессии здесь необходима как для разрушения глинистой корки и преодоления гидравлических сопротивлений в пласте, так и для обеспечения притока, близкого к постоянному. Было установлено [36; Шилов, 1980], что для поровых коллекторов оптимальный режим испытания будет осуществляться при создании технологического условия $P_{\text{депр}}/P_{\text{репр}} > 3$ (или $P_{\text{депр}}/P_{\text{репр}} = 3$).

При установлении оптимальной депрессии для испытания трещинных коллекторов, кроме создания условий для преодоления гидравлических сопротивлений в пласте (тенденция к увеличению депрессии), следует учитывать напряжение в стволе скважины, так как высокие депрессии могут привести к смыканию трещин. Для правильной оценки напряжений от действия горного давления в призабойной зоне разведочных скважин необходимы данные о физико-механических свойствах горных пород, слагающих разрезы скважин исследуемого региона, т.е. о модуле Юнга, коэффициенте Пуассона, показателе бокового распора. Однако для коллекторов, перекрываемых глинистой толщей, большое значение приобретает «арочный» эффект, под действием которого кольцевые сжимающие напряжения в коллекторе значительно снижаются (в интервале испытания) вследствие деформации ствола скважины в глинистой толще (над интервалом испытания). В связи с этим при испытании порово-трещинных коллекторов, перекрываемых глинистыми подами, депрессия должна быть такой, чтобы выполнялось условие $P_{\text{депр}}/P_{\text{репр}} > 1,5$ [36, 38]. При отсутствии над кровлей трещинных коллекторов глинистых отложений испытание производят с пониженной депрессией (менее 15 МПа) при условии $P_{\text{депр}}/P_{\text{репр}} > 0,5$.

Таким образом, анализируя результаты испытания объектов с помощью ИПТ, в первую очередь необходимо проверить, соблюдалось ли при испытании технологическое условие $P_{\text{депр}}/P_{\text{репр}}$ в соответствии с ожидаемым типом коллектора и наличием (или отсутствием) глинистых пластов в исследуемой покрышке. Только после этого делают окончательный вывод об отсутствии проницаемых пород в плотностной покрышке.

Исследования показали [36, 38; Шилов, 1980], что особые трудности возникают при оценке однозначности результатов испытаний, когда не получают видимого притока, в том числе не фиксируемого по кривой притока глубинным манометром, в то время как после закрытия запорно-поворотного клапана (ЗПК) регистрируется качественная к.в.д. Анализ промысловых материалов показал, что число таких объектов в среднем составляет около 25% от общего числа проведенных испытаний с помощью ИПТ. Наличие к.в.д. при испытании таких объектов не всегда следует однозначно относить за счет слабого притока низкопроницаемого пласта-коллектора. В общем случае рост давления в подлакерной зоне после закрытия ЗПК (когда нет притока в открытом периоде) может быть обусловлен следующими причинами:

1) слабым проявлением низкопроницаемого пласта-коллектора, которое не отмечалось в период притока глубинными манометрами в связи с их недостаточной чувствительностью.

Низкая активность проявления коллектора может являться следствием как структурно-литологических особенностей пласта и загрязнения его при-скважинной зоны, так и нарушением оптимального режима испытания. В случае установления загрязненности коллектора (прискважинной зоны) можно рекомендовать повторить испытание (например, с увеличением депрессии на пласт) или осуществить соответствующую обработку околоствольной зоны пласта для увеличения его проницаемости. Такие загрязненные объекты выделяются по наличию больших значений коэффициента снижения проницаемости призабойной зоны ($KС > 3$), а также по равенству пластового давления, полученного по фактической к.в.д., и среднего значения пластового давления, характерного для исследуемого горизонта:

2) техническими осложнениями (пропуском в резьбовом соединении труб ниже ЗПК, низкой устойчивостью или даже деформацией уплотнителя пакера, фильтрацией раствора через пласт вокруг пакера).

Влияние этих факторов обычно нарушает плавность роста к.в.д., при этом к.в.д. на полулогарифмическом графике не имеет прямолинейного участка. Конечные давления такой к.в.д. соответствуют гидростатическому давлению в скважине, т.е. бывают выше пластового. По этим признакам обычно удается выявить наличие технических осложнений;

3) диффузионным потоком жидкости в поровом пространстве горных пород, направленным из пласта в скважину.

Влияние данного фактора [36; Шилов, 1980] при обработке данных ИПТ исследовано еще недостаточно.

Как известно, молекулы газа, жидкостей и растворенных в них веществ в пласте находятся в постоянном движении. Если к системе «пласт — скважина» не приложены никакие силы, то через произвольное ее сечение встречные потоки молекул и ионов разного вида равны между собой, что, конечно, не дает направленного потока массы. Приложение сил к системе делает неравнозначными вероятности и длины скачков молекул в разных направлениях. Изменение концентрации молекул также приводит к тому, что в разных направлениях движется неодинаковое число молекул. Таким образом, возникает некомпенсированный поток вещества в направлении, обратном градиенту поля. В общем случае такой диффузионный поток следует рассматривать как сумму потоков концентрационной, термо- и бародиффузии. Согласно термодинамике необратимых процессов, например, для такой диффузии в среде с двумя видами молекул (в скважинных условиях) можно привести следующее уравнение, описывающее данный процесс [39]:

$$J_i = (1 - \omega'_i / 1 - C_i) C^* [D_c \text{grad} C_i + D_p (\text{grad} P / P) + D_T \text{grad} T / T], \quad i = 1, 2, \quad (6.9)$$

где J_i — диффузионный поток частиц вида i ; ω'_i — весовой коэффициент для средних скоростей частиц; C_i — молярная концентрация для частиц вида i ; C^* — общая молярная объемная концентрация; D_c — коэффициент концентрационной диффузии, D_p — коэффициент бародиффузии; D_T — коэффициент термодиффузии.

Из уравнения (6.9) следует, что в интервале глубин ниже точки *инверсии температуры*¹ все три вида диффузионных потоков имеют один и тот же знак (т.е. они складываются) и бывают направлены из пласта в скважину. Это происходит вследствие того, что диффузионные потоки движутся обратно направлению градиентов температуры, давления и концентрации (как известно, градиенты температур, давлений и концентраций направлены от стенок скважины вглубь пласта, т.е. в направлении наискорейшего возрастания функции соответственно температуры, давления и концентрации).

Многими исследователями [36, 40] было установлено, что в бурящихся скважинах возникает разность температур (ΔT) между стенками скважины и массивом горных пород. Это создает условия для *термодиффузии*, которая возникает, если исходить из принципов термодинамики необратимых процессов, от наложения процессов теплопроводности и диффузии.

Возможность существования явления термодиффузии в системе «скважина — пласт» подтверждается также экспериментальными исследованиями, которые показали, что с увеличением глубины скважины рост разности температур ΔT может быть одной из причин проникновения пластового флюида в скважину.

Ввиду того что испытания объектов с помощью ИПТ, как правило, проводятся при депрессии на пласт, то создаются оптимальные условия и для протекания *бародиффузии*.

Реальные возможности имеются также и для создания *концентрационной диффузии*, так как в прискважинной зоне пластов находятся в контакте фильтрат и пластовый флюид, обладающие, как правило, различной концентрацией ионов.

Таким образом, наличие к.в.д., когда кривая притока показывает отсутствие повышения давления в открытый период испытания, можно объяснить следствием диффузионного массопереноса жидкости из пласта в скважину. При этом в открытом периоде в связи с недостаточной чувствительностью глубинных манометров повышение давления не регистрируется, а при закрытом периоде испытания, когда объем подпакерного пространства очень мал, наблюдается повышение давления, фиксируемое в виде к.в.д. глубинными манометрами.

Следует отметить, что так как диаметр диффундирующих молекул жидкости равен $6 \cdot 10^{-10}$ м, а диаметр поровых каналов существенно больше (в пределах $10-60 \cdot 10^{-6}$ м), то процесс диффузии пластовой жидкости через поровое пространство пласта будет происходить, так же как и в свободной жидкости [39]. Это делает возможным исследовать термодиффузионный процесс в скважине методами математического моделирования. В част-

¹ Инверсия температур — при наложении кривых изменения температуры в бурящейся скважине и в массиве горных пород с глубиной имеется точка, где существует равенство температур. Выше этой точки температура пород выше температуры промывочной жидкости в скважине, ниже — наоборот, т.е. происходит инверсия температур.

Глава 7 ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ГЕОФЛЮИДАЛЬНЫХ ДАВЛЕНИЙ

ности, для этой цели было предложено использовать модель термодиффузионной колонны [36, 41; Шилов, 1980].

Малоприточные объекты, обладающие только диффузионной проницаемостью, являются малоперспективными из-за низкой фильтрационной проницаемости. В связи с этим большое значение приобретает способ оценки результатов испытания, позволяющий идентифицировать такие объекты. Для решения данной задачи разработан графический способ [36; Шилов, 1980], основанный на некоторых особенностях гидродинамической характеристики «диффузионных» объектов. Так, было установлено, что рассматриваемые объекты характеризуются пониженными значениями «пластового» давления (подсчитанного по методу Хорнера—Сейза) по сравнению со значениями пластовых давлений, характерных для коллекторов, где приток обусловлен работой самого пласта. Это объясняется тем, что к.в.д. «диффузионного» объекта не характеризует всю энергию пласта при испытании, что связано с большими гидравлическими сопротивлениями при передаче импульса давления из-за низкой фильтрационной проницаемости пласта.

Таким образом, если нанести на полученную для коллекторов какого-либо стратиграфического горизонта зависимость $P_{пл} = f(H)$ точки, соответствующие «пластовым» давлениям диффузионных объектов, то они будут отклоняться от приведенной зависимости в сторону пониженных значений пластовых давлений ($P_{пл}$). Кроме того, такие объекты имеют низкие значения коэффициентов снижения проницаемости призабойной зоны ($KС < 1$), указывающие на ее дренирование при разбуривании пласта, что также свидетельствует об отсутствии в интервале испытания коллекторов (объектов с фильтрационной проницаемостью), когда в открытом периоде не получают видимого притока жидкости.

На рис. 6.3 показан пример выделения «диффузионных» объектов среди эффузивных пород мелового возраста площади Мурадханлы (Азербайджан) с помощью рассмотренного выше графического способа.

Интервалы испытания, где обнаружены такие объекты, следует отнести к породам плотностных покрышек.

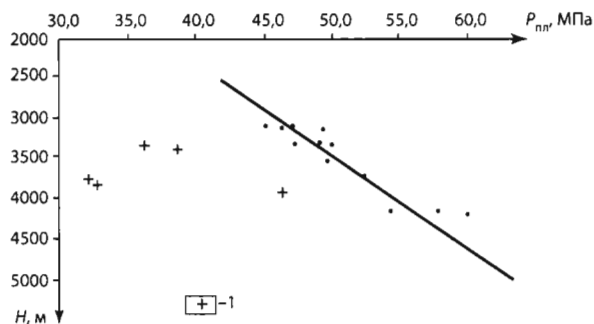


Рис. 6.3. Зависимость $P_{пл} = f(H)$ для пород мелового возраста площади Мурадханлы:
1 — объекты, обладающие только диффузионной проницаемостью

В общем, прогноз геофлюидальных давлений делится на *предварительный*, осуществляемый до бурения, и *оперативный*, который производят в процессе бурения.

7.1. ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ПОРОВОГО ДАВЛЕНИЯ ПО МЕТОДУ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ АНАЛОГИИ

Прогнозирование геофлюидальных давлений по *методу геологической аналогии* производят до начала бурения скважин при выборе оптимального режима проводки скважин, определении необходимой плотности и физико-химических свойств промывочной жидкости с целью избежания обвала стенок скважин, прихвата бурильного инструмента, выбросов и открытого фонтанирования. Важное значение имеет также прогнозирование АВПД в проницаемых пластах, к которым приурочены залежи нефти и газа, что дает возможность производить качественное вскрытие продуктивных горизонтов, препятствующее проникновению фильтра промывочной жидкости и способствующее сохранению естественной проницаемости.

Как отмечалось ранее, при использовании метода геологической аналогии необходимо подобрать сначала эталонный разрез, который по своим основным параметрам (тектоническому строению и литолого-фациальному составу пород, слагающих разрез площади, и, следовательно, термобарическим свойствам) соответствует исследуемому. Для установления такой идентичности разрезов применяют региональные палеогеографические, литолого-фациальные, палеотектонические, геотермические и гидрогеологические исследования.

Кроме того, при прогнозировании АВПОд (АВПД) до начала бурения требуется большой объем экспериментальных исследований по изучению структуры поровых пространств глинистых, песчаных и карбонатных пород; динамики отжатия воды из глин при пластовых температурах и давлениях, химизма отжатых вод, постоянства объемов глин и каменной соли при контакте с промывочными жидкостями; зависимости термического расширения газа, нефти, воды и вмещающих пород от пластовых температуры и давления. Все это направлено на определение генетической природы образования АВПОд (АВПД) в эталонном разрезе и ее идентичности в исследуемом разрезе.

При прогнозировании геофлюидальных давлений методом аналогии следует исключить ошибки, связанные с сопоставлением разрезов, принадлежащих осадочным бассейнам различного типа с различной стратиграфической приуроченностью отложений, несопоставимыми петрофизическими свойствами сравниваемых пород.

Предварительный прогноз осуществляется путем обработки всей накопленной информации по определению давлений с целью выявления закономерностей их изменений по разрезу и площади эталонного участка. Для этого по выбранным направлениям строятся профильные схемы изменения градиентов поровых и пластовых давлений по разрезу, на которых выделяют толщи, характеризующиеся однотипным характером изменения давлений с глубиной, устанавливают их стратиграфическую приуроченность и площадное распространение.

Для выделенных зон (толщ) строят карты равных градиентов давлений. Помимо этого, целесообразно построение структурных карт по кровле выделенных зон АВПД с целью прогнозирования глубин их вскрытия, а также карт равных мощностей и песчанности (глинистости) разреза. Обычно строят карты изменения градиентов пластовых давлений в коллекторах, карты изменения поровых давлений в глинах и карты средних градиентов давлений флюидов.

По зависимости, характеризующей изменение порового (пластового) давления с глубиной для эталонного разреза, с учетом мощностей размытия, а также опираясь на характер распределения геофлюидальных давлений, установленных с помощью карт, прогнозируется распределение геофлюидальных давлений для исследуемого разреза проектируемой скважины с отбивкой глубин, соответствующих основным пластам — флюидоупорам.

Данные предварительного прогнозирования давлений флюидов используются для составления проекта строительства скважины, включая параметры бурового раствора и глубины спуска обсадных колонн, определения рационального комплекса и интервалов исследования ГИС, отбора керна и шлама.

7.2. ПРОГНОЗИРОВАНИЕ АВПоД (АВПД) В ПРОЦЕССЕ БУРЕНИЯ

Наибольший объем сведений о параметрах пластов, в том числе термобарических, несомненно, можно получить в процессе бурения поисковых и разведочных скважин. Однако следует иметь в виду, что прогнозирование в процессе бурения в известной мере условно, поскольку пласты с АВПоД (АВПД) уже вскрыты, что должно отразиться на поведении промывочной жидкости.

В ряде случаев, когда маркирующие горизонты в поисковых скважинах встречены на значительно меньших глубинах, чем предполагалось, естественно, что зона АВПоД (АВПД) будет также встречена на меньшей глубине. В этой связи должны быть внесены коррективы в режим бурения и величину плотности промывочной жидкости. На отдельных месторождениях в глинистых толщах, перекрывающих крупные газовые залежи, может существовать «ореол вторжения» (до нескольких сотен метров), который сам по себе является признаком приближения к зоне АВПД.

Как известно, на практике для оценки геофлюидальных давлений широко используется метод d -экспоненты, а также другие технологические

параметры бурения. Когда долото входит в переходную зону АВПоД (АВПД), при условии неуравновешенности пластового давления, скорость проходки увеличивается. Это приводит к увеличению количества глины в шламе. При наличии перепада давления, направленного в сторону ствола, глина будет стремиться отвалиться от стенки скважины. Если в глине содержится газ, то частицы будут отваливаться значительно быстрее, так как расширяющийся газ будет способствовать отщеплению частиц от стенок скважины.

Степень увеличения количества шлама зависит:

а) от увеличения проходки ниже точки равновесия между давлением столба промывочной жидкости и давлением жидкости в глине (поровым давлением);

б) значения перепада давления, направленного в сторону ствола скважины;

в) количественного выражения увеличения скорости проходки.

Приведенная выше информация, а также другие параметры могут своевременно предупредить о возможности вскрытия зон АВПоД (АВПД) и, следовательно, возникновения негативных ситуаций. Результаты проводки первых поисковых и разведочных скважин, а также тщательный контроль за процессом бурения позволяют с большой эффективностью использовать эти данные в обобщенном виде для бурения других скважин месторождения.

Оперативный прогноз геофлюидальных давлений в процессе бурения проводится путем построения графика изменения градиента давления от глубины (т.е. $\eta = f(H)$), полученного по данным ГИС или других методов с помощью методики эквивалентных глубин, и *его экстраполяции ниже фактического забоя скважины*.

Для повышения достоверности прогнозирования давлений в процессе проводки скважин необходимо предусмотреть сокращение до 100–200 м интервалов исследования разреза методами ГИС перед вскрытием зоны АВПоД (АВПД) и до 50–100 м — в переходной зоне, а прогнозирование давлений осуществлять не более чем на глубину интервала последующего исследования.

В районах, в которых разрезы представлены чередованием уплотненных пород различной литологии (глин, песчаников, алевролитов, известняков), особенно характерных для древних отложений, наблюдается значительная дифференциация геофизических и петрофизических параметров глин с глубиной и, соответственно, рассчитанного по ним градиента порового давления. Это затрудняет прогноз давления и в ряде случаев может привести к значительным ошибкам в величинах их прогноза. Дифференциация градиента порового давления вызвана прежде всего тем, что пористость глинистого пласта изменяется по мощности, являясь минимальной на контакте с коллектором и максимальной в середине глинистой толщи. Поэтому в зависимости от конкретных геологических ситуаций (соотношений мощностей глин и коллекторов, их пористостей и проницаемостей) возможны разные соотношения между величинами пластового давления в коллекторе

и порового давления в глинах на некотором удалении от границы пласта-коллектора.

Так, при наличии в разрезе мощной толщи чистых глин, заключенной между двумя коллекторами с хорошими гидродинамическими свойствами, поровые и пластовые давления на контакте коллектор — глина равны, а при удалении от коллектора на первые десятки метров градиент порового давления растет, достигает своего максимального значения для данной мощности глин и в дальнейшем остается практически постоянным. Это объясняется тем, что пористость глин на расстоянии десятков метров от коллектора будет выше, чем пористость их непосредственно на контакте с коллектором.

Как известно, наличие в глинистой толще примесей песчано-алевритового материала в рассеянном состоянии повышает ее проницаемость по сравнению с чистыми глинами. Это, в свою очередь, способствует более интенсивному уплотнению глин и снижению градиента порового давления, который при сильной песчаности глин может быть равен градиенту пластового давления в коллекторах.

Если в мощной толще глин встречаются небольшие линзы коллекторов, не имеющих гидродинамической связи по разрезу и площади, то поровые давления в глинах и пластовые давления в таких линзах будут равны, так как из них весьма затруднен отток пластовых вод.

При наличии в глинистой толще системы линз большой мощности и имеющих между собой гидродинамическую связь градиенты пластовых давлений в таких линзах и поровые давления в глинах на контакте с коллекторами будут несколько ниже, чем градиенты поровых давлений внутри глинистой толщи.

Если в глинистой толще расположены пласты-коллекторы значительной мощности, обладающие хорошими коллекторскими свойствами и достаточно регионально выдержанные, то на контакте с ними поровые давления будут равны пластовым, но величины градиентов пластовых давлений могут существенно отличаться от градиентов поровых давлений в глинах, удаленных на несколько десятков метров от этих пластов (как правило, градиенты пластовых давлений ниже градиентов поровых давлений).

Таким образом, пластовые давления в коллекторе и поровые давления в глинах равны между собой лишь на контакте коллектор — глинистая толща, а при удалении на десятки и, тем более, на сотни метров от коллектора, а в некоторых случаях при наличии монтмориллонита в глинах — даже на метры поровые давления в глинах могут существенно отличаться от пластовых в развитых коллекторах. Следовательно, в зависимости от положения в разрезе интерпретируемого интервала глин по отношению к коллектору рассчитанное поровое давление в глинах может использоваться или нет как информация о пластовом давлении в коллекторе.

Следует отметить, что технология проводки скважин в одних геологических условиях ориентируется в большей мере на изменение по разрезу поровых давлений в глинистых толщах (неоген-палеоген Азербайджана,

Чечня, Крым и др.), в других — на изменение по разрезу прежде всего пластовых давлений в коллекторах (девон Волгоградского Поволжья, карбон Днепровско-Донецкой впадины). В первом случае разрез, как правило, сложен мощной глинистой толщей с редкими пластами коллекторов. Градиенты поровых давлений в глинах часто достигают величин геостатического давления. Во втором случае разрез представлен чередованием пород различной литологии и глинистые породы (аргиллиты) здесь, хотя также характеризуются АВПоД, однако значительно уплотнены и могут длительное время выдерживать значительный (до 8–10 МПа) перепад порового давления над статическим в скважине без катастрофического нарушения ствола. В таких геологических условиях при бурении необходимо знать прежде всего изменения пластового давления по разрезу.

В тех случаях, когда разрез представлен мощной глинистой толщей, градиенты поровых давлений в них изменяются с глубиной плавно, и здесь прогнозирование осуществляется ниже фактического забоя скважины на десятки и даже сотни метров путем экстраполяции кривой $\eta = f(H)$.

Допустимая глубина прогноза ($h_{пр}^{max}$) определяется величиной изменения градиента порового давления на отрезке 100 м над забоем скважины (рис. 7.1).

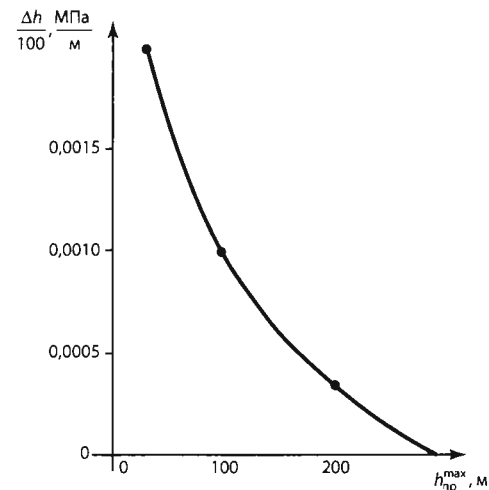


Рис. 7.1. Зависимость максимальной глубины прогноза от измерения градиента давления в интервале 100 м над забоем

Например, скважина имеет забой 4700 м. В интервале 4600–4700 м изменение градиента порового давления составило 0,001 МПа/м. Тогда согласно графику на рис. 7.1 прогноз может быть осуществлен на 100 м, т.е. до глубины 4800 м.

Если отложения представлены чередованием пород различной литологии, то наблюдается значительная дифференциация зависимости $\eta = f(H)$.

Последнее не позволяет уверенно прогнозировать поровые давления на достаточно большой интервал ниже фактического забоя путем экстраполяции зависимости $\eta = f(H)$.

Для прогноза давлений в таких геологических условиях рекомендуется на зависимости $\eta = f(H)$ проводить две оконтуривающие кривые — по максимальным и минимальным значениям градиентов поровых давлений, а затем эти кривые экстраполировать ниже фактического забоя скважин на 100–150 м.

Оконтуривающая линия по максимальным значениям градиентов соответствует осредненному изменению градиентов поровых давлений по разрезу в срединных частях глинистых интервалов, а также пластовым давлениям в микролинзах коллекторов внутри этих глинистых толщ. Линия, проведенная по минимальным значениям градиентов, соответствует осредненному изменению поровых давлений в глинах на контакте с коллекторами и, следовательно, изменению пластовых давлений в хороших коллекторах по разрезу.

Для успешного бурения в сложных геологических условиях в зонах с АВПоД (АВПД) огромное значение имеют опыт и высокая квалификация буровых бригад, а также качество бурового оборудования, промывочной жидкости и своевременное снабжение буровой необходимыми материалами и реагентами.

Глава 8

ХАРАКТЕРИСТИКА ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗОН АВПоД В РАЗЛИЧНЫХ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОСАДОЧНЫХ БАСЕЙНАХ

С позиций соответствия рассмотренным выше механизмам формирования АВПоД и АВПД проанализируем закономерности пространственного распределения аномальных давлений в гидродинамических системах бассейнов подвижных поясов.

Фактические данные по отдельным площадям, месторождениям, регионам частично заимствованы из Энциклопедии нефти [42, 43], Кадастра АВПД Мира К.А. Аникиева (ВНИГРИ), справочной литературы, фондовых материалов и опубликованных работ: по Южно-Каспийскому бассейну — В.С. Мелик-Пашаева, Б.А. Тхостова, Г.П. Ованесова, Н.Ю. Халилова, В.Ю. Керимова, М.З. Рачинского, Р.Д. Джеваншира, Г.Я. Шилова, В.В. Колодия, П.Е. Шувалова и др.; по Паданскому бассейну — К. Гавотти, П. Мильюша, У. Фертла, М.К. Калинко, Н.А. Константиновой и Р.Б. Суслович; по Венскому бассейну — К. Крейчи-Графа, К. Лакмайера, Г. Шрок-Кенфукса, М. Михаличека, В. Кауфмана, П. Эстерки; по Иравадийско-Андаманскому бассейну — У. Абрахама, Х. Тайнша, У. Фертла, Р. Бенгхема; по Лос-Анджелесскому бассейну — А. Леворсена, У. Фертла, Дж. Чилингара, М. Майюга, Ф. Берри, Б. Рема, В.Ф. Раабена; по Маракаибскому бассейну — А. Ройяса, К. Смита, У. Фертла, О. Менчера, М. Линча, Д. Андерсона, А. Леворсена, М.К. Калинко; по Предкарпатскому бассейну — Р.М. Новосилецкого, К.А. Аникиева, В.Ф. Линецкого, Б.А. Тхостова, В.А. Краюшкина, А.А. Орлова; по Индоло-Кубанскому бассейну — Б.А. Тхостова, А.А. Карцева, С.Б. Вагина, Г.М. Сухарева, И.П. Жабрева, В.С. Котова, В.Г. Ермолаева, В.П. Матвиенко, Д.И. Рогожина, С.А. Федотовой, О.М. Озерного, Ю.Т. Афанасьева, А.В. Томкиной, М.З. Рачинского; по Терско-Каспийскому бассейну — В.М. Николаева, М.П. Лысенкова, А.В. Меркулова, Б.А. Тхостова, К.А. Аникиева, Г.М. Сухарева, С.И. Сергиенко, А.М. Никанорова, О.Б. Барцева, Г.П. Волобуева, И.Г. Кисина, В.Н. Корценштейна, Б.Л. Александрова, М.З. Рачинского, Б.М. Яковлева, Ю.Т. Афанасьева, А.В. Томкиной; по Предзагросскому бассейну — А. Леворсена, М. Хабберта, В. Руби, Д. Коминса, К. Андерсена, Р. Бекера, Дж. Рауфи, П. Лейна, Н. Фэлкона, В.И. Высоцкого, М.М. Алиева; по Западно-Сибирскому бассейну — Г.П. Евсеева, Н.В. Шаблинской, Т.В. Дорофеевой, Ю.Г. Зимина, Г.Р. Новикова, П.П. Иванчука, В.А. Виноградова, Е.А. Соловьева, А.А. Нежданова, В.Н. Борродкина, Н.Х. Кулахметова, В.А. Скоробогатова, Ф.К. Федорцова, А.В. Шапурина, В.Ю. Керимова, Г.Я. Шилова, Б.Л. Александрова и др.

Общий объем использованного и систематизированного фактического материала составляет более 3500 замеров начальных пластовых давлений в продуктивных зонах залежей и в водоносных объектах.

В разделе с большей степенью детальности рассмотрены Южно-Каспийский и Индоло-Кубанский бассейны, принятые в качестве базовых моделей межгорных впадин и предгорных прогибов подвижных поясов. В работе показаны некоторые данные изучения геофлюидальных давлений по Западно-Сибирскому нефтегазоносному бассейну.

8.1. МЕЖГОРНЫЕ ВПАДИНЫ

8.1.1. Южно-Каспийская впадина

Одной из характерных и исключительно важных особенностей мезокайнозойского осадочного чехла Южно-Каспийского бассейна является широкое развитие в нем аномально высоких поровых в не(слабо)проницаемых интервалах разреза (глинах, аргиллитах) и пластовых давлений в терригенных и карбонатных коллекторах. Зоны и участки их проявлений характеризуются приуроченностью к различным стратиграфическим комплексам, варьирующей по разрезу и площади интенсивностью, разнящимися механизмами генерации, условиями консервации и релаксации, степенью гидравлической связи с региональной гидродинамической системой и локальными водонапорными комплексами.

Информационная база исследования — более 2500 фактических замеров начальных пластовых давлений на 206 пребывавших в разведке площадях; электрокаротажные определения градиентов АВПоД методами кривых нормального уплотнения и эквивалентных глубин по 300 глубоким скважинам; интерпретации данных полевых сейсмо-, грави-, электро- и магниторазведки, акустического зондирования; материалы буровых работ по проходке большого количества поисковых и разведочных скважин¹; авторские полевые, фондовые, справочные и литературные данные по геологическому строению районов и локальных структур, литологии разрезов, истории геологического развития территорий, региональным гидрогеодинамике, гидрогеохимии и пр.

В мезозойских отложениях ЮКВ аномально высокие давления в гидродинамических комплексах констатированы по материалам структурно-поискового и глубокого бурения и редких единичных опробований и исследований скважин в основном в далеких, наиболее приподнятых, периферических частях бассейна — на ряде структур юго-восточного погружения мегантиклинория Б. Кавказа, Северо-Апшеронской зоны поднятий, вос-

точного замыкания Прибалханской зоны, морской части Рештского и на суше Горганского прогибов (табл. 8.1).

Юрские и валанжинские интервалы, являющиеся базисными для всей осадочной толщи бассейна, могут быть охарактеризованы данными опробования скважин на площадях юго-восточного погружения мегантиклинория Б. Кавказа — пл. Кешчай, Бегимдаг-Тегчай и пл. Гозел-Тепех Горганского прогиба. На пл. Кешчай в скв. 1 при опробовании среднеюрских отложений в интервале 1870–1877 м был получен приток пластовой воды дебитом 70–80 м³/сут с относительно небольшим количеством газа при давлении на буфере скважины (превышении пластового давления) 15 МПа [44, 45, 46; Рачинский, 1973], что определяет абсолютную величину пластового давления в 32,79–33,74 МПа при $K_{\text{АВПД}}$ порядка 1,75–1,80. На обеих структурах района при тестировании этих объектов в скважинах притоки воды обычно не превышали 80 м³/сут и только в отдельных скважинах, пересекающих плоскости крупных тектонических нарушений, достигали 20–25 тыс. м³/сут (пл. Кешчай, скв. 2, валанжин). Последний случай является весьма симптоматичным, поскольку этот приток был получен с глубины всего 242 м при аварийном фонтанировании скважины. На устьях всех этих водяных скважин при их закрытии величины буферных давлений составляли 14,1–22,3 МПа, что определяет значения пластовых давлений порядка 33–47 МПа при $K_{\text{АВПД}} = 1,75–1,90$ [45]. На пл. Гозел-Тепех величина пластового давления в скв. 2 на глубине 5800 м (юра) составляет 130 МПа при его превышении над гидростатическим в 72 МПа и $K_{\text{АВПД}} = 2,24$ (рис. 8.1). Проводка скважин на этой площади оказалась возможной лишь при условии утяжеления бурового раствора до 2,64 г/см³ [47; Fertl, 1972; 1976].

В юрско-валанжинском стратиграфическом диапазоне, выполненном в ЮКВ лишенными АВПоД предельно консолидированными глинистыми аспидными сланцами, аргиллитами, плотными глинами с линзовидными пачками низкопроницаемых трещиноватых песчаников, алевролитов, гравелитов, мергелей и известняков¹, зафиксированные весьма значительные величины превышений пластовых давлений и коэффициентов аномальности представляются определенными главным образом двумя основными факторами — нерелаксированными сингенетическими АВПД, образованными в достаточно замкнутых коллекторских разностях как за счет собственного гравитационного сжатия и проникновения в них поровых растворов при нормальном палеоуплотнении «возрожденных» вод трансфор-

¹ Материалы буровых работ — сведения о динамике плотностей буровых растворов и различного рода осложнениях в ходе проходки скважин — привлекались для оценки давлений лишь на площадях и в интервалах разреза, где объекты не были изолированы колоннами или не опробовались. В условиях дефицита фактической информации, особенно по практически лишенным промышленного нефтегазоносности мезозойским и палеоген-миоценовым комплексам, подобный подход представляется вынужденным и достаточно оправданным, позволяющим в первом приближении количественно оценивать барические параметры структур.

¹ Здесь следует иметь в виду, что мезозойские комплексы всех названных районов в ходе своей геологической истории неоднократно испытывали на себе воздействие достаточно часто сменяемых по знаку региональных геотектонических режимов — иммерсий и инверсий разреза, перерывов в осадконакоплении, размывов, определивших несоответствие минералогических и фильтрационно-емкостных показателей геологической среды современным глубинам их залегания. Диапазон вертикальных перемещений при этом достигал 3–6 км [49]. Соответственно, облик вскрытых мезозойских пород отражает их предшествовавшую метаморфизацию на гораздо больших глубинах в обстановке значительно более высоких температур и давлений.

Таблица 8.1

Изменение превышения пластовых давлений над гидростатическим и коэффициентов аномальности пластовых давлений в законтурных зонах залежей и водонапорных комплексах Южно-Каспийской впадины

Район, тектоническая зона, регион	Водонапорные комплексы				Среднее значение
	Средне-юрско-валанжинский	Готеривдатский	Палеоген-миоценовый	Плиоценовый	
Юго-восточное погружение мегантиклинория Б. Кавказа	$\frac{14,1-22,3}{1,75-1,90}$	$\frac{3,0-15,0}{1,30-1,45}$	—	—	$\frac{13,6}{1,61}$
Апшеронский полуостров	—	—	—	$\frac{1,0-3,5}{1,00-1,08}$	$\frac{1,8}{1,04}$
Апшеронский архипелаг	—	$\frac{25,3}{1,59}$	Нет данных $\frac{1,90-2,25}{1,90-2,25}$	$\frac{1,0-5,0}{1,00-1,30}$	$\frac{10,4}{1,61}$
Джейранкечмеская депрессия	—	—	—	$\frac{13,6-14,4}{1,42-1,48}$	$\frac{14,0}{1,45}$
Алятская гряда	—	—	—	$\frac{11,8-14,5}{1,34-1,46}$	$\frac{13,3}{1,40}$
Бакинский архипелаг	—	—	Нет данных $\frac{1,90-2,40}{1,90-2,40}$	$\frac{9,1-40,0}{1,17-1,90}$	$\frac{24,5}{1,84}$
Нижекуруинская депрессия	—	—	—	$\frac{3,0-22,2}{1,20-1,62}$	$\frac{12,6}{1,41}$
Прибалханская зона поднятий	—	—	—	$\frac{2,6-22,7}{1,15-1,70}$	$\frac{12,6}{1,43}$
Гограньдаг-Окаремская зона поднятий	—	—	—	$\frac{4,5-24,0}{1,25-1,75}$	$\frac{14,2}{1,50}$
Предэльбурский прогиб (Горганский фрагмент)	$\frac{72,0}{2,24}$	—	—	—	$\frac{72,0}{2,24}$
Центральная ванна Южно-Каспийской впадины	Нет данных	Нет данных	Нет данных $\frac{1,90-2,40}{1,90-2,40}$	$\frac{28,7-40,0}{1,65-2,30}$	—
Средние значения	$\frac{43,0}{1,99}$	$\frac{23,1}{1,44}$	Нет данных $\frac{2,12}{2,12}$	$\frac{34,3}{1,97}$	$\frac{33,5}{1,89}$

Примечание. В числителе — диапазон превышений пластовых давлений над гидростатическим, МПа; в знаменателе — вариации значений коэффициентов аномальности пластовых давлений.

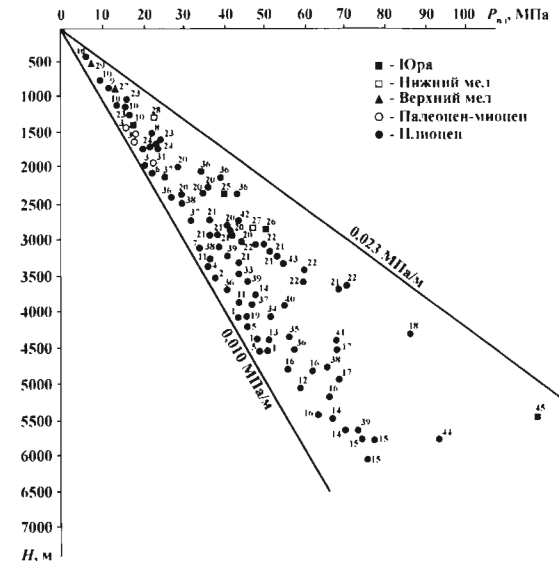


Рис. 8.1. Начальные пластовые давления в водонапорных комплексах Южно-Каспийской впадины

Месторождения: 1 — Карадаг; 2 — Локбатан (южн. кр.); 3 — Локбатан-Пута; 4 — Кушхана; 5 — Зыря; 6 — Сураханы; 7 — о. Песчаный; 8 — о. Жилой; 9 — Грязевая Сопка; 10 — Нефтяные камни; 11 — 28 Апреля; 12 — Сангачалы-море; 13 — Дуваный-море; 14 — о. Булла; 15 — Булла-море; 16 — Гарасу; 17 — Санги-Мугань; 18 — К. Персианина; 19 — Хамадаг-море; 20 — Кюровдаг; 21 — Карабаглы; 22 — Кюрсангя; 23 — Мишовдаг; 24 — Калмас; 25 — Кешчай; 26 — Бегимдаг-Тегчай; 27 — Гядысу; 28 — Советабад; 29 — Зап. Агбурун; 30 — Умбаки; 31 — Адживели; 32 — Рагим; 33 — б. Ливанова-вост.; 34 — б. ЛАМ; 35 — б. Жданова; 36 — Челекен; 37 — Небитдаг; 38 — Котур-Тепе; 39 — Барсагельмес; 40 — Бурун; 41 — Кызылкум; 42 — Кумдаг; 43 — Камышлджа; 44 — Сабаил; 45 — Гозел-Тепе

мации монтмориллонита в гидрослюды мощных смежных глинистых серий еще на неоком-палеогеновом этапе геологической истории, так и АВПД, обусловленными последующими палео- и неотектоническими стрессами и подвижками отдельных блоков и фундамента. При этом в качестве дополнительных механизмов не исключено постоянное влияние вторичной цементации порового пространства коллекторов минеральными новообразованиями, акватермического и термоупругого эффектов.

Реальность подобной модели объективно подтверждается анализом условий проводки скважин в этом интервале и характера проявлений в процессе бурения, констатирующим широкое распространение аномальности по площади отдельных складок и районов (с охватом межструктурных зон), достаточно высокие скорости долбления пород при относительно небольшой нагрузке на крюк, частые выносы промывочной жидкости, быстрые поглощения при применении весьма тяжелых растворов, «перебивание» раствора газом, интенсивные водогазопроявления, разжижение и

измельчение шлама, практически, за редкими исключениями, отсутствие породообразования в стволах скважин, выпирания и «затяжек» бурового инструмента.

Вероятность подобной схемы образования аномальных давлений в юрско-валанжинском диапазоне обосновывается:

- преимущественным присутствием в разрезе весьма консолидированных гидрослюдисто-монтмориллонитовых глин, уже лишенных при нормальном уплотнении возможности выделения сколько-нибудь существенных объемов гравитационно-жидких поровых вод и продуктов дегидратации смектитов;
- параллельным росту температуры последовательным возрастанием в минералогическом составе глин вниз по стратиграфическому разрезу мезозоя гидрослюдистых ассоциаций, постепенно замещающих монтмориллонитовые разности, и их доминирующим присутствием в глинистых интервалах юрско-валанжинского объема пород [48, 46];
- наличием в отложениях юры-валанжина достаточно высоких температур, способных завершить дегидратацию монтмориллонита с выделением значительных количеств дегидратационных вод;
- количественными оценками масштабов процесса дегидратации [50; Рачинский, 1973; Burst, 1969], показавшими достаточную вероятность формирования за счет этого механизма объемов вод, соизмеримых с объемами, выделяющимися в процессе седиментационного уплотнения глинистых пород в ходе их погружения;
- сохранением минералогического облика глин и тенденций в его изменении по разрезу мезозоя в других районах ЮКВ (Апшеронский полуостров, Кобыстан, Нижнекуруинская депрессия), подтверждающимся исследованием продуктов выброса грязевых вулканов [46, 48];
- повсеместным присутствием в нижней мелюрских отложениях идентичных по минерализации и составу ультращелочных опресненных подземных вод, способных генерироваться только в специфической геотермодинамической обстановке зон трансформации монтмориллонита в гидрослюды [Рачинский, 1973; Burst, 1969; Fertl, 1972];
- преобладающим распространением в стратиграфически более молодых интервалах разреза региона пластовых водных смесей с последовательно уменьшающимся долевым участием в их составе маломинерализованной ультращелочной компоненты [51; Рачинский, 1973];
- широким распространением в регионе вертикальной межформационной миграции флюидов [13, 52, 53; Рачинский, 1989, 1990];
- стратиграфическим положением корней ряда грязевых вулканов, приуроченных к отложениям нижнего мела и юры [46; Атлас грязевых вулканов Азербайджана, 1971], и широким развитием дизъюнктивной дислокации, секущей весь осадочный разрез и обеспечивающей гидравлическую сообщаемость различных интервалов разреза.

Миграционный эффект АВПД описанной генерации требует их сохранения и постоянного поддержания во времени, что лимитируется монтмо-

риллонитовым ресурсом глинистых толщ юры-валанжина. Учет этого положения и факт активной современной субвертикальной межформационной миграции флюидов в регионе, четко коррелируемой с проявлениями неотектонических процессов, определяют объективность реализации механизма, связанного с воздействием новейшего тектогенеза на упруго-замкнутые резервуары названных интервалов, приводящего к пульсационно-стрессовому «выдавливанию» флюидов вверх по разрезу — в постваланжинские интервалы. Мощное тектоническое сжатие коллекторских пачек с сингенетическими АВПД приводит к геологически моментному возрастанию в них давлений до уровня, превышающего давление гидроразрыва, что вызывает в них развитие трещиноватости, способствующей и усиливающей вертикальный флюидомассоперенос.

Неоком-альбские отложения опробованы в основном на площадях юго-восточного погружения мегантиклинория Б. Кавказа (пл. Бегимдаг-Тегчай, Советабад, Гядысу).

На всех поднятиях получены притоки воды (нередко с пленками нефти) с дебитами 10–20 м³/сут и иногда небольшое количество газа. В отдельных случаях пересечения стволами скважин плоскостей тектонических нарушений дебиты воды достигали 100 м³/сут. Буферные давления на устьях скважин 10–20 МПа. Бурение в этом интервале, представленном плотными относительно маломощными замкнутыми линзовидными коллекторскими пластами, расположенными в толще достаточно консолидированных, иногда даже аргиллитоподобных глин, оказалось возможным лишь при условии применения весьма утяжеленных промысловых растворов плотностью почти всегда порядка 1,85–2,00 г/см³ [46; Рачинский, 1973] и сопровождалось обычно интенсивными водогазопроявлениями, выбросами, разгазированием и поглощениями бурового раствора, приуроченными чаще всего к наиболее тектонически дислоцированным присводовым зонам складок и уменьшающимися в направлении к их крыльевым и периклинальным замыканиям. В целом общая картина генерации аномальности давлений практически идентична отложениям юры-валанжина при дополнительном участии эпигенетической компоненты АВПД, обусловленной внедрением некоторого объема высоконапорных флюидов из подстилающих интервалов разреза.

Верхнемеловые отложения, представленные в *сеноман-коньякском* интервале флюидоидным чередованием плотных карбонатных глин, мергелей, известняков, неоднородных маломощных линзовидных известковистых песчаников, а в сантон-датском диапазоне — подобным же чередованием, но уже с неплотными пластичными глинами, вскрыты и в отдельных скважинах опробованы на большинстве структур юго-восточного погружения мегантиклинория Б. Кавказа (пл. Насосная, Кабандаг, Восточный Кабандаг, Юнусдаг, Куркачидаг, Яшма, Гядысу, Западный Агбурун, Гейтапа, Советабад и др.); в Северо-Апшеронской зоне поднятий (пл. б. Два Брата, б. Цюрупа, б. Апшеронская, Хазри); в Прибалханской зоне поднятий (пл. Карадепе, Кум-Даг, Кобек, Боядаг, Сыртланлы, Уруджук, Монжуклы, Суйджик);

в Рештском сегменте Предэльбурского прогиба (пл. Энзели-море, скв. Хазар-1).

На всех площадях проводка скважин в сеноман-коньякских отложениях осуществлялась более или менее спокойно и на промывочных растворах плотностью, как правило, не выше 1,50–1,65 г/см³. Проявления в процессе бурения чаще всего носили достаточно умеренный характер и соответствовали картине преимущественного наличия в разрезе сингенетических АВПоД и смешанных (син- и эпигенетических) АВПД относительно невысокой интенсивности. Давления на буфере закрытых скважин не превышали 7 МПа, дебиты воды составляли при этом обычно не более 20 м³/сут. Так, например, на пл. Гядысу в скв. 21, 42 превышения пластовых давлений на глубинах соответственно 1000 и 1070 м (сеноман) составляли 3 и 5 МПа, а $K_{\text{АВПД}}$ — 1,30 и 1,42 [Рачинский, 1973].

В ходе же разбуривания *сантон-датского* интервала, характеризующегося присутствием недоуплотненных пластичных глинистых пачек, независимо от положения скважин на структуре в их стволах постоянно отмечались подавляемые резким утяжелением бурового раствора (до 1,75 г/см³ и более) интенсивное породообразование, повышенный вынос шлама и обломков породы, постоянные затяжки и прихваты инструмента, выпирание его поступающей в ствол глинистой пробкой и т.п., что соответствует картине доминирующих проявлений интенсивных сингенетических АВПД и АВПоД, генерированных как следствие палео- и современной гравитационной консолидации глин в условиях затрудненного оттока поровой воды и разнонаправленных палео- и неотектонических стрессов при участии миграционной эпигенетической компоненты. В качестве примеров АВПД в коллекторских пачках этого интервала приведем данные по морской площади Хазри (Северо-Апшеронская зона поднятий), где в скв. 4 на глубине 4318 м замеренное пластовое давление составляло 68,5 МПа, его превышение над гидростатическим — 25,3 МПа при $K_{\text{АВПД}} = 1,59$ [53] и по пл. Энзели-море (скв. Хазар-1), где проводка ствола в интервале 4410–5570 м оказалась возможной лишь на буровых растворах весьма значительной плотности — до 1,95 г/см³ [Юсуф-заде и др., 1992].

Палеоген-миоценовые отложения¹ в фации типичного шлира повсеместно распространены в ЮКб. Они часто обнажены в ядрах протыкания диапиров денудированных складок и в эруптивных аппаратах грязевых вулканов (Кобыстан, Апшеронский полуостров, западная часть Апшероно-Прибалханского порога (пл. о. Жилой, Нефтяные Камни)), где большей частью представлены плотными литологическими разностями. В районах своего глубокого залегания комплекс представлен мощной (до 3–5 км) отлагавшейся в иммерсионном цикле геологической истории региона толщей слабоуплотненных, с повышенной водонасыщенностью, пластичных, преимущественно монтмориллонитовых глин с редкими маломощными линзообраз-

ными пропластками и пластами алевролитов и песчаников (общее содержание глин в разрезе составляет 90–95%) (см. табл. 8.1).

Палеогеновый интервал (*палеоценовые* и *эоценовые* отложения — по местной номенклатуре соответственно сумгайтская и коунская свиты) вскрыт относительно малым количеством скважин на отдельных структурах юго-восточного погружения мегантиклинория Б. Кавказа, Северо-Апшеронской зоны поднятий, западной части Апшероно-Прибалханского порога, восточного замыкания Прибалханской зоны поднятий, Предэльбурского прогиба. Комплекс почти полностью выполнен мощной толщей высокопластичных глин с редкими тонкими линзообразными прослоями коллекторских разностей. По причине отсутствия во всем вскрытом палеогеновом разрезе удовлетворительных коллекторов и отрицательных в отношении нефтегазонасыщения каротажных показаний этот интервал в скважинах за редким исключением не испытывался и основной массив информации по нему — данные наблюдений в ходе бурения, материалы полевой и скважинной геофизики, лабораторных исследований образцов керна и шлама.

Для оценки величины порового давления в палеогеновых глинах весьма показательны характерные в процессе проходки этого интервала породообразование в стволах скважин, постоянные прихваты, «затяжки», выпирание бурового инструмента породой, самопроизвольный подъем бурильных труб. В отдельных случаях — Кобыстан, пл. Келаны (скв. 1, эоцен), несмотря на применение промывочных жидкостей плотностью 2,40–2,55 г/см³, эти проявления были настолько сильны, что выпирающиеся буровые трубы спиралями закручивались вокруг вышки, а всю буровую установку приходилось удерживать на месте несколькими тракторами.

Примерно такая же интенсивность проявлений АВПоД имела место и при проводке скважин на мезозой на пл. Фатьмаи и Кирмаку (Центральный Апшерон) и на пл. Нефтяные Камни (западная часть Апшероно-Прибалханского порога), что не позволило довести забой до проектных глубин [51, 54]. Подобные или близкие к ним явления широко отмечались практически на всех площадях ЮКб, где эти отложения были вскрыты, что свидетельствует о широком региональном распространении в них АВПоД уровня, близкого к геостатическому (горному) давлению.

В этом плане примечательным является факт преимущественной приуроченности корней большинства грязевых вулканов региона, выдавливающих на поверхность огромные массы пластичных глин, именно к отложениям палеогена [Атлас грязевых вулканов Азербайджана, 1971].

Неогеновый интервал (*олигоценая* и *миоценовая* части разреза — майкопская свита, чокракский горизонт, диатомовая свита) вскрыт большим числом глубоких скважин на многих площадях Кобыстана, Апшеронского полуострова, на ряде морских структур Северо-Апшеронской зоны поднятий, Апшеронского и Бакинского архипелагов, Южно-Апшеронского прогиба, Апшероно-Прибалханского порога, Рештского и Горганского (суша) прогибов. На некоторых разведочных площадях, расположенных в

¹ Палеоген-миоценовые отложения ЮКб в большинстве случаев не являлись самостоятельным объектом ГРП и почти всегда проходились при бурении на мезозой.

районах глубокого залегания этого интервала, в процессе его разбуривания и освоения скважин наблюдались весьма интенсивные водо- и нефтегазопроявления, связанные в основном с невыдержанными по площади песчанистыми маломощными пропластками с АВПД. Наиболее показательны здесь выброс нефти при испытании скв. 534 пл. Дуванный-море, приведший к аварии и ликвидации скважины; сильное газоводопроявление в скв. 6 пл. Южная-2, перешедшее в кратковременное открытое фонтанирование; мощное газопроявление с глубины около 2 км при бурении скв. 1 на пл. Шимали Апшерон [Багир-заде и др., 1988].

Крупномасштабная промышленная нефтегазоносность в миоцен-олигоценых отложениях региона отсутствует. В качестве редких исключений выступают пл. Умбаки, Адживели, Карадаг, Шабандаг, Шубаны, Караэйбат, Бинагади-Чахнагляр, Сулу-тепе, Масазыр, о. Артема, где выявленные небольшие, спорадические скопления нефти и газа в маломощных коллекторах, локализованные на сильно тектонически дислоцированных присводовых участках поднятий, расположенных чаще всего в зонах выходов этих пород на дневную поверхность или неглубокого залегания, всегда ассоциируются с одноименными грязевыми вулканами и сопками. Они незначительны по запасам и серьезного ресурсного значения никогда не имели.

В ходе проведения буровых работ в олигоцен-миоценовом комплексе установлено значительное превышение внутривискозного давления в глинах над гидростатическим. Только в отдельных районах — зонах выходов этих отложений на поверхность (Северо-Западный Апшерон, Северо-Апшеронская зона поднятий, Южный Кобыстан), где они подверглись длительной разгрузке, отмечаются нормальные давления. Но даже в этих случаях по мере увеличения гипсометрических глубин кровли интервала и забоев скважин в процессе их проходки последовательно возрастает частота встречаемости пачек с АВПОД, значительно осложняющих ход бурения и требующих резкого утяжеления промывочных жидкостей. В качестве характерного примера можно привести пл. Умбаки (Кобыстан), где на значительной территории обнажаются отложения диатомовой свиты и чокракского горизонта. Проходка этих интервалов во всех скважинах, расположенных в присводовой зоне поднятия — на участках обнажения пород, велась на нормальных растворах, однако здесь уже в низах чокракского горизонта, и особенно в нижезалегающей майкопской свите, в процессе бурения отмечались достаточно интенсивные проявления АВПОД, усиливающиеся с глубиной по мере удаления от зоны разгрузки. В скважинах же, расположенных в более погруженных участках структуры — на крыльях и периклиналях, аномальность проявлялась сразу же после вскрытия самой верхней в разрезе комплекса диатомовой свиты. Такая же картина наблюдалась и на ряде поднятий Юго-Западного Апшерона (пл. Локбатан — скв. 221, Пута — скв. 539, Кушхана — скв. 297, Кергез — скв. 123, Кызылтепе — скв. 70 и др.), где при вскрытии и прохождении верхнемиоценовых отложений интенсивные проявления часто вынуждали доводить плотность глинистого раствора до 2,25–2,40 г/см³ [51, 55].

Характерными особенностями АВПОД в олигоцен-миоценовых отложениях являются повсеместность их распространения — региональная фиксация не только в пределах локальных поднятий, но и в межструктурных зонах и значительное усиление интенсивности проявлений в направлении регионального погружения общей складчатости и увеличения толщины отдельных стратиграфических составляющих комплекса. Так, например, если на пл. Адживели и Умбаки отложения диатомовой свиты, залегающие на глубинах 0–1000 м, характеризуются почти нормальными давлениями, то на соседних, более погруженных складках Утальги, Тоурагай и др. вскрытие их потребовало применения утяжеленных глинистых растворов плотностью 2,20–2,40 г/см³. При этом из-за значительных газо- и породопроявлений, связанных с АВПОД, вскрытие их оказалось возможным только в единичных скважинах (пл. Утальги — скв. 7, 8 и др.) [51, 54, 56]. Несколько лучшие условия проходки и относительно умеренные проявления АВПОД наблюдаются в локальных зонах, характеризующихся значительным перерывом в осадконакоплении между миоценом и плиоценом. В подобных случаях, как правило, удавалось пробурить значительную часть толщины миоценовых отложений в достаточно спокойных условиях, что, по-видимому, обусловлено их частичной палеорелаксацией в денудационный период (северное крыло пл. Карадаг).

В олигоцен-миоценовых коллекторах сильно денудированных складок, залегающих на небольших глубинах и представленных, как было отмечено выше, линзами слабопроницаемых песчаников и алевролитов небольшой толщины и протяженности, пластовые давления чаще всего соответствуют гидростатическим или незначительно превышают их (Кобыстан — пл. Утальги — III, IV горизонты майкопа, пл. Адживели — майкоп, пл. Рагим — чокрак) (см. рис. 8.1). Полученные при опробовании притоки воды не превышали здесь, как правило, 3–10 м³/сут при давлениях на буфере закрытых скважин не более 2,5 МПа [51]. В районах глубокого (2–5 км) залегания комплекса (Северо-Апшеронская зона поднятий — пл. Шимали Апшерон, Южно-Апшеронский прогиб — пл. Джануб-2 (Южная-2), северная зона Бакинского архипелага — пл. Дуванный-море) АВПД в коллекторских пропластках, судя по характеру и интенсивности проявлений, плотности примененных при их вскрытии буровых растворов — порядка 1,95–2,20 г/см³, близки к геостатическому. Наличие подобных пластовых давлений в линзообразных замкнуто-упругих коллекторах, расположенных в мощной глинистой толще с поровыми давлениями, также приближающимися к значениям горного давления, указывает на их генетическую связь, определенную восприятием коллекторами давлений вмещающего их массива глин.

Анализ материалов по пространственному распространению АВПОД в палеоген-миоценовом диапазоне, характеру и степени интенсивности их проявлений в сочетании с учетом истории геологического развития территории бассейна и геотемпературных условий современной гипсометрической позиции пород приводит к заключению, что они имеют сингенетическую природу и являются продуктом трех основных механизмов — нор-

мальной консолидации глин при их погружении в иммерсионном цикле в обстановке резко лимитированного оттока поровой жидкости; последующей дегидратации монтмориллонита, осуществляемой в оптимальной для реализации этого процесса термодинамической среде, о чем свидетельствует уменьшение в глинах сверху вниз по стратиграфическому разрезу количества монтмориллонита и параллельное возрастание гидрослюдистых ассоциаций [46, 48]; бокового и вертикального стрессового сжатия при тектонических подвижках отдельных блоков и фундамента.

Среднеплиоценовые отложения (*продуктивная-красноцветная толща* — ПТ-КТ) вскрыты и опробованы большим количеством скважин практически на всей территории ЮКВ. Представлены они, как было отмечено выше, мощным (до 5 км и более) чередованием глин, алевролитов, песчаников, а в отдельных районах (Прибалханская зона поднятий, Центральный Апшерон) — и песков. Формационный облик разреза — типичная моласса. Содержание глин в разрезе колеблется в весьма широком диапазоне (31–98%) при общей тенденции его возрастания в направлении регионального погружения складчатости — глубоководной ванны Южного Каспия. Специфическими особенностями ПТ-КТ являются: накопление осадков в обстановке лавинной седиментации — скорость осадконакопления порядка 900–1300 м/млн лет; ритмичность, выражающаяся в периодическом замещении в вертикальном направлении (снизу вверх) глинистых пород песчаными; выклинивание стратиграфических составляющих разреза в направлении как к внешним бортовым обрамлениям, так и к центральной части бассейна. Наименее глинистый разрез — содержание глин 30–75% — характерен для Апшеронского полуострова, Северо-Апшеронской зоны поднятий, Южно-Апшеронского прогиба, Апшероно-Прибалханского порога, Прибалханской зоны поднятий; на остальной территории ЮКВ содержание глин в отдельных районах возрастает до 95–98% (южная часть Бакинского архипелага).

На рис. 8.1, 8.2 и в табл. 8.1 и 8.2 приведены данные о распространении и характеристике начальных пластовых и поровых давлений в водоносных зонах нефтяных, газовых (газоконденсатных) залежей и месторождений. Из них следует, что АВПД в среднеплиоценовом комплексе ЮКВ развиты практически повсеместно и различаются лишь мерой интенсивности. Средние по разрезу месторождений и площадей значения $K_{\text{АВПД}}$ удовлетворительно коррелируются с глинистостью, толщиной, гипсометрическим положением поверхности ПТ-КТ. Диапазон значений $K_{\text{АВПД}}$ в Нижнекуринской депрессии 1,21–1,58 при содержании глин в разрезе 67–79%; в Бакинском архипелаге — 1,16–1,63 при 69–98%; в Кобыстане — 1,20–1,35 при 71–85%; в Северо-Апшеронской зоне поднятий — 1,14–1,30 при 35–50%; на Апшеронском полуострове — 1,06–1,31 при 31–70%; в Южно-Апшеронском прогибе — 1,27–1,32 при 52–67%; на Апшероно-Прибалханском пороге: апшеронская подзона — 1,08–1,49 при 31–78%, прибалханская подзона — 1,32–1,53 при 55–78%; в Гограньдаг-Чикишлярской зоне поднятий — 1,48–1,76 при 56–71%; в Предэльбурском прогибе — 1,55–1,80 при 65–95%. По глу-

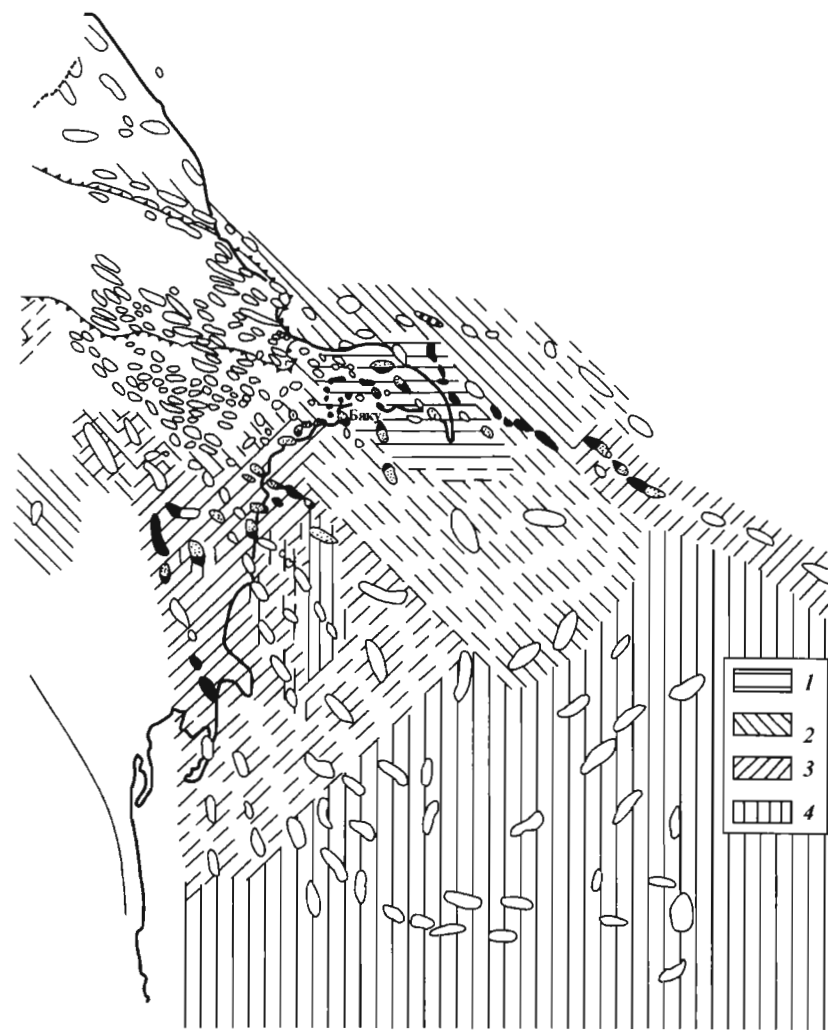


Рис. 8.2. Южно-Каспийская впадина. Зоны anomalously высоких пластовых давлений в среднеплиоценовой продуктивной толще:

- 1 — зона гидростатических давлений; 2 — зона распространения умеренных АВПД; 3 — зона распространения интенсивных АВПД; 4 — зона распространения кульминационных АВПД

Таблица 8.2
Характеристика пластовых и поровых давлений (ПТ-КТ) отложениях Южно-Каспийского бассейна

Район	Глубина залегания поверхности зоны ПТ-КТ, км	Глубина залегания подошвы ПТ-КТ, км	Толщина ПТ-КТ, км	Глинис-тость разреза, %	$K_{\text{АВПД}}$	Глубина залегания поверхности зоны АВПД, км	$K_{\text{АВПД}}$	Глубина залегания поверхности зоны АВПД, км
Нижекуринская депрессия	0–3,10	2,79–6,20	2,79–4,17	67–79	1,21–1,58	0,75–1,88	1,31–2,05	0,71–1,5
Бакинский архипелаг	0–2,60	3,40–8,30	3,40–5,70	69–98	1,16–1,63	0,72–1,19	1,63–2,10	0,66–1,0
Кобыстан	0–0,17	3,55–4,87	3,55–4,70	71–85	1,20–1,35	0,90–1,18	1,65–1,89	0,82–1,0
Северо-Апшеронская зона поднятий	0–2,20	0,70–5,00	0,54–3,80	35–50	1,14–1,30	1,00–1,30	1,16–1,37	0,90–1,1
Апшеронский полуостров	0–2,50	0,94–6,60	0,94–4,10	31–70	1,06–1,31	0,87–1,18	1,21–1,65	0,83–1,0
Южно-Апшеронский прогиб	0,7–2,40	3,25–6,70	2,55–4,37	52–67	1,27–1,32	0,86–0,88	1,50–1,65	0,83–0,8
Азербайджанская подзона Апшероно-Прибалханского прогиба	0–1,60	1,65–4,94	1,65–3,34	31–78	1,08–1,49	0,91–1,37	1,13–1,60	0,70–1,2
Туркменская подзона Апшероно-Прибалханского порога	0–2,12	2,80–5,80	2,80–3,68	55–78	1,32–1,53	0,65–0,86	1,73–1,98	0,59–0,2
Гограньдаг-Чикишлярская зона поднятий	1,03–2,10	2,70–4,24	1,30–2,90	56–71	1,48–1,76	1,31–1,60	1,58–2,06	0,83–1,1
Предэльбурский прогиб	1,00–2,40	3,00–3,97	1,57–2,00	65–95	1,60–1,80	0,85–1,10	1,62–1,96	0,75–1,0
Центральная ванна Южного Каспия	2,00–5,70*	3,70–8,50	2,50–5,70	70–95	>1,65	<0,85	2,10–2,30	<0,70

* По глубоководной впадине Южного Каспия приведены прогнозные оценки параметров.

боководной впадине Южного Каспия прямых данных не имеется, но, судя по материалам сейсмо-, грави-, электро- и магниторазведки и акустического зондирования, констатирующим резкое уменьшение интервальных скоростей пробега волн, хаотичность расположения отражающих площадок, инверсию плотностей пород в разрезе, наличие устойчивых отрицательных электро- и магнитных аномалий, ПТ-КТ выполнена здесь преимущественно неконсолированными (высокопористыми) глинами (более 90%). Это позволяет полагать, что значения $K_{\text{АВПД}}$ достигают не менее 1,70–1,80 при $K_{\text{АВПД}}$ порядка 2,10–2,30.

По отдельным районам величины превышений пластовых давлений над гидростатическим имеют следующие пределы: Северо-Апшеронская зона поднятий, Апшеронский полуостров, Южно-Апшеронский прогиб — 0–7 МПа; Кобыстан (Джейранкечмесская депрессия, Алятская гряда) — 2–14,5; Бакинский архипелаг, Нижнекуринская депрессия, Прибалханская зона поднятий, Гограньдаг-Чикишлярская зона, Предэльбурский прогиб — 2,6–40 МПа. В целом среднеплиоценовый водонапорный комплекс характеризуется довольно значительными превышениями пластовых давлений, достигаемыми в ряде случаев 50% и более. Особенностью их распределения по вертикали является относительная близость к гидростатическому напору в интервалах глубин до 2000–2500 м ($K_{\text{АВПД}}$ — до 1,30) и значительное несоответствие ему на отметках ниже 3000 м ($K_{\text{АВПД}}$ = 1,50–1,92).

Связь между $K_{\text{АВПД}}$, содержанием глин в разрезе, толщиной и гипсометрической позицией поверхности ПТ-КТ имеет прямой характер — максимальным значениям коэффициента соответствуют максимальные глинис-тость, толщина и глубина погружения поверхности интервала. Обратным соотношением связаны $K_{\text{АВПД}}$ и глубина залегания поверхности зоны АВПД — максимальным значениям коэффициента отвечают минимальные глубины ее залегания. В последнем случае кровля зоны АВПД нередко (Бакинский архипелаг — пл. Булла-море-2, Умид (б. Андреева), Аран-дениз (б. К. Персианина), Инам (б. Борисова) и др.; Нижнекуринская депрессия — пл. Падар, Куровад, М. Харамы, Кызылагач и др.; Гограньдаг-Чикишлярская зона поднятий — пл. Эрдкли, Гограньдаг, Чикишляр и др.; Предэльбурский прогиб — пл. Энзели-море, Гозел Тепех) располагается в отложениях, перекрывающих нижнеплиоценовую толщу, — в акчагыльском и апшеронском (верхний плиоцен) ярусах.

Идентичная в качественном отношении картина характеризует распределение по площади бассейна аномально высоких поровых давлений (АВПД) и их связь с названными выше параметрами разреза. Диапазон значений $K_{\text{АВПД}}$ по региону в целом составляет 1,13–2,30. Минимальные значения коэффициента зафиксированы на площадях с минимальными $K_{\text{АВПД}}$ — в западной подзоне Апшероно-Прибалханского порога, Северо-Апшеронской зоне поднятий, на Апшеронском полуострове; максимальные — в Нижнекуринской депрессии, Бакинском архипелаге, Гограньдаг-Чикишлярской зоне поднятий. Аналогичен и характер связи $K_{\text{АВПД}}$ с содержанием глин в разрезе, толщиной и глубиной залегания поверхности

ПТ-КТ. Глубина залегания поверхности зоны АВПоД удовлетворительно соотносится с остальными показателями (см. табл. 8.2).

Другие параметры поровой геобарии по региону в целом имеют следующие диапазоны изменений: глубина залегания поверхности зоны АВПоД (D_{APP}) 0,59–1,58 км; отношение толщин зоны АВПоД и ПТ-КТ (M_{APP}) 30–90,5%; градиент порового давления на поверхности ПТ-КТ (G_{APP}) 0,010–0,021 МПа/м. Все параметры АВПоД и АВПД связаны прямой зависимостью. Корреляционные связи показателей АВПоД со структурно-тектоническими, геотемпературными, гидродинамическими параметрами локальных структур имеют тот же характер, что и для АВПД [44].

Материалы табл. 8.2 указывают на отсутствие единой для всего бассейна четкой количественной связи между значениями K_{AVPD} и K_{AVPod} , глинистостью, толщиной разреза и глубиной залегания поверхности ПТ-КТ. Подобное положение является вполне закономерным и объясняется резко различными геологической, литофациальной, гидродинамической обстановками каждой из зон, отличающимися в них механизмами генерации АВПД и их соотношениями. По этой причине надежная количественная корреляция этих показателей существует лишь в рамках отдельно взятого района. Учет специфики каждого из них позволяет дифференцировать территорию бассейна на отдельные геобарические зоны и выделить: зону пластовых давлений, близких гидростатическому ($K_{AVPD} < 1,25$); зону умеренных проявлений АВПД ($K_{AVPD} = 1,25–1,45$); зону интенсивных проявлений ($K_{AVPD} = 1,45–1,55$); зону кульминационных проявлений ($K_{AVPD} > 1,65$) (см. рис. 8.2).

Из рис. 8.2, иллюстрирующего зональность АВПД в ЮКВ, и данных табл. 8.2 видно, что зона давлений, близких к гидростатическому, охватывает северную и центральную части Апшеронского полуострова, Апшеронский архипелаг, Пираллахи-Келькорский прогиб, отдельные структуры северной части Бакинского архипелага, ряд поднятий Северо-Апшеронской зоны, крайней западной части Апшероно-Прибалханского порога, Туркменской шельфовой террасы. Зона кульминационных АВПД фиксируется на отдельных антиклиналях южной части Алятской гряды (пл. Котурдаг, Дашгиль), на наиболее погруженных складках северной, центральной и южной антиклинальных зон Бакинского архипелага (пл. Булла-море-2, Умид, Дашлы (б. К. Игнатия), Сабаил (б. Корнилова-Павлова), Бяндован-море, Инам и др.), на поднятиях южной части Гограньдаг-Чиқишлярской зоны (пл. Окарем, Чиқишляр, Миасер, Ак-Патлавук, Гасан-гулу и др.), на площадях Предэльбурского прогиба (пл. Энзели-дениз, Гозел Тепех), прогнозируется на всех структурах глубоководной ванны Южного Каспия. Вся остальная территория ЮКВ (Нижнекуринская депрессия, Кобыстан, Южно-Апшеронский и Кызылкумский прогибы, центральная часть Апшероно-Прибалханского порога) представляет собой зону распространения умеренных и интенсивных АВПД.

Для предположений об абсолютных величинах пластовых давлений в зоне кульминационных проявлений АВПД приведем фактические данные по некоторым разведочным площадям центральной антиклинальной зоны

Бакинского архипелага. Так, на пл. Гарасу в приконтурной скв. 25 при опробовании VII горизонта ПТ в интервале 4855–4861 м после закачки воды восстановленное давление на ее устье составляло 21,0 МПа. Если учесть, что в стволе находилось некоторое количество нефти и принять плотность скважинной эмульсии 0,800 г/см³, то пластовое давление можно оценить примерно в 60 МПа, а его превышение над гидростатическим — в 11,4 МПа при $K_{AVPD} = 1,234$. На соседней к югу площади Санги-Мугань в присводовой скв. 15 при опробовании того же объекта на глубине 4581–4590 м был получен приток воды 570 м³/сут, при закрытии скважины давление на буфере составило 20 МПа, что позволяет оценить пластовое давление в 65,85 МПа при $K_{AVPD} = 1,436$. На следующей к югу структуре Аран-дениз в присводовой скв. 7 при опробовании того же горизонта в интервале 4372–4377 м был получен приток пластовой воды с дебитом 1500 м³/сут при давлении на буфере при закрытии скважины 40 МПа, что позволяет оценить пластовое давление в 83,75 МПа при $K_{AVPD} = 1,915$ [Алиев и др., 1976]. На пл. Сабаил, расположенной в пределах той же антиклинальной зоны, но несколько южнее, в скв. 1 при тестировании того же объекта на глубине 5972–5975 м при притоках пластовой воды 650–700 м³/сут и давлении на буфере 34,3 МПа замеренное пластовое давление составляло 94,3 МПа, а $K_{AVPD} = 1,574$. На находящейся несколько юго-западнее пл. Инам скв. INX-1 на глубине 4442 м, несмотря на утяжеление промывочной жидкости до 2,30–2,40 г/см³, было прекращено бурение из-за исключительно высоких АВПоД. Проходка скважины вторым стволом также оказалась безуспешной, и она была впоследствии ликвидирована. Большие сложности при бурении постоянно сопровождали проходку скважин на ряде близкорасположенных площадей — Атешгях, Янан Тава, Кюрдашы, Араз-дениз, Талыш-дениз, Нахчыван, Зафар-Машал. Во всех этих скважинах в процессе бурения постоянно происходили интенсивные водогазопроявления, выбросы, грозящие переходом в открытое фонтанирование, резкое увеличение скорости проходки в отдельных интервалах, поглощения бурового раствора вплоть до потери циркуляции. Характерно при этом, что на площадях Бакинского архипелага — пл. Аран-дениз, Сангачалы-море, Дуванный-море и др. — интенсивность проявлений аномальности резко снижается в направлении от сводов к периферии складок и пространственно ассоциирует с наиболее тектонически нарушенными участками распространения так называемых сводовых вод [Рачинский, 1989], являющихся аллохтонными вмещающими отложениями, локальными температурными и гидрохимическими возмущениями соответствующих полей, имеющими переточно-инъекционную природу [53; Рачинский, 1989, 1990].

Описанная картина распространения АВПД по площади и степени интенсивности регламентируется, с одной стороны, коллекторской и литофациальной характеристикой районов, а с другой — находится в тесной связи с историей их геологического развития, характером и направлением приложения неотектонических воздействий (стрессов). В первом случае указанная сопряженность находит выражение в последовательно прогрессирующем

возрастании масштабов (интенсивности) проявлений АВПД по мере увеличения глинистости, толщины и неоднородности разреза, определяющих оптимизацию условий их сохранения на продолжительный геологический срок¹; во втором — в закономерной приуроченности зон максимального площадного распространения и интенсивности проявлений аномальности к участкам фокусировки максимально контрастных неотектонических процессов (грязевой вулканизм, диапиризм, тектонические подвижки разного вектора и знака, вертикальная миграция флюидов и пр.).

Особенностями АВПД в ПТ-КТ являются также их преимущественная фиксация в наиболее дислоцированных тектоническими нарушениями присводовых зонах локальных поднятий; значительная дифференциация показателей аномальности по их отдельным тектоническим блокам и полям; уменьшение значений этих показателей в направлении погружения отдельных складок; постоянная пространственная сопряженность с геотемпературными и гидрогеохимическими аномалиями, образовавшимися как результат вертикальной миграции флюидов из низзалегających стратиграфических комплексов [52, 56, 57, 58].

В этом аспекте весьма примечательным является наблюдаемая в большинстве случаев мозаичность в распределении начальных пластовых давлений по площади отдельных складок — в смежных тектонических блоках (полях) их величины, как правило, существенно разнятся. В наиболее контрастном виде это проявляется на месторождениях северной антиклинальной зоны Бакинского архипелага — пл. Сангачалы-море — Дуваный-море — о. Булла, Булла-море и на структурах туркменской части Апшероно-Прибалханского района — б. Ливанова-восточная (Магтымгулы), б. Баринова (Диярбекир), б. Жданова (Джигалыбег), б. Губкина (Гарагелдениз), б. ЛАМ (Джейтун). В межструктурных зонах аномальные давления в большинстве случаев отсутствуют (Апшеронский полуостров) или имеют значительно меньшие, чем в пределах поднятий, значения (Нижнекуринская депрессия, Бакинский архипелаг). В качестве типичного примера здесь можно привести данные по законтурным областям продуктивных горизонтов пл. Джануб (Южная), расположенной в направлении резкого погружения ПТ на юго-запад от пл. Чилов (о. Жилой), характеризующие, по существу, далекую водоносную область последней. В отличие от пл. Чилов, где $K_{\text{АВПД}}$ достигает 1,34, во всех горизонтах пл. Джануб отмечается близость пластовых давлений к гидростатическим. То же самое наблюдается и на восточном борту бассейна, где на морской пл. Западно-Эрдеклинская, расположенной в зоне регионального погружения КТ, пластовые давления соответствуют гидростатическим, а на соседнем месторождении Эрдекли, находящемся выше по региональному восстанию складчатости, $K_{\text{АВПД}}$ уже составляет 1,72.

¹ Очевидно, что механизмы генерации АВПД и АВПоД должны быть постоянно действующими, т.е. темпы формирования аномальности должны компенсировать их естественную релаксацию.

Другие важнейшие параметры геобарического поля ПТ-КТ — гипсометрическая глубина залегания поверхности зоны АВПД ($D_{\text{АДР}}$) и соотношение толщин зоны АВПД и ПТ-КТ ($M_{\text{АДР}}$) в целом по региону характеризуются соответственно следующими диапазонами величин: 640–2100 м и 31–98%. Первый показатель устанавливает минимальную для отдельных структур глубину (удаление от дневной поверхности) зоны проявления АВПД, второй — фиксирует объем ПТ-КТ ловушки, «пораженной» аномальностью пластового давления. Все параметры геобарии надежно коррелируют с показателями структурно-тектонических условий локальных структур — глубиной залегания поверхности ПТ-КТ, ее толщиной, удельной разбитостью и крутизной складок; параметрами их геотемпературных полей, динамики подземных вод, фильтрационно-емкостных свойств пород разреза. В частности, $D_{\text{АДР}}$ связана с показателями удельной разбитости и интенсивности (крутизны) складок прямой зависимостью, в то время как $M_{\text{АДР}}$ — обратной [44].

Характер проявлений АВПД в районах и на площадях, где разрез ПТ-КТ наименее глинистый (Северо-Апшеронская зона поднятий, Апшеронский полуостров, западное и восточное замыкания Апшероно-Прибалханского порога — глинистость 30–55%), их постоянная ассоциация с локальными участками разгрузки высоконапорных аллохтонных подземных вод и геотемпературными аномалиями, приуроченными к наиболее нарушенным дизъюнктивами присводовым частям складок; уменьшение интенсивности проявлений в направлении периферийных частей структур; неравномерность распределения аномальности по отдельным смежным тектоническим блокам и полям; практическое отсутствие в межструктурных зонах, рост аномальности сверху вниз по разрезу утверждают в подобной геологической обстановке эпигенетическую в основном природу АВПД, определенную доминирующим воздействием мощного субвертикального межформационного флюидомассопереноса.

Наряду с эпигенетическими АВПД, достаточно широко распространены в ПТ-КТ и сингенетические их модификации, обусловленные главным образом осуществляющимися параллельно с процессами литостатического уплотнения пород под нагрузкой вышезалегających отложенных процессами дегидратации смектитов глинистых разностей разреза в диапазоне необходимых температур $>105\text{ }^{\circ}\text{C}$, сопровождающейся выделением в свободную фазу дополнительных объемов конституционных вод при постоянном объеме порового пространства матрицы [50; Fertl, 1972]; разновекторного сжатия природных резервуаров под влиянием неотектонических стрессов и подвижек. В первую очередь это относится к районам и интервалам, где разрез ПТ-КТ представлен глинистой (заглинизированной) литофацией (Нижнекуринская депрессия, Бакинский архипелаг, Кобыстан, акваториальная восточная часть Апшероно-Прибалханского порога, Гограньдаг-Чикишлярская зона поднятий, Предэльбурский прогиб, глубоководная ванна Южного Каспия) и содержание глини достигает 98%, а отдельные интервалы, как, например, сураханская и сабунчинская свиты Бакинского архипелага, полностью выполнены глинами.

Наличие сингенетических АВПД в указанных районах определяет региональный характер проявлений в них аномальных давлений и приводит к существенному повышению эпигенетических АВПД в законтурных зонах залежей. Иными словами, аномально высокие пластовые давления в сильно заглинизированных слабопроницаемых коллекторах представляют собой сумму двух составляющих — эпигенетического АВПД, возникающего за счет вертикальных перетоков высоконапорных флюидов из подстилающих отложений, и сингенетического АВПД, обусловленного продолжающейся гравитационной консолидацией пород, дегидратацией монтмориллонита глинистых разностей разреза и его неотектоническим сжатием.

Указанный вывод находит достаточное подтверждение и в материалах по юго-западной Туркмении, где во всем вскрытом разрезе КТ Келькорского прогиба АВПД вообще не установлены, а в вышезалегающих коллекторских пластах и залежах акчагыльского и апшеронского ярусов аномальные давления нигде на всей территории восточного борта не зафиксированы, хотя их глинистость превышает среднюю глинистость верхнеплиоценовых отложений, соизмерима с глинистостью нижнекрасно-цветных пород и залегают они на глубинах от 500 до 3500 м. Если бы АВПД создавались только за счет гравитационной нагрузки, они обязательно должны были бы встречаться в акчагыльских и апшеронских объектах [58].

Распределение сингенетических АВПД в среднеплиоценовой толще по степени интенсивности подчиняется четкой зависимости от гипсометрической глубины залегания ее поверхности. В этом отношении наиболее показателен район Алятской гряды (Кобыстан), где в ее южной части (пл. Котурдаг, Дашгиль) проявления аномальных давлений в ходе бурения достигают кульминации и вызывают, несмотря на применение промывочных жидкостей плотностью 2,00–2,35 г/см³, значительные газо- и водопроявления, выбросы, породообразование, выпирание инструмента и т.п. На площадях же, расположенных в северной части гряды (пл. Солахай, Донгуздык, Айрантекан и др.), где поверхность ПТ залегают на значительно меньших глубинах, а ее толщина заметно сокращена, проявления АВПД носят в целом гораздо более умеренный характер, и проводка скважин здесь сопровождалась меньшими осложнениями, позволяющими осуществлять бурение на растворах плотностью 1,60–1,80 г/см³. Исходя из рассмотренных выше механизмов генерации и консервации сингенетических АВПД установленная зональность в масштабах их проявлений по площади является следствием более благоприятных условий разгрузки аномальных давлений в районах близости характеризуемых ими интервалов к дневной поверхности.

Если в пределах Нижнекуринской депрессии, Бакинского архипелага, Кобыстана, Гограндаг-Чикишлярской зоны сингенетические АВПД фиксируются по всему разрезу ПТ-КТ, то на Апшеронском полуострове и в непосредственно прилегающем южноапшеронском шельфе интервал их проявлений охватывает исключительно его контактную зону с подстилающими

глинистыми отложениями понтического яруса¹ (верхи верхнего миоцена) и миоцен-олигоцена [54, 56; Овнатанов, 1962]. Для восточной части территории полуострова указанный интервал соответствует низам калинской свиты, где в контактной зоне с понтом в позиции углового и азимутального несогласия распространены ее базальные конгломераты; в его юго-западной части — низам кирмакинской свиты; на Центральном Апшероне — подкирмакинской свите.

Отличительной чертой этого базисного интервала, представленного в основном неплотными глинами с небольшими тонкими линзами коллекторских разностей (кроме подкирмакинской свиты), являются интенсивные проявления сингенетических АВПоД, носящие повсеместный характер. Даже в тех случаях, когда по всему разрезу в коллекторах (в том числе и наиболее близкой к подошве ПТ калинской свиты) отмечается соответствие пластовых давлений гидростатическому, в контактной зоне отмечаются бурные проявления аномальных давлений, нередко достигающих значений литостатического (Западный Апшерон — пл. Локбатан-Пула-Кушхана; Центральный Апшерон — пл. Сураханы, Карачухур, Бибиэйбат; Восточный Апшерон — пл. Бузовна-Маштага, Кала, Зыря, Шахова коса; Южно-Апшеронский прогиб — пл. Джануб). Расчеты показывают, что значения перепадов давлений между базальной частью ПТ и подстилающими глинами достигают 20–50 МПа [54; Овнатанов, 1962; Рачинский, 1990].

Повсеместное развитие и, соответственно, сохранение в течение длительного времени приближенных к горному давлению сингенетических АВПоД в подстилающих миоценовых глинах, сочетающееся с региональным распространением близких к гидростатическим давлений в смежных с ним коллекторах ПТ-КТ, свидетельствует, несмотря на существование между ними значительных бароградиентов, о надежной гидродинамической разобщенности глин миоцена от вышезалегающих проницаемых интервалов разреза, обусловленной весьма ограниченными масштабами разгрузки энергии сжатых поровых флюидов, и определяют, таким образом, отсутствие региональной гидравлической связи между ними. В противном случае, как показывают расчеты [59], поровые давления на контакте с коллекторами должны были соответствовать гидростатическому. К этому следует добавить, что базисные коллекторы (в калинской и кирмакинской свитах) имеют, как правило, небольшую проницаемость, замкнутый и весьма неоднородный характер, не способствующий перераспределению давлений по пласту и облигатно обеспечивающий региональную консервацию в них АВПД при условии его возникновения путем сообщаемости с подстилающими глинами. При этом следует также учитывать то обстоятельство, что вблизи кон-

¹ Во всех районах ЮКБ, где представленные глинами отложения понтического яруса (верхний миоцен) залегают на глубинах более 1000 м, их проходка скважинами всегда сопровождается большими сложностями — мощными прихватами и выпираниями бурового инструмента, породообразованием и т.п. В практике азербайджанских геологов и буровиков эти пластичные глины понта называют «разбухающими» глинами, и их обычно без необходимости стараются не вскрывать.

такта «недоуплотненных» глин с коллекторами обычно создаются благоприятные условия для вторичной кристаллизации кремнезема, кальцита, сульфатов и др., определяющие резкое уменьшение их проницаемости на таких участках. Кроме того, надо иметь в виду, что вследствие весьма малой проницаемости глин отдача поровых флюидов из уплотняющихся глин в смежные коллекторы может осуществляться лишь в зоне их контакта и в «работе» принимает участие не весь объем глин, а только его ограниченная приконтактная верхняя часть, спустя определенное геологическое время обязательно превращающаяся в достаточно плотный гидравлический экран.

Отсутствие аномальных давлений в коллекторах калинской, подкирмакинской и кирмакинской свит в межструктурных участках и узколокальный характер их проявлений только в пределах антиклинальных поднятий (Апшеронский полуостров) указывают на малый масштаб фильтрационной релаксации («рассасывания») сингенетических АВПоД базисной зоны ПТ-КТ за счет передачи давления в смежные коллекторы вдоль всей зоны их контакта с глинами. Примечательно, что даже в случае контактирования с указанной зоной высокопроницаемой подкирмакинской свиты, обладающей значительной пьезопроводностью (Центральный Апшерон), внутривпоровые давления в ней сохраняются на достаточно высоком уровне. Об этом, в частности, можно судить по результатам буровых работ на пл. Карачухур (северо-западная часть складки) и Рамана, где при вскрытии подошвенных интервалов ПТ и подстилающих отложений имели место выпирание бурового инструмента, породообразование в стволах скважин, прихваты и тому подобные осложнения [Овнатанов, 1962].

Все сказанное выше дает основание для следующего принципиально важного заключения: *наличие значительных градиентов давления между смежными толщами глин и коллекторов свидетельствует не о наличии гидродинамической связи между ними, а, напротив, об их взаимной гидравлической изоляции. Этот вывод вносит новое понимание в проблемы первичной и вторичной миграции УВ и формирования залежей нефти и газа.*

Анализ площадного распределения АВПД по всему вскрытому стратиграфическому разрезу ЮКВ (см. рис. 8.1) выявляет достаточно напряженное в целом состояние его региональной геофлюидодинамической системы в пределах локальных поднятий — среднее по всем водонапорным комплексам значение превышений пластовых давлений над гидростатическим составляет 33,5 МПа при коэффициенте аномальности 1,89. (Не исключено, что эти величины являются минимальными, так как в статистической выборке учтены единичные данные по олигоцен-миоценовому (майкопскому) и миоценовому (чокракский горизонт, диатомовая свита) интервалам, опробованным на площадях, расположенных в районах относительной близости названных комплексов к дневной поверхности — зоне разгрузки.)

Изложенное позволяет заключить, что основным механизмом формирования аномальных давлений в коллекторах плиоцена ЮКВ является инъекция в его разрез высоконапорных флюидов из подстилающих осадочных комплексов, осуществляющаяся главным образом в пределах локальных

поднятий по системе дизъюнктивной дислокации и обуславливающая их преимущественно эпигенетический характер. Дополнительными факторами представляются упругое сжатие природных резервуаров, реализованное как следствие неотектонических процессов, и дегидратация смектитов глинистых разностей разреза в интервале достаточных температур.

Постоянная площадная сопряженность барических, геотемпературных, гидрогеохимических, изотопных аномалий с участками развития разрывной тектоники и грязевого вулканизма, закономерная по всему разрезу ЮКВ динамика изменения их количественной параметристики приводят к заключению о наличии и современном функционировании в регионе единой, охватывающей стратиграфический диапазон юра-плиоцен, мощной геофлюидодинамической системы, в рамках которой интервал средняя юра-валанджинский ярус — область питания, готерив-плиоценовый — область разгрузки.

Общая четкая тенденция последовательного уменьшения средних значений коэффициентов аномальности пластовых давлений вверх по разрезу в сочетании со всеми приведенными выше материалами по их локализации в пределах отдельных структур дает основание считать основным механизмом формирования геофлюидодинамического режима ЮКВ субвертикальный межформационный флюидомассоперенос.

В пределах указанной системы по совокупности литофациальных, фильтрационно-емкостных, гидрогеологических, геобарических и геотермических признаков выделяются юрско-валанджинский, готерив-датский, палеоген-миоценовый, плиоценовый гидродинамические (водонапорные) комплексы. Каждый из них характеризуется своим диапазоном изменения превышений пластовых давлений (МПа) и коэффициентов аномальности ($K_{\text{АВПД}}$). Средние значения этих параметров по отдельным водонапорным комплексам составляют соответственно: по юрско-валанджинскому — 43,0 и 1,99; готерив-датскому — 23,1 и 1,44; палеоген-миоценовому — 2,12; плиоцен-антропогенному — 14,5 и 1,43. При проведении ориентировочных глобальных оценок и сопоставлений с другими бассейнами средними величинами параметров состояния геофлюидодинамического режима осадочного чехла ЮКВ по бассейну в целом могут быть приняты 26,9 МПа и 1,745.

8.1.2. Паданская, Венская, Иравадийско-Андаманская, Лос-Анджелесская и Маракаибская впадины

В Паданской, Венской, Иравадийско-Андаманской, Лос-Анджелесской и Маракаибской впадинах наблюдается идентичная в качественном отношении картина. Во всех названных бассейнах также отмечается напряженное в пределах поднятий состояние геофлюидодинамических систем, функциональная сопряженность его с зонами и участками фокусировки неотектонических процессов (например, в Иравадийско-Андаманской впадине [13, 60]) и последовательный в большинстве случаев рост значений коэффициентов аномальности пластовых давлений с глубиной. Средние их величины составляют: Паданская впадина — 1,53; Венская — 1,27; Ирава-

дийско-Андаманская — 1,57; Лос-Анджелесская — 1,15; Маракайбская — 1,27 (табл. 8.3, рис. 8.3–8.7).

Таблица 8.3

Изменение превышений пластовых давлений над гидростатическим и коэффициентов аномальности пластовых давлений в законтурных зонах залежей и водоносных объектах альпийских межгорных впадин

Регион	Водоносные комплексы				
	Триасовый	Юрский	Нижне-меловой	Верхне-меловой	Палеоценовый
Паданская впадина	47,0 1,77	—	—	32,0 1,60	—
Венская впадина	8,5–36,0 1,21–1,60	5,4–27,6 1,18–1,57	12,7 1,30	3,3–10,9 1,15–1,40	1,2–7,0 1,08–1,35
Иравдийско-Андаманская впадина	—	—	—	—	—
Лос-Анджелесская впадина	—	—	—	2,7–8,0 1,02–1,35	—
Маракайбская впадина	—	—	41,0–55,0 1,93–2,10	1,4–7,4 1,03–1,23	1,1–5,9 1,12–1,22
Регион	Водоносные комплексы				
	Эоценовый	Олигоценый	Миоценовый	Плиоценовый	Среднее значение
Паданская впадина	—	8,9–23,7 1,20–1,50	—	29,7–27,0 1,14–1,97	23,6 1,53
Венская впадина	—	—	0,8–8,0 1,04–1,36	0,3–1,5 1,05–1,21	9,5 1,27
Иравдийско-Андаманская впадина	—	6,7–15,0 1,45–2,30	2,6–8,0 1,33–1,60	2,1–2,6 1,25–1,47	6,2 1,57
Лос-Анджелесская впадина	—	—	2,5–6,0 1,03–1,40	0–1,0 1,00–1,12	3,4 1,15
Маракайбская впадина	0–8,8 1,00–1,25	0,8–5,3 1,04–1,22	0,7–1,5 1,07–1,08	—	10,7 1,27

Примечание. В числителе — диапазон превышений пластовых давлений над гидростатическим, МПа; в знаменателе — вариации значений коэффициентов аномальности пластовых давлений.

Как и в Южно-Каспийском, характерной чертой во всех регионах является пространственная приуроченность интенсивных проявлений АВПД преимущественно к гидравлически закрытым локальным структурам, а в их пределах — к участкам наибольшей лимитации водообмена — ограниченного развития дизъюнктивов, диапиризма и грязевого вулканизма.

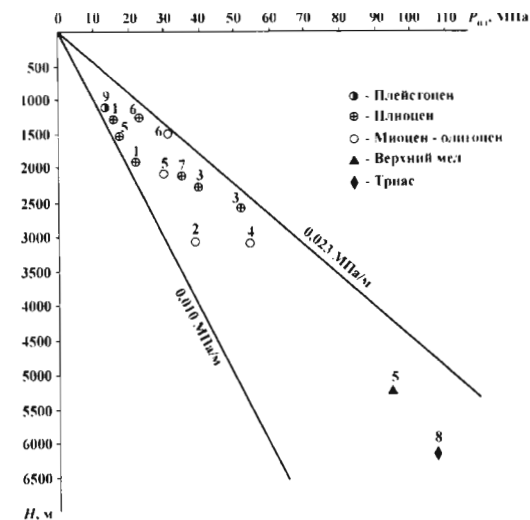


Рис. 8.3. Начальные пластовые давления в водоносных комплексах Паданской впадины:

Месторождения: 1 — Равенна; 2 — Пьядена; 3 — Южная Кремона; 4 — Фонтанеллато; 5 — Кортемаджоре; 6 — Кавьяга; 7 — Бордолано; 8 — Малосса; 9 — Корреджио

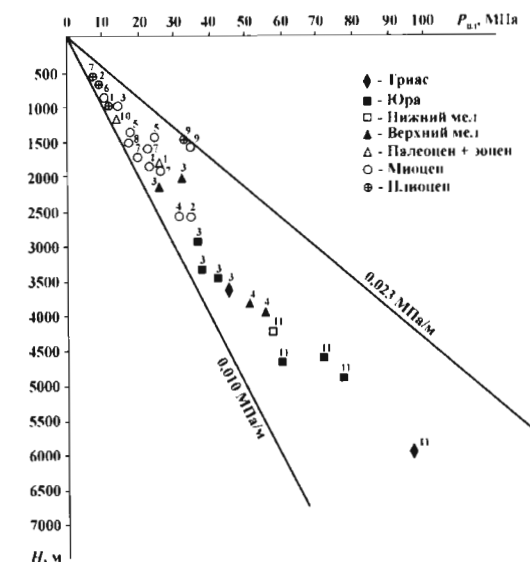


Рис. 8.4. Начальные пластовые давления в водоносных комплексах Венской впадины:

Месторождения: 1 — Матцен; 2 — Цверндорф; 3 — Адеркла; 4 — Шонкирхен; 5 — Санкт-Ульрих-Хаузкирхен; 6 — Гейзельберг; 7 — Мюльберг; 8 — Гбелы; 9 — Ланжгот-Бродли; 10 — Хоенрупперсдорф; 11 — Шонкирхен-Тиф

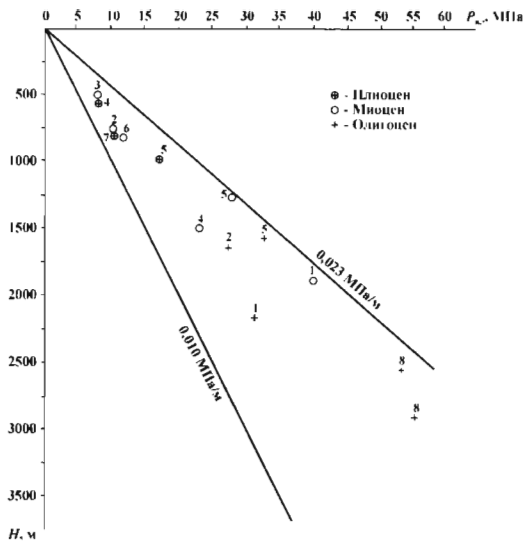


Рис. 8.5. Начальные пластовые давления в водонапорных комплексах Иравдийско-Андаманской впадины:

Месторождения: 1 — Чаук-Ланива; 2 — Енангьяунг; 3 — Минбу-Палианион; 4 — Рантау; 5 — Енангьят; 6 — Джедонгдонг; 7 — Джулу-Раджеу; 8 — Ондуэ

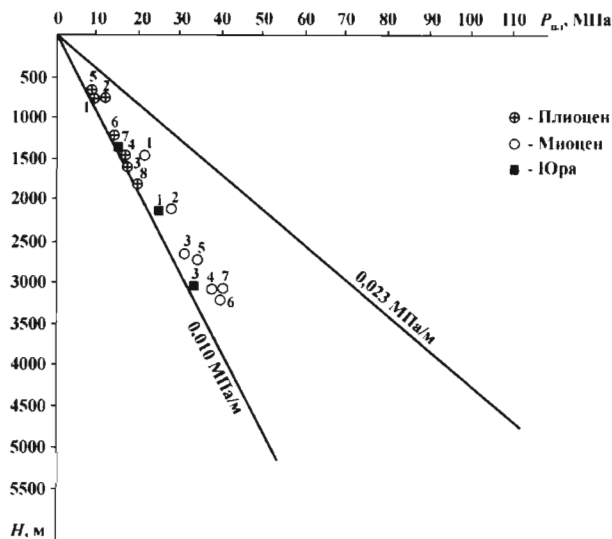


Рис. 8.6. Начальные пластовые давления в водонапорных комплексах Лос-Анджелесской впадины:

Месторождения: 1 — Уилмингтон; 2 — Хантингтон-Бич; 3 — Лонг-Бич; 4 — Санта-фе-Спрингс; 5 — Инглвуд; 6 — Домингес; 7 — Сил-Бич; 8 — Вест-Койот

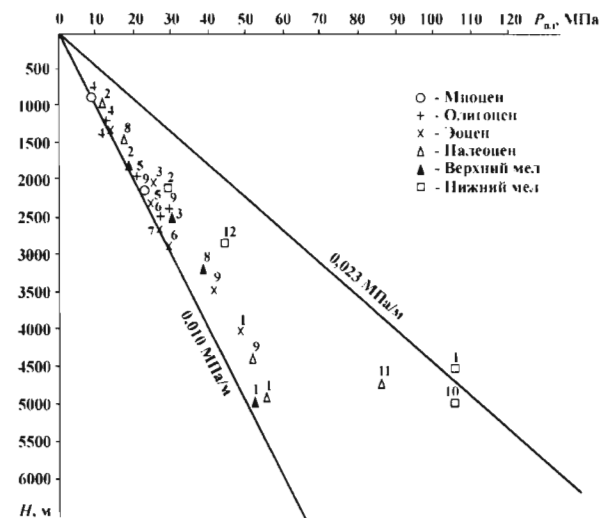


Рис. 8.7. Начальные пластовые давления в водонапорных комплексах Маракайбской впадины:

Месторождения: 1 — Ламар; 2 — Ла-Пас; 3 — Ла-Консепсьон; 4 — Мене-Гранде; 5 — Боскан; 6 — Лос-Кларос; 7 — Урданетта; 8 — Мара; 9 — Лама; 10 — Сибукара; 11 — Эль-Роса-Рио; 12 — Тибу

В ряде регионов обращает на себя внимание относительно резкое в некоторых интервалах отдельных районов (антиклинальных зон, площадей) повышение максимальных (и следовательно, средних) значений коэффициентов аномальности, искажающее, на первый взгляд, общую направленность их возрастания сверху вниз по осадочному разрезу. В Паданской впадине это явление отмечается, например, в плиоценовом комплексе района Фонтанеллато, в Южно-Каспийской — в плиоцене Бакинского архипелага, в Лос-Анджелесской — в миоцене зоны Торранс-Уилмингтон [2, 53, 61, 62].

Коэффициенты аномальности достигают здесь наибольших по всему осадочному выполнению каждого из регионов значений и составляют соответственно 1,97; 1,90; 1,40 (см. табл. 8.1, 8.3, рис. 8.1, 8.3, 8.6). Подобные факты следует, видимо, считать результатом экранирования мощными региональными покрывками вертикальных снизу перетоков высоконапорных флюидов с «нагнетанием» в них АВПД, а также развития в этих районах и интервалах, помимо эпигенетических, и сингенетических АВПД, причинно определенных повышенной общей глинистостью разреза и заглинизованностью линзовидных коллекторских пачек названных формаций. Вероятным также в этом плане представляется наибольшее восприятие именно указанными, обогащенными глинами, комплексами неотектонических эффектов, обуславливающих дополнительное упругое сжатие пластовых резервуаров и насыщающих их флюидов. Роль и значение этих механизмов в обобщенном виде объективно проявляются в приведенной на рис. 8.8 кор-

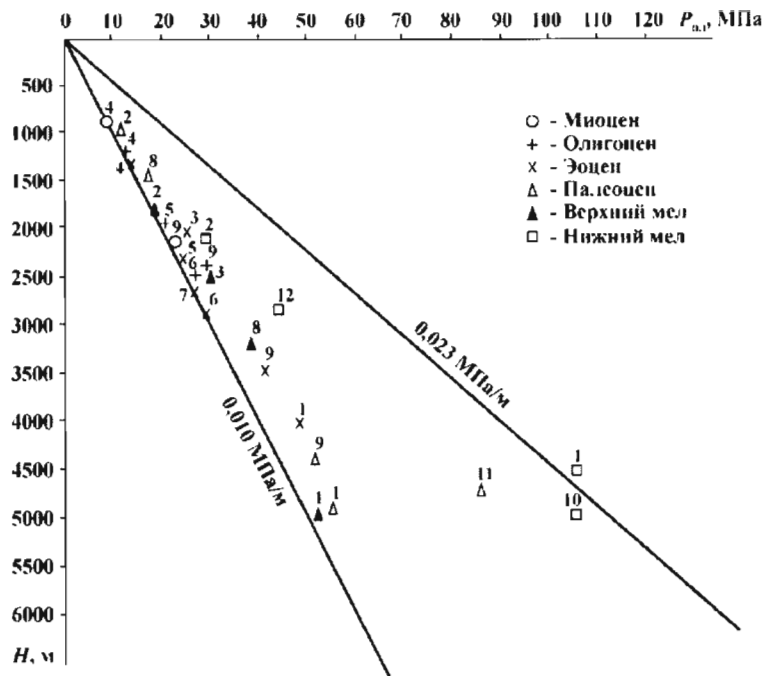


Рис. 8.8. Зависимость коэффициентов аномальности пластовых давлений от соотношения в разрезе проницаемых и непроницаемых пород:

Межгорные впадины: Пв — Паданская; ЮКв — Южно-Каспийская; Вв — Венская;
ИрАв — Иравадийско-Андаманская; ЛАв — Лос-Анджелесская; Мв — Маракайбская;
предгорные прогибы: Пкп — Предкарпатский; ИКп — Индоло-Кубанский;
ТКп — Терско-Каспийский; Пзп — Предзагорский

реляции средних значений коэффициентов аномальности и показателя соотношения непроницаемых (слабопроницаемых) и проницаемых пород в осадочном разрезе (C , %, непроницаемых разностей от общей мощности осадочной толщи). Из рис. 8.8 видно, что обе переменные связаны прямой пропорциональной зависимостью, подтверждающей прогрессирующее с увеличением величины параметра C значение и долю в общем АВПД сингенетических механизмов генерации аномальных давлений.

8.2. ПРЕДГОРНЫЕ ПРОГИБЫ

8.2.1. Предкарпатский прогиб

По результатам выполненных исследований установлено наличие АВПОД в толще пластичных глин миоценовых моласс на всей территории прогиба и АВПД в коллекторах верхнего мел-миоценового разреза Внутренней зоны (табл. 8.4, рис. 8.9).

Изменение превышений пластовых давлений над гидростатическим и коэффициентов пластовых давлений в законурных зонах залежей и водонапорных комплексов

Регион	Водонапорные объекты					Среднее значение
	Верхнемиоловой	Палеоценовый	Эоценовый	Олигоценый	Миоценовый	
Внутренняя зона Предкарпатского прогиба	$\frac{4,1-21,0}{1,12-1,81}$	$\frac{11,0-20,0}{1,29-1,69}$	$\frac{5,0-37,7}{1,18-1,93}$	$\frac{0,2-25,3}{1,01-2,09}$	$\frac{4,6}{1,63}$	$\frac{11,4}{1,46}$
Среднее значение	$\frac{15,0}{1,53}$	$\frac{15,5}{1,49}$	$\frac{14,3}{1,51}$	$\frac{9,4}{1,42}$	$\frac{4,6}{1,63}$	

Примечание. В числителе — диапазон превышений пластовых давлений над гидростатическим, МПа; в знаменателе — вариации значений коэффициентов аномальности пластовых давлений.

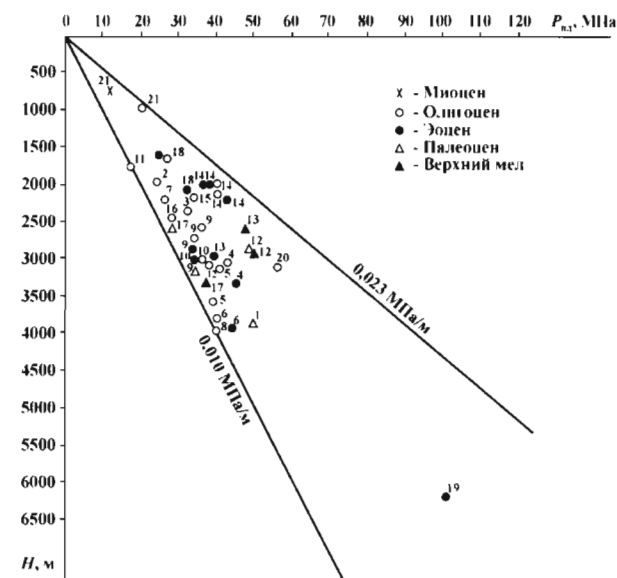


Рис. 8.9. Начальные пластовые давления в водоносных комплексах внутренней зоны Предкарпатского прогиба:

Месторождения: 1 — Старо-Самборское; 2 — Бориславское (I структурный ярус);
3 — Бориславское (II структурный ярус); 4 — Иваниковское; 5 — Оров-Уличнянское;
6 — Стынявское; 7 — Струтынское; 8 — Выгода-Витвицкое; 9 — Северо-Долинское;
10 — Долинское; 11 — Спасское; 12 — Космачское; 13 — Росильнянское;
14 — Гвиздецкое; 15 — Пнивское; 16 — Битковское; 17 — Слобода Рунгурская;
18 — Урожское; 19 — Луга; 20 — Доброгостовское; 21 — Старунское

Локализация интенсивных и кульминационных проявлений АВПоД, требующих применения в процессе бурения весьма утяжеленных промывочных растворов (плотностью более $2,2 \text{ г/см}^3$), на участках распространения покровных тектонических форм и в поднадвиговых глинистых пачках, выполненных недоуплотненными разностями, свидетельствует об их преимущественно сингенетическом генезисе, обусловленном как явлениями неотектонического сжатия некомпетентных толщ, так и лимитированного оттока поровой жидкости в ходе консолидации.

Внутренняя зона Предкарпатского прогиба характеризуется также широким развитием АВПД в коллекторских интервалах разреза, где вариации коэффициента аномальности составляют чаще всего $1,5\text{--}2,1$ [63, 64, 65, 66]. Аномально высокие пластовые давления констатированы практически во всех складках Бориславско-Покутского антиклинория, изолированных сверху мощной соленосной толщей нижнего миоцена (площади Старуна, Гвизд, Битков, Доброгостов, Росильня, Космач и др.). В менилитовой серии Росильнянского месторождения пластовое давление больше гидростатического, например, в 1,6 раза, в эоцене — в 1,5 раза, в палеоцене — в 1,3 раза. В палеоцен-эоценовых отложениях Космача коэффициент аномальности составляет 1,47, на площади Луга на глубине 6200 м — 1,6 [64].

Диапазон колебаний приведенных пластовых давлений весьма велик. В пределах различных блоков даже одной структуры он достигает более 10 МПа, а при сопоставлении отдельных складок отмечаются еще большие его значения. Указанное обстоятельство свидетельствует об изолированности резервуаров со столь различным давлением.

В региональном плане приведенные пластовые давления несколько снижаются с северо-востока на юго-запад — в сторону Карпатского горного сооружения, т.е. по мере удаления от сильно дислоцированной зоны Стебникского надвига.

Весьма существенным для интерпретации природы высоких напоров подземных вод Внутренней зоны прогиба является то обстоятельство, что АВПД встречаются не только в продуктивных, но и в лишенных нефтенасыщения водоносных объектах, причем в последних коэффициенты аномальности, как правило, максимальны [65]. В.В. Колодием установлено, что аномалии по пластовым давлениям сопровождаются аномалиями по минерализации подземных вод [64]. Изложенное свидетельствует о формировании АВПД за счет вертикальной миграции подземных вод из глубоких зон осадочного разреза и гидравлической связи верхних водоносных горизонтов с нижними в условиях надежной изоляции под глинисто-соленосной толщей. Для генерации АВПД по подобной модели необходимо наличие на глубине давлений, превосходящих гидростатическое. Очаги повышенных пластовых давлений, по мнению В.В. Колодия [64], создавались в Бориславско-Покутской подзоне в процессе складкообразования повсеместно, однако до настоящего времени они сохранились только в изолированных блоках на большой глубине. Это подтверждается преимущественно приуроченностью АВПД к складкам II и III структурных ярусов. Перетоки вы-

соконапорных подземных вод в верхние горизонты реализуются при тектонических подвижках, когда раскрываются разрывы и трещины, обеспечивающие гидравлическую связь. В благоприятных условиях подземные воды достигают даже поверхности, как это имело место в г. Долина при землетрясениях 1975—1976 гг., когда на поверхность излились высокометаморфизованные хлоркальциевые рассолы, характерные для глубоких горизонтов [64].

Изучая и обобщая материалы по закономерностям распространения АВПД по площадям, можно констатировать следующее: преимущественную приуроченность аномальных давлений в коллекторах к внутренней зоне прогиба; фиксацию максимальных значений коэффициентов аномальности в перекрытых мощными крышками, гидродинамически изолированных от очагов разгрузки пластовых резервуарах сводовых зон поднадвиговых частей локальных структур и участков проявлений скибовой и покровной тектоники; уменьшение аномальности пластовых давлений от сводов к крыльям и перекалиниям складок; сопряженность минимальных значений коэффициентов аномальности со структурами верхнего тектонического яруса, характеризующимися резко уменьшенной мощностью регионального гидравлического экрана и относительной близостью водовмещающих коллекторов к дневной поверхности — зоне дренирования; мозаичную по различному тектоническим блокам отдельных складок картину распределения приведенных давлений, их превышений над гидростатическим, коэффициентов аномальности пластовых давлений и их градиентов.

Распределение АПВД по вертикальному разрезу в региональном плане (см. табл. 8.3) свидетельствует о последовательном, начиная с олигоцена, росте коэффициентов аномальности со стратиграфической глубиной и указывает в сочетании с другими прямыми признаками (геотемпературные, геохимические, палинологические, изотопные и пр. аномалии [63, 64, 65, 67, 68, 69]) на наличие в регионе межформационного вертикального флюидомассопереноса из нижних в верхние (домиоценовые) интервалы осадочного разреза. Скачкообразный (до 1,63) рост среднего значения коэффициента в линзовидных маломощных коллекторских пачках нижнемиоценового молассового комплекса, представляющего собой региональную покрывку, интерпретируется нами как результат интегрального эффекта внедрения снизу напорных агентов, «нагнетания» эпигенетического АВПД под гидродинамическим экраном и сингенетической генерации в них АВПД за счет геостатической и тектонострессовой нагрузки. Первый из названных механизмов подтверждается фактом последовательного уменьшения коэффициентов аномальности пластового давления сверху вниз по разрезам локальных структур, находящихся в обстановке гидродинамической изоляции от приповерхностных очагов разгрузки.

Совокупность имеющихся данных позволяет считать достаточно вероятным эпигенетическое, связанное с инъекцией высоконапорных флюидов происхождение АВПД в коллекторах флюидной палеоцен-олигоценовой части разреза и их в основном сингенетическую природу, обусловленную тектоническим сжатием замкнутых природных резервуаров, в мезозое и мезоце-

новом комплексе. В неотектонически активной обстановке региона последний механизм, как это совершенно очевидно, имеет особо существенное значение для верхней молассовой части разреза, выполненной толщей пластичных глинисто-эвапоритовых пород с сингенетическими АВПоД, включающей отдельные линзовидные коллекторские пласты и пачки.

На участках погружения продуктивной серии на большие глубины — в зоны повышенных температур, что характерно для поднадвиговых глубинных складок II и III структурных ярусов, в качестве дополнительного фактора образования сингенетических АВПоД и АВПД следует признать бароэффекты, определенные катагенетической дегидратацией глинистых минералов и генерацией «возрожденных» вод. Участие этого механизма в формировании аномальных давлений в глубокопогруженных объектах поднадвиговых структур подтверждается фактом сопряженности здесь максимальных значений аномальности с повышенным содержанием гидрослюды в минералогическом составе глин [70], тогда как характерные для менее прогретого верхнего структурного яруса меньшие значения коэффициентов аномальности в одноименных объектах сочетаются в них с повышенным содержанием в глинах первичного монтмориллонита.

В целом гидродинамическая система геосинклинальной Внутренней зоны Предкарпатского прогиба характеризуется весьма напряженным состоянием — среднее значение коэффициента аномальности пластового давления 1,46.

8.2.2. Индоло-Кубанский прогиб

По результатам проведенных исследований констатировано наличие аномально высоких поровых и пластовых давлений во всех вскрытых бурением стратиграфических составляющих осадочного разреза — от верхней юры до плиоцена.

Аномально высокие поровые давления в глинистых пачках, диагностирующиеся в ходе бурения интенсивными нефтегазоводопроявлениями, выбросами и разгазированием промывочных растворов, прихватами и затяжками инструмента, пороодообразованием, сужениями стволов скважин, выдавливанием бурильных труб и т.п., установлены практически на всех площадях региона в интервале разреза от верхнего мела до плиоцена. По мере увеличения мощности глинистых серий они по своим абсолютным величинам нередко приближаются к значениям геостатической нагрузки, что требует широкого применения утяжеленных промывочных жидкостей плотностью 1,8–2,3 г/см³ (центральная часть Западно-Кубанского прогиба, Керченско-Таманский район) [65, 71, 72, 73, 74]. Пространственная повсеместность — региональное распространение АВПоД вне связи со структурными условиями, генетически определенное ими широкое развитие дисгармоничной складчатости, современного грязевого вулканизма (Керченско-Таманская зона) и диапиризма, интенсивность, характер, геологическая обстановка проявлений в скважинах в процессе бурения свидетельствуют об их главным образом сингенетической природе, причинно сопряженной

с лимитацией оттока поровых флюидов из консолидируемых палеонедоуплотненных пластичных глинистых толщ, их упругим сжатием при неотектонических явлениях и эффектом генерации вод при дегидратации минералов в зоне катагенеза.

Аномальные давления в коллекторах также развиты во всех тектонических зонах и интервалах разреза (табл. 8.5, рис. 8.10).

Из данных табл. 8.5 и рис. 8.10 следует, что максимальные значения аномальности пластового давления во всех водонапорных комплексах фиксируются в Керченско-Таманской зоне, где разрез выполнен преимущественно глинистой фацией — 95% и выше, коллекторы развиты спорадически и имеют линзовидный характер; в Западно-Кубанском прогибе (глинистость менее 85%) распределение АВПД носит более дифференцированный по площади характер — на участках сокращенной мощности комплексов и относительно широкого развития коллекторских пачек величины аномальности, как правило, понижены.

В мезозойских отложениях ограниченность фактических данных не позволяет в настоящее время дать однозначную картину пространственного распределения и генезиса АВПД. Судя, однако, по весьма значительным величинам превышений и коэффициентов аномальности, низким в целом емкостной и фильтрационной характеристикам водовмещающих пород [75, 76], высоким пластовым температурам — более 120 °С и др., можно в предварительном порядке полагать, что АВПД здесь первоначально имели главным образом сингенетическое происхождение и в значительной мере были обусловлены явлениями уменьшения порового пространства коллекторов вследствие вторичной его цементации и эффектом разности коэффициентов теплового расширения флюидов и пород в обстановке больших глубин (температур).

В то же время длительное существование и, соответственно, сохранение пластовых давлений с высокими уровнями аномальности предполагают перманентное возмещение их релаксации, что в количественном отношении вряд ли возможно в результате действия только названных сингенетических процессов. Это обстоятельство, в свою очередь, допускает также вероятность частичной реализации на настоящем этапе как эпигенетических механизмов, связанных с поступлением в поровое пространство резервуаров дополнительных объемов флюидов из подстилающих отложений, о чем свидетельствует связанная с отложениями юры — нижнего мела грязевулканическая деятельность в Керченско-Таманской зоне [71, 77, 78], так и упруго-сжимающих эффектов геотектонической (неотектонической) природы [13, 60, 74, 79].

Геологические условия проявления аномальных давлений в коллекторах палеоцен-нижнеэоценового комплекса позволяют для Керченского района принять, что модели АВПД имеют упруго-релаксирующую неотектоническую и эпигенетическую, связанную с инъекцией высоконапорных мезозойских флюидов природу (пл. Мошкаревская, Фонтановская, Слюсаревская, Горностаевская и др.; превышения 15,2–25,6 МПа, коэффициенты аномальности от 1,53 до 1,87 [71, 74, 78]). Соответствие пластовых давлений

Таблица 8.5

**Изменение превышения пластовых давлений над гидростатическим
и коэффициентов аномальности пластовых давлений в акконтурных зонах залежей
и водонапорных комплексах Индоло-Кубанского прогиба**

Район, тектоническая зона, регион	Водонапорные комплексы						Среднее значение	
	Верхнеюр- ский	Нижнеме- ловой	Верхнеме- ловой	Палеоцен- нижеэоце- новый	Верхнеэоце- новый (в восточной части про- гиба — кумский)	Олигоцен- нижемиоце- новый (май- копский)		Средне-мио- ценовый
Керченско-Та- манская зона	22,3–32,8 1,57–1,76	19,0–37,4 1,72–1,82	9,7–24,1 1,57–2,19	15,2–25,6 1,53–1,87	8,2–20,3 1,59–1,92	1,9–32,3 1,26–1,87	0,5–10,8 1,08–2,17	18,6 1,70
Западно-Кубан- ский прогиб	14,0–39,6 1,31–1,78	34,0 1,70	35,1 1,75	0,5–1,0 1,00–1,02	4,7–33,6 1,17–1,96	0,3–44,2 1,00–1,90	0,1–26,2 1,00–1,93	21,7 1,48
Индоло-Кубан- ский прогиб	14,0–39,6 1,31–1,78	19,0–37,4 1,70–1,82	9,7–35,1 1,57–2,19	0,5–25,6 1,00–1,87	4,7–33,6 1,17–1,96	0,3–44,2 1,01–1,90	0,1–27,2 1,00–1,93	19,0 1,60
Среднее значение	26,8 1,5	28,2 1,76	22,4 1,87	13,1 1,44	19,2 1,56	22,3 1,45	13,6 1,46	—

Примечание. В числителе — диапазон превышений пластовых давлений над гидростатическим, МПа; в знаменателе — вариации значений коэффициентов аномальности пластовых давлений.

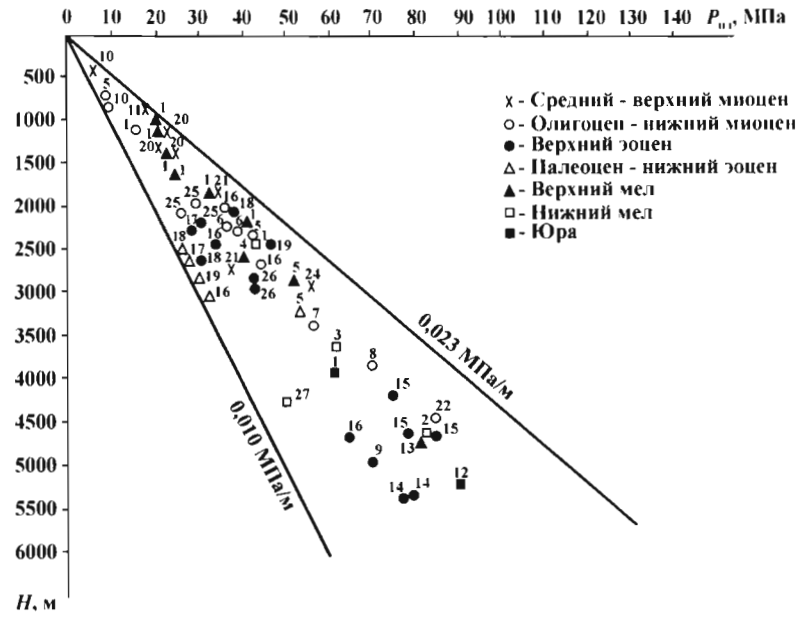


Рис. 8.10. Начальные пластовые давления в водонапорных комплексах Индоло-Кубанского прогиба:

Месторождения, площади: Керченско-Таманская зона: 1 — Мошкаревская; 2 — Марьевская; 3 — Тамбовская; 4 — Куйбышевская; 5 — Фонтановская; 6 — Южно-Сивашская; 7 — Горностаевская; 8 — Слюсаревская; 9 — Кореньковская; 10 — Борзовская; 11 — Приозерная; Западно-Кубанский прогиб: 12 — Сергеевская; 13 — Суздальская; 14 — Северская; 15 — Левкинская; 16 — Ново-Дмитриевская; 17 — Зыбза-Глубокий Яр; 18 — Ахтырско-Бугундырское; 19 — Абино-Украинское; 20 — Курчанское; 21 — Анастасиевско-Троицкое; 22 — Северско-Западно-Афипское; 23 — Западно-Анастасиевское; 24 — Южно-Андреевское; 25 — Калужское; 26 — Восточно-Северское; 27 — Абхазская

гидростатическим в восточной части прогиба (месторождения Ново-Дмитриевское, Восточно-Северское, Зыбза-Глубокий Яр, Ахтырско-Бургундырское, Абино-Украинское) может быть объяснено значительной площадью распространения, региональной выдержанностью и однородностью водоносных пачек разреза, высокими коллекторскими свойствами пластов (пористость 16–18%), изоляцией от высоконапорных комплексов снизу водоупорами альба и верхнего мела, сверху — глинами среднеэоценовой серии (хадыженская, калужская, кутаисская свиты), что в совокупности обеспечивает возможность гидравлической сообщаемости объектов и, следовательно, выравнивания пластовых давлений в соответствии с нормами гидростатики. Наличие в разрезе этой зоны ряда местных перерывов в осадконакоплении позволяет также допустить вероятность палеоразгрузки системы, обеспечившей исходную нормализацию пластовых давлений до

уровня гидростатических. Развитие в коллекторах нормальных пластовых и аномальных поровых давлений в разобшающих их глинистых интервалах свидетельствует об ограниченной гидравлической связи проницаемых и непроницаемых пачек разреза и малой степени реализации в миграционном плане существующих между ними весьма высоких градиентов давлений.

Верхнеэоценовый комплекс (в восточной части прогиба — кумская свита) характеризуется повсеместным площадным распространением АВПД в коллекторах, приуроченных в основном к нижней — флишоидной части разреза и перекрытых мергельно-глинистой серией. Зафиксированные превышения пластовых давлений и коэффициенты аномальности достигают максимальных в регионе значений на структурах Керченского полуострова и в Калужской, Азовской и Левкинской антиклинальных зонах Западно-Кубанского прогиба, где составляют соответственно: на пл. Мошкаревская — 8,2–20,3 МПа и 1,59–1,92; на Ново-Дмитриевском месторождении — 4,7–9,6 МПа и 1,17–1,37; Калужском — 6,8–8,3 МПа и 1,24–1,38; Восточно-Северном — 10,2 МПа и 1,35; на пл. Карская — 5,7–6,0 МПа и 1,24–1,49; Северская — 26,8 МПа и 1,5; на Абино-Украинском месторождении — 14,9–23,6 МПа и 1,52–1,96; на Ахтырско-Бугундырском — 16,3–16,8 МПа и 1,65–1,79; на пл. Левкинская — 32,9–33,6 МПа и 1,71–1,87. В восточной части Азовской зоны по линии месторождений Зыбза-Глубокий Яр — Черноморское значения превышений и коэффициентов аномальности снижаются и составляют 6,2–8,7 МПа и 1,24–1,30.

Фиксация максимальных значений превышений пластовых давлений и коэффициентов аномальности в пределах локальных поднятий, широкое развитие на них высокоамплитудных дизъюнктивов, обеспечивающих крупномасштабную гидравлическую сообщаемость разновозрастных формаций разреза, грязевой вулканизм (Керченско-Таманский район), повышенная неотектоническая активность области распространения верхнеэоценового комплекса, экранирование региональным водоупором (белоглинская свита) ее линзовидных заглинизированных низкопроницаемых коллекторов от зон гидродинамической разгрузки определяют эпигенетический в основном характер АВПД в проницаемых пачках региона и их преимущественную обусловленность инъекцией высоконапорных флюидов из подстилающих отложений. В то же время учет неоднородности, литолого-коллекторской невыдержанности продуктивных объектов, нахождения их в обстановке частого чередования с глинистыми разностями разреза допускает вероятность параллельной генерации в них сингенетических АВПД, обязанных своим происхождением некомпенсированной оттоком флюидов консолидации некомпетентных пачек, выделению из них «возрожденных» вод и упругим неотектоническим деформациям пластовых резервуаров.

Олигоцен-нижнемиоценовый комплекс (майкопская свита), представленный в основном глинами с редкими, относительно маломощными, линзовидными коллекторами, выполняет собой региональный водоупор. Максимальные значения мощности серии достигают 3000 м в Западно-Кубанском прогибе и 5000 м — в Керченско-Таманском районе [74]. АВПД в

коллекторских пачках майкопской свиты по площади развиты неравномерно и отражают в целом характер изменения мощностей всего комплекса — наиболее высокие значения превышений пластовых давлений и коэффициентов аномальности отмечаются на структурах, расположенных в Керченско-Таманском районе и в центриклинальной части Западно-Кубанской впадины, где мощность серии весьма значительна (более 1500–2000 м). На Керченском полуострове, в частности пл. Фонтановская, Южно-Сивашская, Горностаевская, Слюсаревская, Кореньковская, эти показатели составляют соответственно 20,3–32,3 МПа и 1,67–1,87; в Западно-Кубанском прогибе — на Западно-Афипской площади — 44,3 МПа и 1,89; на Восточно-Афипской площади — 40,3 МПа и 1,90; на Северской — 32,0–35,6 МПа и 1,64–1,72; на Ново-Дмитриевском месторождении — 41,2 МПа и 1,84. В зоне сокращенных мощностей майкопской свиты — южный борт впадины (район площадей Ключевая, Дыш, Саратовская) коэффициенты аномальности имеют, как правило, минимальные значения — 1,01–1,20.

Объективная связь аномальности пластовых давлений с общей мощностью преимущественно глинистой майкопской свиты, линзовидный и спорадический характер распространения заключенных в ней коллекторов определяют смешанное происхождение в них АВПД, обязанное как эффектам внедрения выделившихся из майкопских глинистых пачек высоконапорных флюидов, вод дегидратации минералов группы монтмориллонита и упругого сжатия пластовых резервуаров вследствие новейших и современных тектонических движений — сингенетическая составляющая, так и инъекции по дизъюнктивам на участках сокращенной мощности (или отсутствия) регионального верхнеэоценового водоупора (белоглинская свита) подземных вод и углеводородов из подстилающих комплексов — эпигенетическая компонента.

Средне-верхнемиоценовый комплекс, выполненный чокракским, караганским, сарматским и мезотическими водонапорными горизонтами, характеризуется практически повсеместным в пределах локальных структур развитием АВПД, за исключением последнего интервала.

Зафиксированные только в средне-миоценовых залежах юго-восточной части Керченского полуострова на глубинах 430–861 м коэффициенты аномальности 1,35–2,17 (пл. Борзовская, Приозерная) на общем фоне значительно более низких их значений на остальной территории района (1,08–1,10) (пл. Южно-Сивашская, Северо-Керченская и др.) [65, 66, 71, 74] представляются результатом проникновения флюидов из подстилающих комплексов.

В чокракских отложениях Западно-Кубанского прогиба диапазон изменения превышений пластового давления над гидростатическим — 0,1–27,2 МПа при коэффициентах аномальности 1,0–1,93. Наиболее высокие значения этих показателей (9,1–27,2 МПа; 1,30–1,93) отмечаются на поднятиях центральной части прогиба (пл. Курчанская, Анастасиевско-Троицкая, Федоровская, Южно-Андреевская); в южной бортовой зоне, где локальные структуры характеризуются более интенсивной дислоцирован-

ностью и сложным строением (пл. Абинская, Адагумская, Джигинская, Благовещенская и др.), превышения составляют не более 5,0 МПа при коэффициентах аномальности 1,00–1,27.

Практически аналогично распределение по площади АВПД в караганских и сарматских объектах — величины превышений и коэффициентов аномальности варьируют в первом случае в пределах до 15,8 МПа и 1,84, во втором — до 5,8 МПа и 1,55 с фиксацией максимальных значений на локальных структурах центральной части прогиба (пл. Анастасиевско-Трошкая, Курчанская и др.).

Особенности проявлений АВПД в средне-верхнемиоценовом комплексе — исключительная приуроченность их максимальных значений к относительно слабонарушенным поднятиям, уменьшение величин превышений и коэффициентов аномальности вверх по разрезу (вплоть до соответствия гидростатическим в мэотисе), функциональная определенность условиями гидродинамической разгрузки и связь с нефтегазонасыщенностью — утверждают их эпигенетическую, главным образом, природу и объективную обусловленность перетоков по вертикали напорных флюидов из нижезалегающих отложений. Дополнительными механизмами следует признать гидродинамические эффекты, связанные с лимитацией оттока поровых вод из глинистых пачек разреза и генерацией в них «возрожденных» вод в ходе катагенетических превращений смешанослойных минералов — сингенетическая компонента.

Основные закономерности пространственного развития АВПД в осадочном разрезе Индоло-Кубанского прогиба — последовательный рост по мере увеличения стратиграфической и гипсометрической глубин, коэффициентов аномальности пластового давления (от 1,46 в верхнем миоцене до 1,72 — среднее значение по мезозою); мозаично-блоковый характер распределения по площади локальных поднятий показателей их интенсивности; приуроченность их максимальных величин к районам, площадям, блокам, интервалам, характеризующимся наименее благоприятными условиями разгрузки флюидов; обратная связь со степенью дислоцированности локальных структурных форм; площадная ассоциация пьезометрических минимумов с зонами промышленного нефтегазонасыщения; грязевулканическая деятельность, свидетельствующая о крупномасштабной реализации межформационных вертикальных перетоков, охватывающих стратиграфический диапазон от юры-нижнего мела до миоцена (Керченско-Таманский район); неотектоническая активность региона — дают достаточно оснований считать главными факторами генерации аномальных давлений в коллекторах прогиба внедрение высоконапорных флюидов из глубоких зон осадочного разреза и упругое сжатие замкнутых пластовых резервуаров под воздействием импульсов неотектогенеза.

В пределах отдельных поднятий геофлюидодинамическая система прогиба в целом характеризуется средним значением превышения пластового давления над гидростатическим 19,0 МПа, коэффициентом аномальности 1,60 и распространением АВПД, начиная с малых глубин, — 400–500 м.

8.2.3. Терско-Каспийский прогиб

Проведенными исследованиями констатировано наличие АВПД в глинистых пачках майкопской серии — среднего миоцена и АВПД во всех интервалах стратиграфического разреза — от триаса до среднего миоцена включительно (табл. 8.6, рис. 8.11).

Характер проявлений АВПД в процессе бурения — породообразование, вынос значительного количества шлама, выпирание инструмента и т.д., отмечаемые на всех площадях вне связи со структурным положением скважин и приуроченные к мощным пачкам глин с аномально высокой пористостью; последовательное достижение весьма высоких уровней АВПД на участках максимальной мощности глинистых толщ; явления диапиризма и образования покровных тектонических форм в некомпетентных пластичных комплексах — свидетельствуют об их главным образом сингенетической природе, определенной ограниченным оттоком поровой жидкости из глин в ходе продолжающейся их консолидации, генерацией возрожденных вод и упругим сжатием глинистых толщ под влиянием неотектонических стрессов [74, 80].

На отдельных месторождениях (Карабулак-Ачалуки, Старогрозненское, Заманкул, Брагуны) в отложениях майкопа, перекрывающих непосредственно продуктивные верхнемеловые резервуары, обладающие большой высотой и высокими по этой причине избыточными давлениями, на сингенетическую компоненту АВПД накладывается эпигенетическая составляющая, связанная с проникновением в поровое пространство глин высоконапорных флюидов из подстилающих залежей. Интегральный эффект приводит к генерации в глинах АВПД геостатического уровня с коэффициентами порядка 2,0–2,4.

Анализ закономерностей развития АВПД по площади региона фиксирует приуроченность их максимальных проявлений к относительно слабодислоцированным погребенным поднятиям Притеречной зоны (пл. Правобережная, Червленая и др.) и локальным ловушкам зон сопутствующей складчатости — структурам, осложняющим прогибы, разделяющие и окаймляющие Терскую и Сунженскую антиклинальные линии (месторождения Северный Малгобек, Горское, Минеральное, Северо-Минеральное, Андреевское, Межхребтовое, Западный Гудермес). На более нарушенных поднятиях обеих линий коэффициенты аномальности имеют гораздо меньшие значения, чем определяется функциональная связь АВПД с условиями дренажа природных резервуаров. К этому же заключению приводят данные по отдельным блокам и полям локальных поднятий, находящимся в различной гидродинамической обстановке, рисующие ярко выраженную мозаичную картину распределения напоров. Так, например, колебания приведенных уровней в верхнемеловом резервуаре между разными частями Малгобек-Вознесенской структуры составляют 270–500 м [74, 81, 82].

Фактическими данными устанавливается более дифференцированная по сравнению с Индоло-Кубанским прогибом картина распределения АВПД по вертикали — триас-нижнемеловой интервал характеризуется более низ-

Таблица 8.6

Изменение превышения пластовых давлений над гидростатическим и коэффициентов аномальности пластовых давлений в законтурных зонах залежей и водонапорных комплексах Терско-Каспийского прогиба

Тектоническая зона, регион	Водонапорные комплексы							Среднее значение
	Триасовый	Верхнеюрско-валанжинский	Нижне-ловой (готерив-аптский)	Верхне-ловой	Эоценовый (фораминиферовые слои)	Олигоцен-нижнемиоценовый (майкопский)	Средне-верхне-миоценовый	
Сунженская	—	11,1–53,2 1,14–2,14	4,4–13,9 1,09–1,40	2,9–34,8 1,13–2,00	—	10,7–45,1 1,62–2,30	0,1–15,2 1,00–1,69	19,1 1,55
Терская	—	15,0–64,2 1,16–2,20	8,3–25,7 1,15–1,60	3,1–51,9 1,08–2,18	10,5–27,6 1,33–1,81	7,5–52,5 1,34–2,43	0,1–9,5 1,00–1,42	23,0 1,56
Притеречная	15,0 1,20	—	—	35,0–52,8 1,70–2,19	—	—	—	34,3 1,70
Терско-Каспийский прогиб	15,0 1,20	11,1–64,2 1,14–2,20	4,4–25,7 1,09–1,60	2,9–52,8 1,08–2,19	10,5–27,6 1,33–1,81	7,5–52,5 1,34–2,43	0,1–15,2 1,00–1,69	22,8 1,57
Среднее значение	15,0 1,20	35,9 1,66	13,1 1,31	30,1 1,71	19,0 1,57	28,9 1,92	6,2 1,28	—

Примечание. В числителе — диапазон превышений пластовых давлений над гидростатическим, МПа; в знаменателе — вариации значений коэффициентов аномальности пластовых давлений.

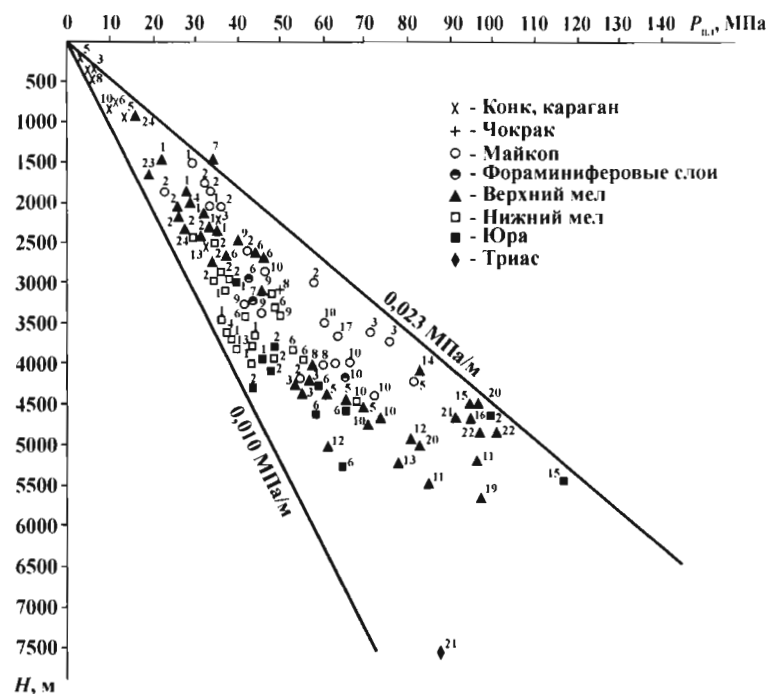


Рис. 8.11. Начальные пластовые давления в водонапорных комплексах Терско-Каспийского прогиба:

Месторождения, площади: *Сунженский антиклинорий*: 1 — Заманкул; 2 — Карабулак-Ачалуки; 3 — Старогрозненское; 4 — Серноводское; 5 — Октябрьское; *Терский антиклинорий*: 6 — Малгобек-Вознесенское; 7 — Орлиное; 8 — Эльдаровское; 9 — Хаян-Корт; 10 — Брагуны; 11 — Андреевское; 12 — Минеральное; 13 — Гудермес; 14 — Западный Гудермес; 15 — Северный Малгобек; 16 — Алхазово; 17 — Ястребиная; 18 — Горская; 19 — Северное Минеральное; *Притеречная зона поднятий*: 20 — Правобережная; 21 — Бурунная; 22 — Червленая; *Черногорская моноклираль*: 23 — Змейская; 24 — Датых

кими значениями коэффициентов аномальности (в среднем 1,45), чем вышележащая верхняя мел-среднемиоценовая толща, где эта величина составляет 1,61. Максимально высокие средние коэффициенты отмечаются в верхнемеловом и олигоцен-нижнемиоценовом (майкопском) комплексах — соответственно 1,71 и 1,92 (см. табл. 8.6, рис. 8.11).

При оценке приведенных данных следует иметь в виду, что значение коэффициента аномальности для триас-нижнемиоценового интервала 1,45 является средним, в том числе он равен 1,20 по единичному замеру пластового давления в триасовых отложениях, вскрытых в Затеречном районе на пл. Бурунная (скв. 1). Для прогиба в целом эта величина представляется заниженной, так как участок расположения названного поднятия тяготеет к его стабилизированной платформенной части, где между триасовой и вышележа-

8.2.4. Предзагорский прогиб

легающей юрской формацией имел место перерыв в осадконакоплении [83], способствовавший, по всей видимости, палеоразгрузке триасового водоносного комплекса. Учет указанных обстоятельств оставляет возможность для достаточно обоснованного предположения о вероятности более высоких коэффициентов аномальности в триасе геосинклинальной части прогиба, что, в свою очередь, может привести к повышению среднего значения этого показателя для всего триас-нижнемелового интервала.

Сочетание относительно умеренных АВПД в нижних интервалах вскрытого разреза с преимущественной приуроченностью кульминационных их проявлений (коэффициенты аномальности до 2,20) к вышележающему водоносному комплексу верхнего мела и перекрывающей его мощной (до 3000 м) глинистой майкопской серии с линзовидными, пространственно резко неоднородными коллекторами, где роль сингенетических АВПД и АВПоД, обусловленных консолидацией глин интервала, очевидна, позволяет считать основной вероятной причиной подобного распределения аномальности пластовых давлений аккумуляцию эпигенетической вертикально (из нижних этажей осадочного чехла) привнесенной энергии под мощным пластичным региональным водоупором майкопской свиты, в свою очередь обладающим сингенетической аномальностью. Представляется, что изложенное выше подтверждается фактом пропорциональной связи между значениями коэффициентов аномальности в верхнемеловом карбонатном коллекторе, мерой его трещиноватости и мощности покрышки. На площадях, характеризующихся сокращенной мощностью майкопской серии, близостью верхнемелового резервуара к дневной поверхности (зоне разгрузки) и повышенной трещиноватостью (месторождения Заманкул, Старогрозненское), аномальность пластовых давлений минимальна — 1,29–1,33; на структурах, где мощность майкопа существенно возрастает и слабо-трещиноватый коллектор верхнего мела погружен на значительные глубины, аномальность достигает максимальных величин — 1,70–2,20 (месторождения Западный Гудермес, Северо-Малгобекское, Андреевское и др.) (см. рис. 8.11).

Генерация сингенетических АВПД в триас-нижнемеловом интервале, являющаяся зоной питания высоконапорными флюидами и эпигенетической энергией всего вышележающего разреза, представляется суммарным результатом реализации двух основных механизмов — различного теплового расширения флюидов и вмещающих пород в зоне высоких температур (больших глубин) и упруго-стрессовых эффектов неотектонической природы.

Следует особо подчеркнуть, что влияние последнего механизма является общим для всех интервалов осадочного разреза региона, и это обстоятельство в сочетании с названными выше причинами предопределяет весьма высокую в целом напряженность геофлюидодинамической системы Терско-Каспийского прогиба в пределах локальных структур; среднее по всем водоносным комплексам значение превышения пластового давления над гидростатическим 22,8 МПа, коэффициент аномальности 1,57.

Регион характеризуется развитием интенсивно проявляющихся в процессе бурения АВПоД в региональных покрышках — эвапорито-мергельно-глинистой серии Фарс (средний-верхний миоцен), гипсово-ангидритовой свите Хит (верхняя юра, титон) и АВПД в залегающих под ними трещиноватых известняковых продуктивных коллекторах формации Асмари (верхний олигоцен — нижний миоцен), серии Бангестан (верхний мел, сенман-турон) и свиты Араб (верхняя юра, киммеридж-оксфорд).

Обстановка проявлений АВПоД — эвапоритовый тип покрышек; региональная повсеместность; интенсивность в ряде случаев сверхгеостатического уровня, требующая постоянного применения утяжеленных промывочных растворов, плотность которых нередко достигает 2,57–2,64, а иногда и 2,71 г/см³ (месторождение Ага-Джари (свита нижний Фарс) [84]); характер осложнений при бурении [13]; покровно-шарьяжный контакт пластичной серии Фарс с подстилающими компетентными породами и др. определяет их сингенетическую в основном природу, обусловленную главным образом резким ограничением оттока аномально палеосжатой поровой жидкости из соленосно-глинистой толщи и современным сжатием последней при вертикально и горизонтально приложенных неотектонических стрессах. В то же время фиксация максимальных значений АВПоД непосредственно над сводами нижележающих углеводородных скоплений, свидетельствующая о местном («ореольной» модели) [13] «всплеске» аномальности поровых давлений — внедрении высоконапорных флюидов из подстилающих залежей, имеющих большую высоту (до 2000 м и более) и значительные по этой причине избыточные пластовые давления в их сводовых зонах, дает основание считать, что в пределах продуктивных локальных поднятий на сингенетическое АВПоД накладывается эпигенетическая компонента. Суммарный эффект обоих названных механизмов приводит к генерации в покрышках АВПоД с весьма высокими уровнями аномальности поровых давлений, особенно в продуктивных высокоамплитудных структурах.

В пространственном распределении АВПД в коллекторах отмечаются следующие основные закономерности: последовательное возрастание превышений пластовых давлений над гидростатическим и коэффициентов аномальности в направлении от платформенного борта прогиба к геосинклинальному (с запада на восток) и сверху вниз по вертикальному разрезу (в среднем от 1,21 в формации Асмари до 1,45 в свите Араб) (табл. 8.7, рис. 8.12); рост значений названных показателей по мере увеличения мощности покрышек Фарс и Хит, а также глубины залегания продуктивных резервуаров и уменьшения их трещиноватости; приуроченность максимальных значений коэффициентов аномальности к расположенным в относительной близости к неотектонически активному Загорскому горному сооружению месторождениям, характеризующимся глубиной залегания кровли асмари-ского коллектора исключительно более 1000 м.

Первая зависимость четко коррелируется с известными данными о гидродинамической связи на большинстве площадей резервуаров Асмари и

Таблица 8.7

Изменение превышений пластовых давлений над гидростатическим и коэффициентов аномальности пластовых давлений в законтурных зонах залежей и водонапорных комплексах Предзагорского прогиба

Регион	Водонапорные комплексы							Среднее значение
	Триасовый	Юрский	Нижне-меловой	Верхне-меловой	Палеоценовый	Эоценовый	Олигоцен-миоценовый	
Предзагорский прогиб	—	$\frac{16,2}{1,46}$	$\frac{12,9}{1,43}$	$\frac{1,8-13,9}{1,08-1,37}$	—	—	$\frac{0,0-10,8}{1,00-1,42}$	$\frac{9,3}{1,29}$
Среднее значение	—	$\frac{16,2}{1,46}$	$\frac{12,9}{1,43}$	$\frac{7,8}{1,23}$	—	—	$\frac{5,4}{1,21}$	

Примечание. В числителе — диапазон превышений пластовых давлений над гидростатическим, МПа; в знаменателе — вариации значений коэффициентов аномальности пластовых давлений.

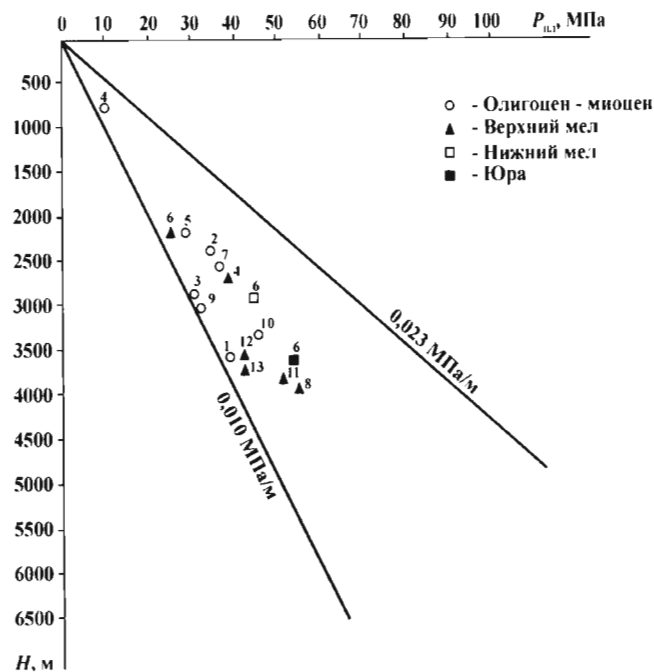


Рис. 8.12. Начальные пластовые давления в водонапорных комплексах Предзагорского прогиба:

Месторождения: 1 — Месджид-и-Сулейман; 2 — Карандж; 3 — Нафт-Сафид; 4 — Хафт-Кель; 5 — Ага-Джари; 6 — Гачсаран; 7 — Лали; 8 — Ахваз; 9 — Мансури; 10 — Марун; 11 — Биби-Хакиме; 12 — Бинак; 13 — Раг-и-Сафид

Бангестан, которая привела к образованию единых для них контактных поверхностей нефть—вода [85, 86, 87], и о генетическом единстве углеводородов всех стратиграфических интервалов [88, 89]. Ее можно рассматривать как объективное подтверждение возможности широкого развития в регионе вертикального межформационного флюидомассопереноса из нижних в верхние этажи осадочного резерва. Вторая связь иллюстрирует определенность мерой разгрузки значений аномальности пластовых давлений в коллекторах. В наиболее контрастной форме она проявляется при сопоставлении значений коэффициентов аномальности в перекрытых мощной покрывкой глубокопогруженных месторождениях Карандж, Марун, Ахваз, где они при глубинах залегания кровли Асмари соответственно 2100, 2320, 2560 м составляют 1,42; 1,32; 1,35 (см. рис. 8.12), с теми же параметрами размытых, максимально приближенных к дневной поверхности месторождений Месджид-и-Сулейман, Хафт-Кель, Гачсаран (соответственно: 180 м — 1,04; 600 м — 1,06; 750 м — 1,08), где дренаж водонапорной системы, обусловивший многочисленные поверхностные нефтегазоводопоявления в виде выходов, образования соленых озер глубинного питания и т.п. [45, 179, 244], осуществляется относительно незатрудненно. Третья корреляция характеризует влияние неотектонических стрессов на повышение пластовых давлений в природных резервуарах, лимитированно сообщающихся с зоной разгрузки. Она устанавливается по результатам сравнения коэффициентов аномальности на расположенных в геотектонически (сейсмически) активной полосе месторождениях Биби-Хакиме и Лали, где они при глубине залегания кровли Асмари соответственно 1021 и 1500 м составляют 1,37 и 1,40 (см. рис. 8.12), с находящимися в этом же районе, но вне названной полосы вышеупомянутыми месторождениями Месджид-и-Сулейман, Хафт-Кель, Гачсаран.

Симптоматичной представляется преимущественная приуроченность АВПД к продуктивным локальным структурам, а их максимальных значений — к зонам пониженной трещиноватости и высоким геотемпературным градиентам в пределах последних. В межструктурных участках аномальные температуры в коллекторах, в отличие от АВПОД, фиксируемых в регионе практически повсеместно, как правило, имеют меньшие значения (или не имеют вовсе), что в сочетании со всеми приведенными выше данными определяет их в основном эпигенетическую природу в интервале разреза верхняя юра — нижний миоцен.

Развитие сингенетических АВПД, питающих вышезалегающие комплексы, на настоящей стадии изученности региона глубоким бурением представляется наиболее вероятным в отложениях стратиграфического диапазона силур — нижний мел, принимаемых рядом исследователей за нефтегазопродуцирующие. Предпочтительно предполагаемыми механизмами их генерации могут служить барозффекты, вызванные различиями коэффициентов теплового расширения флюидов и вмещающих пород в высокотемпературной зоне (на больших глубинах) и явлениями вторичной цементации порового пространства коллекторов в ходе стилолитобразования, что допускалось Г. Даннигтоном [90].

Выявленные закономерности пространственного распределения АВПД во вскрытой глубоким бурением верхняя юра — неогеновой части осадочного разреза Предзагросского прогиба, соответствие их эпигенетической модели формирования аномальности пластовых давлений, широкое проявление процессов вертикальной разгрузки водонапорной системы на поверхности (выходы нефти, газа и подземных термальных вод, соленые озера, кировые натечи и т.п.) дают основание считать доминирующим направлением флюидомассопереноса в регионе сквозную вертикальную миграцию из нижних в верхние структурные этажи. Относительная ее незатрудненность, обеспечиваемая оптимальным соотношением факторов среды, определяет невысокую в целом напряженность геофлюидодинамической системы прогиба в пределах локальных поднятий — среднее значение превышения пластового давления над гидростатическим — 9,3 МПа, коэффициента аномальности — 1,29.

8.3. ПЛАТФОРМЕННЫЕ БАССЕЙНЫ

8.3.1. Западно-Сибирский нефтегазоносный бассейн

Западно-Сибирская нефтегазоносная провинция приурочена к одноименной плите Центрально-Евразийской платформы. Поверхность фундамента от бортов погружается к центральным и северным районам на глубины от 2 до 4 км в Приобье и до 9—11 км на севере. Большую часть объема осадочного выполнения провинции (80%) составляют терригенные породы мезозоя, которые откладывались в самых разнообразных палеогеографических обстановках. Здесь широко распространены в различных стратиграфических горизонтах и по территории бассейна АВПоД и АВПД.

8.3.1.1. Определение распространения зон аномально высоких поровых давлений (АВПоД) на Вынгаяхинской площади

Вынгаяхинское нефтегазоконденсатное месторождение расположено в северной части Западно-Сибирской равнины на территории Пуровского района Ямало-Ненецкого автономного округа Тюменской области, в 110 км к северо-востоку от г. Ноябрьск. Оно приурочено к Вэнгапурскому нефтегазоносному району Надым-Пурской нефтегазоносной области.

Вынгаяхинское месторождение было открыто в 1968 г. при бурении и опробовании скв. 3, когда из сеноман-альбских меловых отложений был получен промышленный приток газа. К настоящему времени здесь выявлено 11 залежей в интервале разреза мощностью порядка 2200 м, который включает в себя меловые и юрские осадочные образования.

За весь период поисков и разведки месторождения выявлены нефтяные залежи в юрских пластах Ю1-1 и Ю1-2 (васюганская свита), Ю0 (баженовская свита), в отложениях нижнего мела мегионской свиты (пласты БП17, БП16, БП12-1, БП12-2, БП11-2, БП11-1 и БП11-0) и газовая залежь в сеноманских породах (пласт ПК-1). К настоящему времени здесь пробурено около 48 разведочных и почти 1200 эксплуатационных скважин.

Основной объект разработки — залежь нефти в пласте БП 11-1, представленном песчано-алевролитовыми породами.

По результатам сейсмических наблюдений и бурения установлено, что в разрезе Вынгаяхинской площади присутствуют горные породы трех комплексов: складчатого фундамента (эффузивные, изверженные, метаморфические породы), промежуточного структурного этажа (сильно дислоцированные осадочные и метаморфические породы) и мезозойско-кайнозойского осадочного чехла (терригенные породы, к которым приурочены основные скопления углеводородов).

В тектоническом плане Вынгаяхинское месторождение принадлежит к Верхнепурскому мегавалу и по поверхности основного продуктивного пласта БП11-1 представляет собой линейно вытянутую в меридиональном направлении брахиантиклинальную складку с крутыми западным и восточным крыльями и пологими переклиналями.

Оценка изолирующих свойств пород покрышек является одним из важных этапов интерпретации материалов ГИС и данных сейсморазведки при проведении фациального анализа и построении геологической модели многопластового месторождения. На Вынгаяхинской площади распространены динамические покрышки, экранирующие свойства которых связаны с повышенной пластичностью глинистых пород [91].

В общем, изолирующие свойства глин определяются их минералогическим составом, мощностью и выдержанностью, песчанистостью и алевролитистостью, степенью вторичных изменений, трещиноватостью, водонефтенасыщенностью, проницаемостью и другими факторами. На практике обычно изучают вышеуказанные параметры глин различными способами, в том числе по керну, после чего делают вывод об их экранирующих свойствах.

Так, например, А.А. Ханин [92] на основании изучения максимального диаметра пор, абсолютной проницаемости и давления прорыва через породу разделил глины по экранирующей способности на пять групп — от пород, обладающих весьма высокими изолирующими свойствами, до глин с низкой экранирующей способностью.

В то же время одним из комплексных параметров, отражающим влияние на экранирующие свойства глин всего комплекса вышеуказанных факторов, является величина порового давления (или градиента порового давления). В настоящей работе поровое давление глинистых пород в разрезе скважин Вынгаяхинской площади определялось по данным ГИС с помощью методики эквивалентных глубин.

Так как в пределах Надым-Тазовской нефтегазоносной области, в том числе в Пурском районе на Вынгаяхинской площади, в нижнем мелу на границе баррема и апта отмечается крупный перерыв в осадконакоплении, а также имеется большая вероятность поверхностного размыва, то для оценки поровых давлений использовалась расчетная формула (6.2) (Г.Я. Шилов [24]), а для градиентов давлений — уравнение (6.3).

На рис. 8.13 приведены результаты определения поровых давлений в разрезе скв. 355 Вынгайхинского месторождения, полученные с учетом размыва отложений в исследуемом разрезе.

Как видно из рис. 8.13, в разрезе Вынгайхинского месторождения наблюдается довольно протяженный интервал повышенных поровых давлений, который удобно разбить на ряд зон АВПоД. Всего здесь выделяются четыре зоны АВПоД, разделенные зонами и подзонами уплотнения. Если зоны уплотнения (I, II и III) являются региональными (см., например, [93]), то подзоны уплотнения IIa и IIб относятся к локальным, т.е. характерным только для исследуемой площади. Зонам АВПоД соответствуют зоны разуплотнения.

В интервале глубин 0–600 м находится зона нормального уплотнения, где поровое давление глин соответствует гидростатическому. Такое же давление присуще вышеуказанным зонам и подзонам уплотнения.

С помощью графика зависимости $\rho_n^{20} = f(H)$ можно установить суммарную мощность поверхностного размыва и внутрiformационного перерыва в осадконакоплении, имеющуюся в изучаемом разрезе. Так, для Вынгайхинской площади искомая величина составила 1100 м.

При этом рассчитанные поровые давления довольно хорошо сопоставляются с измеренными с помощью манометров давлениями в процессе опробования. Некоторые особенности зон АВПоД в разрезе скв. 355 приведены в табл. 8.8.

Следует отметить, что глинистые породы баженовской свиты на рассматриваемом месторождении уплотнены, т.е. не содержат аномально высоких поровых давлений. Вследствие этого в интервале залегания этих глин породы могли растрескиваться, что привело к образованию в баженитах трещинных коллекторов.

По всей вероятности, в зоне контакта осадочного чехла с кристаллическим фундаментом существует третья региональная зона уплотнения.

Очевидно, что участки разреза, где имеется переход от зон АВПоД к зонам уплотнения, представляют интерес с точки зрения интерпретации данных сейсморазведки, так как именно здесь может происходить отражение сейсмических волн.

По значениям градиентов поровых давлений глинистые покровы Вынгайхинского месторождения, контролирующие залежи углеводородов в различных горизонтах, можно отнести к покровкам со средними экранирующими свойствами.

8.3.1.2. Геологические результаты оценки АВПоД на площадях Среднемессояхского вала

Территория Среднемессояхского вала находится в северной части Западно-Сибирской низменности, на юго-западе Гыданского полуострова, и относится к Мессояхской низменности. Часть скважин, где была изучена геофлюидальная характеристика мелового и юрского осадочного комплекса, находится в северо-восточной части Западно-Сибирской нефтегазоносной

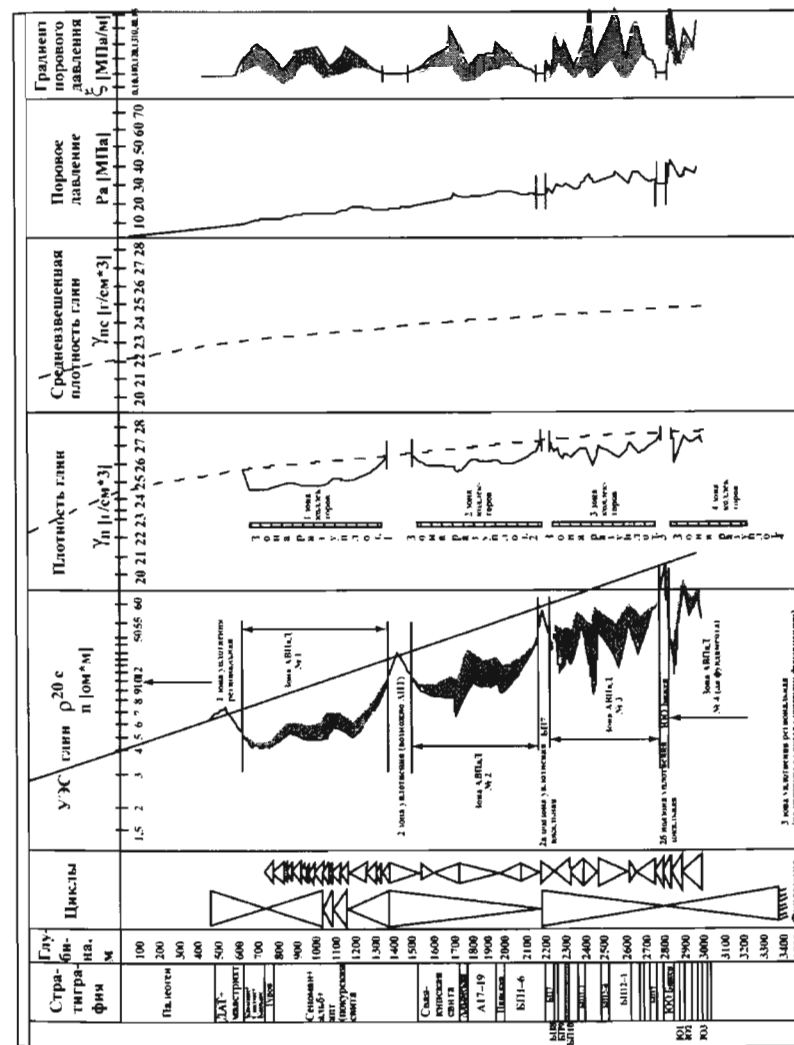


Рис. 8.13. Определение АВПоД в разрезе скв. 355 Вынгайхинского месторождения по усовершенствованной методике эквивалентных глубин

Таблица 8.8

Характеристика зон АВПод и уплотнения в разрезе скв. 355
Вынгаяхинского месторождения

Интервалы глубин, м	Название интервалов	Мощность, м	Плотность глин, г/см ³	Градиент порового давления, атм/м	Однородность давлений
0–600	Зона нормального уплотнения	600	2,45–2,58	0,1	Однородная
400–600	I зона уплотнения (региональная)	200	2,55–2,58	0,1	Однородная
600–1350	Зона АВПод № 1	750	2,46–2,6	0,105–0,119	Однородная
1350–1480	II зона уплотнения (региональная)	130	2,65–2,67	0,1	Однородная
1480–2150	Зона АВПод № 2	670	2,56–2,65	0,101–0,14	Однородная
2150–2200	IIa подзона уплотнения (локальная)	50	2,74	0,1	Однородная
2200–2770	Зона АВПод № 3	570	2,6–2,75	0,101–0,14	Неоднородная
2770–2820	IIb подзона уплотнения (локальная)	50	2,78	0,1	Однородная
2820–3000	Зона АВПод № 4	180	2,6–2,77	0,106–0,147	Неоднородная

провинции в Сузунском районе Пур-Тазовской нефтегазоносной области (скважины Русско-Реченские 720, 741, Тагульская 8, Сузунская 4, Горчинская 1).

Площадь работ расположена в уникальном по строению регионе — Гыданско-Енисейском блоке, в пределах которого палеозойский, пермо-триасовый и мезозойско-кайнозойский мегакомплексы представляют единый осадочный чехол, залегающий на протерозойском фундаменте. Породы допалеозойского основания, как и отложения палеозойского и переходного пермо-триасового комплекса, скважинами не вскрыты.

Исследуемая территория относится к восточной половине Нижнемессояхского мегавала, который, в свою очередь, осложняет центральную часть Мессояхской гряды. Мессояхская гряда (или порог), представляющая собой систему мегавалов субширотного простирания, разделяет Надым-Тазовскую и Ямало-Гыданскую синеклизы и вместе с ними образует Ямало-Тазовскую мегасинеклизу, являющуюся крупнейшей и наиболее прогнута частью За-

падно-Сибирской плиты. Средняя часть порога получила название Среднемессояхского вала, осложненного, в свою очередь, Западно- и Восточно-Мессояхским поднятиями, контролирующими соответственно Западно- и Восточно-Мессояхское месторождения. Среднемессояхский вал является сквозной, контрастно выраженной по всем горизонтам мезозоя структурой платформенного комплекса и представляет собой сундучную брахианиклиналь субширотного простирания.

Особенностью геологического строения Среднемессояхского вала является широкое развитие в его пределах дизъюнктивных дислокаций. Разрывные нарушения приурочены в основном к осложняющим вал Западно- и Восточно-Мессояхским поднятиям и Центральномессояхскому участку.

Для Среднемессояхского вала преобладающими структурными элементами, образовавшимися в результате разрывных смещений, являются горсты и грабены. Разрывные смещения, образующие данные элементы, в основном представлены сбросами. На временных разрезах, проходящих через Западно- и Восточно-Мессояхские структуры, наглядно выражен глубинный, действующий вертикально характер тектонических движений.

После решения основных методических вопросов оценки поровых давлений в глинистых толщах, главным образом, по каротажу были проведены работы по оценке поровых давлений и выделению зон АВПод в разрезах скважин исследуемого региона.

Здесь, как и на Вынгаяхинском месторождении, применялась модифицированная методика эквивалентных глубин, позволяющая учесть влияние внутрiformационных и поверхностных размывов (Г.Я. Шилов [24]).

Всего по данной методике расчета давлений было обработано 17 скважин в границах Западно-Мессояхского (скв. 22, 28, 29, 32, 66), Восточно-Мессояхского (скв. 50, 55, 65, 73, 78, 127, 132) и Мессояхского (скв. 2, 4, 67, 70, 77) месторождений, а также некоторых скважин площадей Большехетской впадины (скв. 8 Тагульская (700–4495 м), скв. 720 Русско-Реченская (700–3620 м), скв. 741 Русско-Реченская (170–3750 м), скв. 1 Горчинская (700–3500 м), скв. 4 Сузунская (700–4220 м)).

Анализ характеристик выделенных по каротажу зон АВПод и оценки поровых и пластовых давлений в скважинах рассматриваемого региона позволяет сделать следующие выводы [94, 95].

Месторождение Западно-Мессояхское. Как указывалось выше, данное месторождение является нефтегазовым, в котором большую роль в распределении нефтегазоносности по залежам, наряду с наличием глинистых покровов и их качества, сыграл также тектонический фактор (элементы разрывной тектоники).

В табл. 8.9 приведены результаты оценки поровых давлений по каротажу в некоторых скважинах Западно-Мессояхского месторождения, выполненной с помощью модифицированной методики эквивалентных глубин (см. п. 6.2).

Как показывает анализ данных, приведенных в табл. 8.9, по результатам исследования пяти скважин (№ 22, 28, 29, 32, 66) установлено, что в разрезе

Таблица 8.9

Характеристика зон АВПоД в скважинах Западно-Мессояхского месторождения

№ п/п	Номер скважины	Мощность размыва, м	Номер зоны АВПоД	Стратиграфия зоны АВПоД	Интервал глубин зоны АВПоД, м	Мощность зоны АВПоД, м	Пределы изменения градиентов поровых давлений, атм/м
1	28	900,0	1	Турон	560–910	350,0	0,135–0,168
			2	Альб	1170–1570	400,0	0,128–0,165
			3	В. неоком (МХ1-10)	1790–1990	200,0	0,140–0,148
			4	В. неоком	2050–2350	300,0	0,126–0,143
			5 (начало)	Н. неоком	2440		0,114
2	66	1600,0	1	Турон	688–900	212,0	0,114–0,150
			2	Альб	1020–1506	486,0	0,124–0,147
			3	В. неоком	1750–1950	200,0	0,110–0,137
			4	В. неоком	2100–2429	329,0	0,120–0,128
			5 (начало)	Н. неоком	2611		0,110–0,142
3	32	1440,0	1	Турон	638–950	312,0	0,127–0,136
			2	Альб	1100–1389	289,0	0,123–0,133
			3	В. неоком	1750–1900	150,0	0,123–0,129
			4	В. неоком	1977–2344	367,0	0,110–0,139
			5 (начало)	Н. неоком	2598		0,140–0,151
4	29	1900,0	1	Турон	657–830	173,0	0,135–0,155
			2	Альб	950–1500	550,0	0,140–0,149
			3	В. неоком	1601–1850	249,0	0,137–0,153
			4	В. неоком	1950–2305	355,0	0,125–0,150
			5 (начало)	Н. неоком	2453		0,110–0,158
5	22	1750,0	1	Турон	583–830	247,0	0,134–0,151
			2	Альб	1000–1326	326,0	0,128–0,141
			3	В. неоком	1668–1850	182,0	0,127–0,143
			4	В. неоком	1900–2184	284,0	0,118–0,142
			5 (начало)	Н. неоком	2359		0,141–0,159

Западно-Мессояхского месторождения в интервале глубин (до 3000 м), вскрытых этими скважинами, выделяются пять зон АВПоД — в туроне, альбе, верхнем неокоме (здесь отмечаются две зоны АВПоД) и нижнем неокоме (начало 5-й зоны АВПоД).

При этом наибольшие градиенты поровых давлений наблюдаются в 1-й зоне АВПоД (до 0,168 атм/м), стратиграфически приуроченной к туронским отложениям, которую можно отнести к региональной покрывке.

Скважина 66 Западно-Мессояхская глубиной 3100 м также вскрыла пять зон АВПоД. Максимальные градиенты поровых давлений по ГИС до

величин 0,15 атм/м здесь достигают в 1-й зоне АВПоД (туронской покрывке).

В скважине 28 Западно-Мессояхская (рис. 8.14) в туронских отложениях (1-я зона АВПоД) также отмечены максимальные градиенты поровых давлений (до 0,168 атм/м). Здесь при изучении АВПоД нами был установлен внутрiformационный размыв мощностью 900 м. Всего в разрезе данной скважины выделяется пять зон АВПоД. Действительно, одна из самых мощных зон АВПоД (на рис. 8.14 — зона АВПоД № 1) в исследуемом разрезе приурочена к туронской глинистой покрывке.

Таким образом, в изученном разрезе Западно-Мессояхского месторождения наблюдаются пять зон АВПоД, которые распространены по всей площади рассматриваемого месторождения, что указывает на одинаковые условия в трансгрессивных фазах осадконакопления, к которым приурочены стратиграфические интервалы, где развились зоны АВПоД. Эти зоны АВПоД довольно хорошо коррелируются по всей территории Западно-Мессояхского месторождения. Данное обстоятельство указывает на то, что генезис возникновения АВПоД здесь в основном связан с литогенетическим фактором (см. п. 1.5).

При проведении циклического анализа рассматриваемого разреза видно, что зоны АВПоД или завершают проциклиты (кровельные части, как у сеноманского проциклита), или располагаются в подошвенной части рециклитов (как у аптского рециклита).

Месторождение Восточно-Мессояхское. Восточно-Мессояхское месторождение относится к газоконденсатно-нефтяным. Диапазон глубин распределения залежей по разрезу охватывает интервал от 800 до 3200 м. Соответственно изменяются и глубины зон АВПоД, изученные нами по ГИС и ВСП. В табл. 8.10 приведены результаты оценки поровых давлений по каротажу в некоторых скважинах Восточно-Мессояхского месторождения (скв. 50, 55, 65, 73, 78, 127, 132).

Как показали исследования геофлюидальных давлений, на Восточно-Мессояхском месторождении выявлено семь зон АВПоД. Особенностью распределения зон АВПоД в изученном разрезе является: во-первых, более сложная ситуация с распределением поровых давлений в верхней части разреза. Над продуктивными пластами ПК₁₋₃ в сеномане здесь существуют две зоны АВПоД — одна в кампан-туроне с градиентами поровых давлений до 0,173 атм/м (скв. 132), другая — в туроне — верхах сеномана. Очевидно, между этими двумя зонами АВПоД может быть расположена залежь УВ, приуроченная к газалинской пачке. Второй особенностью распределения АВПоД на рассматриваемом месторождении, на которую следует обратить внимание, — это наличие АВПоД во вскрытых отложениях верхней юры (начало 7-й зоны АВПоД), где градиенты поровых давлений могут достигать до 0,151 атм/м.

Выделенные зоны АВПоД хорошо коррелируются между собой в разрезе исследованных скважин Восточно-Мессояхского месторождения.

На рис. 8.15 показан пример оценки АВПоД по каротажу в скв. 73 Восточно-Мессояхская.

Скважина 28 Западно-Мессояхская

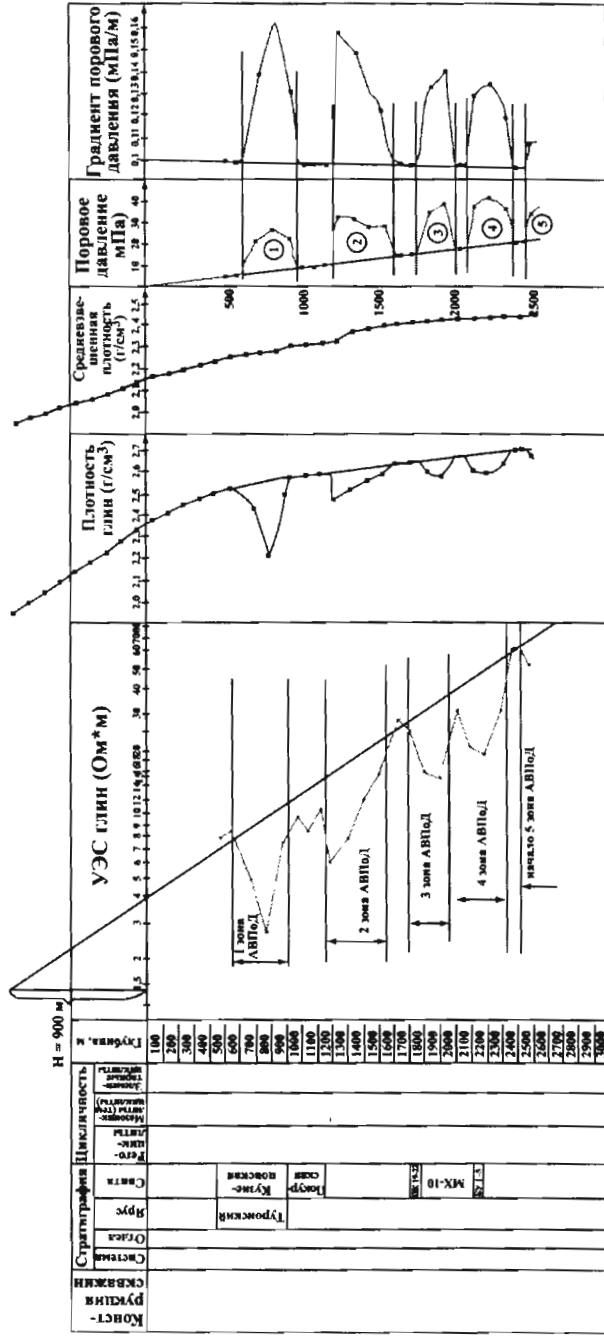


Рис. 8.14. Оценка поровых давлений в глинистых покрывках в разрезе скважины 28 Западно-Мессояхская по данным ГИС

Таблица 8.10
Характеристика зон АВПоД в скважинах Восточно-Мессояхского месторождения

№ п/п	Номер скважины	Мощность размыва, м	Номер зоны АВПоД	Стратиграфия зоны АВПоД	Интервал глубин зоны АВПоД, м	Мощность зоны АВПоД, м	Пределы изменения градиентов поровых давлений, атм/м
1	73	1000	1	Кампан — турон	540—680	140,0	0,1395
			2	Турон — верхи сеномана	730—860	120,0	0,133
			3	Альб	1060—1400	340,0	0,104—0,145
			4	В. неоком	1480—1740	260,0	0,134—0,138
			5	В. неоком (н. апт — в. готерив)	1870—2400	530,0	0,110—0,149
			6	Н. неоком	2500—2620	120,0	0,147
			7	В. юра (начало)	2800		0,113—0,164
2	55	1100	1	Кампан — турон	520—720	200,0	0,1255—0,152
			2	Турон — верхи сеномана	830—900	70,0	0,119
			3	Альб	950—1140	190,0	0,142—0,160
			4	В. неоком	1180—1670	490,0	0,106—0,154
			5	В. неоком	1720—1850	130,0	0,130—0,142
			6	Н. неоком	1900—2290	390,0	0,110—0,162
			7	В. юра (начало)	2350		0,151
3	50	2350	1	Кампан — турон	500—700	200,0	0,127—0,167
			2	Турон — верхи сеномана	750—1000	250,0	0,118—0,145
			3	Альб	1250—1570	320,0	0,110—0,143
			4	В. неоком	1670—1900	230,0	0,139—0,151
			5	В. неоком	1925—2004	79,0	0,144
			6	Н. неоком	2186—2453	267,0	0,114—0,159
			7	В. юра (начало)	2620		0,147—0,150
4	65	2450	1	Кампан — турон	643—803	160,0	0,146
			2	Турон — верхи сеномана	900—1150	250,0	0,137—0,160
			3	Альб	1358—1550	192,0	0,116—0,132

Окончание табл. 8.10

№ п/п	Номер скважины	Мощность размыва, м	Номер зоны АВПоД	Стратиграфия зоны АВПоД	Интервал глубин зоны АВПоД, м	Мощность зоны АВПоД, м	Пределы изменения градиентов поровых давлений, атм/м
			4	В. неоком	1700–2150	450,0	0,117–0,133
			5	В. неоком	2170–2430	260,0	0,117–0,147
			6	В. неоком	2553–2726	173,0	0,139–0,147
			7 (начало)	В. юра	2994		0,124–0,143
5	78	1350	1	Кампан — турон	520–650	130,0	0,119–0,132
			2	Турон — верхи сеномана	812–1100	288,0	0,118–0,147
			3	Альб	1150–1230	80,0	0,130–0,136
			4	В. неоком	1280–1620	340,0	0,128–0,134
			5	В. неоком	1818–1982	164,0	0,110–0,137
			6	Н. неоком	2439–2693	254,0	0,110–0,142
			7 (начало)	В. юра	2950		0,115–0,135
6	127	1640	1	Кампан — турон	501–800	299,0	0,138–0,144
			2	Турон — верхи сеномана	900–1020	120,0	0,137
			3	Альб	1150–1418	268,0	0,125–0,145
			4	В. неоком	1685–1770	85,0	0,135
			5	В. неоком	1900–2017	117,0	0,135
			6	Н. неоком	2080–2287	207,0	0,110–0,153
			7 (начало)	В. юра	2400		0,110–0,128
7	132	2000	1	Кампан — турон	527–850	323,0	0,145–0,173
			2	Турон — верхи сеномана	950–1170	220,0	0,132
			3	Альб	1400–1600	200,0	0,110–0,132
			4	В. неоком	1653–1897	244,0	0,125–0,145
			5	В. неоком	2000–2100	100,0	0,118–0,131
			6	Н. неоком	2190–2480	290,0	0,110–0,148

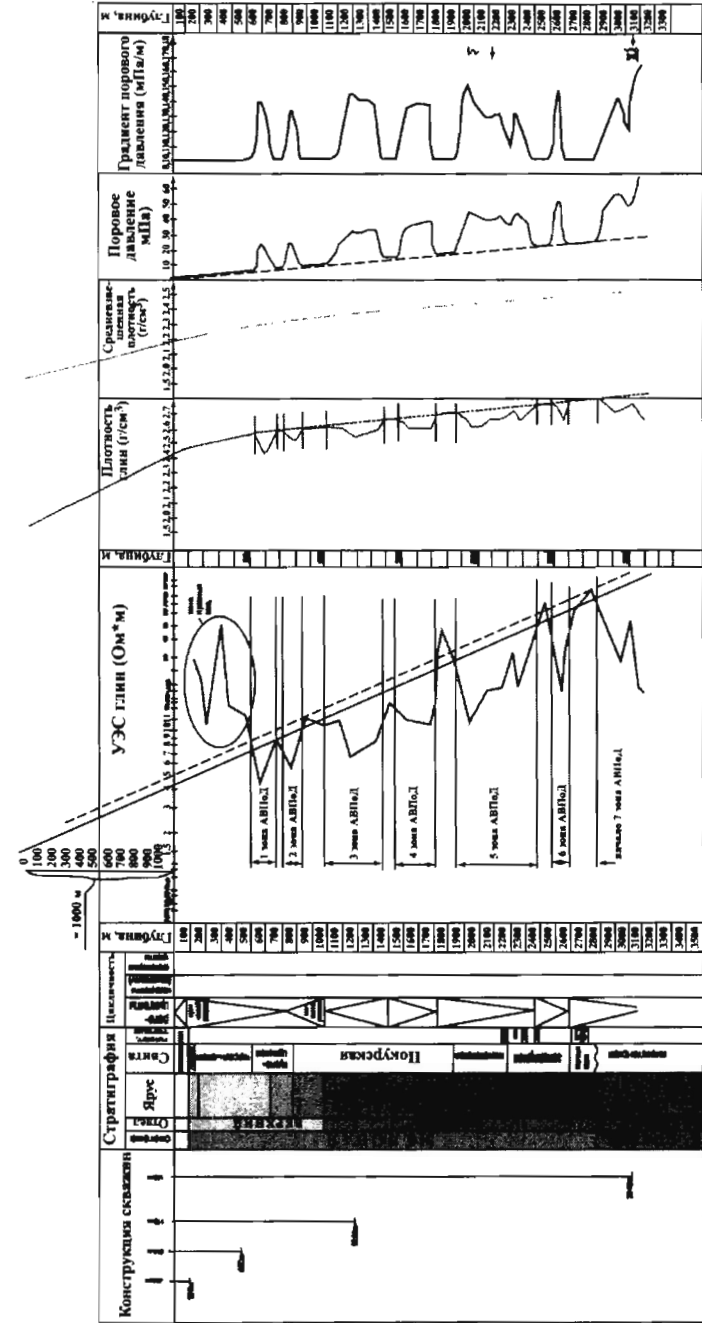


Рис. 8.15. Оценка поровых давлений в глинистых покрывках в разрезе скважины 73 Восточно-Мессоякская по данным ГИС

Месторождение Мессояхское. По данному месторождению оценки АВПоД проводились по скв. 70, 67, 77 Мессояхское, результаты которых показаны в табл. 8.11.

Таблица 8.11

Характеристика зон АВПоД в скважинах Мессояхского месторождения

№ п/п	Номер скважины	Мощность размыва, м	Номер зоны АВПоД	Стратиграфия зоны АВПоД	Интервал глубин зоны АВПоД, м	Мощность зоны АВПоД, м	Пределы изменения градиентов поровых давлений, атм/м
1	70	1100	1	Кампан — турон	570—640	70,0	0,110
			2	Турон — верхи сеномана	730—850	120,0	0,114
			3	Альб	900—1620	720,0	0,102—0,162
			4	В. неоком	1830—1900	70,0	0,109
			5	В. неоком	1930—2430	500,0	0,106—0,128
			6	Н. неоком	2480—2610	130,0	0,103
			7	В. юра (начало)	2730		0,12
2	67	1750	1	Кампан — турон	712—900	188,0	0,146—0,150
			2	Турон — верхи сеномана	950—1250	300,0	0,138—0,147
			3	Альб	1345—1736	391,0	0,135—0,146
			4	В. неоком	1900—1970	70,0	0,128—0,133
			5	В. неоком	2122—2553	431,0	0,113—0,149
			6	Н. неоком	2786—2850	64,0	0,112—0,149
			7	В. юра (начало)	2900		0,144—0,163
3	77	2150	1	Кампан — турон	812—1100	288,0	0,110—0,141
			2	Турон — верхи сеномана	1270—1381	111,0	0,132—0,144
			3	Альб	1606—2010	404,0	0,132—0,154
			4	В. неоком	2080—2300	220,0	0,120—0,159

В скважинах Мессояхского месторождения (№ 70, 67) по ГИС выделяется семь зон АВПоД, как и на Восточно-Мессояхской площади. При этом верхнеюрские отложения здесь характеризуются значениями градиентов поровых давлений, достигающих до 0,163 атм/м (скв. 67 Мессояхская). На рис. 8.16 приведены графические данные по определению поровых давлений по ГИС по скв. 70 Мессояхская.

Зоны АВПоД, выделенные в разрезах скважин площади Мессояхская по ГИС, хорошо коррелируются между собой.

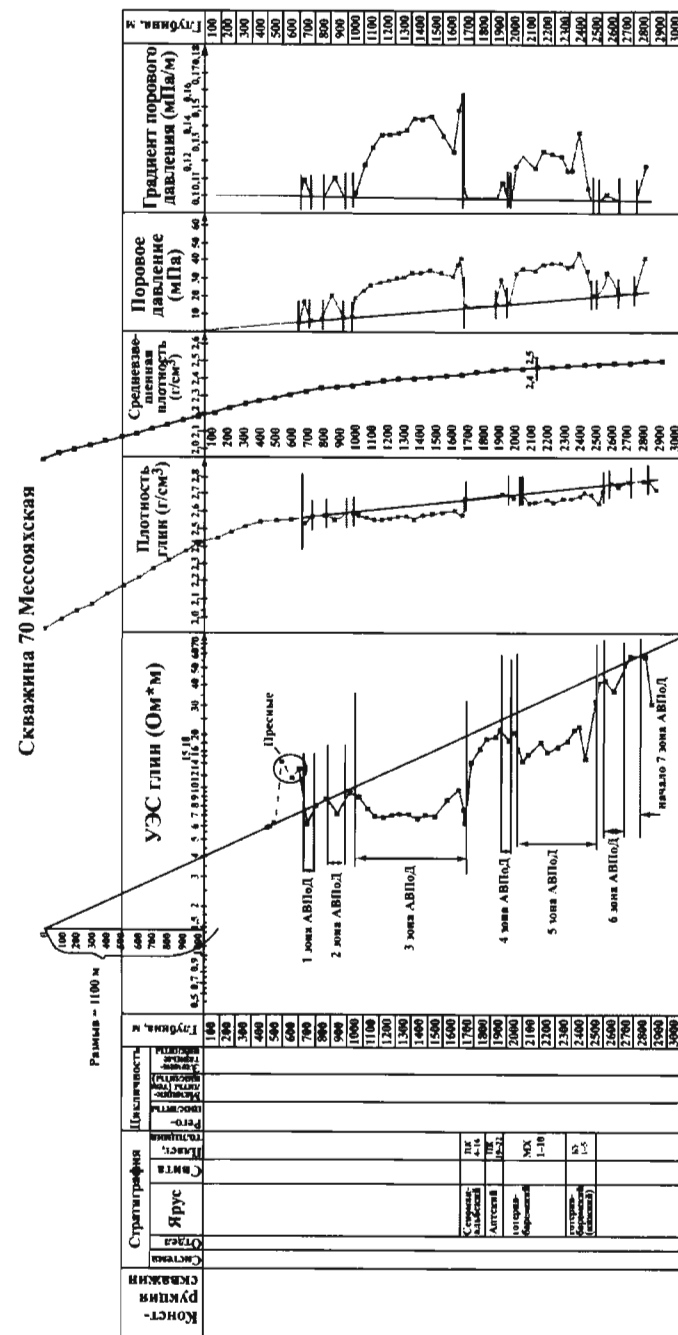


Рис. 8.16. Оценка поровых давлений в глинистых покрывках в разрезе скважины 70 Мессояхская по данным ГИС

8.3.1.3. Изучение АВПоД на месторождениях восточной части Большехетской впадины

С целью изучения характера распределения поровых давлений в меловом и юрском комплексах осадочных пород на близлежащих с месторождениями Среднемессояхского вала участках была проведена оценка поровых давлений в некоторых скважинах Большехетской впадины: в скв. 8 Тагульская (700–4495 м), в скважинах 720 (700–3620 м) и 741 (170–3750 м) Русско-Реченские, в скв. 1 Горчинская (700–3500 м), в скв. 4 Сузунская (700–4220 м). Результаты оценки поровых давлений в разрезах вышеуказанных скважин показаны в табл. 8.12.

Как показывает анализ данных, приведенных в табл. 8.12, юрские отложения, вскрытые исследованными скважинами, имеют градиенты поровых давлений, изменяющиеся от 0,110 до 0,177 атм/м. На этих месторождениях в разрезе выделяются до восьми зон АВПоД, причем последняя (8-я) зона АВПоД на площадях Большехетской впадины приурочена к отложениям средней юры.

Для анализа распространения зон АВПоД построены два профиля с нанесением кривых изменения удельных сопротивлений глинистых пластов и градиентов давлений с глубиной по линиям расположения скважин: первый профиль — скв. 66 Западно-Мессояхская, 67 Мессояхская, 65 Восточно-Мессояхская, 77 Мессояхская и 78 Восточно-Мессояхская (рис. 8.17); второй профиль — скв. 741 Русско-Реченская, 720 Русско-Реченская, 8 Тагульская, 4 Сузунская, 1 Горчинская, 2 Средне-Мессояхская (рис. 8.18).

Представленные корреляционные профили показывают, что зоны АВПоД в основном выделяются и прослеживаются в разрезах скважин всех изученных нами площадей на достаточно большой территории, включающей Среднемессояхский вал и Большехетскую впадину. Это свидетельствует о том, что зоны АВПоД носят здесь региональный характер, что требует учета как при геологических исследованиях, так и при оптимизации конструкции скважин, вскрытии продуктивных пластов и технологии бурения.

8.3.1.4. Характеристика поровых давлений в разрезах скважин Северо-Каменномысского месторождения

Оценка изолирующих свойств пород-покрышек является одним из важных этапов изучения нефтегазового месторождения, построения его геологической модели по данным ГИС и сейсморазведки.

На Северо-Каменномысском месторождении распространены динамические покрышки, экранирующие свойства которых связаны с повышенной пластичностью глинистых пород [96, 97].

В общем, изолирующие свойства глин определяются их минералогическим составом, мощностью и выдержанностью, песчанистостью и алевритистостью, степенью вторичных изменений глинистых минералов, трещиноватостью, водонефтегазонасыщенностью, проницаемостью и другими

Таблица 8.12

Характеристика зон АВПоД в разрезах скважин площадей восточной части Большехетской впадины

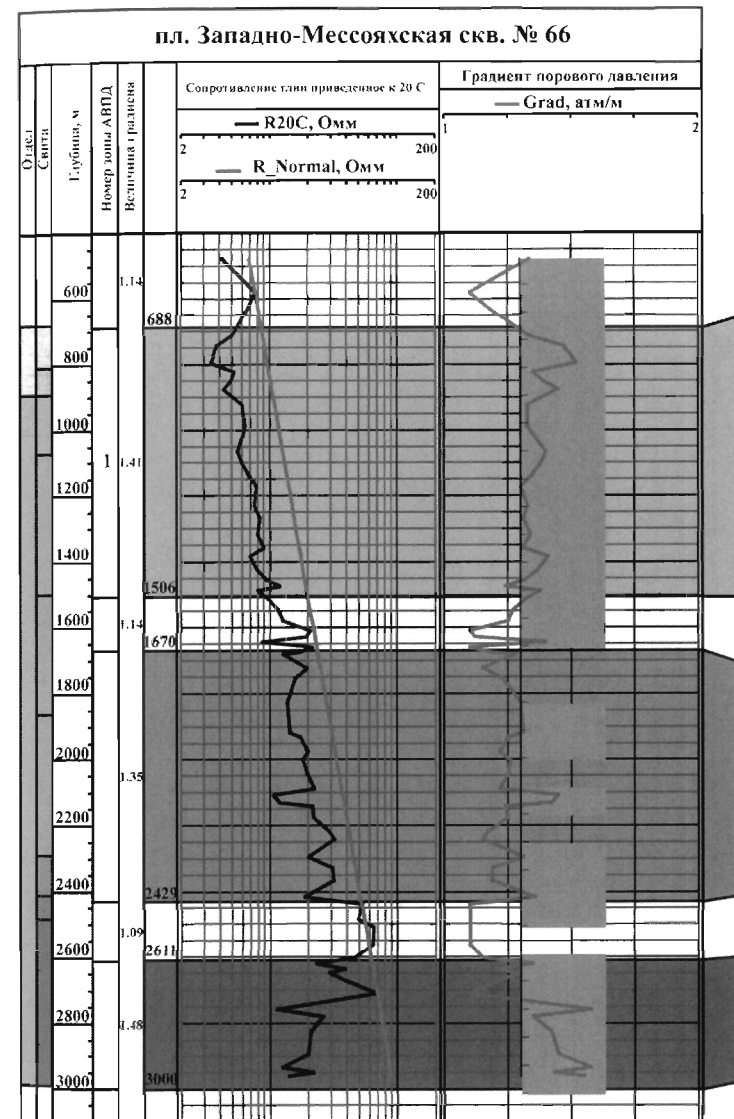
№ п/п	Номер скважины и площадь	Мощность размыва, м	Номер зоны АВПоД	Стратиграфия зоны АВПоД	Интервал глубин зоны АВПоД, м	Мощность зоны АВПоД, м	Пределы изменения градиентов поровых давлений, атм/м
1	1 Горчинская	1400	1	Турон — верхи сеномана	650–900	250,0	0,128–0,145
			2	Альб	1050–1400	350,0	0,111–0,141
			3	В. неоком	1500–1730	230,0	0,130–0,139
			4	В. неоком	1800–1950	150,0	0,113–0,127
			5	Н. неоком	2000–2250	250,0	0,106–0,134
			6	Н. неоком	2300–2400	100,0	0,117
			7	Низы нижне-хетск. свиты — в. юра	2450–2900	450,0	0,135–0,171
			8 (начало)	Низы верхней юры — ср. юра	2950		0,130–0,160
2	4 Сузунская	1350	1	Турон — верхи сеномана	850–1100	250,0	0,138–0,143
			2	Альб	1300–1530	230,0	0,123–0,148
			3	В. неоком	1600–1850	250,0	0,116–0,140
			4	В. неоком	1930–2100	170,0	0,128–0,171
			5	Н. неоком	2200–2400	200,0	0,118–0,119
			6	Н. неоком	2450–2600	150,0	0,107
			7	Низы нижне-хетск. свиты — в. юра	2700–3400	700,0	0,107–0,162
			8 (начало)	Ср. юра	3600		0,110–0,171
3	8 Тагульская	1500	1	Турон — верхи сеномана	600–800	200,0	0,136
			2	Альб	880–1040	160,0	0,110
			3	В. неоком	1300–1730	430,0	0,150–0,156
			4	В. неоком	1790–2650	860,0	0,109–0,177
			5	Н. неоком — верх. юра	2700–3100	400,0	0,102–0,132
			6	Верхняя юра	3200–3500	300,0	0,117–0,145
			7	Низы в. юры — ср. юра	3640–3750	110,0	0,110
			8 (начало)	Средняя юра	3930		0,116–0,143

№ п/п	Номер скважины и площадь	Мощность размыва, м	Номер зоны АВПоД	Стратиграфия зоны АВПоД	Интервал глубин зоны АВПоД, м	Мощность зоны АВПоД, м	Пределы изменения градиентов поровых давлений, атм/м
4	741 Русско-Реченская	1300	1	Турон — верхи сеномана	640–750	110,0	0,142
			2	Альб	900–1130	230,0	0,114–0,128
			3	В. неоком	1200–1800	600,0	0,107–0,140
			4	В. неоком	2100–2450	350,0	0,124–0,130
			5	Н. неоком	2620–2900	280,0	0,101–0,111
			6	Н. неоком — верх. юра	3050–3300	250,0	0,110–0,134
			7	Низы в. юры — ср. юра	3400–3620	220,0	0,126–0,127
			8	Ср. юра — н. юра (начало)	3700		0,142
5	720 Русско-Реченская		1		Нет каротажа		
			2	Альб	895–1170	275,0	0,125–0,148
			3	В. неоком	1280–1784	504,0	0,124–0,138
			4	В. неоком	2025–2398	373,0	0,120–0,137
			5	Н. неоком	2550–2700	150,0	0,119–0,130
			6	Н. неоком — верх. юра	2800–2980	180,0	0,121
			7	Низы в. юры — ср. юра	3350–3594	244,0	0,131–0,163

факторами. На практике обычно изучают вышеуказанные параметры глин различными способами, в том числе по керну, после чего делают вывод об экранирующих свойствах глинистых пород-покрышек.

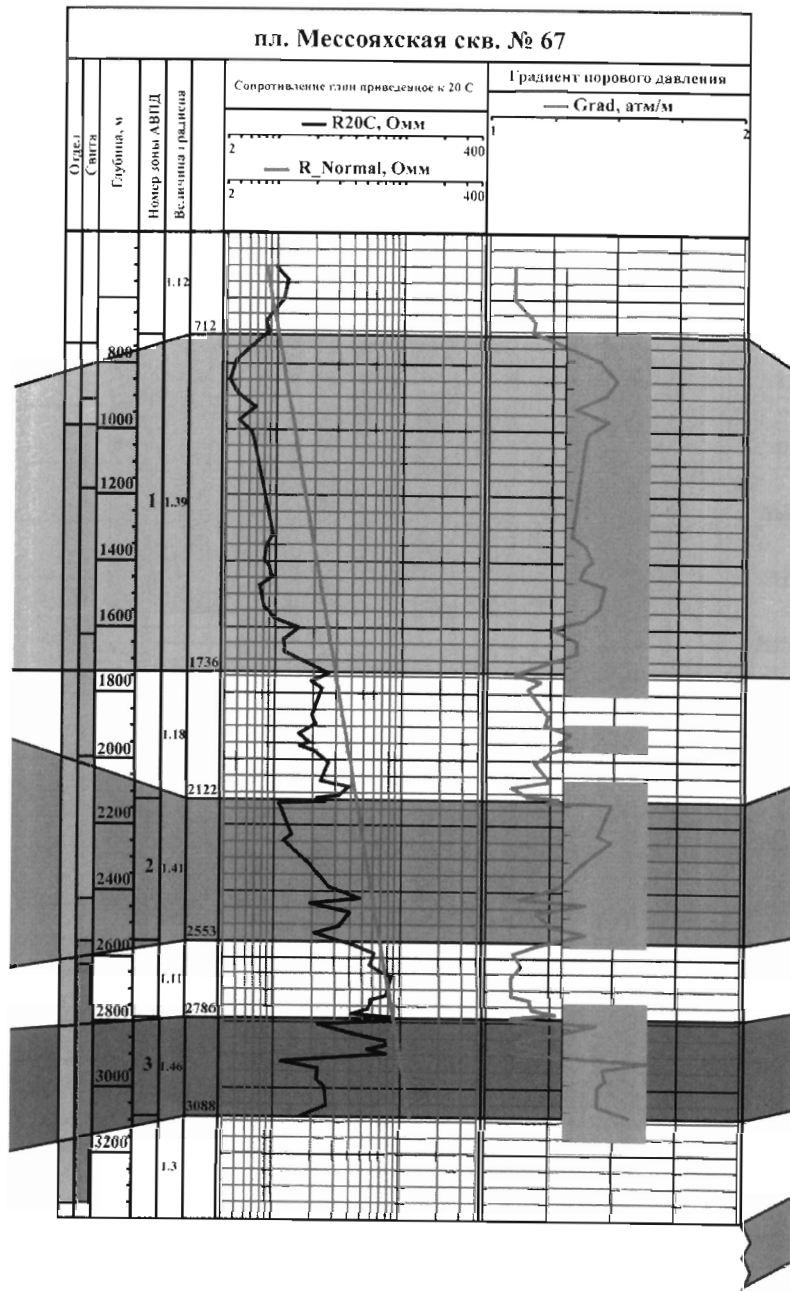
Так, например, А.А. Ханин ([92], 1969), на основании изучения максимального диаметра пор, абсолютной проницаемости и давления прорыва через породу разделил глины по экранирующей способности на пять групп — от глинистых пород, обладающих весьма высокими изолирующими свойствами, до глин с низкой экранирующей способностью.

В то же время одним из комплексных параметров, отражающих влияние на экранирующие свойства глин всего комплекса вышеуказанных факторов, является величина порового давления глин (или градиента порового давления). В настоящей работе поровое давление глинистых пород в разрезе скважин Северо-Каменномысского месторождения определялось по данным ГИС с помощью известной методики эквивалентных глубин.

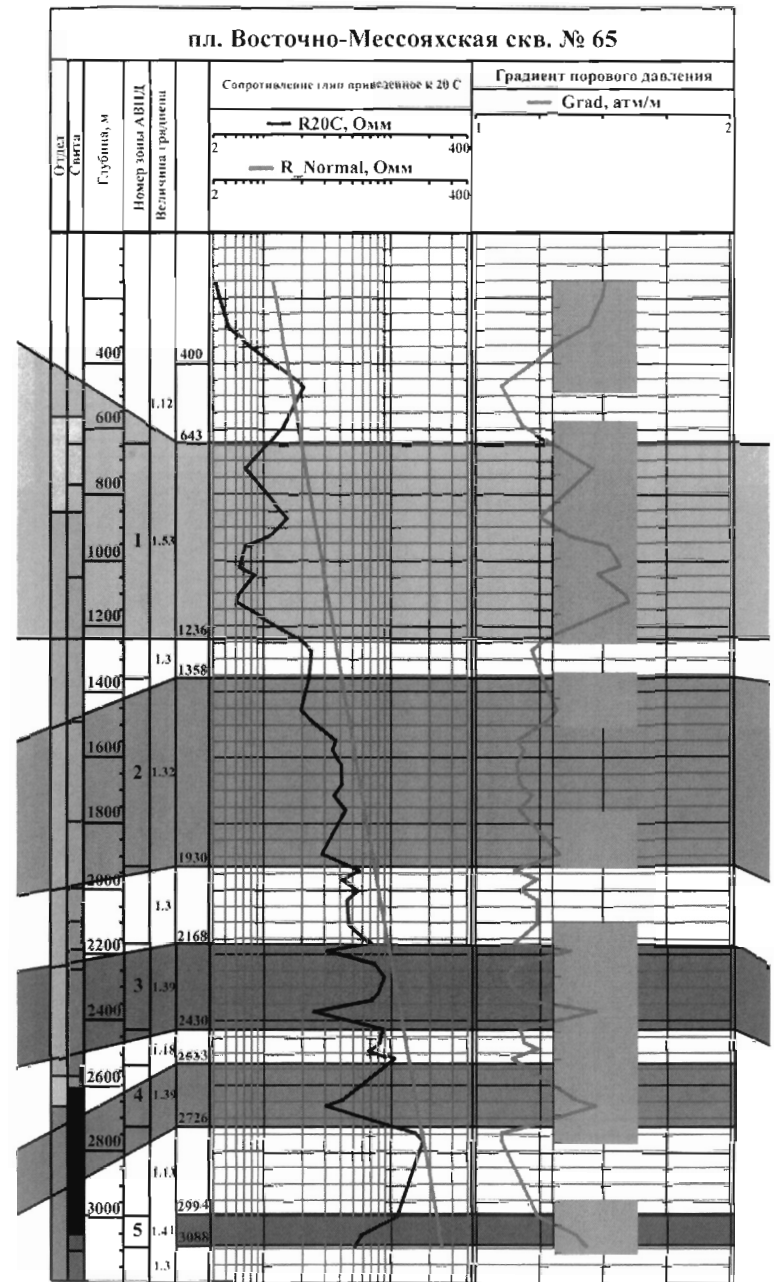


Зоны АВПоД: 1 2 3 4 5

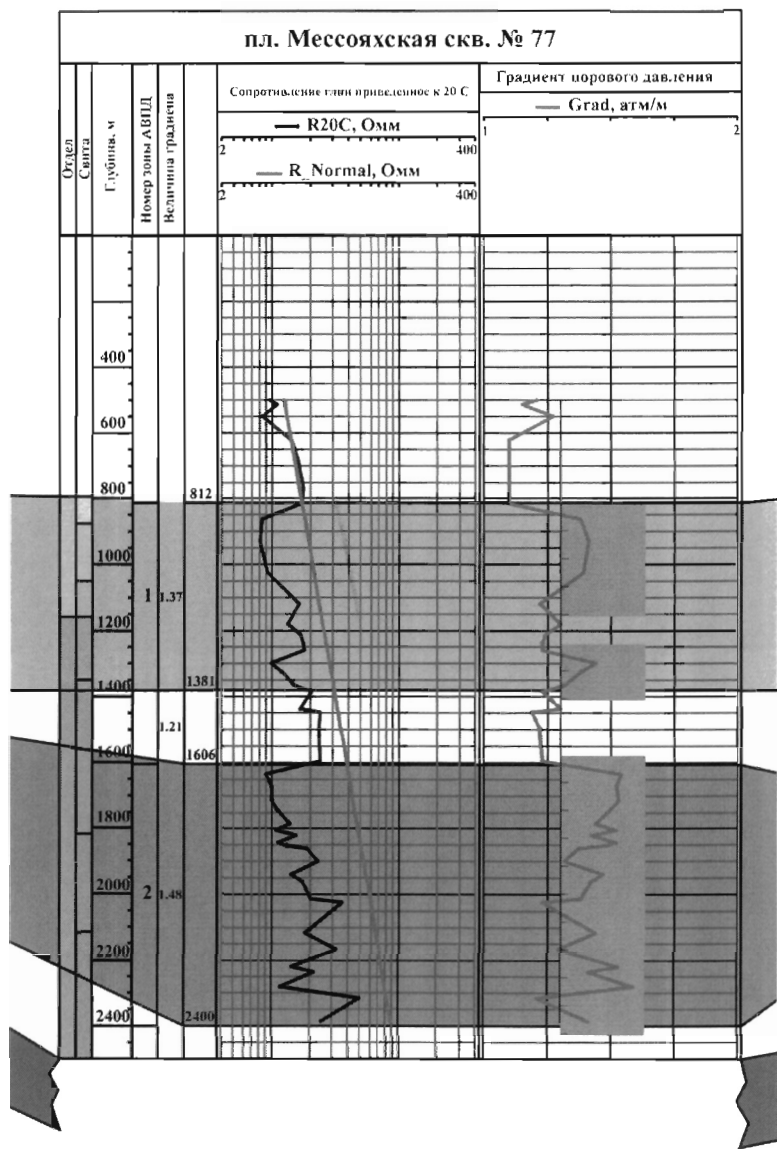
Рис. 8.17. Профиль изменения АВПоД в разрезе скважин Западно- и Восточно- Мессояхского месторождений по данным ГИС



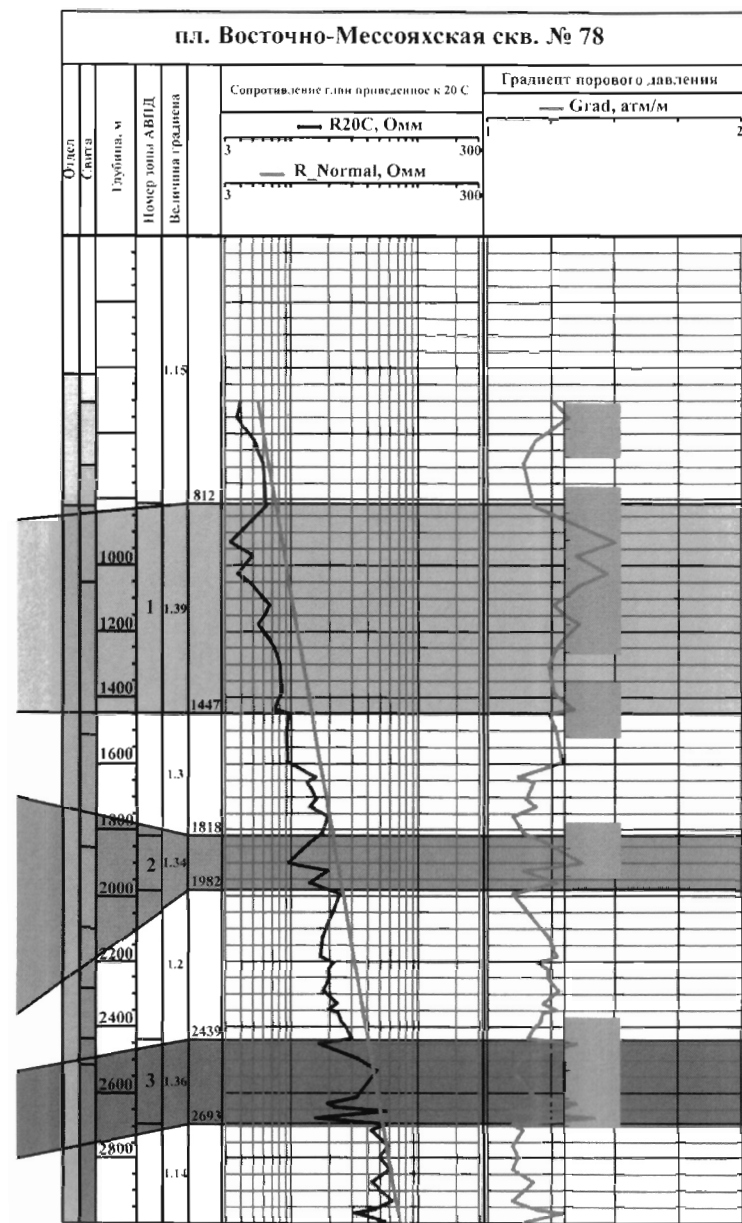
Продолжение рис. 8.17



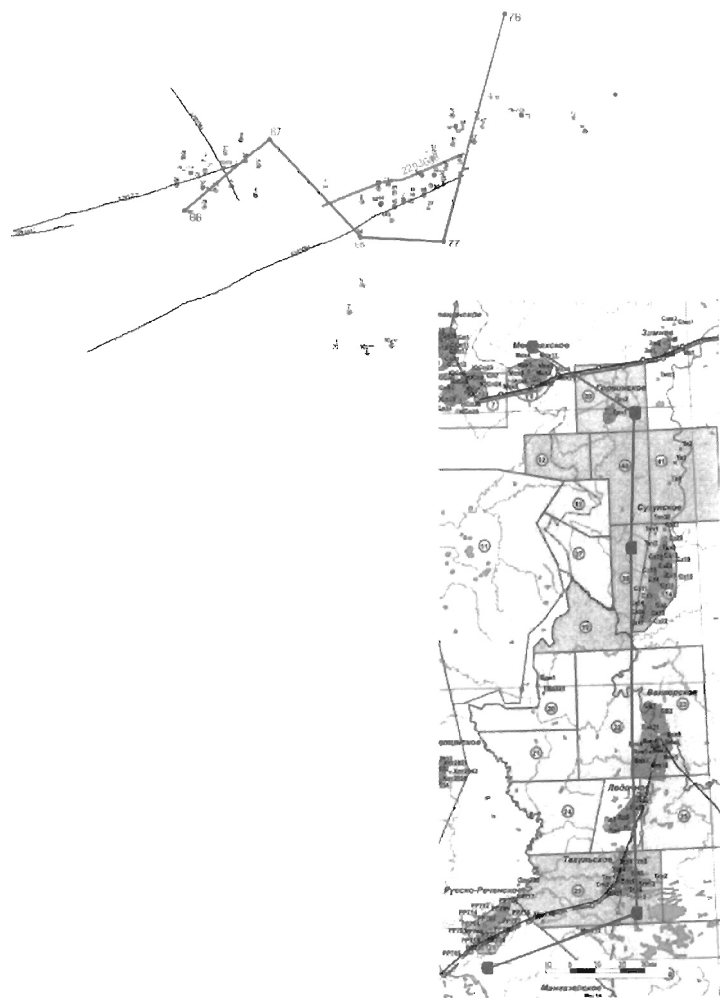
Продолжение рис. 8.17



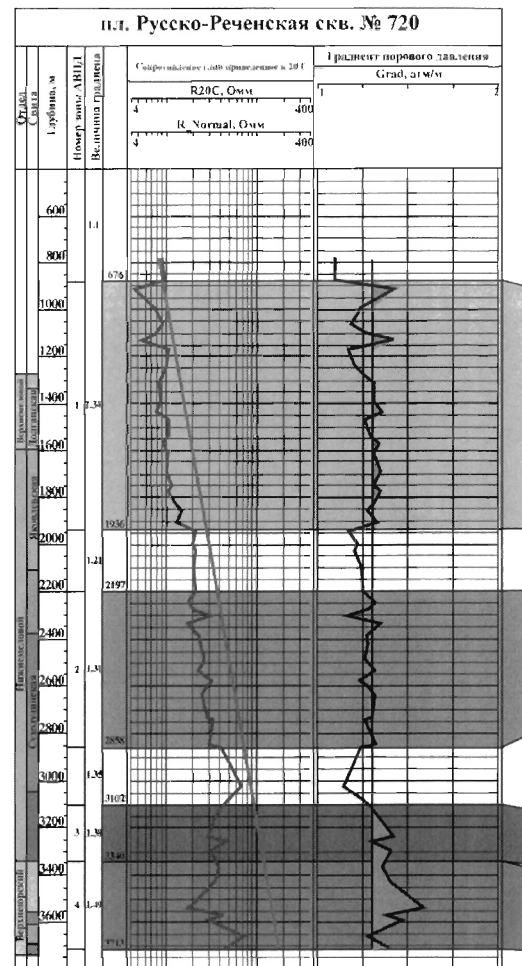
Продолжение рис. 8.17



Продолжение рис. 8.17

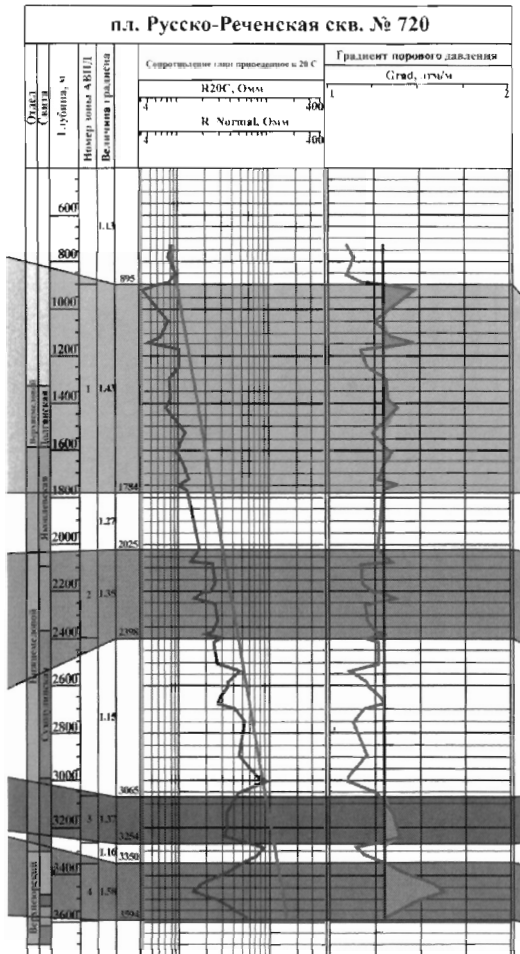


Окончание рис. 8.17

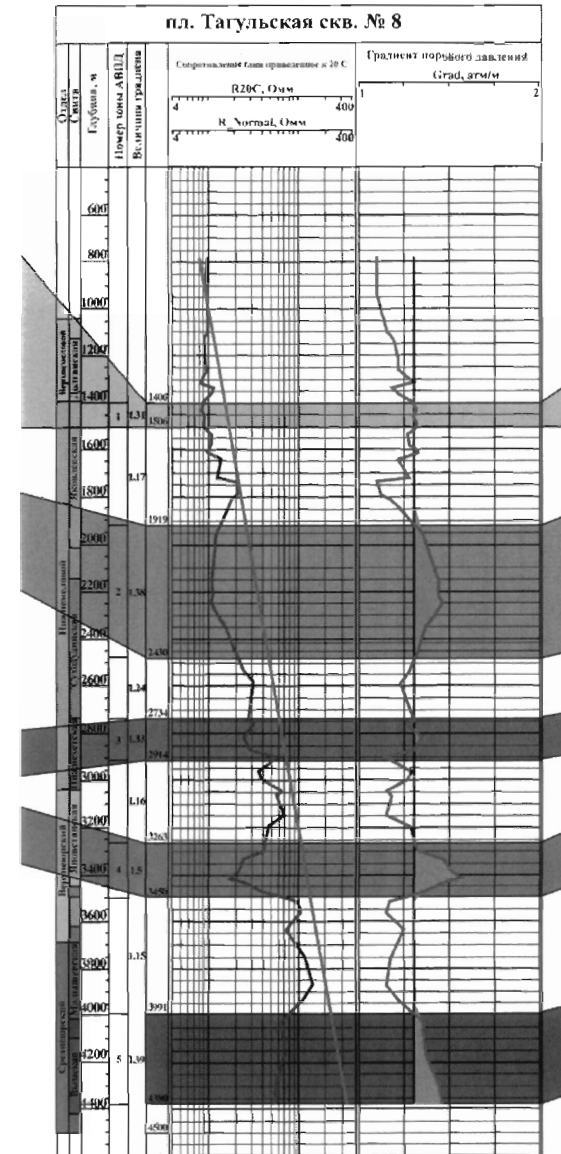


Зоны АВПД: 1 2 3 4 5

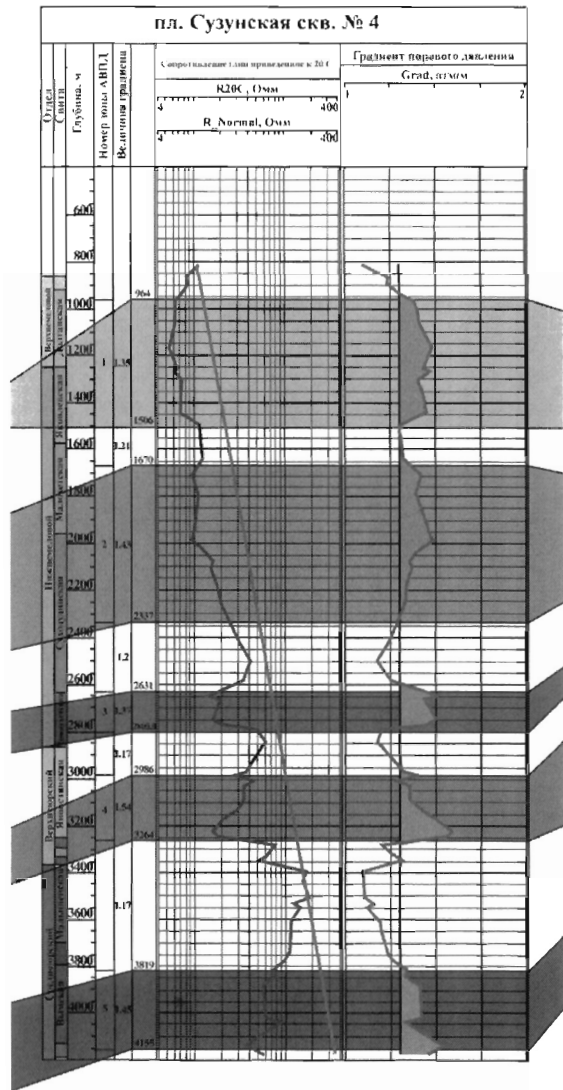
Рис. 8.18. Профиль изменения АВПД в разрезах скважин Русско-Реченского, Тагуйского, Сузунского, Горчинского и Мессояхского месторождений по данным ГИС



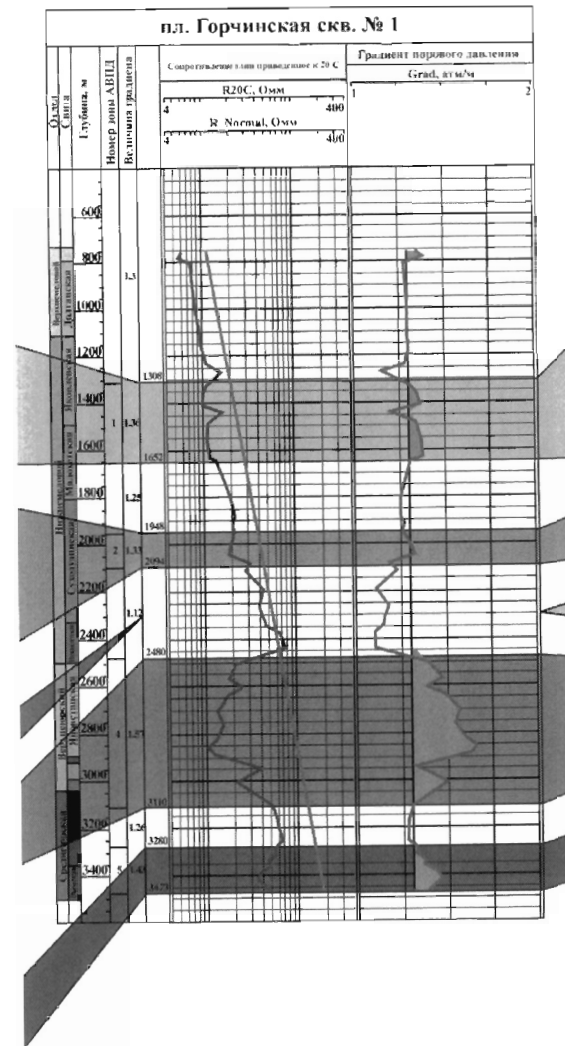
Продолжение рис. 8.18



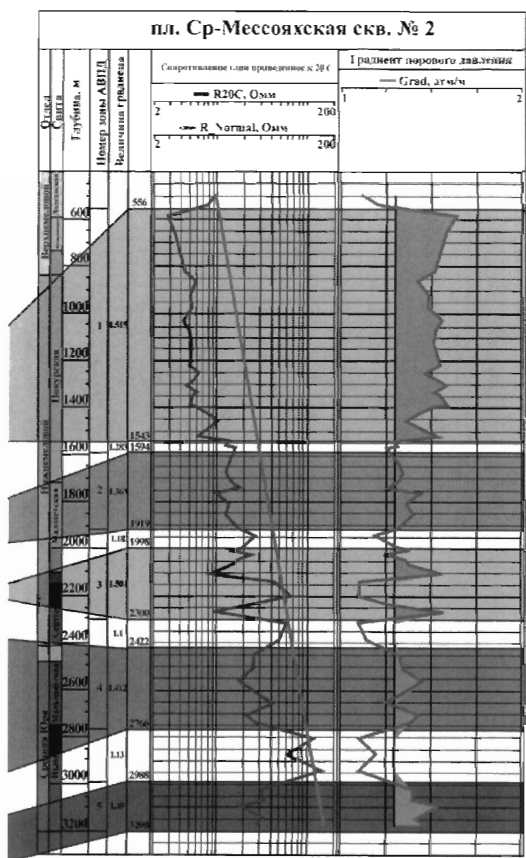
Продолжение рис. 8.18



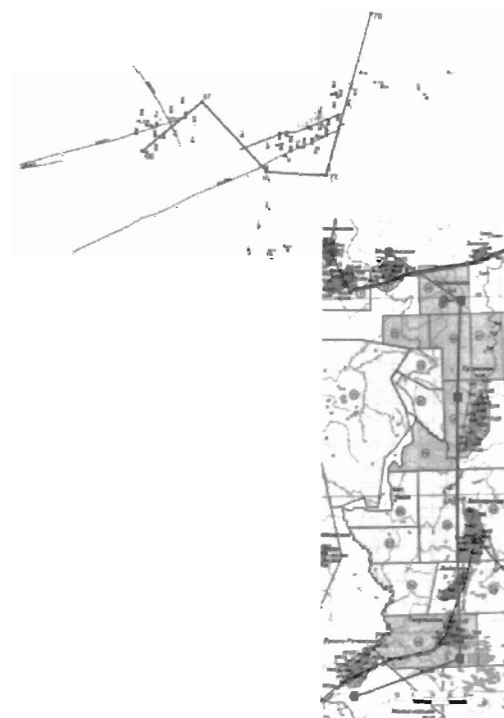
Продолжение рис. 8.18



Продолжение рис. 8.18



Продолжение рис. 8.18



Окончание рис. 8.18

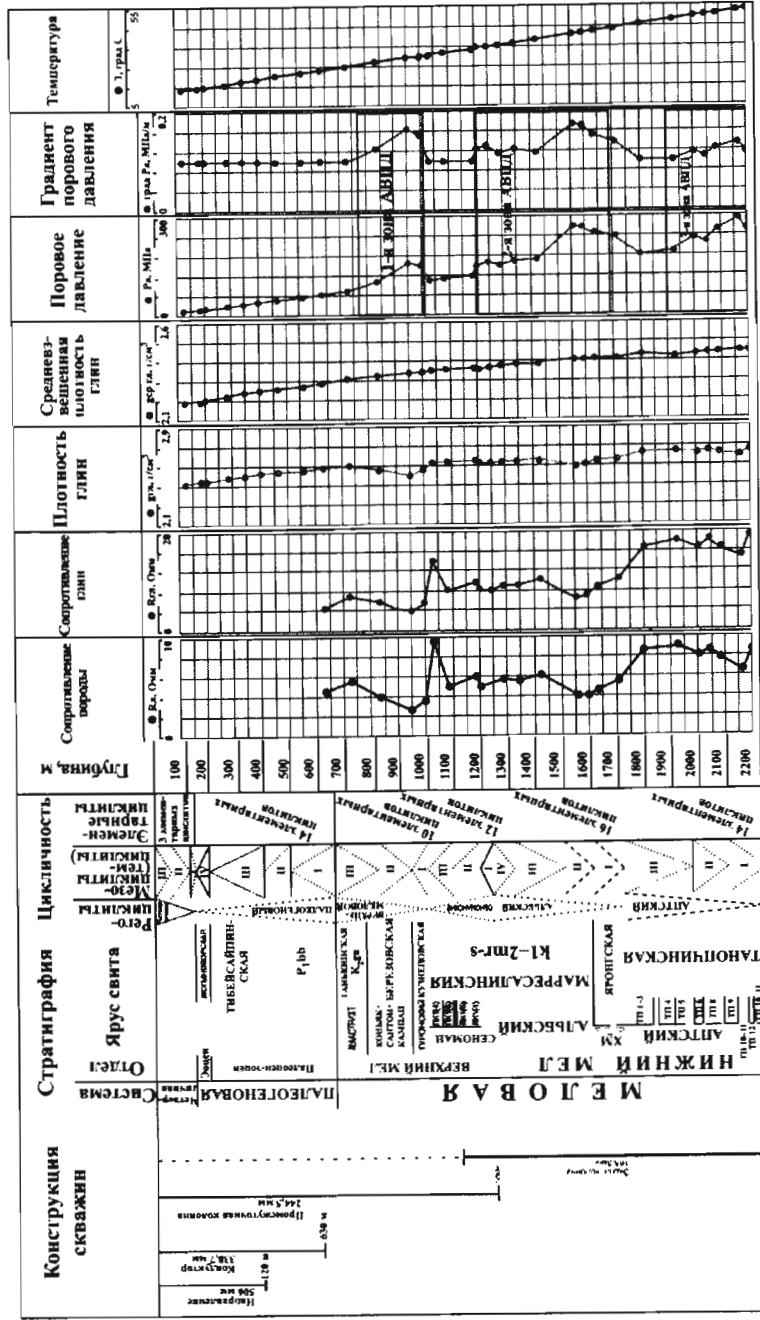


Рис. 8.19. Распределение поровых давлений и зон АВПод в разрезе Северо-Каменномысского месторождения

На рис. 8.19 приведены результаты определения поровых давлений в разрезе скважин Северо-Каменномысского месторождения.

Как видно из рис. 8.19, в разрезе Северо-Каменномысского месторождения наблюдается довольно протяженный интервал повышенных поровых давлений, в котором выделяются две зоны АВПод, и в самом внизу изучаемого разреза отмечается начало 3-й зоны АВПод. В интервале 0–770 м находится зона нормального уплотнения, где поровое давление глины соответствует гидростатическому. Такое же давление присуще зонам уплотнения, находящимся в интервалах 1010–1200 м (сеноман) и 1710–1950 м (апт).

С помощью графика зависимости $p_{пн}$ (для 20 °С) = $f(H)$ можно установить суммарную мощность поверхностного размыва и внутриформационного перерыва в осадконакоплении, имеющуюся в изучаемом разрезе. Таким образом, для Северо-Каменномысского месторождения величина размыва (внутриформационного перерыва) составила 900 м.

Некоторые особенности распределения поровых давлений в разрезе Северо-Каменномысского месторождения приведены в табл. 8.13.

Таблица 8.13

Характеристика зон АВПод в разрезе месторождения Северо-Каменномысское

Интервал глубин, м	Название интервала	Мощность, м	Плотность глин, г/см ³	Градиент порового давления, атм/м	Однородность давлений
0–770	Зона нормального уплотнения	770	2,39–2,57	0,1	Однородная
770–1010	Зона АВПод № 1	240	2,5–2,55	0,123–0,164	Однородная
1010–1200	I зона уплотнения	190	2,6–2,62	0,1	Неоднородная
1200–1710	Зона АВПод № 2	510	2,57–2,63	0,116–0,172	Неоднородная
1710–1950	II зона уплотнения	240	2,68–2,695	0,1	Однородная
1950–2200	Зона АВПод № 3 (начало)	–	2,66–2,7	0,107–0,133	Неоднородная

Очевидно, что участки разреза, где имеется переход от зон АВПод к зонам уплотнения, представляют интерес с точки зрения интерпретации данных сейсморазведки, так как именно здесь может происходить отражение сейсмических волн.

По значениям градиентов поровых давлений глинистые покрывки Северо-Каменномысского месторождения, контролирующие залежи углеводородов в различных горизонтах, в том числе залежь газа в сеномане (ПК-1), можно отнести к покрывкам со средними экранирующими свойствами.

8.3.1.5. Сравнительный анализ распределения поровых и пластовых давлений в разрезах нефтегазовых месторождений на примере площадей Ямальского региона

Распределение давления пластовых флюидов в недрах играет важную роль в различных геологических процессах, а также его необходимо учиты-

вать в процессе бурения при поисково-разведочных работах на нефть и газ. Различными аспектами распределения геофлюидальных давлений в толщах пород занимались многие исследователи [19, 26, 79 и др.].

Однако цель данного параграфа — показать на примере Ямальского региона взаимосвязь между поровыми и пластовыми давлениями и попытаться выявить некоторые закономерности в их распределении по разрезам скважин, что должно учитываться, прежде всего, при оценках миграционных потоков углеводородных флюидов во всей толще продуктивного разреза, а также при оптимизации конструкции скважин и технологии их бурения. Таким образом, здесь обсуждаются результаты изучения распределения как поровых, так и пластовых давлений, их взаимоотношений, чему до сих пор уделялось недостаточное внимание.

Практике определения пластовых и поровых давлений в разрезах скважин посвящено много литературы (см., например, упомянутые выше [1, 19, 26; 79 и др.]). Отметим только, что пластовые давления определяют, главным образом, по результатам прямых замеров манометрами и последующей обработке и интерпретации полученных количественных данных с помощью различных методов (например, метод Сейза—Хорнера при интерпретации кривых восстановления давления и т.д.).

Поровые давления, наоборот, определяют косвенным образом по данным ГИС, шлама, керна, технологических параметров бурения или даже по результатам сейсморазведки [1].

На практике наиболее широкое применение при оценке геофлюидальных давлений по геофизическим, петрофизическим параметрам пород и технологическим данным бурения получила методика эквивалентных глубин [1, 19, 26], которая использовалась в данной работе для оценки порового давления глинистых пород в разрезе скважин месторождений Ямальского региона по данным ГИС. Всего поровые давления здесь определялись в скважинах Харасавэйского, Новопортовского, Южно-Тамбейского, Утреннего, Арктического, Каменномысское-море, Северо-Каменномысского, Чугорьяхинского, Ленинградского и Русановского месторождений, а также на соседних к рассматриваемому региону участках — скважинах Восточно-Мессояхского и Западно-Мессояхского месторождений.

Имелись также данные по прямым замерам пластового давления с помощью манометров, полученным при испытании некоторых горизонтов вышеуказанных месторождений, что позволило провести сравнение распределения поровых и пластовых давлений в разрезах изученных скважин.

На рис. 8.20 и 8.21 показаны данные об измеренных пластовых давлениях и оценки поровых давлений по данным каротажа, определенные с помощью методики эквивалентных глубин по скважинам Новопортовского и Харасавэйского месторождений. Такая же информация приведена и в табл. 8.14, где есть также аналогичные сведения и по другим месторождениям Ямальского региона. Всего по результатам исследований в разрезах скважин месторождений Ямальского региона (от четвертичных отложений до палеозоя включительно) выделяются семь зон АВПОД, которые имеют свои особенности, в том числе и по соотношению поровых и пластовых давлений.

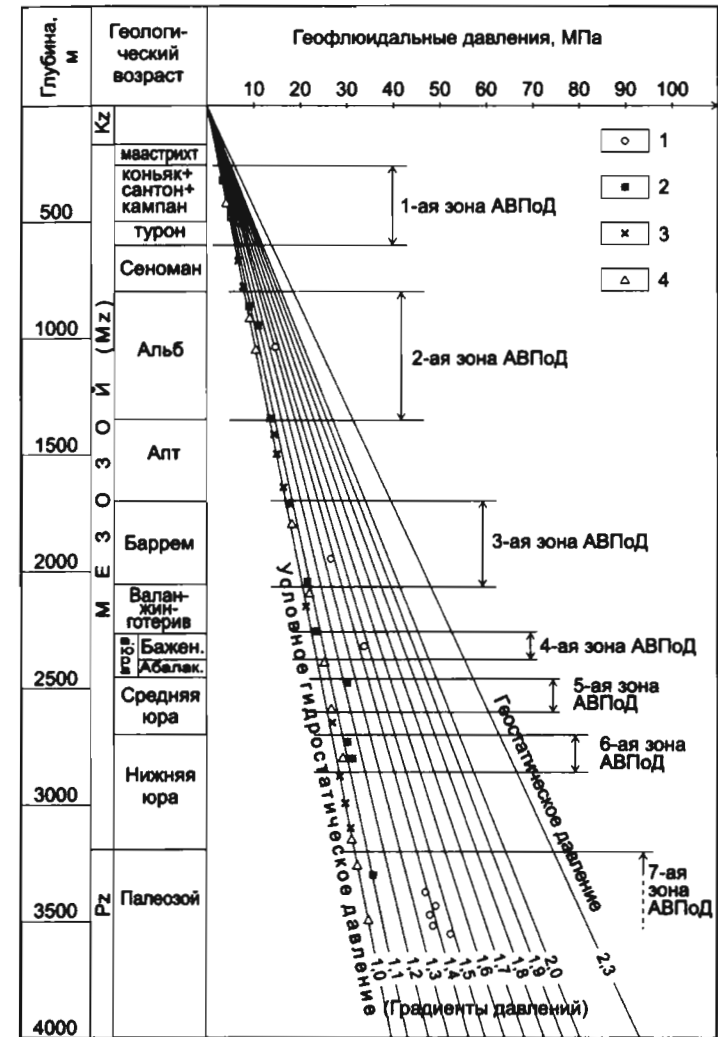


Рис. 8.20. Барическая модель распространения пластовых и поровых давлений и зон АВПОД в скважине 93 Новопортовского месторождения:

Градиенты давлений: 1 — максимального порового давления в глинистых покрышках (зонах АВПОД); 2 — порового давления в глинистых покрышках вблизи интервалов нормального уплотнения; 3 — порового давления глин в интервалах нормального уплотнения; 4 — пластового давления в коллекторах

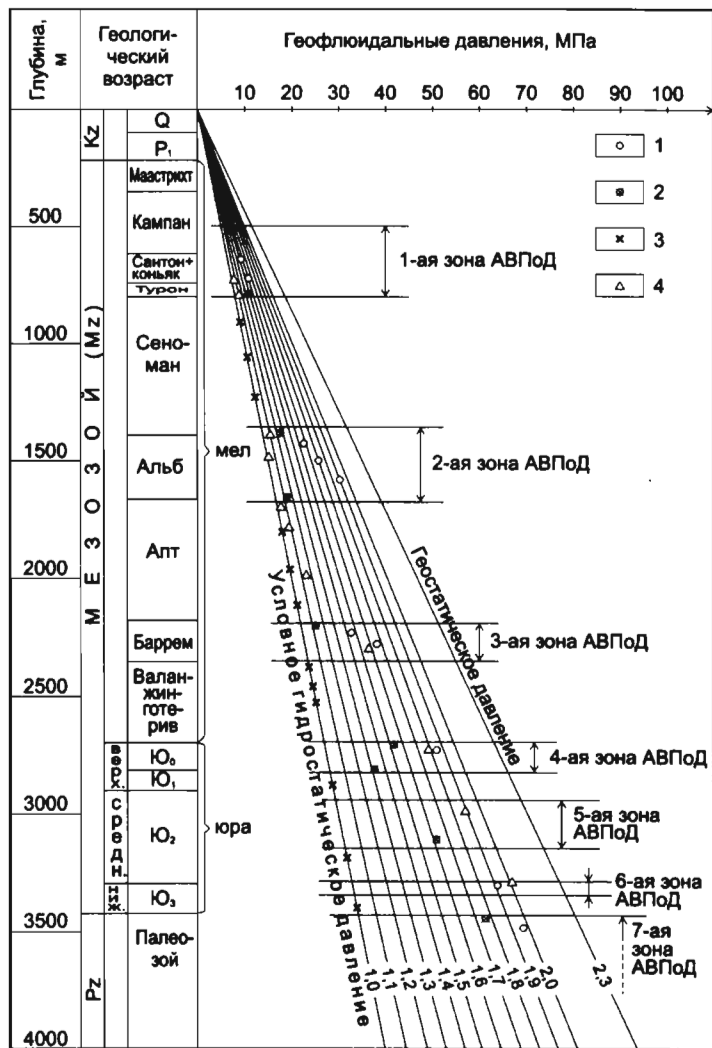


Рис. 8.21. Барическая модель распространения пластовых и поровых давлений и зон АВПоД в скважинах Харасавэйского месторождения:

Градиенты давлений: 1 — максимального порового давления в глинистых покрывках (зонах АВПоД); 2 — порового давления в глинистых покрывках вблизи интервалов нормального уплотнения; 3 — порового давления глин в интервалах нормального уплотнения; 4 — пластового давления в коллекторах

Таблица 8.14

Распространение поровых и пластовых давлений в скважинах месторождений Ямальского региона

Номер скв., месторождение	Стратиграфия, (интервал глубин, м)	Зоны АВПоД										Интервалы нормального уплотнения						
		Градиенты пластовых давлений		максимального		% расхождения с пластовым		порового давления вблизи интервалов норм. уплотнения		% расхождения с пластовым		Стратиграфия (интервал глубин, м)		Градиенты пластовых давлений		Градиенты поровых давлений		
		Глубина, м	Значение, МПа/м	Глубина, м	Значение, МПа/м	Глубина, м	Значение, МПа/м	Глубина, м	Значение, МПа/м	Глубина, м	Значение, МПа/м	Глубина, м	Значение, МПа/м	Глубина, м	Значение, МПа/м	Глубина, м	Значение, МПа/м	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15				
Новопортовское, скв. 93	Коньяк — сантон — кампан, турон (250—600)	420	0.1	315	0.117	17	485	0.103	3									
	Альб (800—1350)	920	0.1	1125	0.144	44	885	0.102	2		Сеноман (600—800)			665	0.1			
		1060	0.1				1349	0.103	3									
	Баррем (1700—2050)	1800	0.1	1959	0.138	38	1710	0.103	3		Апт (1350—1700)							
							2040	0.105	5		Валанж. — готерив (2050—2260)			2100	0.102			
	В. юра (Баженов.) (2260—2370)			2335	0.145		2280	0.103										
							2360	0.103										

Продолжение табл. 8.14

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
										В. юра (Абалак.) (2370–2450)	2400	0,104	2395	0,1	
	Ср. юра (2450–2600)	2600	0,1				2480 2575	0,124 0,115	24 15					2655	0,1
	Ниж. юра (2700–2850)	2800	0,102				2736 2810	0,11 0,11	9 9						
	Палеозой (3200–3580, начало зоны АВПоД)	3267 3500	0,1 0,1	3380 3445 3485 3535 3575	0,139 0,142 0,137 0,137 0,1465	39 42 37 37 46,5	3300	0,109	9						
	Коньяк – сантон – кампан, турон (500–800)	720 800	0,104 0,106	645 725	0,132 0,149	28 43	800	0,118	12						
	Альб (1360–1670)	1400 1500	0,109 0,1	1430 1505 1590	0,154 0,165 0,184	41 51 69	1380 1650	0,125 0,11	15 9						
										Сеноман (800–1360)	3150	0,1	3000 3110 3170	0,1 0,1 0,1	

Продолжение табл. 8.14

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
										Апт (1670–2190)	1700 1800 2000	0,1 0,106 0,11	1807 1963 2116	0,1 0,1 0,1	
	Баррем (2190–2350)	2300	0,159	2228 2296	0,142 0,16	-11 1	2200	0,11	-69						
	В. юра (Баженов.) (2700–2810)	2750	0,178	2738	0,183	3	2703 2803	0,152 0,13	-15 -73	Валанж. – готерив (2350–2700)			2386 2470 2537	0,1 0,1 0,1	
	Ср. юра (2950–3150)	3000	0,188				3125	0,16	-15	В. юра (Абалак.) (2810–2950)					
	Ниж. юра (3300–3350)	3300	0,2	3315	0,19	-9,5				Ср. юра (3150–3300)			3198	0,1	
	Палеозой (3430–3500), начало АВПоД)			3495	0,196		3440	0,175		Ниж. юра (3350–3430)			3415	0,1	
Арктическая (скв. 16)	Коньяк – сантон – кампан, турон.														

Продолжение табл. 8.14

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
										Сеноман (400–600)			415 500	0,1 0,1
	Альб (600–950)	650 675 700	0,107 0,107 0,107	805	0,16	49,5	640 905 920	0,107 0,119 0,107	0 11 0	Апт (950–1250)			1005 1105 1210	0,1 0,1 0,1
	Баррем (1250–1700)	1280 1360 1640	0,1 0,1 0,1	1405 1515	0,142 0,146	42 46	1280 1315 1655	0,11 0,122 0,107	11 22 7	Валанж.– готерив (1700–1950)	1710 1830 1945	0,1 0,1 0,1	1755 1830 1940	0,1 0,1 0,1
	В. юра (Баженов.) (1950–2130)			2010 2085	0,106 0,123		1980 2120	0,102 0,102						
	Ср. юра (2300–2500)	2350	0,106	2337 2440	0,11 0,152	4 43	2330 2490	0,106 0,106	0 0	В. юра (Абалак.) (2130–2300)	2135	0,1	2195 2265	0,1 0,1
	Ниж. юра (2600–2700)			2645	0,144		2610 2680	0,105 0,105		Ср. юра (2500–2600)			2535	0,1

Продолжение табл. 8.14

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
										Ниж. юра (2700–2900)			2755 2825	0,1 0,1
	Палезой (2900–3300, нач. АВПоД)	2930 3100 3200	0,1109 0,109 0,1156	2930 3045 3253 3293	0,151 0,15 0,153 0,161	36 37,5 32 39	2920	0,105	–6					
Южно-Тамбей- ская (с кв. 70)	Коньяк – сантон – кампанг. турон (250–550)			445 505	0,124 0,163		350 530	0,105 0,105						
	Альб (800–1050)	950	0,1	885 995	0,126 0,119	26 19	820 1020	0,105 0,105	5 5	Сеноман (550–800)			595 785	0,1 0,1
	Баррем (1400–1900)	1580 1800	0,1 0,103	1514 1590 1765	0,117 0,1015 0,159	17 1,5 54	1420 1870 1885	0,105 0,106 0,103	5 3 0	Апт (1050–1400)			1065 1135 1245	0,1 0,1 0,1
	В. юра (Баженов.) (2550–2650)			2605	0,188		2560 2640	0,105 0,105		Валанж.– готерив (1900–2550)	2050 2270 2500	0,1 0,1 0,1	2005 2223 2395 2505	0,1 0,1 0,1 0,1

Продолжение табл. 8.14

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
										В. юра (Абалак.) (2650–2850)	2720	0,1	2683 2817	0,1 0,1
	Ср. юра (2850–3150)	2950	0,1	2910 2995 3105	0,11 0,123 0,121	11 23 21	2870 3140	0,102 0,103	2 3					
	Ниж. юра (3250–3400)			3297 3375	0,17 0,1755		3260 3390	0,105 0,105		Ср. юра (3150–3250)			3205	0,1
										Ниж. юра (3400–3495)			3445	0,1
	Палеозой (3495–3770, нач. АВПолД)	3500 3600	0,16 0,158	3535 3615 3693 3765	0,152 0,153 0,107 0,113	–5 –3	3510	0,105	–35					
Чугорьянская (скв. 2)	Коньяк – сантон – кампан., турон (750–1060)	950 1000	0,1 0,102	880 930 1010	0,118 0,121 0,139	18 21 36	765 1050	0,111 0,105	11 3	Сеноман (1060–1370)			1110 1353	0,1 0,1
	Альб (1370–1900)	1570	0,11	1568 1619 1741 1793	0,138 0,137 0,136 0,121	25,5 24,5 23,5 11,0	1400 1440 1890 1895	0,104 0,113 0,112 0,105	–5,5 2,7 1,8 –4,5					

Продолжение табл. 8.14

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
										Апт (1900–2430)			1965 2145 2407	0,1 0,1 0,1
	Баррем (2430–2516, начало зоны АВПолД)			2477 2515	0,116 0,12		2450	0,105						
Каменномыс- ское-море (скв. 4, 5, 6, 8)	Коньяк – сантон – кампан., турон (600–963)	960	0,104	665 753 775 805 926 944	0,156 0,171 0,172 0,14 0,174 0,179	50 64 65 34,5 67 72	610	0,104	0					
							955	0,104	0	Сеноман (963–1113)	1010	0,104	985 1054 1095	0,1 0,1 0,1
	Альб (1113–1690)	1250	0,1	1155 1296 1439 1547 1621	0,136 0,113 0,13 0,138 0,138	36 13 30 38 38	1140	0,105	5 5					
	Баррем (2350–2780)	2480 2610 2680	0,1 0,1 0,1	2415 2505 2617	0,127 0,133 0,13	27 33 30	2360 2750	0,105 0,105	5 5	Апт (1690–2350)	1800 2280 2310	0,1 0,1 0,1	1803 2233 2314	0,1 0,1 0,1

Продолжение табл. 8.14

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Северо-Камен- номыское	Коньяк – сантон – кампан, турон (630–1010)			834	0,123		635	0,105						
				950	0,164		1000	0,105						
	Альб (1200–1720)			1287	0,117		1205	0,105		Сеноман (1010–1200)			1032	0,1
				1342	0,122									1085
				1557	0,172								1185	0,1
				1634	0,153		1715	0,105						
	Баррем (2530–2716...)			2563	0,107		2550	0,103		Апт (1720–2530)			1805	0,1
				2600	0,11									1925
Ленинградская (схв. 1)	Коньяк – сантон – гампан, турон (780–1100)	1090	0,104	805	0,103		800	0,102					2150	0,1
				895	0,153	–1								2495
				985	0,126	47								
				1075	0,147	21	1090	0,104	41					
										Сеноман (1100–1580)			1155	0,1
														1265
													1355	0,1
														1570

Продолжение табл. 8.14

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	Альб (1580–1880)	1590	0,104	1660	0,146	38	1590	0,104	0					
				1759	0,115	5,5								
		1870	0,109	1840	0,155	42	1870	0,105	–4	Апт (1880–2350)	1960	0,107	1992	0,1
													2050	0,11
	Баррем (2350–2446... начало зоны АВПоД)			2405	0,101						2140	0,112	2205	0,1
				2443	0,109							2190	0,114	2266
Ленинградская (схв. 2)	Коньяк – сантон – кампан, турон (780–1200)	1090	0,104	800	0,101	–3	790	0,101	–3					
				935	0,147	41	1180	0,104	0					
				1085	0,162	56								
				1135	0,168	62								
	Альб (1580–2000)	1590	0,104	1625	0,121	16	1590	0,104	0	Сеноман (1200–1580)			1205	0,1
				1725	0,135	28	1990	0,105	–2					1295
		1660	0,1055	1864	0,118	8							1365	0,1
				1870	0,109	8								
		1960	0,107	1965	0,168	57								

Продолжение табл. 8.14

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Русановская (скв. 1)	Коньяк- сантон- кампан, турон (850-1260)	1100	0,104	868 936 1050 1190 1240	0,123 0,1615 0,16 0,17 0,172	18 55 54 63 65	860	0,104	0	Алт (2000-2350)	1960 2050 2140 2190 2270	0,107 0,11 0,112 0,114 0,117	2035 2124 2156 2212 2287 2350 2493	0,1 0,1 0,1 0,1 0,1 0,1 0,1
	Альб (1740-2080)	1870 1960 2050	0,109 0,107 0,11	1785 1895 1985 2055	0,133 0,123 0,1235 0,133	22 13 15 21	1760 2060	0,109 0,105	0 -5	Сенومان (1260-1740)	1590 1660	0,104 0,105	1370 1615 1695	0,1 0,1 0,1
	Баррем (2530-.... начало зоны АВПоД)			2545	0,121					Алт (2080-2330)	2140 2190 2230 2280	0,112 0,114 0,106 0,117	2135 2185 2272 2355 2425 2525	0,1 0,1 0,1 0,1 0,1 0,1

Окончание табл. 8.14

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Русановская (скв. 2)	Коньяк- сантон- кампан, турон (1000-1260)	1100	0,104	1055 1115 1205	0,128 0,144 0,15	23 38,5 44	1010 1250	0,104 0,115	0 10,5					
	Альб (1740-2080)	1870 1960 2050	0,109 0,107 0,11	1765 1855 1968 2053	0,125 0,132 0,115 0,111	14,5 21 7,5 1	1750 2060	0,107 0,105	-2 -4,5	Сенومان (1260-1740)	1590 1660	0,104 0,105	1355 1525 1625 1695	0,1 0,1 0,1 0,1
	Баррем (2350-.... начало зоны АВПоД)						2353	0,128		Алт (2080-2350)	2140 2190 2230 2280	0,112 0,114 0,106 0,117	2144 2252 2315	0,1 0,1 0,1

Проведенный сравнительный анализ геофлюидальных давлений показал следующие результаты.

1. Для месторождений, расположенных в южной части полуострова Ямал (например, Новопортовское месторождение) (рис. 8.20), во внутренних частях всех семи зон АВПоД наблюдается превышение градиентов поровых давлений над градиентами измеренных пластовых давлений, которые близки здесь к условным гидростатическим. Такое же явление наблюдается и для зон АВПоД (первые три зоны, вскрытые бурением) на морских месторождениях Карского шельфа — Русановского и Ленинградского.

2. Для месторождений, приуроченных к Нурминскому мегавалу (например, Харасавэйское месторождение) (см. рис. 8.21), т.е. расположенных в центральной части полуострова Ямал, во внутренних частях барремской, баженовской, средне- и нижнеюрской зонах АВПоД, а также в палеозойской зоне АВПоД поровые и пластовые давления совпадают и являются аномально высокими. Однако в альбской и сантон-туронской зонах АВПоД градиенты поровых давлений, как и в первом случае, превышают градиенты пластовых давлений, которые здесь равны условно гидростатическим.

3. Во всех зонах АВПоД интервалы разреза, прилегающие к зонам нормального уплотнения (0–30 м) как в подошве, так и в кровле, характеризуются резким снижением градиентов поровых давлений; и здесь, как правило, они становятся равны градиентам пластовых давлений.

4. В зонах нормального уплотнения градиенты поровых и пластовых давлений практически совпадают и равны условным гидростатическим давлениям.

Полученные результаты сравнительного анализа поведения поровых и пластовых давлений в разрезах месторождений Ямальского региона позволяют сделать некоторые выводы о генезисе сверхгидростатических пластовых и поровых давлений, встречаемых в скважинах рассматриваемой территории.

Прежде всего следует указать, что для Ямало-Карского региона, где мы имеем элизионный водонапорный бассейн, основным механизмом образования АВПоД является уплотнение пород при затрудненном оттоке порового флюида. При этом во многих случаях, если градиенты поровых давлений во внутренних частях зон АВПоД сохранили повышенные значения, то пластовые давления в коллекторах, вследствие их хорошей проницаемости, получили возможность снизить свою величину в этих же интервалах глубин до величин нормально-гидростатических давлений («сравнение давлений»).

Однако для месторождений, приуроченных к Нурминскому мегавалу (например, на Харасавэйском месторождении газоконденсата и нефти), мы наблюдаем комбинированный механизм образования аномально высоких геофлюидальных давлений. Здесь наряду с образованием АВПоД в глинах вследствие затрудненного оттока порового флюида в пластах-коллекторах возникли и сохранились АВПД под действием восходящей миграции флюидов из газонасыщенных пластов, залегающих в палеозойском седи-

ментационном комплексе. Для поддержания такой подпитки из нижезалегающих источников газа с повышенными пластовыми давлениями необходима вертикальная гидродинамическая сообщаемость между зонами АВПД и нижезалегающими газовыми пластами. Это может обеспечить наличие в геологическом разрезе тектонических разрывов (зон трещиноватости). На Харасавэйском месторождении вышеуказанная гидродинамическая сообщаемость действует только до барремской зоны АВПоД и АВПД, тогда как в альбской зоне АВПоД пластовые давления становятся нормально-гидростатическими.

Таким образом, существование АВПоД и АВПД в разрезах месторождений Ямало-Карского региона требует учета особенностей распределения геофлюидальных давлений как при проектировании конструкции скважин, так и при выборе оптимальной технологии бурения.

Глава 9 ГЕОФЛЮИДОДИНАМИЧЕСКИЕ МЕХАНИЗМЫ И ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ, РАЗМЕЩЕНИЯ И ПРОГНОЗА НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ В ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНАХ

Оценивая значение динамики подземных вод в естественной истории природных скоплений углеводородов, следует учитывать, что оно существенно различно на ее отдельных этапах: если для их формирования необходимы, как будет показано ниже, условия относительно повышенной мобильности водной среды, обеспечивающей миграцию и аккумуляцию флюидов, то для сохранения уже сформировавшихся залежей обязательны обстановки ограниченной подвижности подземных вод или вообще застойной среды. Являясь главным по массе подвижным компонентом земной коры и средой существования нефти и газа, подземные воды, несомненно, должны рассматриваться как важнейший показатель условий образования, существования и сохранения залежей и носитель признаков обиха с углеводородами.

В связи с этим основными задачами гидродинамических и гидрохимических исследований являются:

- выявление роли геофлюидодинамических факторов в формировании и размещении углеводородных скоплений;
- установление объективных показателей, позволяющих определять направление и механизм миграции природных флюидов, в том числе углеводородов;
- оценка аккумуляционных возможностей водонапорных комплексов и геофлюидодинамических систем с точки зрения вероятности формирования в них региональных зон нефте- и газонакопления;
- определение граничных условий, обеспечивающих промышленную нефтегазоносность локальных поднятий;
- выявление качественных и количественных критериев углеводородного насыщения;
- прогноз типов разведываемых залежей и месторождений и предварительная оценка их запасов по геофлюидодинамическим данным.

Значительный объем геологической информации, накопленной за многие годы производства в бассейнах альпийских подвижных поясов поисково-разведочных работ и эксплуатации нефтяных и газовых (газоконденсатных) месторождений, позволяет решать перечисленные задачи на количественной основе, обеспечивающей необходимую степень достоверности полученных результатов.

9.1. РОЛЬ АНОМАЛЬНО ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЙ В ФОРМИРОВАНИИ, РАЗМЕЩЕНИИ И ПРОГНОЗЕ РЕГИОНАЛЬНОЙ И ЛОКАЛЬНОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Для регионов и стратиграфических комплексов, характеризующихся недостаточной разведанностью, сложностью геологического строения, неясностью пространственного размещения углеводородных скоплений и относительно неопределенными перспективами нефтегазоносности, большое значение приобретает возможность использования закономерностей развития, сохранения и релаксации аномально высоких поровых и пластовых давлений в качестве показателя вероятных типа и характера миграционных процессов, обстановок формирования залежей и, соответственно, поискового критерия [57].

В гидродинамической обстановке осадочных разрезов, обеспечивающей возможность как консолидации глинистых серий, сопровождающейся отжатием и последующим оттоком в смежные коллекторы поровых флюидов, т.е. горизонтально или вертикально ориентированной реализацией градиентов сингенетических АВПоД в диапазоне относительно малых глубин (до 1500–2000 м) в ходе фильтрационного уплотнения глин или в течение весьма длительного геологического времени на больших глубинах при осуществлении диффузионного, пленочного и других видов массопереноса (см. п. 6.5), так и гидравлической сообщаемости нижних и верхних гидрогеологических этажей, основу оценки возможных условий формирования, размещения и прогноза нефтегазоносности на базе аномально высоких давлений составляет установление принципиальных направлений и меры реализации в миграционном плане палео- и современных градиентов АВПоД и АВПД, обуславливающих и регулирующих перемещение флюидов, образование и сохранение залежей углеводородов.

Практика геологоразведочных работ на нефть и газ показывает, что, когда в разрезе осадочного чехла того или иного региона имеются мощные пространственно выдержанные глинистые серии с сингенетическими АВПоД, обусловленными отставанием оттока поровой жидкости при их уплотнении, в их пределах, как правило, существуют благоприятные условия для формирования и сохранения залежей нефти и газа и соответствующих зон нефте- и газонакопления. При этом наибольшими перспективами характеризуются районы, где указанные глинистые серии контактируют с мощными пачками коллекторов.

Существуют три возможных варианта сочетания коллекторов с преимущественно глинистыми толщами: коллекторы залегают над глинами; коллекторы располагаются в самой глинистой толще и коллекторы перекрываются последней. Фактические материалы по многим регионам свидетельствуют о том, что формирование и ресурсы природных углеводородов в зонах нефте- и газонакопления во многом определяются взаимным пространственным соотношением компетентных и некомпетентных интервалов осадочного разреза.

В тех случаях, когда коллекторская толща залегает над глинистой, оцениваемой как нефтегазопроизводящая, она в течение длительного геологического времени может служить вероятной областью разгрузки подстилающего комплекса, отдающего вверх вдоль контактной зоны выделяемые в ходе консолидации флюиды, в том числе и углеводороды. Следствием этого механизма может являться первичное вертикальное проникновение флюидов из глинистых толщ в коллекторы, последующее перемещение нефти и газа в них, аккумуляция углеводородов в ловушках, закономерное распределение жидкой и газовой фаз, подчиняющееся известным схемам возрастания газонасыщенности разреза и образования зон преимущественного газонакопления как функции меры тектонической дислоцированности природных резервуаров [98, 99]. Перемещение флюидов, в том числе углеводородов, из глин в коллекторские пласты и их последующее движение должны обеспечиваться обязательной реализацией градиентов давлений, представляющих собой эффективную разность между АВПоД зон генерации и пластовым давлением зон аккумуляции.

При наличии коллекторов в разрезе преимущественно глинистой толщи с АВПоД перспективы их нефтегазоносности определяются в первую очередь мощностью и региональной выдержанностью проницаемых интервалов. В более мощных коллекторах возможно формирование относительно крупных залежей, в линзовидных неоднородных песчаных пачках углеводородное насыщение имеет, как правило, спорадический характер и представлено в основном жидкой фазой — нефтью. Действительно, сингенетическая природа АВПоД в мощных, существенно заглинизированных осадках не допускает возможности существования в них крупных газовых скоплений большой высоты со значительными и обязательными в таких случаях избыточными давлениями. Наличие подобных залежей в толщах с сингенетическими АВПоД определило бы образование в их повышенных зонах столь высоких давлений (региональное АВПоД плюс избыточное, обусловленное разностью объемных весов газа и воды), что это неизбежно привело бы к разрыву сплошности перекрывающих пород и к разрушению залежей. Градиенты давлений здесь в отдельных случаях превышали бы литостатический. Совершенно очевидно, что эффект реализации столь значительных градиентов не может способствовать сохранению образовавшихся скоплений. Поскольку подобная обстановка в общем случае благоприятна для формирования залежей нефти и газа, то, возможно, в реальной природной среде все же происходит образование их промышленных скоплений, однако в процессе переформирования в силу указанных выше причин они подвергаются разрушению. Таким образом, следует констатировать малую вероятность обнаружения в коллекторских пачках мощных неконсолидированных глинистых толщ с сингенетическими АВПоД литостатического уровня значительных скоплений углеводородов.

Благоприятна для формирования зон нефтегазонакопления геологическая обстановка, когда коллекторы перекрыты мощной глинистой серией с АВПоД. В этом случае нефтегазоносность проницаемых интервалов может

быть частично обусловлена и нисходящей миграцией флюидов из нефтегазопроизводящей глинистой толщи. Важным фактором здесь является наличие исключительно благоприятных условий для сохранения образовавшихся скоплений углеводородов. В этом механизме решающая роль принадлежит не только самому факту присутствия глинистой покрывки, но и наличию в ее разрезе сингенетического АВПоД, исключающего возможность диссипации залежей подстилающих отложений. Как и в предыдущем случае, нисходящая вертикальная миграция и последующее перераспределение флюидов обеспечиваются реализацией градиентов давлений, направленных в зоны разгрузки.

В рамках последнего варианта особый интерес представляет случай, когда глинистая толща перекрывает карбонатный коллектор, обладающий трещинной емкостью. В этом сочетании компетентного и некомпетентного интервалов нисходящий ток флюидов и, соответственно, их аккумуляция могут осуществляться в первую очередь в зонах повышенной трещиноватости, приуроченных, как правило, к присводовым, наиболее дислоцированным участкам локальных структур. Вполне понятно, что эта геологическая обстановка препятствует осуществлению широкой латеральной миграции флюидов и, как следствие, формированию региональных зон нефтегазонакопления. Такой геологической ситуации чаще всего сопутствует зональное углеводородное насыщение, характеризующееся спорадическим в региональном плане распространением; залежи подобного типа чаще всего приурочены к контактной зоне мощной толщи палеоген-миоценовых глин с подстилающими верхнемеловыми карбонатными коллекторами (Индоло-Кубанский, Терско-Каспийский прогибы, Маракаибская впадина) [74, 100]. Диапазон нисходящего тока флюидов определяется глубиной развития системы трещин и масштабами их площадного распространения в пределах конкретного стратиграфического интервала. В тех случаях, когда трещиноватостью охвачена вся карбонатная толща, такая миграция может осуществляться в широких масштабах, обуславливая формирование относительно крупных углеводородных скоплений и региональных зон нефтегазонакопления.

Во всех рассмотренных выше случаях высоконапорные флюиды, попадая в проницаемые интервалы, вызывают в них повышение пластовых давлений, возможность сохранения которых во времени определяется условиями разгрузки гидрогеодинамической системы. В ограниченных по площади зонах трещиноватости АВПоД подобной генерации проявляются весьма интенсивно, в более обширных зонах их проявления носят умеренный характер.

Диагностическими признаками того или иного варианта насыщения коллекторских пачек флюидами могут служить закономерности пространственного распределения современных и палеоградиентов АВПоД. В том случае, когда они уменьшаются (или уменьшались в геологическом прошлом) снизу вверх по стратиграфическому разрезу, правомерно допущение о вероятности восходящей вертикальной миграции флюидов и выполнении верхними комплексами зоны разгрузки. На основании этих

данных можно предположить также присутствие в не вскрытой части осадочного разреза мощной глинистой или хемогенной толщи с АВПоД — своеобразного инжектора. Обратное распределение градиентов может быть интерпретировано как проявление вертикальной миграции флюидов в условиях гидродинамической изоляции верхнего резервуара-приемника, находящегося непосредственно под экраном, или как следствие нисходящей миграции и выполнения роли зоны разгрузки нижезалегающими проницаемыми пластами. Диагностирование направлений перемещения флюидов в этом случае осуществляется тщательным учетом геологической специфики районов и площадей.

Нередко в реальной обстановке скважинами вскрываются разрезы с более сложным характером распределения градиентов давлений по вертикали. В частности, возможен вариант, когда их изменение носит ступенчатый характер — до определенной глубины (интервала) они возрастают, затем резко снижаются и далее вновь увеличиваются (юго-восточное погружение Восточно-Кубанского прогиба, Чернолесская впадина). Подобная картина генетически может быть обусловлена наличием в разрезе двух очагов (зон) генерации АВПД, находящихся друг от друга на значительном расстоянии по вертикали. Очевидно, что по мере удаления от них вверх и вниз по разрезу интенсивность проявлений аномальных давлений в общем случае будет ослабевать. Типичная картина описанного распределения наблюдается в разрезе центрального Предкавказья, где первым очагом генерации аномальных давлений является мощная, преимущественно глинистая майкопская свита, а вторым — хемогенная толща верхней юры. При оценке перспектив нефтегазоносности в этом случае особое внимание следует уделять промежуточному интервалу, потенциально способному аккумулировать углеводороды как в результате нисходящей, так и восходящей миграции.

Наряду с проанализированными выше случаями прогноза нефтегазоносности как функции наличия в разрезе мощных неконсолидированных глинистых толщ с сингенетическими АВПоД, важное поисковое значение имеет и эпигенетическое АВПоД в относительно маломощных глинистых покрывках. Еще в 1959–1961 гг. на примере месторождений юго-западного Апшерона было показано, что глинистые покрывки, перекрывающие газовые, газоконденсатные и газонефтяные залежи с аномально высокими пластовыми давлениями, унаследуют избыточные давления подстилающих скоплений и сами становятся носителями сверхвысоких давлений. Поэтому в ходе глубокого бурения, часто задолго до вскрытия высоконапорных залежей, при прохождении перекрывающих их глинистых образований отмечаются сильные проявления аномальных давлений. В ряде случаев внутрипоровое давление в глинах настолько значительно, что применение промысловых жидкостей с плотностью 2,0–2,2 г/см³ оказывается недостаточным для создания необходимого противодавления и продолжения нормального бурения скважин. Такие случаи обычно сопровождаются заметными газопроявлениями (подобные проявления АВПоД в покрывках зафиксированы в Карадагском, Шебелинском, Вуктыльском, Оренбургском и других мес-

орождениях). В этой связи, когда в ходе разведочного бурения в разрезе относительно маломощных глинистых покрывок обнаруживаются проявления эпигенетического АВПоД, это обстоятельство может быть связано с наличием в еще не вскрытой части разреза крупных скоплений углеводородов большой высоты. Исходя из этого наличие эпигенетического АВПоД в глинистых покрывках выдвигалось в качестве важного поискового критерия, указывающего на возможность открытия под ним мощных, преимущественно газовых и газоконденсатных, залежей [54, 57, 74].

Установление эпигенетической природы АВПоД в глинистых покрывках является одним из наиболее эффективных методов прогноза залежей в не вскрытой части разреза осадочного чехла, позволяющих прогнозировать не только наличие, но в ряде случаев и типы предполагаемых углеводородных скоплений. Здесь возникает возможность рекомендаций ряда мероприятий, способствующих повышению эффективности поисково-разведочных и буровых работ. В частности, при установлении эпигенетического характера АВПоД в покрывках рекомендуется воздерживаться от заложения скважин непосредственно в присводовых зонах, отличающихся кульминационными их проявлениями и весьма сложными по этой причине условиями проходки, и закладывать скважины в более погруженных участках локальных поднятий, где проявления АВПоД носят относительно умеренный характер, а условия бурения более благоприятны.

Наряду с этим, указанная рекомендация учитывает также вероятность получения отрицательных результатов в присводовых скважинах, обусловленных возможными проявлениями сводовых вод, наличием зон выклинивания коллекторов и др.

При оценке роли АВПД в формировании залежей нефти и газа, связанных с хемогенными отложениями, следует руководствоваться следующими положениями:

- возможностью генерации нефти и газа в преимущественно хемогенных толщах и примыкающих к ним интервалах;
- многочисленными фактами приуроченности углеводородных скоплений к областям развития соленосных отложений;
- наличием значительных градиентов сверхвысоких давлений, нередко превышающих величины аномальных давлений в терригенных образованиях, направленных в смежные с галогенными толщами коллекторские интервалы.

Наличие в разрезе соленосной толщи с АВПД играет значительную роль в миграции углеводородов и формировании залежей нефти и газа даже в тех случаях, когда процесс нефтегазообразования связан с другими стратиграфическими интервалами. Соленосная толща в этом случае выполняет роль инжектора, способствующего длительности и эффективности миграционных процессов. Она поддерживает необходимые для миграции градиенты давлений, направленные в зоны аккумуляции углеводородов.

Если в соленосной толще АВПД носит эпигенетический характер, то наиболее вероятной его причиной является наличие в подстилающих отло-

жениях залежей углеводородов. Поэтому в подобных случаях, как и в терригенных образованиях, эпигенетический характер АВПД имеет важное поисковое значение, указывающее на возможность наличия в нескрытой части разреза залежей углеводородов.

Определенные возможности для прогноза нефтегазоносности намечаются в плане использования данных о характере, степени и мере интенсивности проявлений АВПоД и АВПД с учетом конкретной геологической обстановки. Фактические данные по ряду регионов (Южно-Каспийская впадина, Индоло-Кубанский прогиб и др.) показывают, что как зоны практического отсутствия, так и кульминационных и интенсивных проявлений сингенетических поровых и эпигенетических пластовых давлений характеризуются неблагоприятными условиями для формирования и сохранения углеводородных скоплений. Отсутствие или низкие значения градиентов АВПоД в глинах характеризуют обстановку завершившейся реализации энергетического потенциала нефтегазогенерирующей толщи; весьма высокие значения градиентов между глинами и коллекторами свидетельствуют о затрудненности разгрузки некомпетентных интервалов геофлюидодинамической системы и существенно ограниченной по этой причине вероятности промышленного насыщения смежных коллекторов; максимальные величины градиентов и коэффициентов аномальности пластовых давлений в коллекторах характеризуют условия лимитированной емкости природных резервуаров, поступление в которые даже малых объемов флюидов приводит к резкому возрастанию пластовых давлений. В аспекте сохранения залежей неблагоприятными представляются обстановки существования в перекрывающих резервуар глинах низких значений градиентов АВПоД и малых величин коэффициентов аномальности в коллекторах. В глинах это показатель снижения (вплоть до полной утраты) экраняющих свойств покрышек, в коллекторах — результат повышенной динамичности подземных вод, способствующей вымыву углеводородов из ловушек. Типичными примерами отрицательной в плане формирования нефтегазоносности характеристики зон кульминационных проявлений АВПоД являются некоторые локальные поднятия центральной и южной частей Бакинского архипелага (Южно-Каспийская впадина), где в присводовых тектонически и гидродинамически изолированных горстовых зонах ряда структур с весьма интенсивными проявлениями аномальных пластовых давлений (коэффициенты аномальности 1,7–1,3) промышленные скопления нефти и газа отсутствуют и насыщение носит спорадический характер. Примечательно, что в этом случае продуктивными оказались периферийные, менее экраняемые блоки и участки складок, где проявления АВПД имеют значительно меньшие масштабы. Поэтому получение в присводовых зонах структур (в условиях интенсивных и кульминационных проявлений АВПД) отрицательных результатов не всегда исключает их перспективы. Более того, в ряде случаев анализ проявлений АВПД может указать на возможные благоприятные зоны скопления углеводородов, как это имело место на Бакинском архипелаге.

Рассмотренные выше варианты прогноза нефтегазоносности базируются в большинстве случаев на предпосылке о региональной гидравлической связи интервалов с АВПоД со смежными коллекторами. В реальных же природных обстановках геологического разреза довольно часто встречаются случаи, когда наряду с подобной формой связи их взаимосообщаемость обеспечивается также в рамках превалирующей роли дизъюнктивной тектоники, когда путями миграции флюидов являются в основном региональные разломы и тектонические нарушения более мелких порядков. В обсуждаемом аспекте названные нарушения, обладающие весьма значительной контактной поверхностью, представляют собой флюидопроводящую среду. Миграция флюидов в этом случае, как было отмечено выше, носит пульсационный характер и активизируется в отдельные фазы тектогенеза, особенно в его инверсионные неотектонические этапы. Существенным фактором миграции здесь, как и в предыдущих случаях, является реализация градиентов АВПД, направленных из участков больших приведенных давлений в зоны их меньших значений, обуславливающая фильтрацию флюидов в зоны разломов, сообщающих интервалы нефтегазообразования и нефтегазонакопления. Распределение градиентов давлений в гидродинамически открытых (до поверхности) системах будет характеризоваться их уменьшением снизу вверх по разрезам локальных поднятий и снижением в направлении от присводовых, наиболее осложненных дизъюнктивами участков к периклинальным и крыльевым замыканиям складок. В гидродинамически закрытых системах — пласт-резервуар перекрыт экраном — градиенты давлений максимальны в кровле интервала, «пораженного» АВПД, а книзу, по направлению к источнику питания высоконапорными флюидами, они уменьшаются. Установление пространственного соотношения областей питания и разгрузки позволяет при этих вариантах формирования залежей корректировать ориентацию разведочных работ и закладывать скважины на оптимальных в отношении предполагаемой продуктивности участках.

Важным фактором, позволяющим характеризовать условия и механизм формирования залежей и, соответственно, правильно осуществлять их поиски и разведку, является генетическая связь между АВПД и АВПоД. В этом аспекте выявление соотношений между аномальностью давлений в коллекторах и степенью консолидации контактирующих с ними глинистых толщ представляется задачей первостепенной значимости. Особый интерес в указанном плане представляет случай, когда проницаемые интервалы, характеризующиеся определенными значениями АВПД, перекрываются и подстилаются предельно уплотненными глинами, полностью лишенными АВПоД. Причины подобного сочетания пластовых и внутривпоровых давлений, если исключить влияние артезианского перепада давлений или наличие подстилающей соленосной толщи, могут трактоваться как результат внедрения в коллекторы высоконапорных флюидов из подстилающих интервалов сквозь толщу пронизанных системой трещин и нарушений аргиллитов. Очевидно, что аномальные давления в коллекторах имеют в этом

случае новейшее происхождение, поскольку возможность их сохранения в проницаемых пластах определяется функционированием постоянно действующего механизма «подпитки». С подобными случаями связана и возможная роль эндогенных процессов в образовании АВПД.

Предположение, что при описанном сочетании пластовых и внутрислоевых давлений аномальность первых из них носит унаследованный характер и сохранилась как следствие предшествовавшей разгрузки контактирующих глинистых пачек в период их уплотнения, является сомнительным по причине малой вероятности столь длительного сохранения АВПД в проницаемых разностях в условиях их контакта с консолидированными глинами, не способными к отдаче в современной геологической обстановке отжатых флюидов.

Важной для регионального прогноза является генетическая связь АВПД с газогрязевым вулканизмом, обусловленная решающей ролью аномальных давлений в механизме образования грязевых вулканов [61, 101, 102]. Помимо того, что уже сам факт наличия грязевых вулканов, выделяющих значительное количество газа, положительно характеризует стратиграфические интервалы приуроченности их корней, сохранение высоких избыточных давлений в зонах, осложненных вулканами, свидетельствует о продолжающихся процессах сообщения пересекаемых их жерлами коллекторов с глубинными зонами осадочного чехла, содержащими высоконапорные флюиды, в том числе углеводороды.

Как уже отмечалось, формирование промышленных скоплений нефти и газа обусловлено перемещением углеводородов из зон нефтегазообразования в зоны нефтегазонакопления. Важнейшая роль в этом процессе принадлежит градиентам давлений, направленным из зон генерации в зоны и участки аккумуляции. Очевидно, что в реальной геологической обстановке, определенной спецификой геологического строения конкретного региона, историй его геологического развития, принадлежностью к тому или иному тектоническому мегаэлементу и др., значения этих градиентов и их направленность могут широко варьировать. В связи с этим представляется необходимым рассмотреть принципиально возможные в природных условиях варианты гидродинамического режима, обусловленные генезисом, характером распределения и изменений градиентов АВПоД и АВПД.

На древних платформах, где аномально высокие давления и современные их градиенты в большинстве случаев минимальны, отмечается и отсутствие положительных гидродинамических аномалий. В этих условиях формирование скоплений природных углеводородов представляется результатом реализации в миграционном аспекте палеоградиентов АВПоД и АВПД.

В регионах, относящихся к молодым (эпигерцинским) платформам и складчатым системам альпийского тектогенеза, формирование залежей происходило в основном в палеоген-неогеновое время [103, 104, 105] — во временные интервалы, соответствующие основным фазам альпийского и неотектогенеза. Поэтому наряду с влиянием палеоградиентов в подобной об-

становке существенная роль принадлежит и современным градиентам, обеспечивающим как формирование новых залежей, так и «подпитывание» углеводородами ранее образовавшихся скоплений. В этих условиях процессы аккумуляции углеводородов сопровождаются, как правило, положительными гидродинамическими аномалиями.

В рассмотренных геологических обстановках решающая роль принадлежит вертикальным градиентам, обеспечивающим перемещение флюидов, в том числе углеводородов, из разрезов одних стратиграфических комплексов в другие путем восходящей или нисходящей приконтактной или приразломной миграции.

Проникновение указанным путем в коллекторские пласты высоконапорных флюидов приводит к их последующей латеральной миграции в регионально распространенном пласте, что, в свою очередь, означает трансформацию вертикальных градиентов в горизонтальные и смену превалявавшей ранее вертикальной миграции движением флюидов из зон подпитывания в зоны разгрузки. Если последние четко выражены, то это приводит к образованию градиентов пластовых давлений на протяжении всего коллекторского интервала. В случае отсутствия зон разгрузки или если она затруднена и коллекторские пласты не имеют регионального распространения, то в них на всем протяжении фиксируются АВПД без пространственной дифференциации на участки пьезометрических максимумов и минимумов.

К зоне разгрузки, как правило, приурочены основные скопления углеводородов. Исключением здесь являются случаи, когда эти зоны явно неблагоприятны для сохранения залежей нефти и газа (отсутствие структурных ловушек, специфика литолого-коллекторских свойств разреза и др.). Благоприятной для концентрации углеводородов в промышленных скоплениях представляется и вся полоса развития горизонтальных градиентов АВПД в регионально выдержанном коллекторе — через нее осуществлялась длительная миграция флюидов, что должно обеспечивать концентрацию углеводородов в находящихся здесь структурных, тектонически экранированных и прочих ловушках.

Следует подчеркнуть, что зоны «подпитывания» отличаются в большинстве случаев региональной нефтегазоносностью разреза (наличие связанной нефти в коллекторах), хотя и не всегда содержат более или менее значительные промышленные скопления углеводородов.

При рассмотрении возможности прогнозирования нефтегазоносности на базе использования данных по аномально высоким пластовым давлениям следует иметь в виду, что формирование и размещение залежей по типам углеводородных скоплений (нефтяные, газонефтяные, газовые, газоконденсатные) контролируются не только соотношением компонентных и некомпонентных интервалов и величинами и направленностью градиентов АВПоД и АВПД, а являются сложной функцией влияния различных факторов — геологических, геохимических, гидродинамических, термодинамических и др.

Рассмотренными выше примерами и данными не исчерпывается значение аномальных давлений при прогнозе нефтегазоносности. Важнейшая их роль в процессах формирования залежей, локальных структур, грязевых вулканов, тектонических планов отдельных районов и регионов и др. придает указанному фактору весьма многогранный характер, позволяющий использовать материалы по АВПоД и АВПД при решении большого комплекса других общегеологических и поисково-разведочных задач.

9.2. РОЛЬ ЗОН И ОЧАГОВ РАЗГРУЗКИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В ФОРМИРОВАНИИ И РАЗМЕЩЕНИИ РЕГИОНАЛЬНОЙ И ЛОКАЛЬНОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Анализ закономерностей площадного распространения и вертикального по стратиграфическим интервалам и гипсометрическим уровням распределения нефтегазоносности выявляет в большинстве районов мира пространственно-временное соответствие геологических позиций и времени формирования углеводородных скоплений ареалам, областям, зонам, локальным участкам (очагам) и периодам палео- и современной разгрузки региональных геофлюидодинамических систем.

Связь углеводородного насыщения с зонами и участками древней и современной разгрузки подземных резервуаров — поверхностной и глубинной, открытой — по тектоническим и литологическим несогласиям и скрытой (распыленной) — через водоупоры — фиксируется почти во всех нефтегазоносных бассейнах независимо от их геоструктурной принадлежности (платформы, платформенные орогены, авлакогены, геосинклинали). Она устанавливается повсеместной, постоянной и обязательной пространственной ассоциацией промышленного нефтегазонакопления с минерализованными озерами глубинного питания; восходящими термальными источниками; поверхностными и субмаринными выходами углеводородов и подземных вод; гидрохимическими, гидродинамическими, геотермическими и другими аномалиями переточно-инъекционного генезиса; зонами распространения гидротермальных образований (травертинов, содоносных формаций, вторичных кварцитов и др.); грязевыми вулканами; скоплениями твердых битумов; нефтяными и асфальтовыми озерами; пониженными формами рельефа, эрозионными врезами, долинами современных и палеорек; региональными зонами и отдельными участками развития диапиризма, дизъюнктивной и соляно-купольной тектоники, трещиноватости и т.п. (В.А. Кротова, А.М. Овчинников, А.А. Карцев, Е.А. Барс, В.А. Кудряков, А.Е. Гуревич, М.З. Рачинский, А. Леворсен, К. Хабберт, У. Рассел, В. Вер-Вибе и др.).

В наиболее контрастной форме пространственная взаимосвязь месторождений с зонами и очагами дренажа природных флюидальных систем проявляется: в Европе — в Паданском, Адриатическом, Венском, Паннонском, Трансильванском, Карпатском, Индоло-Кубанском, Урало-Поволжском, Средне- и Южно-Каспийском бассейнах; в Азии — в Месопотамском,

Предзагорском, Центрально-Иранском, Западно-Сибирском, Ферганском, Афгано-Таджикском, Пенджабском, Ассамском, Бенгальском, Иравадийско-Андаманском, Суматринском, Яванском, Сахалинском, Ниигата, Тайваньском бассейнах; в Африке — в Рифском, Тельском, Атласском, Гвинейского залива бассейнах; в Америке — залива Кука, Западно-Канадском, Калифорнийских, Скалистых гор, Преаппалачском, Оринокском, Реконкаво бассейнах; в Австралии и Океании — во Внутреннем Восточно-Австралийском, Боуэн-Сурад и Папуа бассейнах (табл. 9.1) [48, 106–133].

Генетическая сопряженность региональных зон нефтегазонакопления и отдельных месторождений с областями и участками разгрузки геофлюидодинамических систем находит подтверждение и в факте весьма незначительных объемов аккумуляции углеводородов в ряде бассейнов, хотя и обладающих достаточным нефтегазогенерационным (присутствие, содержание, степень и характер превращения органики, геологическая история региона, температурный режим и пр.) и концентрационным (наличие коллекторов, ловушек, экранов и т.п.) потенциалом, но характеризующихся высокой степенью гидрогеологической закрытости и практическим отсутствием (исключительно малыми масштабами) сквозного до дневной поверхности вертикально-латерального палео- и современного движения глубинных подземных вод. К их числу можно отнести Англо-Парижский бассейн, Балтийскую и Московскую синеклизы, Предобруджский прогиб, внутреннюю зону Прикаспийской впадины, Сырдарьинскую депрессию и др. Роль и значение последнего обстоятельства в формировании промышленной нефтегазоносности особенно четко проявляются в Прикаспийской впадине, где все известные месторождения приурочены к ее весьма дислоцированным периферическим бортовым зонам (Астраханское, Волгоградское, Саратовское Поволжье, Оренбургский район, Бузачинский свод, Эмбенский, Каратон-Прорвинский, Жаркомыско-Енбекский районы).

Классическими примерами, на конкретном материале подтверждающими объективный характер описанной зависимости, могут служить нефтегазоносные бассейны альпийских подвижных поясов — межгорные впадины Калифорнии, Маракаибский, Оринокский, Иравадийско-Андаманский, Венский, Паннонский, Южно-Каспийский, где формирование месторождений, по мнению большинства исследователей, происходило не ранее миоцен-четвертичного времени.

В Калифорнии (впадины Грейт Вэлли, Лос-Анджелес, Вентура-Санта-Барбара и др.) промышленная нефтегазоносность, как правило, ассоциирует с солеными озерами (Буэна-Виста, Солт-Лейк, Туларе, Боракс, Трак-Лейк, Бристол, Солтон-Си, Трона, Дип Спрингс и др.); исключительно интенсивными поверхностными и субмаринными нефтегазодоявлениями — район Кост Рэндж, бортовые долины Сан-Хоакин (месторождения Мидуэй, Мак-Китрик, Коалинга, Кеттелмен и др.), участки шельфа Тихого океана (акватория пролива Санта-Барбара); термальными источниками — впадины Вентура-Санта-Барбара, Лос-Анджелес, Бодега, Сонома-Оринда-

Виды и формы проявлений разгрузки геофлюидодинамических систем

Виды и формы проявлений разгрузки геофлюидодинамических систем		
Минерализованные озера глубинного питания	Восходящие термальные источники; натеки тра- вертинов; трещины, за- полненные гидротермаль- ными образованиями	Грязевой вулканизм
Индоло-Кубанский бас- сейн — Керченский, Та- манский п-вы; Южно-Кас- пийский бассейн — зоны бортовых обрамлений: Вос- точный Азербайджан, За- падная Туркмения; Пан- нонский бассейн (Венгрия, Югославия, Румыния); Иравадийско-Андаман- ский бассейн (Мьянма); Ордосский, Цайдамский, Таримский бассейны; про- винции Шэнси; Хэйлун- цзян, Нинся, Юньнань и др. (КНР); бассейны Сан- Хоакин, Сакраменто, Вен- тура-Санта-Барбара, Санта-Мария, Лос-Анд- желес (вся Калифорния); Галф-Кост (Мексиканский залив); Биг-Хорн, Паудер- Ривер и др., бассейны Ска- листых гор (США); Мара- каибский, Оринокский бассейны (Венесуэла, Три- нидад); Большой Артезиан- ский бассейн (Австралия)	Индоло-Кубанский бас- сейн — Керченский, Та- манский п-вы; Южно- Каспийский бассейн — зоны бортовых обрамлений: Восточный Азербайджан, Западная Туркмения; Предкарпат- ский бассейн — Внут- ренняя зона; Среднека- спийский бассейн — Терк- ская и Сунженская зоны, Предгорный Дагестан, Ферганский бассейн; За- падно-Сибирский бас- сейн; о. Сахалин; Венский бассейн (Австрия, Чехо- словакия); Паннонский бассейн (Венгрия, Юго- славия, Румыния); Адри- атический бассейн — Па- данская впадина (Италия); Анатолийский, Аданский бассейны (Турция); Тель- ский, Атласский бассейны (Алжир); Месопотамский бассейн — Предзагрос- ский прогиб (Сирия, Ирак, Иран); Калифор- нийский, Скалистых гор, Галф-Кост, Мидконтин- ента бассейны (США); Маракаибский, Оринок- ский бассейны (Вене- суэла, Тринидад)	Индоло-Кубанский бас- сейн — Керченский, Та- манский п-вы; Южно- Каспийский бассейн — зоны бортовых обрамлений: Восточный Азербайджан, Западная Туркмения; Мангыш- лакско-Устюртский бас- сейн — Мангышлакский, Бузачи п-вы; о. Сахалин; Предкарпатский бас- сейн — Плоештинско- Фокшанская впадина (Ру- мыния); Сицилийский бассейн (Италия); Южно- Каспийский бассейн, Гор- ганская впадина (Иран); Нижеиндский бассейн (Пакистан); Иравадийско- Андаманский бассейн (Мьянма); Суматринский, Яванский, Бутунгский бас- сейны (Индонезия); Джун- гарский, Преднаньшань- ский, Тайваньский бас- сейны (КНР); Арктического склона Аляски, залива Кука, Ка- лифорнии бассейны (США); бассейн Мекси- канского залива — округ Верacruz (Мексика); бас- сейны Нижней Магдалены (Колумбия); Оринокский бассейн (Венесуэла, Три- нидад); бассейн Карпен- тария — Папуа (Папуа — Новая Гвинея); бассейн Таранаки (Новая Зел- андия)

Виды и формы проявлений разгрузки геофлюидодинамических систем		
Минерализованные озера глубинного питания	Восходящие термальные источники; натеки тра- вертинов; трещины, за- полненные гидротермаль- ными образованиями	Грязевой вулканизм
Некки; скопления битумов; нефтяные и асфальтовые озера; кировые покровы; озокеритовые, мэндже- пакские дайки и т.п.	Переточно-инъекционные гидрогеохимические, пьезо- метрические, геотемпе- ратурные, изотопные, па- линологические и пр. ано- малии	Содоносные формации — следствие разгрузки ше- лочных подземных вод
Южно-Каспийский бас- сейн — зоны бортовых об- рамлений: Азербайджан (Апшеронский п-ов), За- падная Туркмения (п-ов Челекен); о. Сахалин — Ох- тинский район; Предкар- патский бассейн: Урало- Поволжский бассейн — Мелекесская впадина; Центрально-Иранский, Персидского залива бас- сейны — р-н Кала-Дерибад (Иран); Месопотамский бассейн — провинции Сирият, Мардин; район мес- торожения Киркук (Турция, Сирия, Ирак); бассейны Скалистых гор; Венский бассейн (Авс- Вентура-Санта-Барбара, Лос-Анджелес, Сан-Хо- акин, Сакраменто (США); Оринокский, Маракаиб- ский бассейны. (Класси- ческие примеры — асфаль- товое озеро на о. Тринидад; смоляное озеро Бермудес; Оринокский битумный пояс; асфальтовое озеро Гу- аноко; р-н Мене-Гранде и др.) (Тринидад, Венесуэла); Западно-Канадский бас- сейн — уникальное скоп- ление битуминозных песков в р-не р. Атабаска	Индоло-Кубанский бас- сейн — Керченский п-ов, южный борт Западно-Ку- банского прогиба; Южно- Каспийский бассейн — зоны бортовых обрам- лений: Восточный Азербайджан, Западная Туркмения; Прикаспий- ский бассейн; Мангыш- лакско-Устюртский бас- сейн; Среднекаспийский бассейн; Днепровско-До- нецкий бассейн; Предкар- патский бассейн — Внут- ренняя зона; Ферганский бассейн; Западно-Сибир- ский бассейн; о. Сахалин; бассейны Скалистых гор; Венский бассейн (Авс- Венгрия, Югославия, Ру- мыния); Иравадийско-Ан- даманский бассейн (Мьянма); Калифорний- ские; Галф-Кост бассейны (США); Оринокский, Ма- ракаибский бассейны (Ве- несуэла, Тринидад)	Закарпатский бассейн; бассейны Скалистых гор (США)

Примечание. Во всех нефтегазоносных районах мира наблюдаются поверхностные и субмаринные выходы нефти, газа и подземных вод.

Ливермор; скоплениями асфальта — район Солт-Лейк и др.; грязевулканическими проявлениями — районы Ниланд, Серпрайз Вэлли; гидрохимическими, гидродинамическими, термобарическими аномалиями — все бассейны [106, 110, 118, 134]. Примечательно, что подавляющее большинство озер всегда пространственно соотносится с наиболее дислоцированными участками территорий и зонами развития крупных, регионально прослеживающихся нарушений. Преимущественно щелочной облик озерной водной среды, диспозиция озер и их площадная сопряженность с месторождениями отражают здесь преобладающие в региональном плане тип и концентрацию пластовых вод кайнозойского разреза и могут быть интерпретированы как следствие доминирования механизма глубинного питания указанных водоемов, осуществляемого в ходе открытой поверхностной разгрузки подземной флюидальной системы.

В Оринокском бассейне нефтегазоносность постоянно сочетается с обильными поверхностными выходами нефти, газа и подземных термальных вод; скоплениями битумов — знаменитый Оринокский битумный пояс с запасами битума 96 млрд т; асфальтовыми озерами — Гуаноко, Пич-Лейк, Бермудес; диапиризмом и грязевым вулканизмом — о. Тринидад, провинция Сентрал Ансоатеги (Венесуэла) и др.; участками развития дизъюнктивной тектоники [100, 111, 135]. Аналогичная картина наблюдается и в окаймленном нефтяными источниками Маракайбском бассейне, расположенном на северо-западе Венесуэлы [100, 136]. Иравадийско-Андаманский бассейн характеризуется приуроченностью зон нефтегазоаккумуляции к районам развития грязевого вулканизма — прогиб Минбу (месторождения Енангьяунг, Кинбу, Енангьят и др.); зонам интенсивных поверхностных проявлений углеводородов и термальных подземных вод — месторождения Индоу, Сейб, Чаук, Ланива, Минбу, Паланион; областям распространения мощной дизъюнктивной тектоники, диапиризма и т.п. [113, 121, 133, 137].

В Венском и Паннонском бассейнах отмечается четкая связь скоплений нефти и газа с участками разгрузки подземных вод — Штайнбергская, Шраттенбергская, Лужицко-Бродская, Годонинская группы термальных источников, Венгерская термальная зона, впадины Банат, Дравы и др.; минерализованными озерами — Баконьское поднятие, Бюкский район, Большая Венгерская равнина, Маловенгерская впадина, Преддинарская зона, Северо-Белградский район; поверхностными выходами нефти и газа; термобарическими аномалиями [59, 107, 109, 117, 120, 131, 132].

Роль дизъюнктивов и зон дренажа геофлюидодинамических систем в образовании и размещении углеводородных скоплений особенно удобно проследить на материалах подробно рассматриваемой ниже в качестве типовой модели Южно-Каспийской впадины. Здесь на Апшеронском полуострове практически все нефтяные и газовые (газоконденсатные) месторождения приурочены к участкам интенсивной современной разгрузки, которые представлены на поверхности многочисленными солеными озерами глубинного питания (около 200 на площади 2000 км²); восходящими термальными источниками; натеками травертинов; трещинами, заполненными каль-

цитом; выходами нефти и газа; грязевыми вулканами; некками; кировыми покровами; асфальтовыми озерами и др. Аналогичная картина имеет место и в других нефтегазоносных районах бассейна, о чем свидетельствует постоянная пространственная сопряженность месторождений с участками грязевулканической деятельности (Нижнекуринская впадина, Джейранкечмеская депрессия, Кобыстан) и зонами мощной субмаринной разгрузки флюидов, проявляющейся в виде выходов в море нефти и газа и подводных извержений грязевых вулканов (Апшеронский и Бакинский архипелаги, Апшероно-Прибалханский порог). Конкретные примеры связи месторождений с зонами поверхностной разгрузки подземных вод приведены в табл. 9.2.

Наряду с описанной поверхностной разгрузкой, широкое распространение в Южно-Каспийском регионе имеет и глубинный дренаж подземных вод — межформационные и внутрирезервуарные перетоки флюидов, формирующие различного рода гидрохимические, гидродинамические, термальные, изотопные и прочие аномалии¹.

В наиболее контрастном виде эта модификация разгрузки проявляется в пределах Апшеронской нефтегазоносной области, где фиксируемая на всех площадях обращенность гидрохимического профиля продуктивной толщи среднего плиоцена является следствием восходящего движения по тектоническим нарушениям инородных разрезу щелочных глубинных подземных вод. Подобная ситуация отмечается также на восточном борту бассейна — в Западной Туркмении (Прибалханский район) и особенно в Нижнекуринской области (западный борт), где вертикальное перемещение вод отчетливо трассируется гидрохимическими и гидродинамическими аномалиями не только в плиоценовом интервале, но и в грунтовых водах перекрывающего четвертичного комплекса (левобережье р. Куры — Юго-Восточная Ширвань)².

Совокупность данных по поверхностным и глубинным водопровялениям в Южно-Каспийском бассейне, их постоянная приуроченность к наиболее нарушенным, резкодислоцированным структурным формам со всей очевидностью свидетельствуют о преимущественно очаговой разновидности раз-

¹ Убедительным примером подобного рода разгрузки подземных вод служат так называемые сводовые воды в I горизонте месторождения Кюровдаг, в ПК свите месторождения Сураханы, в НКП и ПК свитах месторождения Сангачалы-море — Дуванный-море — о. Булла. Эти воды занимают купольные части складок и, обладая высокими напорами, оттесняют скопления углеводородов на их крылья, и периклинали. По химическому составу они отличаются от вод законтурных, погруженных зон повышенной щелочностью и меньшей минерализацией [138, 139].

² У русла р. Куры непосредственно в полосе распространения маломинерализованных грунтовых вод резко выделяются отдельные участки, где общая минерализация скачкообразно возрастает от фоновых 15–20 до 265 (пл. Кюровдаг), 117 (пл. Карабаглы), 165 мг экв (пл. Бабазанан) и др. Эти участки, как правило, пространственно соответствуют наиболее нарушенным присводовым зонам локальных поднятий. Специфично, что химический состав грунтовых вод идентичен здесь водам подстилающей продуктивной толщи [140].

Таблица 9.2

Проявления и виды поверхностной разгрузки природных флюидов
в Южно-Каспийской впадине

Нефтегазо-носный район, область	Месторождение	Проявления и виды разгрузки природных флюидов	
Апшеронская	Апшеронский полуостров	Балаханы-Сабунчи-Раманы	Озера Беюк-Шор, Раманинское, Забратское, Бостанар-Шор, Кяльбяли, Фатьмаинское; грязевые вулканы Богбога, Чуллы-теле, Кирмаку; восходящие источники термальных вод в Кирмакинской долине; выделения газа, нефти и воды на Кирмакинском хребте; натеки травертинов; некки, дайки битумов; кировые поля
		Сураханы	Озера Сураханское, Бюльбюлинское (Амираджанское), Аглар; многочисленные выходы газа; трещины, заполненные гидротермальными образованиями
		Карачухур-Зых	Зыхское озеро; погребенный грязевой вулкан Зых; выходы газа
		о. Песчаный	Грязевой вулкан; субмаринные выходы нефти и газа
		Кала	Калинская группа озер; восходящие источники термальных вод; выходы газа
		Бинагады	Озера Беюк-Шор, Мирзалади, Дыгинское, Сиан-Шор; грязевые вулканы Абиха, Кейреки, Зигильпири, Кичикдаг, Кечалдаг; Атабатарские газирующие источники термальных вод; Бинагадинское нефтяное озеро; натеки травертинов; некки и дайки битумов
		Сулу-тепе	Озеро Гаджи-Гасан, выходы термальных вод
		Бибиэйбат	Грязевые вулканы Бухта, б. Бровицина, б. Юпитер; восходящие термальные источники; жилы кальцита; трещины, заполненные гидротермальными образованиями; выходы нефти и газа на поверхности и в море
		Локбатан-Пути	Путинское озеро; солончаки; грязевые вулканы Локбатан, Ахтарма Путинская, выходы термальных вод; поверхностные нефтегазопроявления
		Аташка-Шабандаг	Выходы термальных вод; натеки травертинов; трещины, заполненные гидротермальными образованиями
		Карадаг	Грязевые вулканы Отманбоздаг, Кушхана, Ахтарма-карадагская, Пильпиля-карадагская; солончаки
		о. Артема	Артемовская группа озер; грязевой вулкан; выходы термальных вод; поверхностные нефтегазопроявления

Окончание табл. 9.2

Нефтегазоносный район, область		Месторождение	Проявления и виды разгрузки природных флюидов
Апшеронская	Апшеронский архипелаг	о. Жилой	Грязевой вулкан; выходы термальных вод; отложения травертинов; поверхностные нефтегазопроявления
		Грязевая Сопка	Грязевой вулкан Грязевая Сопка; грифоны; субмаринные выходы нефти и газа
		Нефтяные Камни	Грязевой вулкан; грифоны; травертиновые образования; субмаринные выходы нефти и газа
		б. Макарова (Бахар)	Грязевой вулкан б. Макарова; грифоны; субмаринные выходы газа
Шемахино-Кобыстанская, Бакинский архипелаг		Кянизадаг	Грязевой вулкан Кянизадаг; поверхностные нефтегазоводопроявления
		Сангачалы-море — Дуванный-море — о. Булла	Грязевые вулканы; грифоны; субмаринные выходы нефти и газа; поверхностные нефтегазоводопроявления на о. Булла
Нижнекуринская		Кюровдаг	Аджакабульское озеро, грязевые вулканы Пиргарин, Яндыре, Геоктепе; Геоктепинская группа солей
		Бабазанан	Озеро Гыррых; грязевые вулканы Бабазанан, Нефтяная сольца, Дуровдаг; Бабазананская группа восходящих термальных источников Исти-су и Шыр-Шыр; поверхностные нефтегазопроявления
		Нефтечала	Грязевые вулканы Кичик-Пильпиля, Нефтечалинская сопка, Еникишлакская группа грифонов и солей; поверхностные нефтегазопроявления
		Мишовдаг	Грязевые вулканы Б. и М. Мишовдаг, Гыздаг, Нефтяная балка; поверхностные нефтегазоводопроявления
		Калмас	Грязевой вулкан Калмас; поверхностные нефтегазоводопроявления
		Кюрсангя	Грязевой вулкан Кюрсангя
		Челекен	оз. Порсугель; грязевой вулкан; выходы термальных вод; травертиновые образования; поверхностные нефтегазоводопроявления, озокеритовые жилы и дайки
Прибалханская		Котур-Тепе	Грязевой вулкан; выходы термальных вод; поверхностные нефтегазопроявления
Гограньдаг-Чикишлярский район		Гограньдаг	Грязевой вулкан; выходы термальных вод; поверхностные нефтегазопроявления

грузки подземных вод в мезокайнозойском разрезе региона и ее преобладающей реализации по системе тектонических несогласий, эруптивам грязевых вулканов и т.п. Масштабы подобного дренажа, как это следует из приведенного в предыдущих главах, контролируются прежде всего степенью скважинности дизъюнктивов отдельных поднятий и характером тектонической деформированности структурных элементов более высоких порядков. В этом отношении весьма показательны Апшеронская и Прибалханская области, характеризующиеся максимальными в регионе развитием дизъюнктивной тектоники и, соответственно, объемами разгрузки подземных флюидов. Исследование гидрохимической специфики глубинных и поверхностных водоявлений в Южно-Каспийской впадине показывает их четкую дифференциацию по ионно-солевому составу и общей минерализации. Глубинная разгрузка осуществляется в основном за счет инъекции в разрез продуктивной толщи генетически чуждых ей маломинерализованных гидрокарбонатно-натриевых вод, сопровождается возникновением щелочных гидрохимических аномалий на общем фоне высокоминерализованных хлоркальциевых вод окружающей геологической среды и в процессе смешения их с фоновыми приводит в ряде случаев к генерации гидротермальных образований, вещественно выражающихся в виде жил и даек кальцита, трещин отдельности, заполненных карбонатами, вторичной цементации коллекторов в зонах развития дизъюнктивов и др.

Поверхностная разгрузка в зависимости от комплекса геологических условий осуществляется, как правило, в двух модификациях — в виде излияний посредством выходящих на поверхность тектонических нарушений, восходящих источников, грязевых вулканов глубинных гидрокарбонатно-натриевых вод, что приводит к образованию на поверхности выполненных на 90% карбонатами травертиновых отложений (район Бинагады, Биби-эйбат, Кирмакинская долина, Шубаны, Челекен и др.), и в виде выходов сингенетичных разрезу жестких рассолов, являющихся источниками водного питания многочисленных озер, солончаков и т.п.

Остановимся несколько подробнее на генетической природе озер в Южно-Каспийском регионе. Как следует из рис. 9.1 и табл. 9.2, они в основном сконцентрированы в пределах Апшеронского полуострова, являющегося как бы региональным узлом (центром) разгрузки геофлюидодинамической системы мезокайнозойского разреза западного борта Южно-Каспийской впадины. При общей площади полуострова около 2000 км² здесь отмечается более 200 больших и малых соленых озер суммарной площадью примерно 45,5 км² и около 50 солончаков. Акватория некоторых наиболее крупных озер (оз. Беюк-Шор, Масазыр и др.) достигает 10 км².

Образование большого количества озер на Апшероне и формирование их ионно-солевого состава до настоящего времени не имеют единой трактовки. Существующие по этому вопросу воззрения допускают в качестве основных факторов накопления водных масс в озерах метеогенное, грунтовое и глубинное питание (в последнем случае за счет подпитывания вы-

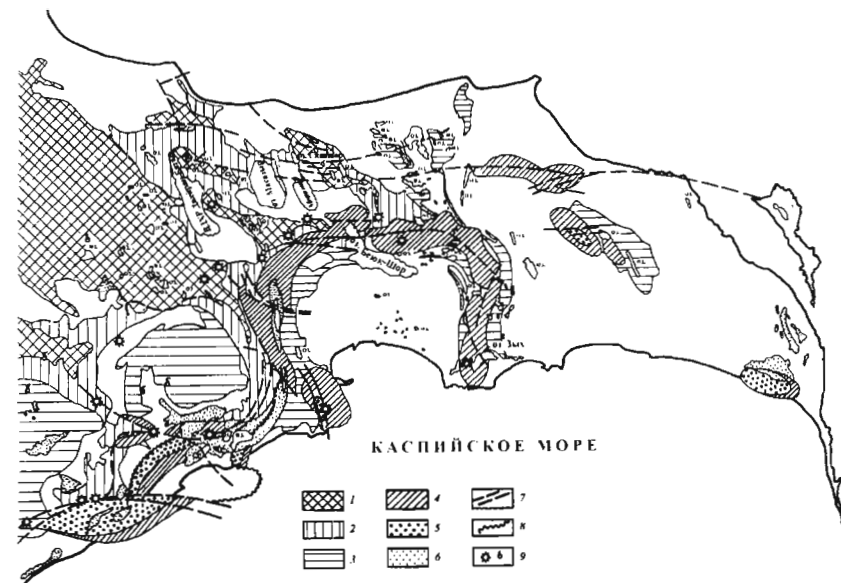


Рис. 9.1. Южно-Каспийская впадина. Зоны и участки разгрузки подземных вод на Апшеронском полуострове:

1 — выходы на поверхность подстилающих среднеплиоценовую продуктивную толщу отложений; 2 — выходы на поверхность отложений продуктивной толщи; 3 — выходы на поверхность отложений верхнего плиоцена; 4 — залежи нефти; 5 — залежи газа и конденсата; 6 — солончаки; 7 — основные тектонические нарушения; 8 — линии выклинивания коллекторов; 9 — грязевые вулканы и восходящие термальные источники

сокоминерализованными подземными водами палеоген-миоценового и среднеплиоценового — продуктивная толща комплексов).

В свете имеющихся данных последняя точка зрения наиболее близка к действительности. На правомерность подобного заключения указывают материалы табл. 9.3, где приведены сведения о химическом составе вод некоторых наиболее крупных озер. Как видно из таблицы, воды большинства озер относятся к рассолам хлоркальциевого типа и обнаруживают многие черты сходства с подземными водами верхнего отдела продуктивной толщи [141]. Это обстоятельство недвусмысленно свидетельствует о том, что в балансе водного питания названных озер доля опресненных метеогенных и грунтовых (преимущественно сульфатно-натриевых и гидрокарбонатно-натриевых) вод пренебрежимо мала¹.

¹ На это указывает и тот факт, что в большинстве случаев озерные воды несколько концентрированное пластовых и отличаются пониженным содержанием компонентов, образующих солевой комплекс вторичной солёности (по Пальмеру). В специфических климатических условиях Апшеронского полуострова, характеризующегося весьма ограниченным количеством атмо-

Таблица 9.3

Гидрохимическая характеристика озер Апшеронского полуострова

Наименование озера	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	Σ _{г+к}		По Пальмеру, %-экв			$\frac{rNa^+}{rCl^-}$	$\frac{r(Na^+ - Cl^-)}{rMg^{2+}}$	$\frac{rCa^{2+}}{rMg^{2+}}$
							мл-экв	г/л	S ₁	S ₂	a			
Масазыр	539,0	9,2	8,3	11,0	16,8	528,7	1113,0	318	95,0	3,5	1,5	0,98	0,61	0,65
Мирзалали	442,0	5,0	4,5	17,0	10,1	424,4	903,0	258	94,0	5,0	1,0	0,96	1,76	1,70
Галжи-Гасан	238,5	4,0	7,5	30,5	7,5	212,5	500,0	143	85,0	12,0	3,0	0,89	3,46	4,05
Бюль-Бюли	270,9	4,5	2,8	32,4	26,0	219,8	556,5	159	79,0	20,0	1,0	0,81	1,96	1,25
Раманнинское	222,7	3,1	7,0	18,7	9,3	204,8	465,6	133	88,0	9,0	3,0	0,02	1,96	2,00
Фатъмаинское	516,5	8,4	5,3	70,6	46,0	413,6	1060,5	303	78,0	21,0	1,0	0,80	2,24	1,53
Калинское	527,0	4,7	10,8	75,2	55,0	412,3	1085,0	310	76,0	22,0	2,0	0,78	2,09	1,37
Бюек-Шор	443,0	4,9	23,6	29,3	17,8	424,4	943,0	298	90,0	5,0	5,0	0,96	1,07	1,64

Примечание. Данные по ионно-солевому составу озерных вод заимствованы из работ Г.Г. Уразова [30], А.С. Преображенского [239], выполненных в период, когда перечисленные озера имели естественный режим питания. Впоследствии он оказался значительно нарушенным сбросными водами с близрасположенных промысловых площадей.

Примечательно в этом плане также и то, что подавляющее большинство озер Апшеронского полуострова почти всегда пространственно соотносится с наиболее дислоцированными участками локальных поднятий и зонами развития крупных, регионально прослеживающихся тектонических нарушений (см. рис. 9.1).

Небезынтересно, что практически идентичная в отношении генезиса и пространственного положения озер картина отмечается и в большинстве других нефтегазоносных регионов, в частности в Калифорнийских бассейнах. Преимущественно щелочной облик озерной водной среды (табл. 9.4), диспозиция озер и их площадная ассоциация с месторождениями отражают здесь преобладающие в региональном плане тип и концентрацию пластовых растворов кайнозойского разреза и могут быть интерпретированы, так же как и в предыдущем случае, как следствие доминирования механизма глубинного питания указанных водоемов, осуществляемого в ходе открытой поверхностной разгрузки подземной флюидальной системы. Основной причиной наблюдаемых вариаций минерализации и солевого состава озерных вод является, по-видимому, различная степень влияния гипергенных факторов и разняющиеся в каждом отдельном случае соотношения между балансом поступления глубинных и испарения озерных вод.

Результаты проведенных исследований позволяют дать в первом приближении количественную оценку масштабов разгрузки подземных вод на Апшеронском полуострове, баланса эмиграции вод из ловушек и аккумуляции в них углеводородов. Поскольку начальные геологические запасы их в пределах названной территории составляли примерно 1,6–2,0 км³, то логично полагать, что процессы формирования залежей сопровождались оттоком из резервуаров такого же порядка объемов сингенетичных разрезу седиментогенных подземных вод. Общее количество заключенных в соленых озерах полуострова вод составляет в настоящее время около 0,6 км³. Учитывая, что разгрузка осуществлялась не только в процессе образования поверхностных водоемов, как сохранившихся, так и не сохранившихся до настоящего времени, но и посредством большого числа восходящих термальных источников, грязевых вулканов, высачивания подземных вод, сопровождающегося образованием солончаков и моров, и т.п.; эта величина (с учетом потерь на испарение в течение всего времени, прошедшего с момента формирования залежей, — примерно 1 млн лет) может быть вполне обоснованно завышена в несколько раз, т.е. будет иметь тот же порядок, что и суммарные запасы углеводородов в продуктивной толще района.

Имеющиеся данные позволяют дать оценку и объемам разгрузки на поверхность глубинных гидрокарбонатно-натриевых вод. По расчетам, общий объем травертиновых образований на Апшеронском полуострове (район Бинагадов, Кирмакинская долина, пл. Шубаны, Бибиэйбат и др.) составляет около 0,15, а с учетом кальцитовых жил, трещин отдельности, заполненных

сферных осадков, подобный облик озерных вод скорее указывает на их длительное пребывание в обстановке испарения, вызывающего первоочередное выпадение в осадок сульфатов и хлоридов кальция и магния [142, 143, 144].

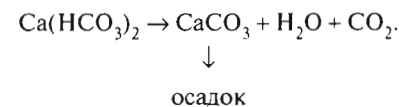
Таблица 9.4

Гидрохимическая характеристика озер Калифорнии

Наименование озера	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	Σ _{анк}			По Пальмеру, %-ЭКВ			rNa ⁺ /rCl ⁻	r(Na ⁺ - Cl ⁻)/rMg ²⁺	rCa ²⁺ /rMg ²⁺
							мг-ЭКВ	г/л	г/л	S ₁	S ₂	α			
Миддл-Алкани	9,4	1,2	3,3	0,08	0,07	13,8	27,8	7,9	76,00	22,86	1,14	1,47	3,67	1,14	
Литл Боракс	2,6	0,1	29,7	0,04	0,2	32,1	64,7	18,5	7,96	91,30	0,74	12,35	295,00	0,20	
Буэна-Виста	16,8	0,1	27,3	—	0,3	43,9	88,4	25,3	38,12	61,30	0,58	2,61	271,00	—	
Блек	4,0	5,1	23,3	—	—	32,4	64,8	18,5	28,14	71,86	—	8,10	5,57	—	
Тилс	50,8	1,0	2,1	—	—	53,9	107,8	30,8	96,04	3,96	—	1,06	3,10	—	
Моно	33,8	14,0	39,9	0,1	0,4	87,2	175,4	50,1	45,54	53,86	0,60	2,58	3,81	0,25	
Боракс	74,7	0,2	57,3	0,1	2,2	129,9	264,4	75,5	56,64	41,60	1,76	1,74	276,00	0,05	
Дип-Спрингс	189,5	9,5	37,2	—	—	236,2	472,4	134,9	84,28	15,72	—	1,25	4,92	—	
Оуэнс	54,6	15,6	57,6	—	—	127,8	255,6	73,1	74,90	25,10	—	2,34	4,69	—	

Примечание. Данные по ионно-солевому составу озерных вод заимствованы из работ [375, 391, 412].

карбонатами. и т.п. (месторождения Сураханы, Кала, Бибиэйбат) — 0,3 км³. Плотность травертинов 2,5 г/см³, и следовательно, их общий вес составляет 7,5 · 10⁸ т. Среднее содержание в гидрокарбонатно-натриевых водах кальция — 0,3 и бикарбонат-иона — 1,05 г/л. При выделении из воды растворенного CO₂ распад гидрокарбоната кальция с образованием углекислоты (улетучивается в атмосферу), воды и карбоната кальция (или травертина) происходит обычно по следующей схеме:



Из этой схемы видно, что на образование карбоната кальция может пойти не более половины имеющегося в воде CO₃²⁻. При общей массе HCO₃⁻ 1,05 г/л на образование карбоната теоретически может пойти 0,52 г/л CO₃²⁻. Однако фактическая часть бикарбоната кальция в воде сохраняется даже после значительной ее дегазации, и на образование травертина из каждого литра воды расходовалось CO₃²⁻ лишь около 0,3 г. При генерации карбоната кальция к этому количеству CO₃²⁻ может присоединяться около 0,2 г кальция. Таким образом, общая масса карбоната кальция, образующегося из одного литра воды, составляет около 0,5 г. Следовательно, на формирование травертинов, кальцитовых жил и других гидротермальных образований потребовалась разгрузка примерно 1,5 км³ воды гидрокарбонатно-натриевого состава. Следует заметить, что на Апшеронском полуострове сохранилась только небольшая часть древних травертинов. Поэтому количество излившихся глубинных щелочных вод, вероятно, можно увеличить в несколько раз, особенно учитывая грязевулканическую деятельность в этом районе, также сопровождающуюся выведением на поверхность их значительных объемов.

Приведенные данные показывают, таким образом, что аккумуляция углеводородов в структурных ловушках Апшеронского полуострова осуществлялась на фоне интенсивной разгрузки мезокайнозойской геофлюидодинамической системы.

Комплексом фактических материалов устанавливается также, что объективно существующие в пределах Южно-Каспийского бассейна закономерности пространственного размещения углеводородных скоплений и зон преимущественного нефте- и газонакопления, выражающиеся в резком возрастании газонасыщенности разреза продуктивной толщи в направлении ее регионального погружения (т.е. по мере ослабления тектонической нарушенности и улучшения изоляции залежей от поверхности) и приводящие в погруженных зонах к формированию преимущественно газовых (газоконденсатных) залежей и месторождений, а в наиболее приподнятых и резко дислоцированных — нефтяных [99], строго контролируются и практически определяются условиями дренирования подземных резервуаров. В тех зонах, участках и районах, где геологическая обстановка способствует интенсивному внедрению в разрез глубинных гидрокарбонатно-натриевых вод и эми-

грации на поверхность сингенетических ему хлоркальциевых рассолов, группируются, как правило, нефтяные месторождения, образующие зоны преимущественного нефтегазонакопления; в условиях же лимитированных инъекции и эмиграции формируются зоны преимущественного газонакопления. В пределах Южно-Каспийского региона первые пространственно соответствуют наиболее нарушенным дизъюнктивной тектоникой внешним бортовым обрамлениям одноименной впадины — Апшеронский полуостров, Нижнекуринская впадина, Прибалханская зона поднятий, Апшеронский архипелаг; вторые — менее затронуты тектоническими процессами и грязевулканической деятельностью, соответствуют депрессионным участкам — южноапшеронский шельф (погруженная зона Апшеронского архипелага), Гограньдаг-Чикишлярская зона Западной Туркмении, центральная часть Южного Каспия.

Описанная выше по материалам всех рассмотренных бассейнов сопряженность промышленной нефтегазоносности с территориями, интервалами и этапами формирования пьезометрических минимумов, как следует из приведенных данных, объективно проявляется в большинстве реальных геологических обстановок независимо от специфики их обще- и нефтегеологических показателей и параметров (платформенные и геосинклинальные регионы, типы разрезов и виды коллекторов, условия залегания и морфология резервуаров, ловушек, залежей и месторождений) и определяет, таким образом, *единый закон обязательного подчинения места и времени формирующих зоны и пояса нефтегазонакопления углеводородоаккумуляционных процессов пунктам и периодам функционирования механизмов снижения энергетических ресурсов подземной флюидальной среды.*

Закон пространственного соответствия нефтегазоносности региональным и локальным пьезометрическим минимумам является принципиальным и генерализованным выражением существа формирования зон нефтегазонакопления, обусловленного интегральным эффектом проявления большого числа частных определяющих, регулирующих и сопутствующих этому процессу факторов и механизмов.

Соприуроченностью региональных зон и локальных участков нефтегазонакопления и областей и пунктов разгрузки геофлюидодинамических систем выявляется и проясняется ряд существенных аспектов механизма формирования нефтегазоносности и открываются принципиально новые дополнительные возможности для его объективного познания и прогноза. Становится, в частности, однозначным, что процессы аккумуляции углеводородов в резервуарах и формирования залежей и месторождений нефти и газа не подлежат реализации в пассивной гидродинамической среде — в обстановке, зонах и интервалах региональных пьезометрических максимумов и практического отсутствия разгрузки — и предполагают в качестве основного условия, обеспечивающего концентрацию нефти и газа в промышленные скопления (разумеется, при соблюдении остальных необходимых и достаточных предпосылок), наличие активного гидродинамического режима, определяющего возможность освобождения порового и трещинного

пространства геологических тел от ранее заполнявших их подземных вод и создания, таким образом, в них свободных объемов, подлежащих насыщению агентами миграции.

Иными словами, реализация потенциальных емкостных способностей природных резервуаров в плане нефтегазонасыщения в доминантной степени определяется мерой динамизма геофлюидодинамической системы, возможностью и фактическим соотношением объемов эвакуации сингенетической водной фазы из аккумулирующих интервалов и поступления в них углеводородов из генерирующих зон. В связи с этим представляется принципиально необходимым критически пересмотреть и откорректировать существующие понятие и толкование образа «ловушка для углеводородов» и расширить их с обязательным учетом возможности оттока из резервуара любой морфогенетической модификации ранее заполнявших его подземных вод.

В свете вышеизложенного не менее ясно, что при прочих равных условиях вероятность формирования залежей, месторождений и величин запасов нефти или газа находится в прямой зависимости от масштабов эмиграции подземных вод из ловушек и прогрессивно возрастает по мере оптимизации условий возникновения аккумулирующих порово-трещинных пространств, регулируемых скважностью флюидопроводящей дизъюнктивной тектоники, зон трещиноватости, гидрогеологических «окон» и т.п., обеспечивающих осуществление межформационных и межпластовых вертикально-горизонтальных перетоков флюидов вплоть до их разгрузки на поверхность. Соответственно, резервуары, находящиеся в менее благоприятных для оттока подземных вод структурно-тектонических и литологических условиях, обладают меньшими практически реализуемыми аккумуляционными возможностями. В этом плане весьма симптоматично распределение мировых запасов нефти по крупным геотектоническим элементам. По данным [145, 146, 147], свыше 70% мировых запасов нефти и газа приурочено к стыковым зонам платформ и геосинклиналей, т.е. к наиболее подвижным, мобильным участкам земной коры, характеризующимся активным водообменом, неотектогенезом, сочетанием оптимальных условий для разгрузки геофлюидодинамических систем.

Поскольку основными путями разгрузки подземных резервуаров служат чаще всего различного рода нарушения сплошности пород, дизъюнктивы, литологические несогласия, участки повышенной трещиноватости, эруптивные аппараты грязевых вулканов, зоны контакта диапировых и соляных тел с окружающими породами и т.п., роль указанных дислокаций в формировании нефтяных и газовых скоплений представляется определяющей в двух равнозначных аспектах. С одной стороны, названные несогласия выступают как каналы связи нефтегазопродуцирующих зон с участками накопления и обеспечивают транспортировку углеводородов и сопутствующих им вод в ловушки, а с другой — являются путями эмиграции ранее насыщавших резервуары подземных вод, что определяет возможность поступления в них новых объемов флюидов. Учет этих положений приводит

к заключению, что наличие тектонических и (или) литологических несогласий в разрезах является совершенно необходимым атрибутом формирования нефтегазоносности и в их отсутствие аккумуляция углеводородов в ловушках в значительных объемах осуществляться не может.

Объективным подтверждением справедливости развиваемых представлений является четко фиксируемая во всех регионах мира приуроченность основных запасов углеводородов к диапазону глубин до 2000–2500 м (порядка 85%) [12, 145, 146] и резкое их снижение, сопровождаемое относительным повышением доли газа в общем балансе, на более глубоких гипсометрических уровнях. Специфичность подобного распределения может быть связана только с изменяющимся по вертикальному разрезу характером проявления флюидодинамического режима недр, в частности с резко отличными на различных глубинах мобильностью, условиями и обстоятельствами разгрузки подземных вод. Совершенно очевидно, что верхние интервалы осадочного разреза обладают в отношении дренирования наиболее благоприятными возможностями, поскольку эмиграция вод из резервуаров и создание аккумулирующих порово-трещинных объемов осуществляются здесь значительно более свободно по сравнению с погруженными на большие глубины пластами.

Иначе говоря, эмиграция воды из резервуаров — основное условие формирования промышленных скоплений углеводородов — прогрессивно лимитируется с глубиной. Последнее, в свою очередь, в общем случае ограничивает вероятность и частоту наличия на больших глубинах (свыше 4000 м) крупнейших скоплений нефти и газа. Применительно к конкретным районам интервал максимальной концентрации углеводородов может варьировать по глубине, находясь в четкой функциональной связи с локальными условиями разгрузки подземных вод и аккумуляции нефти и газа. Из изложенного следует, что наличие значительных скоплений углеводородов на глубинах, превышающих 3500–4000 м, представляется или результатом современной крупномасштабной межформационной миграции (эмиграции) подземных вод, осуществляемой в условиях активной гидравлической связи глубокопогруженных нефтегазоносных интервалов с приповерхностными зонами разреза — дневной поверхностью, или палеоразгрузки геофлюидодинамической системы, реализованной на меньших глубинах в предшествовавших современному периодах пребывания залежей на более высоких гипсометрических уровнях.

Материалы анализа фактических данных по закономерностям пространственного размещения нефтегазоносности и приведенные соображения позволяют констатировать следующий принципиально важный момент: формирование весьма крупных скоплений природных углеводородов может осуществляться только (преимущественно) в зонах дренажа региональных геофлюидодинамических систем и в гипсометрическом диапазоне разреза (чаще всего до глубин около 2000–2500 м), характеризующемся возможностью реализации его палео- или современной гидравлической связи с локальными участками и интервалами разгрузки подземных вод.

В рассматриваемом аспекте значительный интерес вызывает существующее представление о наличии в разрезах нефтегазоносных бассейнов приуроченной к тем же гипсометрическим отметкам так называемой зоны оптимальных свойств коллекторов, с которой связаны основные промышленные ресурсы углеводородов [147]. Привлечение концепции о существовании этой выделенной по комплексу совершенно иных показателей зоны к описанным выше аспектам и механизмам формирования нефтегазоносности и их логическая увязка позволяют высказать мнение об объективном присутствии в разрезах осадочного чехла большинства регионов четко ограниченного по глубине интервала оптимальных условий нефтегазоаккумуляции, гипсометрическое положение границ которого определяется сверху — наличием необходимого сочетания факторов, обуславливающих сохранность углеводородных скоплений, снизу — наличием достаточных условий для внерезервуарной разгрузки (оттока) подземных вод.

В качестве фактического подтверждения правомерности развиваемых взглядов выступает фиксирующаяся в глобальном масштабе исключительная приуроченность крупнейших зон и поясов нефтегазоаккумуляции к региональным участкам и ареалам влияния мощной современной субмаринной разгрузки природных резервуаров (бассейны Предзагросский, Мексиканского залива, Североморский, Калифорнийского шельфа, Маракаибский, Южно-Каспийский, Юго-Восточно-Азиатские и др.) и дренам наиболее крупных речных систем (Западно-Сибирский, Волго-Уральский, Оринокский, Западно-Канадский, Мидконтинента и др. бассейны). Огромные концентрации углеводородов в подобных геологических обстановках определяются существованием именно в шельфовых (пришельфовых) и зонах гидрографических дрен оптимального комплекса условий, обеспечивающего мощный дренаж геофлюидодинамических систем и, соответственно (при наличии остальных достаточных и необходимых факторов), эквивалентную в количественном отношении аккумуляцию нефти и газа.

В приложении к практическим аспектам геологоразведочного дела из приведенного следует, что объектами поисков должны в первую очередь служить структурные и неструктурные резервуары и интервалы разреза, тяготеющие или находящиеся в активно функционирующих (функционировавших) дренажных зонах региональных геофлюидодинамических систем — на участках территориальных и локальных пьезометрических минимумов — и обладающие реализуемой (или реализованной на предшествовавших этапах геологической истории региона) гидравлической связью с верхними интервалами разреза — дневной поверхностью.

Выполненный выше анализ устойчивости проявления указанных признаков в нефтегазоносных бассейнах мира, увязанной с генетическими представлениями, позволяет рекомендовать их в качестве критериев при производстве геологоразведочных работ. В первом случае перспективными представляются площади и интервалы, находящиеся в пространственной сфере влияния очагов современной разгрузки, — шельфовые и расположенные на

суше территории и участки развития региональных тектонических нарушений, литологических несогласий, грязевого вулканизма, эрозионных врезов и т.п.; во втором — зоны межформационных перерывов, палеофункционировавших дизъюнктивов, районы развития древних эрозионных форм и понижений рельефа, палеогидрографической сети и др., характеризующиеся сочетанием геологических условий, обеспечивавших палеодренаж геофлюидодинамических систем.

В рамках рассмотренной схемы аккумуляция углеводородов в ловушках предполагает кратковременность процесса и его соответствие палео- и неотектоническим явлениям, обуславливающим геологически моментные образование, раскрытие и проводимость дизъюнктивных и трещинных зон, нарушение герметичности покрышек, гидродинамическую активизацию среды и т.п. Последующая смена знака тектонических движений, их масштаба, пространственной фокусировки стрессовых эффектов и значительно большая по сравнению с первым случаем временная протяженность этапа приводят к закрытию флюидопроводящих путей, резкому ограничению гидравлической связи пластовых резервуаров с зонами разгрузки и созданию, таким образом, условий, обеспечивающих консервацию образовавшихся залежей и месторождений на длительный геологический срок.

9.3. ИЗУЧЕНИЕ ВЛИЯНИЯ АВПод НА НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ РАЗРЕЗА В ЗАПАДНО- И ВОСТОЧНО- МЕССОЯХСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Связь распределения полей геофлюидальных давлений с нефтегазонасностью разреза изучалась многими исследователями [35, 79, 148 и др.], которые указывали на сложность данной проблемы, что связано с влиянием на распределение давлений многих других факторов, например таких, как: литофациальные особенности разреза; разрывная тектоника; наличие перерывов в осадконакоплении (размывов) и др.

В связи с этим представляет интерес показать взаимоотношения между нефтегазонасностью разрезов и распределением поровых давлений на примере Западно-Мессояхского и Восточно-Мессояхского месторождений Западной Сибири.

Следует указать на наличие в разрезе изучаемых месторождений мощных палеоразмывов, несомненно повлиявших на распределение здесь поровых и пластовых давлений. Так, например, стратиграфическими исследованиями установлен *мощный берриасский размыв*, который срезал верхнюю юру и верхи среднеюрской толщи (более чем на 1000 м). Кроме того, было установлено, что в своде Среднемессояхского вала отложения мегнионской свиты отсутствуют, точнее выклиниваются, вследствие раннеэокомского размыва пластов БУ22–БУ16. Указанная группа пластов в полном объеме развита лишь на склонах вала.

Как указывалось выше, во вскрытом разрезе осадочного чехла здесь выделяются семь нефтегазонасных комплексов (НГК): ниже-среднеюрский,

верхнеюрский, нижнеэокомский, верхнеэокомский, аптский, альб-сеноманский, турон-коньякский.

В результате проведения геологоразведочных работ на Западно-Мессояхском и Восточно-Мессояхском месторождениях открыто соответственно 13 и 26 залежей углеводородов.

Анализ геолого-геофизических материалов показал, что оба месторождения характеризуются очень сложным геологическим строением. Это определяется многопластовостью месторождений, невыдержанностью толщин и коллекторских свойств продуктивных пластов по площади и разрезу, блоковым строением залежей в связи с дизъюнктивными нарушениями по всему разрезу, многофазным характером углеводородов большинства выявленных залежей.

Как известно, оценка поровых давлений в глинах помогает количественно оценить качество изолирующих свойств покрышек, их масштаб, а также дать характеристику углеводородных систем (в том числе их фазовых состояний).

На рассматриваемых месторождениях *нижнеэокомский НГК* включает продуктивные пласты БУ15–БУ6 валанжин-готеривского возраста, приуроченные к отложениям заполярной свиты. Отложения представлены в основном песчаниками с прослоями алевролитов и алевролитистых глин.

В этом интервале разреза можно выделить по крайней мере три хорошо коррелируемых на всей территории лицензионных участков пласта глин, служащих литологическими экранами над пластами БУ6, БУ8, БУ13. Можно отметить, что глины над пластом БУ8 известны под названием «шоколадных глин» и являются региональным репером. Наличие выдержанных экранов определяет возможность существования крупных залежей углеводородов,

Изменчивость пластового и поровых давлений по разрезу в данном НГК, обусловленная высотой залежей, а также тектоническая активность территории на неотектоническом этапе привели к дифференциации углеводородов по фазовому состоянию и возникновению газоконденсатных и нефтегазоконденсатных залежей.

В кровле сеноманских отложений под региональной глинистой покрышкой туронского возраста, характеризующейся достаточно высокими градиентами поровых давлений, на Западно-Мессояхском и Восточно-Мессояхском поднятиях открыты крупные по запасам газовые, газонефтяные и нефтегазовые залежи (пласт ПК1-3).

Прогнозирование зон нефтегазонакопления невозможно без моделирования распространения пород-флюидоупоров. Как известно, качество изолирующих свойств глинистых покрышек лучше всего характеризуется повышенными градиентами поровых давлений в глинах. Кроме того, участки минимумов градиентов поровых давлений свидетельствуют о возможных местах разгрузки геофлюидодинамических систем, что позволяет делать прогноз относительно наиболее вероятных зон нефтегазонакопления в данном регионе с точки зрения поведения флюидоупоров.

С этой целью были построены карты изменения мощностей и средних градиентов поровых давлений по площади для некоторых покрышек в пределах Западно- и Восточно-Мессояхских месторождений (рис. 9.2–9.4).

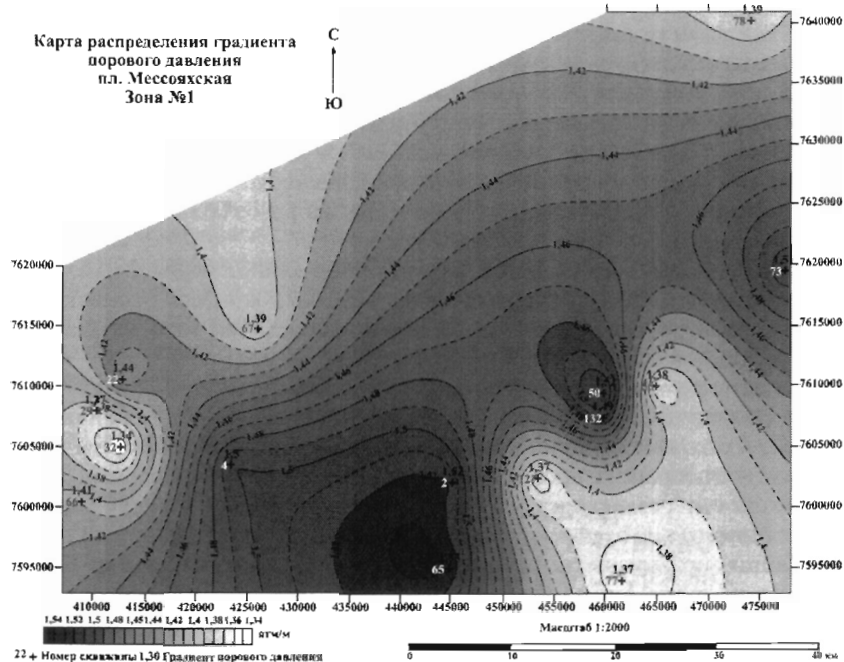


Рис. 9.2. Карта распространения градиентов поровых давлений в туронской покрышке Западно- и Восточно- Мессояхского месторождений

Из приведенных данных (см. рис. 9.2) следует, что глинистая покрышка в отложениях турона, по всей вероятности, является региональной и она надежно контролирует залежи углеводородов в пласте ПК 1-3.

Из рис. 9.2 видно также, в каких участках рассматриваемой территории происходила разгрузка подземных флюидов, — это районы скважин 32, 55 и 127. Именно здесь необходимо закладывать новые разведочные скважины, чтобы прирастить запасы углеводородов пласта ПК1-3.

Интересно отметить, что эти же участки идентифицируются как зоны разгрузки подземных флюидов по картам распространения градиентов порового давления в нижезалегающих альбской (см. рис. 9.3) и верхнеюрской (см. рис. 9.4) покрышках.

Таким образом, первые результаты детального изучения распределения поровых давлений на месторождениях Средне-Мессояхского вала показали, что даже в условиях сложного геологического строения структур возможна объективная оценка геофлюидодинамических систем и, следовательно, повышение эффективности геолого-разведочных работ.

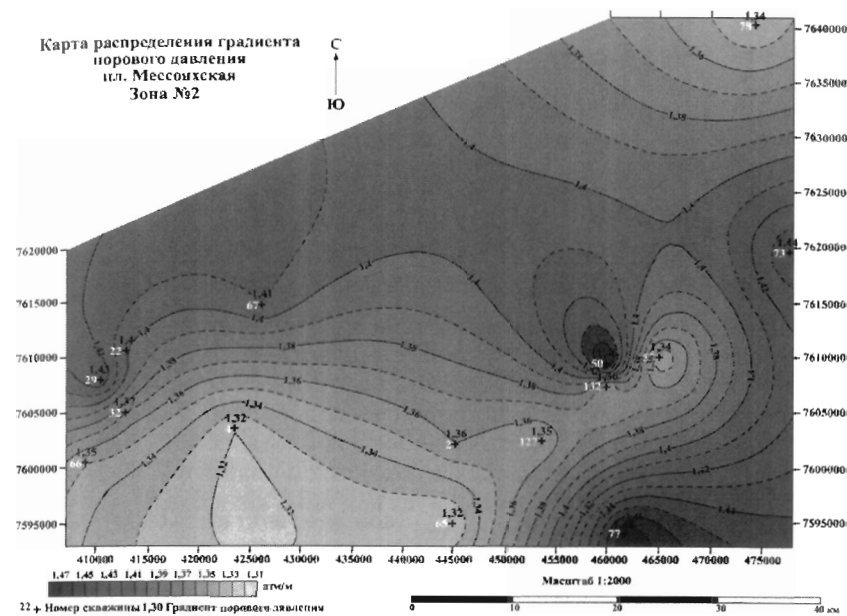


Рис. 9.3. Карта распространения градиентов поровых давлений в альбской покрышке Западно- и Восточно-Мессояхского месторождений

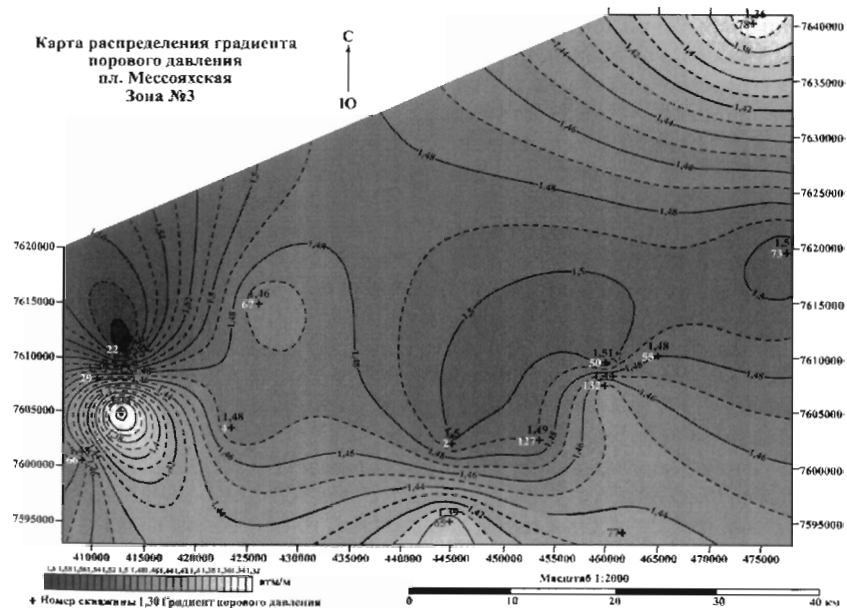


Рис. 9.4. Карта распространения градиентов поровых давлений в верхнеюрской покрышке Западно- и Восточно-Мессояхского месторождений

Глава 10 СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

10.1. АНОМАЛЬНО ВЫСОКОЕ ПОРОВОЕ ДАВЛЕНИЕ ФЛЮИДОВ КАК ФАКТОР ФОРМИРОВАНИЯ ДИЗЬЮНКТИВОВ, СТРУКТУРНЫХ ПЛАНОВ, РЕГИОНАЛЬНЫХ И ЛОКАЛЬНЫХ СКЛАДЧАТЫХ ФОРМ

Формирование тектонических позиций крупных стратиграфических составляющих осадочных разрезов, процессы возникновения и развития в них дизъюнктивов, региональных и локальных структурных форм, генетические связи и пространственные взаимоотношения последних в различных по геологической истории и геотектонической принадлежности регионах определяются, регулируются и контролируются рядом факторов и механизмов тектогенеза, отдельные из которых в тех или иных конкретных ситуациях приобретают доминирующий характер.

Представляется возможным полагать, в частности, что в бассейнах альпийских подвижных поясов, выполненных мощным комплексом чередующихся компетентных и некомпетентных пород, одним из основных факторов формирования регионального плана складчатости, локального структурообразования, дизъюнктивной дислокации, «опрокинутой», покровно-шарьяжной тектоники, изоклиналиных складчатых форм, диапиризма, грязевого вулканизма, меланжеобразного, «закрученного» напластования («перемятых») глин и т.п. является производное геофлюидодинамических процессов — сингенетичное аномально высокое поровое давление глинистых толщ, характеризующихся инверсией плотности в осадочном разрезе и низкой прочностью на сдвиг. Сопровождающееся тектоническими подвижками быстрое, компенсированное осадконакоплением погружение мощных глинистых интервалов, особенно если они выполнены смектитовыми разностями, приводит к резкому замедлению оттока поровых флюидов и темпов уплотнения осадков, определяющему генерацию в них АВПоД, нередко приближающихся к литостатическим значениям; причинно обусловленному этим обстоятельством развитию процессов природного гидро-разрыва, сочетающихся с формированием трещиноватости и конседиментационных дизъюнктивов; образованию дисгармоничной и диапировой складчатости; грязевому вулканизму и т.п.

Указанные положения находят объективное подтверждение в многочисленных случаях пространственно-генетической ассоциации участков несоответствия планов складчатости, диапиризма, грязевого вулканизма и интенсивной тектонической нарушенности с зонами регионального распространения мощных недоуплотненных кайнозойских глинистых формаций с кульминационными проявлениями АВПоД. В наиболее контрастной форме связь подобного рода констатируется в тектонически мобильных

Южно-Каспийском (Кобыстан, Бакинский архипелаг), Индоло-Кубанском (Керченско-Таманский район), Терско-Каспийском (Терская и Сунженская зоны), Предкарпатском (Внутренняя зона), Охотоморском (о. Сахалин), Иравадийско-Андаманском (бирманская часть), Суматринских, Оринокском (о. Тринидад) бассейнах, где осадочный разрез на 75–95% выполнен глинами и мощность неконсолидированных глинистых серий достигает 1000–5000 м, а в отдельных случаях и более [11, 12, 68, 130, 149].

Во всех названных регионах тектонические деформации, обусловленные направленной реализацией упруго-пластичных свойств глин в ходе их литостатической и геотектонической консолидации, не только передаются в перекрывающие и подстилающие интервалы с образованием проецированных структур (складки облекания, вдавливания — штамповые, мульды проседания и т.п.), но и определяют региональное формирование покровно-шарьяжной складчатости, обеспечивающей несоответствие структурных планов различных комплексов и сопровождающейся кливажем и интенсивным проявлением в основном разрывной тектоники, а также развитие диапиризма и грязевого вулканизма, сочетающихся с образованием нарушений, чаще всего типа разломов.

Образование конкретных региональных и локальных складчатых форм и разрывных нарушений — функция нескольких факторов, главными из которых являются характер сочетания в разрезе отдельного района компетентных и некомпетентных толщ, превалирующий в ходе его геологической истории знак тектонических движений, доминирующее направление приложения уплотняющей нагрузки и орогенно-стрессовых эффектов.

Теоретически наиболее вероятными представляются следующие варианты соотношений указанных переменных:

I — неперекрываемая мощная глинистая толща, залегающая на компетентном основании, испытывает одноосно приложенную гравитационную нагрузку под действием собственного веса в процессе перманентного погружения — иммерсионная стадия тектогенеза;

II — та же толща — на инверсионной стадии при направлении уплотняющих усилий преимущественно снизу вверх под влиянием геотектонических эффектов — вертикальных подвижек основания;

III — глинистая толща на обеих стадиях геологического развития находится под дополнительным воздействием тангенциально направленных сил — боковых сжимающих моментов со стороны жесткого монолита;

IV, V, VI — глинистая формация залегает между компетентными толщами — обе стадии тектогенеза и все названные сочетания приложения уплотняющих усилий;

VII — глинистая формация залегает между компетентными толщами над активными как в иммерсионной, так и инверсионной стадиях тектогенеза глубинными разломами (рис. 10.1).

Реализация указанных моделей в конкретной геологической обстановке предполагает доминирование в геотектонических процессах явления релаксации кумулятивной энергии сжатых в поровом пространстве глин флюидов.

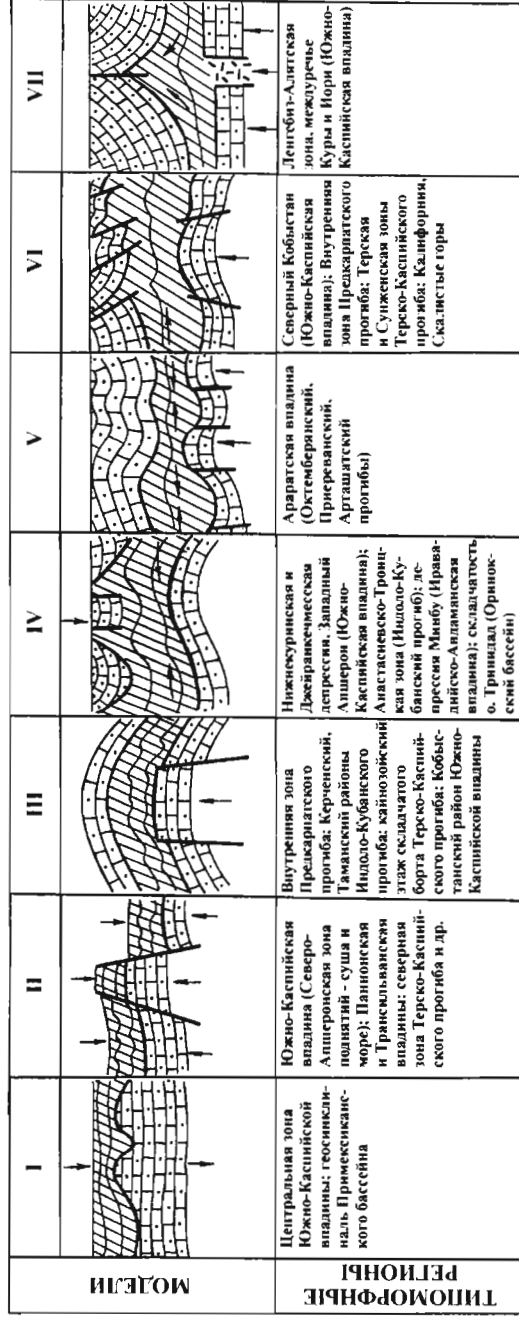


Рис. 10.1. Принципиальные схемы (модели) формирования структурных форм: 1 — некомпетентные породы; 2 — компетентные породы; 3 — направление приложения нагрузки

Приложение внешних сил может играть в этих случаях в основном роль первичного импульса, вызывающего последующие эффекты за счет разрядки внутренней энергии некомпетентной толщи.

В рамках первой модели масштабы влияния гравитационных консолидационных процессов, обусловленных ими АВПоД в глинистых толщах и их пластичности на формирование складчатости относительно невелики и их результатом является в основном образование структур заполнения неровностей рельефа подстилающего компетентного комплекса с возможным смещением осей новообразованных прогибов в сторону жестких выступов. Примерами подобного рода могут служить центральная, наиболее погруженная зона Южно-Каспийской впадины, где многокилометровая преимущественно глинистая (95–98%) кайнозойская формация почти согласно залегает на мезозойском субстрате [11, 149], геосинклиналь Примексиканского бассейна, характеризующаяся достаточным совпадением структурных планов некомпетентного кайнозоя и компетентного мезозоя [145, 150, 151 и др.].

В условиях второй модели на инверсионном этапе, сопровождающемся интенсивными вертикальными подвижками жесткого основания, консолидирующие усилия, фокусирующиеся главным образом снизу вверх — в глинистую толщу, по своей величине чаще всего значительно превышают противоположно векторальную гравитационную нагрузку, что приводит не только к формированию крупноамплитудных структур вдавливания (штамповых) в глинистом комплексе и развитию в нем тектонических нарушений, зон динамоморфической трещиноватости и т.п., но и к некоторому смещению планов складчатости, в особенности на участках развития наиболее водонасыщенных — пластичных глин с кульминационными АВПоД гравитационной генерации. Реальная геологическая обстановка этой модели характерна, в частности, для ряда воздымающихся бортовых обрамлений межгорных альпийских впадин и передовых прогибов, как, например, Южно-Каспийская впадина (Северо-Апшеронская зона поднятий — суша и море), Паннонская и Трансильванская впадины, северная зона Терско-Каспийского прогиба и др. [11, 12, 145, 151].

Следующие три модели отвечают условиям формирования складчатости в обстановке залегания некомпетентного интервала между жестким нижним и верхним (независимо от возможности его последующего размыва) экранами. Приложение бокового сжатия к условиям рассмотренных вариантов — третья модель — существенным образом усиливает дисгармоничность складчатости, способствует формированию покровно-шарьяжной тектоники, особенно при наличии твердого экрана с противоположной действующим силам стороны, приводит к заметному (в зависимости от интенсивности эффекта) скольжению пластичных глинистых масс по поверхности компетентного основания, их подвороту, а в отдельных случаях — и к опрокидыванию. Результатом влияния этого фактора является, как правило, резкое несоответствие структурных планов жесткого и пластичного комплексов, широкое развитие в последнем дизъюнктивной дислокации — в основном над-

виговой природы, кливажа, «закрученного» напластования глин; образование тектонобрекчий и др. Классическими примерами здесь могут служить Внутренняя зона Предкарпатского прогиба, Керченский и Таманский районы Индоло-Кубанского прогиба, кайнозойский этаж геосинклинального борта Терско-Каспийского прогиба, Кобыстанский район Южно-Каспийской впадины, характеризующиеся всей совокупностью названных моментов [68, 83, 152, 153, 154].

На иммерсионном этапе геологической истории — четвертая модель — подобное соотношение обуславливает возникновение дополнительной поверхностной нагрузки на консолидируемую глинистую толщу, чем, с одной стороны, интенсифицируется процесс генерации в ней АВПоД и, как следствие, происходит возрастание ее пластичности, трансформируемой в подвижность, а с другой — обеспечивается возможность образования в верхнем структурном этаже (особенно в зонах развития предельно мобильных разностей глин) грабенообразных построек и складок (мульд) проседания, сопровождающихся дизъюнктивами. На ослабленных, частично денудированных участках верхнего компетентного интервала, наоборот, создаются благоприятные условия для формирования крипто- и диапировой складчатости, связанной с внедрением пластичных пород в покрывающие более жесткие комплексы, и грязевого вулканизма. Неравномерное, как правило, распределение мощностей верхнего компетентного комплекса приводит к дифференциации нагрузки на слаболитифицированную глинистую толщу, что вызывает в ней гравитационное сбросообразование и создает возможности для развития крипто- и диапировых форм. Примерами, иллюстрирующими это положение, могут служить Нижнекуринская и Джейранкечмеская депрессии, Западный Апшерон (Южно-Каспийская впадина), Анастасиевско-Троицкая зона (Индоло-Кубанский прогиб), депрессия Минбу (Иравадийско-Андаманская впадина), складчатость о. Тринидад (Ориноковский бассейн) и др. [100, 121, 130, 155, 152, 153].

Геотектоническая инверсия, характеризующая обстановку пятой модели, существенным образом осложняет складчатость, приводит к формированию чешуеобразной структуры непосредственно под верхним жестким экраном, способствует «закручиванию» глин, опрокидыванию пачек аргиллитизированного материала, образованию зон тектонического дробления пород, появлению и развитию дислокаций смятия, разрывных нарушений и др. Важное значение приобретают здесь явления естественного гидроразрыва в глинистой толще, определяющие распространение трещиноватости, главным образом в нижней ее контактной части, а также различного рода динамические эффекты, провоцирующие вертикальные вверх перемещения глинистых масс вплоть до прорыва верхней компетентной осадочной серии. Представляется вероятным в этих условиях формирование в глинистой толще обращенной (трансформированной) складчатости, возникающей на участках преобразования прогибов основания в поднятия в ходе движения его отдельных блоков. Описанной картине соответствуют, в частности, некоторые районы Приараксинской депрессии (Аралская впадина — Октем-

берянский, Приереванский, Арташатский прогибы), где пластичная палеоген-миоценовая толща, залегающая на мобильном мезозойском основании, перекрыта сверху четвертичными вулканогенными осадочными покровами; осевая зона юго-восточного погружения мегантиклинория Б. Кавказа и др. [16, 80, 81].

Шестая модель, предполагающая участие боковых стрессов в складчатом процессе, реализуется на отдельных участках Центрального Кобыстана (Южно-Каспийская впадина), Внутренней зоны Предкарпатского прогиба, Терской и Сунженской зон Терско-Каспийского прогиба, Калифорнии, Скалистых Гор, характеризующихся максимальным развитием горизонтальных смещений глинистой толщи покровного плана, интенсивным структурообразованием, явлениями опрокидывания складок. Типичным для этих условий является также формирование крупных покровных надвигов с величинами горизонтального смещения массивов пород до десятков и даже первых сотен километров, причинно сопряженных с нейтрализацией высоким давлением поровых вод гравитационной нагрузки покрывающей толщи и снижением трения в основании надвига при его перемещении [156, 157]. М. Хабберт и В. Руби вычислили размеры покровов, которые могут быть перемещены при определенном отношении давления поровых вод в основании покрова к нагрузке пород, слагающих покров. Выяснилось, что при величине этого отношения 0,60 возможно передвижение на горизонтальной поверхности покровной плиты мощностью 6 км и протяженностью 37 км, а при отношении 0,95 — плиты той же мощности протяженностью 222 км [158]. Сопутствующим эффектом здесь может явиться развитие открытой трещиноватости и разрывов дилатантной генерации, обусловленных изменением водонасыщенности и сопряженных с ней прочностных свойств пород в период приложения дополнительного бокового сжатия.

Весьма специфична геологическая ситуация, отвечающая условиям седьмой модели. В ее рамках активно функционирующие глубинные разломы в вышележащих пластичных глинистых толщах вызывают течение и скучивание породы, образуя линейно вытянутые гребневидные антиклинали. В верхних компетентных толщах по образовавшимся в них еще в иммерсионной стадии тектогенеза зонам разуплотнения в инверсионной стадии создаются сколовые деформации, по которым в условиях общего тангенциального сжатия под напряжением скучивающихся пластичных глин происходит автономное воздымание блоков и образуются линейные антиклинальные структуры со смыканием крыльев по исходным разрывам. Эти поднятия выделяются нами под названием шовантиклиналей. Шовантиклинальные структуры характерны для зон современных инверсий с грабеновым строением нижних компетентных толщ. Классическим примером реализации описанной модели могут служить Ленгбиз-Алятская зона и между-речье Куры и Иори (Южно-Каспийская впадина).

Очевидно, что рассмотренные модели не охватывают всей возможной совокупности природных условий и проявлений тектогенеза и их следует рассматривать как генерализованное выражение многих частных.

В рамках проанализированных схем допустимо полагать в то же время, что в общем случае превалирование при тектогенезе горизонтальных (тангенциальных) усилий обеспечивает в основном формирование покровно-надвиговой складчатости в пластичных комплексах, а доминирование вертикальных — проецированных структур (облекания, вдавливания, проседания), диапиризма, грязевого вулканизма.

Механизм релаксации упруго-пластичных свойств глин в ходе их гравитационного и геотектонического уплотнения регулирует, по-видимому, и меру характерной для альпийских зон неотектонической активности, представляющейся в определенной мере производной динамики некомпетентных пластичных масс. Генерационная сопряженность неотектонических процессов с консолидацией мощных регионально развитых глинистых толщ определяется сложным сочетанием причинно-следственных связей: с одной стороны, уплотняющая нагрузка на глины, обусловленная весом перекрывающих пород, вызывает их местное горизонтально-вертикальное перемещение, сопровождающееся неотектоническими проявлениями; с другой — возникающие при этом локальные тектонические стрессы сами служат дополнительным фактором консолидационной деформации глинистых толщ.

Пространственная взаимосвязь и взаимообусловленность указанных явлений приводит к последовательному вовлечению в геодинамический процесс новых сопредельных участков, что, в свою очередь, по схеме «переката» преобразуется в региональный эффект.

Генетической приуроченностью покровно-шарьяжной, диапировой складчатости, явлений кливажа, грязевого вулканизма, интенсивной нарушенности локальных поднятий исключительно к зонам регионального распространения мощных неконсолидированных глинистых толщ с АВПоД литостатического уровня выявляется одна из основных вероятных причин намного более сложного строения геосинклинальных регионов и отдельных структур в их пределах по сравнению с платформенными, характеризующимися ограниченным присутствием глинистой фации в разрезах и преимущественным по этой причине развитием пликативных форм, небольшими углами падения пластов, малым проявлением дизъюнктивной дислоцированности, относительной разряженностью складчатости и др.

Идейные подходы к рассматриваемым проблемам заложены еще в трудах И. М. Губкина, отмечавшего значительную роль в образовании диапировых складок юго-восточного погружения Б. Кавказа так называемого вертикального давления пластичных глинистых пород миоцен-палеогена, обеспечившего внедрение последних в дислокацию перекрывающих пород среднего плиоцена и формирование «особых форм тектоники». Последующее развитие эти воззрения получили в работах М. Ф. Мирчинка, А. Е. Ходькова, В. Е. Хаина, М. Г. Агабекова, М. Хабберта, Х. Лаубшера, П. Гретенера, Ф. Берри и др. [44, 158, 159, 160–165].

Теоретические предпосылки, адекватные модели, схема и механизм описанных процессов представляются в следующем виде. Резкое ограничение (и даже в ряде случаев практическое отсутствие) оттока поровой воды из

консолидирующихся глин, кроме генерации АВПоД, обуславливает еще одну их исключительно важную особенность — пластичность, сопровождающуюся в определенных условиях текучестью. Лабораторные опыты и промысловые наблюдения показывают, что достаточно хрупкие в обычных условиях глинистые породы в недрах в условиях развития аномальных давлений приобретают пластичность. Это свойство, помимо высокого порового давления, роль которого в формировании пластичности общеизвестна, в значительной мере определено аномально высоким содержанием поровой воды, благодаря которой глинистые породы приобретают способность к восстановлению связи между смещенными частицами и тем самым претерпевают остаточные деформации без нарушения внутренней связанности.

Так как аномально высокая пористость (влажность) глин (АВПГ) генетически связана с АВПоД, наибольшая пластичность (текучесть) глин, естественно, фиксируется в интервалах развития последних. В этой связи весьма характерны широко известные данные практики буровых работ в нефтегазоносных районах мира, подтверждающие значительное уменьшение проявлений деформации глинистых пород по мере затухания в них АВПоД и АВПГ.

Проявления пластичности глинистых пород являются одной из характерных особенностей глубокого бурения в районах развития АВПоД и АВПГ. Обладая АВПоД, близкими к значениям литостатического давления, высокопластичные глинистые породы при недостаточном противодействии бурового раствора (недостаточной его плотности) внедряются в стволы бурящихся скважин, вызывая затяжки и прихваты бурильного инструмента, а в ряде случаев — выпирание его из скважины поступающей из пласта породой. В подобных случаях в скважинах наблюдается обильное поступление шлама, продолжающееся при прекращении бурения во время промывок. Другой характерной чертой проявления пластичности глин в процессе бурения является поступление исключительно крупных кусков шлама, часто превышающих размеры затрубного сечения скважин. Явления породообразования обычно устраняются после существенного повышения плотности промывочной жидкости и создания необходимого противодействия на стенки скважины (т.е. на вскрытые бурением пластичные глинистые пласты). Наиболее отчетливо описанная картина наблюдается в Южно-Каспийской впадине — на разведочных площадях центральной части Бакинского архипелага (пл. Булла-море, Хамамдаг-море, Гарасу и др.), в Мексиканском заливе, на шельфе Калифорнии, на о. Тринидад, в ряде нефтегазоносных бассейнов Юго-Восточной Азии — Иравадийско-Андаманском, Суматринских и др.

Процесс обильного поступления шлама при бурении высокопластичных глин разреза с АВПоД объективно сопоставляется с механизмом образования грязевулканической брекчии. Это явление часто наблюдается также при опробовании скважин. Подобное, в частности, отмечалось в процессе освоения ряда скважин Прикарадагского района и Бакинского архипелага (Южно-Каспийская впадина), где вскрытые миоценовые отложения обла-

дали исключительно высокими значениями АВПоД (пл. Караэйбат, Куш-хана, Карадаг, Сангачалы-море, Аляты-море и др.). В указанных скважинах после перфорации колонн уже в процессе замены глинистого раствора на воду наблюдалось интенсивное поступление из пласта в скважину глинистых пород, напоминающих по своим структурно-текстурным особенностям брекцию грязевых вулканов. Как правило, такая брекчиевидная пробка имела ползучий характер: при попытках промыть ее (как обычно промывают песчаную пробку в нефтяных скважинах) наблюдалось непрерывное поступление новых объемов породы из пласта в скважины. Мощность таких пробок в стволах скважин в зависимости от длины перфорированной части эксплуатационной колонны достигала 1000–2000 м. В ряде случаев пробка поднималась почти до устья скважин. Этот процесс аналогичен образованию грязевулканической брекчии в жерле вулканов. В то же время образцы таких глин, обладающих высокой пластичностью в недрах, после извлечения на поверхность становились совершенно хрупкими [159].

Роль недоуплотненных глинистых пород в зарождении и формировании структур рассматривалась многими авторами. Еще в 1935 г. М.Ф. Мирчинком в комплексе мезокайнозойских отложений юго-восточного погружения Б. Кавказа были выделены компетентные (мезозойские, плиоценовые) и некомпетентные (палеоген-миоцен) интервалы. Первые, по его мнению, характеризуются распространением относительно спокойных крупных складок, вторые являются выразителями пластики, пережатости и перемятости пластов, мелкой и сложной складчатости. Оценивая роль пластичных глин в формировании структур, М.Ф. Мирчинк в качестве наиболее типичного в этом плане района приводит Кобыстан, где развиты многочисленные локальные поднятия весьма сложного строения с ярко выраженным выжиманием отдельных свит, с выпиранием и выдавливанием их через раздробленные своды складок, с частыми разрывами сплошности слоев в виде надвигов-чешуй, отчетливым проявлением в оформлении структур скручивающих усилий, наличием всей суммы отличительных признаков, которые характеризуют складчатость пластичных некомпетентных масс, складчатость дисгармоничного типа [160].

Аналогичные случаи, приводящие, в частности, к образованию форм «закрученного» напластования («перемятых») глин вследствие временного повышения поровых давлений, описаны также Р. Доттом, Д. Ричем, Бентором и Фроманом. Два последних автора убедительно показали причинную связь погребенного под более поздними галечниками «закрученного» напластования ордовикских глин в Лисейн-марлс (Северо-Западные территории Канады) с их деформацией под воздействием кратковременной нагрузки верхней толщи [164, 165]. Обсуждая этот же механизм, М.Г. Агабеков выделяет внутриформационную или межпластовую пластичную глинистую массу, которая создает дисгармоничную складчатость за счет нагнетания ее от наиболее глубокой части депрессии к ее периферии. При этом основными факторами он считает экзогенные процессы и гравитационные силы. Этими же обстоятельствами он интерпретирует направленность разрывов в сторону погружения [44].

Изучение механизмов перемещения пластичных глинистых масс из погруженных осадками синклинальных зон в недогруженные зоны слабого давления — в купол складок показывает, что подобные перемещения, включая движение масс в вертикальном направлении, возможны преимущественно в условиях культинационных проявлений аномально высоких поровых давлений и возникновения в результате различных геологических процессов соответствующих их градиентов.

О значительной роли высоких поровых давлений и разгрузки неуплотненных упругих глинистых пород в зарождении и формировании складок можно судить на основе реальных моделей — наблюдений за поведением глин в небольшой емкости и за подъемом дна котлованов, создаваемых при строительстве крупных гидротехнических сооружений и высоких зданий. В первом опыте, описанном П. Гретенером, если бентонитовую глину поместить в соленую воду и затем постепенно засыпать песком, то в сосуде сразу же возникает подобие диапировой структуры, прорывающей песчаный слой. В случае моделирования в емкости песчано-глинистого чередования, помимо диапировых и криптодиапировых форм, здесь возникали и надвиги в глинистых пропластках [164, 165]. По мнению Э. Крауэлла, Б. Пейджа и Л. Табора, Р. Реттгера, Ф. Берри, Л. Прайса [163–166], образование многих осадочных структур и дизъюнктивов в Калифорнии вследствие локального увеличения порового давления в глинах происходило в соответствии именно с этим механизмом. Аналогичные наблюдения зафиксированы в горных выработках — больших и малых — после удаления грунтов, залегающих выше отметки заложения сооружения. Здесь отмечалась разгрузка грунтов основания, обусловившая подъем дна котлована на довольно заметную высоту с максимальной отметкой в центре (середине) котлована [164]. В этом аспекте весьма примечательны специальные наблюдения на строящейся ГЭС, организованные институтом «Гидроэнергопроект». Здесь дно котлована размером 42 × 61 м и глубиной 30–35 м, испытывав после удаления грунта разгрузку, поднялось в середине котлована более чем на 10 см. Очень важным является тот факт, что поднятию подверглись даже плотные, казалось бы уже полностью консолидированные, кембрийские глины, — правда, всего на 1,6–1,9 см [167]. Разгрузка грунтов основания и подъем дна котлованов свидетельствуют об упругом характере высоковлажных сжатых грунтов. Это свойство, разумеется, значительно у глинистых пород, обладающих АВПоД. Упругая деформация грунтов, слагающих основание котлованов, придает поверхности дна выпуклую форму, подобно пологой антиклинальной складке (рис. 10.2).

Указанные результаты характеризуют принципиальную возможность зарождения и дальнейшего формирования локальных структур при более значительных масштабах естественных проявлений процессов разгрузки пород, обладающих упругими свойствами, пластичностью и АВПоД. Важную роль при этом следует отвести процессам эрозии, благодаря которым снимается часть гравитационной нагрузки, снижается противодавление на сжатые, обладающие упругими свойствами глинистые породы и

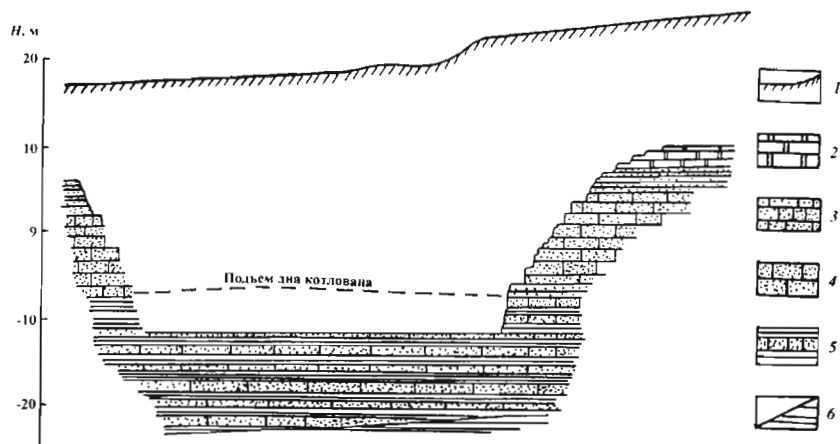


Рис. 10.2. Подъем дна котлована гидротехнических сооружений (по А.И. Улитину):

- 1 — растительный слой; 2 — доломиты и доломитизированные известняки;
- 3 — песчаник оолитовый; 4 — песчаник фукоидный; 5 — тонкое переслаивание тонкозернистых песков и глин; 6 — плотная кембрийская глина

тем самым стимулируется их частичное перемещение в вертикальном направлении.

Амплитуда этого движения (амплитуда роста) зависит от значения вертикальных градиентов давления, возникающих в результате эрозии и снятия части гравитационной нагрузки. Разумеется, размеры таких ундуляций должны быть зависимы от масштабов эрозии.

Связь механизма зарождения и формирования локальных структур с процессом разгрузки упругих глинистых пород может быть подтверждена примерами интенсивности (количественного) развития структур в областях развития мощной палеоген-миоценовой глинистой формации Южно-Каспийского, Индоло-Кубанского, Предкарпатского и других регионов. Так, в Кобыстане, междуречье Куры и Иори, Бакинском архипелаге, Керченско-Таманской зоне и в других подобных районах количество складок, приходящихся на единицу площади, в несколько раз превосходит таковое на участках преимущественного развития компетентных пород.

Еще более существенна роль пластичных глинистых пород с АВПоД в формировании сложной дизъюнктивной тектоники, в преобразовании структурного плана не только локальных поднятий, но и отдельных районов и областей.

Рассматривая роль пластичных пород в возникновении описанных форм складчатости, следует отметить существенное значение регрессионных явлений в истории геологического развития бассейна осадконакопления. Именно благодаря регрессии и последовавшим процессам эрозии локальных поднятий происходит снятие части гравитационного противодействия на

упругие глинистые породы с АВПоД, что, в свою очередь, обуславливает возможность их существенной разгрузки [159].

Наряду со значительным снижением названного противодействия, денудационное разрушение вершин локальных поднятий приводит к существенному ослаблению сводовой части структур, что в сочетании с предыдущим фактором заметно снижает сопротивление на разрыв сплошности перекрывающих компетентных пород и создает условия для внедрения в их дислокацию подстилающих пластичных мобильных глин. В связи с этим представляет значительный интерес механизм образования диапировых структур по М.Ф. Мирчинку. «Пластичные массы палеогена, раздвигая нарушенные своды антиклиналей, подобно акварельной краске, выходящей из тюбика, появлялись на дневной поверхности в окружении чуждых, гораздо более юных по возрасту пород, слагающих крылья складки» [160].

Рассмотрим этот механизм на конкретном примере месторождения Нефтяные Камни (Южно-Каспийская впадина — Апшероно-Прибалханский порог).

Нефтяные Камни представляют собой типичную диапировую складку (рис. 10.3). Палеоструктурный анализ показывает, что в верхне-плиоценовое время она представляла собой сравнительно пологую антиклиналь с углами падения 10–20°, где обнажающиеся ныне миоценовые слои залежали на глубинах ниже 2500 м. К указанному времени миоцен-палеогеновые отложения характеризовались предельными значениями АВПоД, на глубинах 2500–3000 м достигавшими 50–60 МПа. Об этом, в частности, свидетельствует наличие их значительных проявлений в настоящее время, после существенной разгрузки этих отложений.

В начале антропогена, после региональной регрессии бассейна и последовавшего процесса денудации структур вся присводовая часть поднятия Нефтяные Камни (равно как и многих подобных структур региона) оказалась размытой на глубину более чем 1000 м. В результате такой глубокой эрозии гравитационная нагрузка на пластичные миоценовые породы должна была снизиться на 23–25 МПа. Внутрипоровое давление указанных пород (порядка 50–60 МПа), оказавшихся на глубинах 1500–2000 м, после эрозии значительно превосходило литостатическое давление, что обусловило образование весьма значительных по величине градиентов АВПоД (порядка 23–25 МПа), направленных снизу вверх.

Под действием указанных градиентов происходила разгрузка упругих сжатых глин миоцен-палеогена, подобно разгрузке грунтов, слагающих дно строительных котлованов. Вначале вертикальные перемещения подстилающих пластичных пород привели к росту локальных поднятий, что способствовало их более глубокой эрозии. В последующем, после нарушения статического равновесия между АВПоД упругих глин и литостатическим давлением перекрывающих пород, произошел разрыв сплошности последних с интенсивным внедрением пластичных глин миоцен-палеогена в дислокацию перекрывающих пород плиоцена.

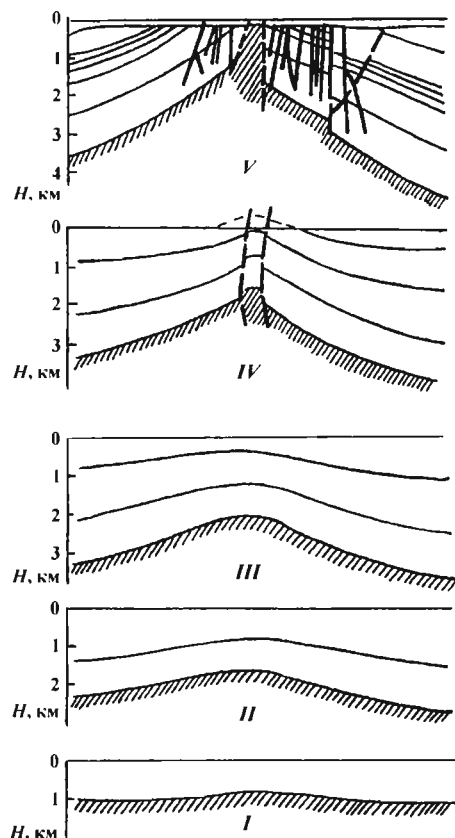


Рис. 10.3. Южно-Каспийская впадина. Последовательные этапы развития структуры Нефтяные Камни:

- I* — к концу отложения нижнего отдела продуктивной толщи среднего плиоцена;
II — к концу отложения верхнего отдела продуктивной толщи;
III — к концу отложения верхнего плиоцена;
IV — к концу отложения тюркянского горизонта антропогена;
V — современное положение

Проявление указанного процесса носило параксизмальный характер и обусловило дальнейшее значительное развитие локальных поднятий и тектонических поясов, более глубокое денудационное разрушение осадков, образование продольных и поперечных тектонических нарушений, формирование диапировых складок, интенсивные проявления грязевого вулканизма и т.д.

Наряду с изложенным, заслуживает внимания также другой вероятный механизм регионального орогенеза, определенный кумулятивной релаксацией внутренних энергетических ресурсов глинистых толщ с АВПоД. В этом аспекте мощные недоуплотненные некомпетентные интервалы осадочного

разреза, характеризующиеся повышенной водонасыщенностью и пониженной плотностью, в условиях перекрытия толщей значительно более плотных компетентных осадков представляют собой элемент геофлюидодинамической системы, обладающий архимедовой силой подъема (всплытия). Обязательное стремление подобной системы к энергетическому равновесию — перераспределению масс в соответствии с их объемными весами — может и должно привести к процессу общей инверсии складчатости, интенсивность которого пропорциональна мощности глинистой серии, степени ее недоуплотненности, разности плотностей глин и вышезалегающих компетентных слоев. В общем случае следует полагать обязательным соответствие максимального воздымания компетентных пород зонам максимального накопления и мощности подстилающих глин, т.е. прогибам по некомпетентной серии — региональным гравитационным минимумам. Эффект реальности названного механизма четко иллюстрируется материалами по Южно-Каспийской и Иравадийско-Андаманской впадинам, Предкарпатскому, Индоло-Кубанскому, Терско-Каспийскому прогибам, где в интервалах, залегающих над мощной (3–5 км) недоуплотненной глинистой толщей палеоген-миоцена, широко развиты высокоамплитудные бескорневые локальные поднятия, формирующие весьма протяженные антиклинальные зоны и пояса кулисообразного сочленения [160, 206]. Исходя из изложенного мощные неконсолидированные палеоген-миоценовые глинистые толщи бассейнов альпийских подвижных поясов следует рассматривать как своеобразный активно функционирующий тектоно-энергетический «котел», определяющий региональную структуру вышезалегающих комплексов. Очевидно, что сама глинистая толща в этих условиях представляет собой предельно неравновесную геосистему, характеризующуюся исключительно сложным, неупорядоченным строением, горизонтально-вертикальной (квазиволновой) мобильностью пластичного вещества и т.п.

Специального исследования заслуживает и оценка возможности и масштабов влияния на процесс складкообразования явления катагенетического разуплотнения глин вследствие дегидратации минералов монтмориллонитовой группы в зонах повышенных температур. Представляется, что выделение значительных количеств «возрожденных» вод из решетки и межпакетных пространств указанных минералов, сопровождающееся существенным возрастанием внутривещного давления в толще, увеличением ее объема (до 20–40% [3, 170, 171, 172]), водонасыщенности и пластичности, может обеспечить, по-видимому, в основном зональный эффект, проявляющийся в гофрировке поверхности некомпетентного интервала, образовании зон (участков) распространения перемятых («закрученных») глин, формировании изоклинальной структуры с весьма мелкой вторичной и третичной складчатостью.

Рассмотренными схемами, естественно, не исчерпывается все многообразие факторов, определяющих формирование и пространственное распространение аналогичных видов складчатости, дизъюнктивов и т.п. в иных геологических обстановках. Тем не менее допустимо полагать, что в специ-

фической ситуации альпийских бассейнов геодинамические механизмы, связанные с геофлюидодинамическими процессами — реализацией упругопластичных свойств мощных глинистых толщ палеоген-миоценового возраста, играют в этих условиях преобладающую роль. В более общем случае правомерно, видимо, заключение, что одним из существенных факторов формирования описанных типов складчатости в геосинклинальных районах является эффект проявления АВПОД в региональных геофлюидодинамических процессах.

10.2. РЕГИОНАЛЬНАЯ ДИНАМИКА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Проблема региональной гидродинамики глубоких горизонтов стратиферы до настоящего времени не имеет однозначного решения, что порождает наличие принципиально разнящихся воззрений — инфильтрационного, элизионного, инъекционно-переточного и др. В существующей геологической литературе вопросы движения подземных вод и углеводородов чаще всего имеют подчиненное значение и обсуждаются в общем плане формирования залежей нефти и газа. Очевидно, что решение этой задачи должно носить комплексный характер и базироваться на привлечении возможно большого числа факторов, в том числе тектонического, литофациального, геобарического, геотемпературного, нефтегеологических и др.

Несовершенство гидродинамических расчетных методов определения параметров движения подземных вод в глубоких горизонтах заключается в условности выбора плоскости сравнения, характеризующейся постоянством объемных весов; ошибках в определении объемного веса воды в точке замера уровня; невозможности учета в интегральном виде влияния на величину объемного веса жидкости в пластовых условиях температуры, давления и содержания растворенных газов; допускаемой в расчетах одномерности пространственного распределения объемных весов; вязко-пластичных свойствах подземных вод в заглинизированных коллекторах; постулировании охвата фильтрационным током всей мощности пласта без учета падения напоров в вертикальном направлении; невозможности оценки фактической проницаемости водоносных интервалов и ее варьировании по разрезу и площади; литолого-фациальной неоднородности коллекторов и структурно-тектонических особенностях конкретных пластовых резервуаров, обуславливающих преломление фильтрационных токов; несоответствии модели Дарси, установленной для случая ламинарной фильтрации однотипной жидкости в жесткой неизменяющейся пористой среде, объектам глубинной гидрогеологии и др. Учет всех этих факторов определяет предпочтительную роль в расшифровке геофлюидодинамической ситуации в осадочных разрезах геологических методов, что является предметом рассмотрения в настоящем разделе.

10.2.1. Межгорные впадины

10.2.1.1. Южно-Каспийская впадина

Гидродинамические условия мезозойских интервалов до настоящего времени специально не изучались. Отдельные суждения по этому вопросу были высказаны Н.К. Игнатовичем, рассматривавшим раскрытый по мезозою район юго-восточного погружения мегантиклинория Б. Кавказа как внешнюю область питания плиоценовых отложений Апшеронского района поверхностными водами и, соответственно, полагавшим наличие в нем типично артезианского — инфильтрационного режима, и Г.М. Сухаревым, К.А. Исмаиловым, М.С. Агаларовым, придерживающимся аналогичных взглядов. Применительно к восточному борту впадины идентичные представления развивал М.Е. Альтовский, полагавший, что областью питания красноцветной толщи Прибалханского района инфильтрационными водами являются мезозойские отложения, обнажающиеся на Б. Балхане и в Копетдаге.

Особенности геологического строения территории юго-восточного погружения мегантиклинория Б. Кавказа выражаются в ее ступенчато-блоковом характере (Тенгинская, Хизинская, Ковдагская ступени); широком развитии высокоамплитудных региональных разломов (Сиазанский, Карабулакский, Гермиянский, Зангинский, Кешчайский, Яшминский); контакте по ним разновозрастных стратиграфических подразделений; резкой дислоцированности локальных структур (рис. 10.4); широком распространении флишевой фации; относительно слабом спорадическом развитии гранулярных (хиналугские, аташкаинские, кюллюлинские, кемишдагские песчаники) и трещинных (валанжин-готерив) коллекторов; их невысоких фильтрационных показателях и резкой площадной литофациальной неоднородности, приводящей к замещению в южном и юго-восточном направлениях проницаемых разностей разреза глинами; практически повсеместной необнаженности коллекторов и др. Эти особенности обуславливают существование в ней гидродинамической изоляции одноименных интервалов в смежных тектонических ступенях и коллекторов в их пределах от воздействия метеогенной инфильтрации [173].

По данным проведенных исследований [141, 173] раскрытая по мезозою зона погружения мегантиклинория Б. Кавказа представляется не внешней областью питания инфильтрационной системы, а одним из участков разгрузки подземных вод. Подтверждением этого служат интенсивно развитые эрозионная и речная сеть, многочисленные в каждой ступени восходящие источники, продуцируемые термальными водами глубинного происхождения (М.А. Кашкай [174]), дебиты подземных вод порядка 5–20 тыс. м³/сут в скважинах, расположенных в приразломных зонах (пл. Кеш, Бегимдаг-Тегчай), и АВПОД, создающие избыточный напор на их устьях, превышающий 15–20 МПа, не обеспеченный высотным положением обнаженных участков опробованных интервалов. В качестве дополнительных факторов, свидетельствующих против инфильтрационного проникновения вод из указанного района в пределы Апшеронской и Кобыстанской областей, высту-

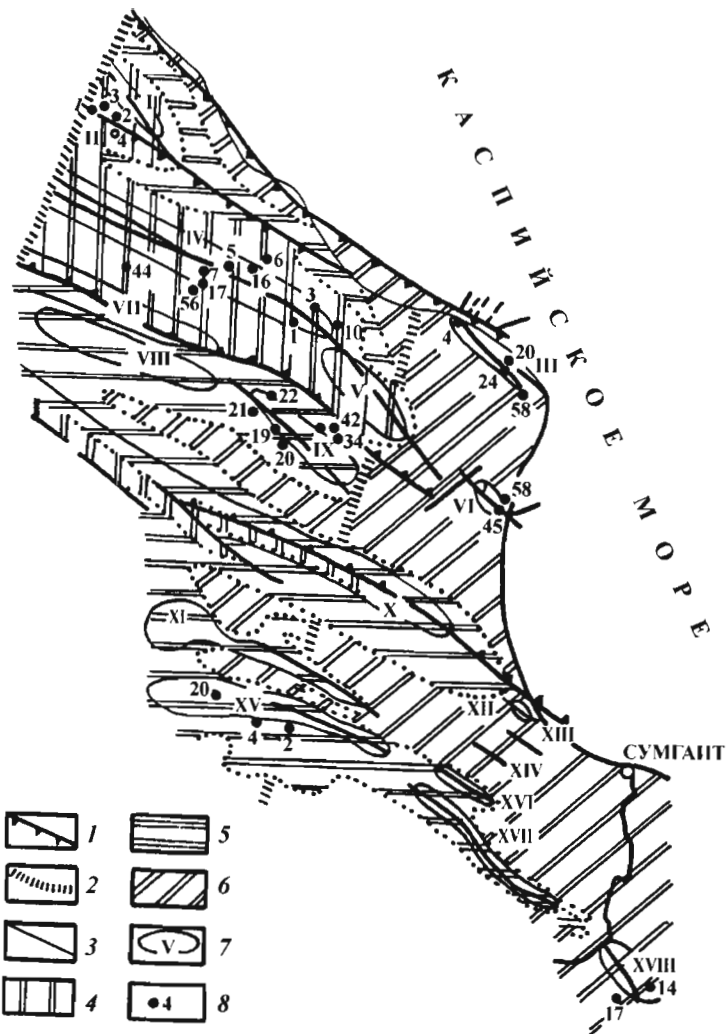


Рис. 10.4. Южно-Каспийская впадина. Схематическая геолого-тектоническая карта прибрежной части осевой зоны юго-восточного погружения Б. Кавказа:

- 1 — крупные разломы — границы ступеней; 2 — поперечные разрывы (флексуры); 3 — прочие разрывы; 4 — зона развития нижнемеловых отложений; 5 — зона развития верхнемеловых отложений; 6 — зона развития третичных отложений; 7 — антиклинали (I — Бешбармакская, II — Кешчайская, III — Советабдакская, IV — Бегимдагская, V — Ситалчайская, VI — Яшминская, VII — Гермианская, VIII — Западно-Гядысуйская, IX — Гядысуйская, X — Куркачидагская, XI — Кабандагская, XII — Южно-Куркачидагская (восточная), XIII — Насоснинская, XIV — Восточно-Кабандагская, XV — Западно-Агбурунская, XVI — Агбурунская, XVII — Юнусдагская, XVIII — Гейтапинская); 8 — скважины, в которых отмечены водопроявления

пают также весьма ограниченная площадь обнажения коллекторов мезозойского диапазона, их малая мощность на участках выходов и дефицит атмосферных осадков в предполагавшейся названными авторами зоне питания, исключающий генерацию потребных объемов инфильтрационных вод. Сочетание перечисленных факторов позволяет заключить, что в пределах юго-восточного погружения мегантиклинория Б. Кавказа и к югу и юго-востоку от него (Апшеронская область и Кобыстан) фильтрация вод по типу артезианских систем в мезозое в настоящее время маловероятна. Аналогичные доводы против функционирования инфильтрационной схемы в пределах восточного борта Южно-Каспийской впадины приведены в работе В.В. Колодия и А.В. Кудельского [175]. С другой стороны, особенности геологического строения Южно-Каспийской впадины не стимулируют развитие в ней на современном этапе и активного элизионного режима. Широкое распространение в мезозойском разрезе плотных глин, неспособных к отдаче значительных объемов отжатых вод, и явления тектонического (см. рис. 10.4) и литологического экранирования по направлению их возможного тока — от центральной части впадины к ее бортовым зонам — определяют существование в нем весьма застойной гидродинамической обстановки с преимущественно вертикальной разгрузкой среднеюрско-валанджинских гидрокарбонатно-натриевых вод по системе тектонических несогласий. Последнее подтверждается современной гидрогеохимической зональностью в мезозойских отложениях, продуцированием глубинными ультращелочными водами восходящих источников, проявлениями АВПД, пространственно приуроченными к участкам развития разрывных нарушений и трещиноватости, мощными излияниями щелочных вод грязевыми вулканами и др. [141, 173].

Вопросы динамики подземных вод палеоген-миоценового комплекса до настоящего времени практически не рассматривались, и априорно принималось развитие в нем элизионного режима в погруженных зонах и инфильтрационного — в зонах выходов отложений на поверхность (Юго-Западный Кобыстан, северо-западная часть Апшеронского полуострова).

Своеобразная литолого-тектоническая обстановка в палеоген-миоценовой серии, обусловленная линзовидным строением; малыми проницаемостью, мощностью и неоднородностью коллекторских пачек, замещением их глинами в направлении погружения складчатости; преимущественно глинистым характером разреза; контактированием по региональным разломам (Гиджаки-Сулейманский, Сунди-Чеилдагский, Адживели-Умбакинский, Арзани-Клычский, Нардаран-Адживелинский, Сулейман-Умбакинский, Чеилдаг-Рагимский и др.) (рис. 10.5) разновозрастных стратиграфических интервалов; высокоамплитудным последовательным погружением отдельных тектонических блоков и др. создает в ней характерную гидрогеологическую ситуацию, препятствующую, с одной стороны, развитию инфильтрационного режима в районах обнажения (с учетом баланса атмосферных осадков и отсутствия области региональной разгрузки подземных вод), а с другой — ограничивающую по тем же причинам элизионный водообмен [51].

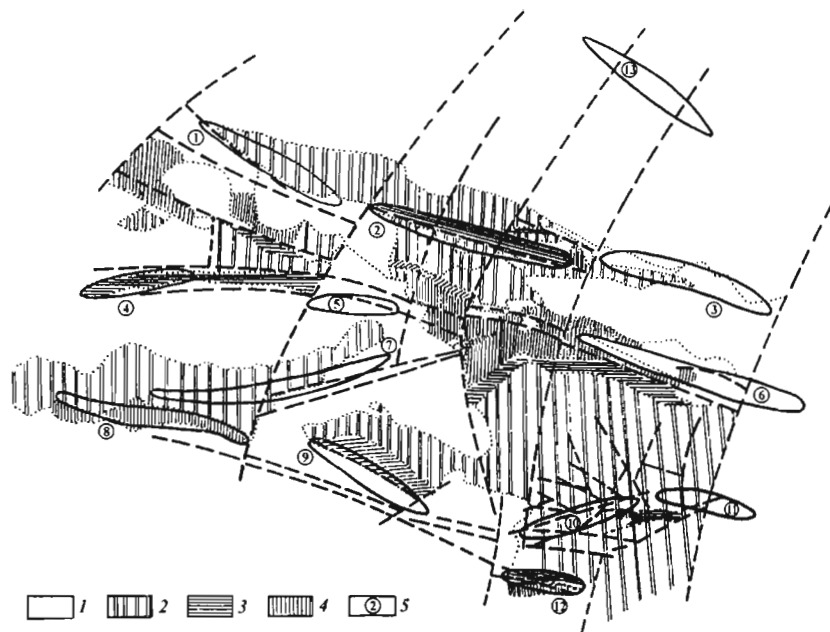


Рис. 10.5. Южно-Каспийская впадина. Геолого-тектоническая схема Юго-Западного Кобыстана:

1 — четвертичные отложения; 2 — диатомовая свита; 3 — чокракский горизонт; 4 — майкоп; 5 — антиклинальные поднятия: ① — Гиджаки-Ахтарма; ② — Нардаран-Ахтарма; ③ — Чеилдаг; ④ — Сунди; ⑤ — Вост. Сунди; ⑥ — Чеилдаг; ⑦ — Ильичи; ⑧ — Адживели; ⑨ — Вост. Адживели; ⑩ — Умбаки; ⑪ — Рагим; ⑫ — Арзани-Клыч; ⑬ — Донгуздык

Согласно проведенным исследованиям [51, 141, 176] в пределах Юго-Западного Кобыстана и Апшеронского полуострова проникновение поверхностных сульфатно-натриевых вод в палеоген-миоценовые отложения имеет весьма малые масштабы и охватывает только небольшие головные участки обнажающихся коллекторов без заметных признаков сколько-нибудь существенного их влияния на гидрогеохимическую обстановку в крыльевых и периклинальных частях складок. Одновременно малая проницаемость и литологическая невыдержанность коллекторов, достигающие 2000 м амплитуды региональных разрывов, разобщающих локальные структуры Юго-Западного Кобыстана от Джейранкечмесской депрессии и, соответственно, от Южно-Каспийской впадины, принимаемой в качестве внутренней области питания элизионной гидродинамической системы [11, 55], свидетельствуют об ограниченной вероятности формирования и активного функционирования в указанных отложениях водонапорной системы отжимного типа.

Совокупность перечисленных геологических обстоятельств в сочетании с закономерностями пространственного распределения подземных вод по

их химизму и минерализации определяют существование в палеоген-миоценовом комплексе весьма застойной гидрогеологической обстановки, исключающей (существенно ограничивающей) латеральное перемещение подземных вод на значительное расстояние.

В то же время вертикальная гидрохимическая зональность, постоянная локализация углеводородных проявлений и генетически связанных с ними щелочных вод в зонах разрывных нарушений [177–180], их значительные амплитуды, обеспечивающие сообщаемость различных стратиграфических интервалов, интенсивный газогрязевой вулканизм, многочисленные поверхностные нефтегазоводопрооявления, пространственно приуроченные к дизъюнктивам, и другие явления свидетельствуют о существенных масштабах вертикальной разгрузки подземных вод в палеоген-миоценовом комплексе и определяющем влиянии именно этого механизма на его гидродинамический режим.

Проблема региональной динамики *плиоценового* комплекса до настоящего времени не получила удовлетворительного разрешения, и многие ее аспекты являются дискуссионными. Допускается возможность функционирования в нем инфильтрационного (Н.К. Игнатович, В.А. Сулин, А.П. Ушаков, В.А. Кротова), элизионного (А.А. Каршев, Б.И. Султанов, Е.А. Барс, Ю.А. Висковский, Л.А. Буряковский, В.В. Колодий) и переточно-инъекционного (К.А. Аникиев, Ш.Ф. Мехтиев, М.З. Рачинский, В.А. Горин) механизмов водообмена.

В свете имеющихся данных первый механизм представляется несостоятельным. Возможность принятия этой точки зрения упирается в наличие многочисленных литологических и тектонических экранов на пути инфильтрующихся вод; явление глинизации разреза плиоцена по направлению погружения складчатости; отсутствие ярко выраженной внешней области питания подземных вод; резкое возрастание горизонтальных гидравлических сопротивлений по пути инфильтрационного движения подземных вод по мере приращения расстояния от зоны питания и параллельное уменьшение в том же направлении вертикальных сопротивлений, определяющее обязательную трансформацию латерального тока в преимущественно вертикальный [181, 182].

Признание объективности идеи функционирования плиоценового комплекса по типично элизионной схеме предполагает соответствие ей литолого-коллекторских и тектоно-структурных условий, фактически имеющих в названном интервале. С этих позиций плиоцен региона, характеризующийся:

1) резким возрастанием глинистости в направлении регионального погружения складчатости — центральной части Южного Каспия (Апшеронская область — от 35–40 до 70–75%, Джейранкечмесская депрессия и Бакинский архипелаг — от 75 до 95%, Нижнекурильская впадина — от 65 до 85–95%, Прибалханский район — от 50–65 до 95%);

2) сопряженным с ростом глинистости заметным ухудшением коллекторских свойств, увеличением степени дисперсности терригенного мате-

риала, возрастанием содержания в гранулометрическом составе алевролитовой и глинистой фракций, уменьшением просветности и ростом извилистости поровых каналов;

3) сокращением мощности и последовательным выклиниванием составляющих разреза в направлении от центральной части бассейна к его периферийным зонам и образованием по этой причине тупиковых гидродинамических участков;

4) развитием преимущественно глинистой фации в центральной части Южного Каспия, т.е. линзовидным по перечисленным причинам облик, явно представляется интервалом, где вероятность скольки-нибудь значительного перемещения подземных вод от центра бассейна к его бортовым зонам достаточно ограничена. Помимо указанных обстоятельств, другим серьезным фактором, препятствующим движению вод в указанном направлении, является их неньютоновское поведение в мелкодисперсных малопроницаемых участках разреза, характеризующихся весьма незначительными региональными гидравлическими уклонами (А.Е. Гуревич, А.Х. Мирзаджанзаде, Н.Ф. Бондаренко, Г.Ю. Валуконис, А.Е. Ходьков и др. [183–186]).

Обсуждая возможность перемещения подземных вод в регионе по элизионной схеме, необходимо также иметь в виду, что величина проницаемости глин на несколько порядков меньше, чем других пород, контактирующих с ними. По этой причине вода, отжатая из глинистых осадков, стремится в более проницаемые пласты, обычно покрывающие или подстилающие глинистые отложения. Следует однако отметить, что в специфических условиях плиоценового разреза влияние этого механизма проявляется в относительно небольших масштабах, поскольку с увеличением стратиграфического возраста отдельных интервалов разреза зоны их резкой глинизации последовательно вниз по колонке смещаются в направлении центральной части впадины и, таким образом, в региональном плане каждый заглинизированный участок одного стратиграфического интервала подстилается более опесчаненным участком нижележащего. Подобное соотношение проницаемых и слабопроницаемых разностей в разрезе приводит к весьма затрудненным условиям оттока воды из консолидирующихся глин, так как они, в свою очередь, также перекрываются глинами. В результате этого в них формируется АВПоД. Совершенно очевидно, что максимальное развитие указанный механизм приобретает в зоне распространения преимущественно глинистой фации осадков и его интенсивность убывает по мере смены ее песчано-глинистым чередованием и возрастанием в разрезе количества коллекторских пластов.

Вода может частично отжиматься в более проницаемые прослои и в горизонтальном направлении, но необходимыми условиями для этого являются превышение в несколько раз горизонтальной проницаемости над вертикальной и параллельность плоскостей напластования коллекторов и замещающих их слабопроницаемых разностей (В.Н. Шелкачев, Б.Б. Лапук, Дж. Смит, Дж. Эрдман, Д. Моррис [187]). При несоблюдении этих условий

в региональном плане, что характерно для разреза плиоцена, латеральная отдача воды из уплотняющихся глинистых пород может происходить в относительно малых масштабах и только из ограниченной зоны их непосредственного контакта с коллекторами. Вполне понятно, что в этом случае количество отжатых вод с единицы объема и в единицу времени вряд ли окажется способным обеспечивать и поддерживать их широкий элизионный ток.

К аналогичному выводу приводит и анализ тектонических особенностей Южно-Каспийской впадины. Как отмечалось выше, в современном структурном плане она представляет собой тектонический мегаэлемент ступенчато-блокового типа, характеризующийся последовательным опусканием ее отдельных сопредельных блоков, разобщенных субширотными и субмеридиональными региональными разрывами, в направлении от бортовых зон к центральной ванне. Помимо указанных разломов, в пределах каждого тектонического блока-ступени в неоген-четвертичном интервале широкое развитие получают дизъюнктивы относительно локального значения — обычно протягивающиеся вдоль осевых зон антиклинальных линий и поясов (Кюровдаг-Нефтечалинский, Алятский, Шубаны-Карадагский, Бинагады-Ясамальский, Фатьмаи-б.Макарова, Челекен-Кумдагский, Гограньдаг-Чикишлярский и др.) Протяженность указанных разрывов, как правило, весьма значительна и в отдельных случаях достигает 100–150 км. Амплитуды смещения варьируют в широких пределах и достигают иногда 2000 м (Алятская гряда). В морфологическом отношении они большей частью имеют характер крупных надвигов. Наряду с этими основными разрывами, в пределах отдельных антиклинальных поднятий значительное развитие имеют мелкие, главным образом поперечные, нарушения типа сбросов и взбросов, охватывающие в основном присводовые зоны структур.

Региональные и локальные нарушения одновременно выполняют двоякую роль: с одной стороны, они служат каналами связи выше- и нижезалегающих интервалов разреза и определяют вертикальную гидрохимическую и гидродинамическую зональность, а с другой — являются экранами, препятствующими (частично или полностью) латеральному движению подземных вод и обуславливающими зональность в их распределении по площади [177, 188].

Фактические данные по гидрохимии отдельных месторождений и антиклинальных зон Южно-Каспийской впадины показывают, что в условиях плиоцена региона, насыщенного сингенетическими хлоркальциевыми растворами и внедрившимися из подстилающих отложений маломинерализованными ультращелочными водами и их смесями, установить проводимость и водоупорную функцию тектонических нарушений можно, выявляя факты преимущественной приуроченности гидрокарбонатно-натриевых вод к тем или иным интервалам разреза и участкам конкретных площадей. Локализация их в чистом виде или возрастание долевого участия в составе пластовых смесей, определяемое по уменьшению минерализации и коэффициента вторичной солености в среде жестких вод (увеличение коэффициента

первичной щелочности в среде щелочных), могут быть интерпретированы как следствие взаимосообщаемости различных стратиграфических комплексов. Соответственно, экранирующая роль дизъюнктивов устанавливается по фактам резкой изменчивости напоров, концентраций, величин коэффициентов вторичной солёности, первичной щелочности и генетических типов вод на различных тектонических полях, блоках, крыльях и периклиналях складок. В качестве примеров отмеченной двойственной функции тектонических нарушений можно привести месторождения Центрального (Бибиэйбат, Балаханы—Сабунчи—Раманы), Восточного (Бузовны-Маштаги), Северо-Западного (Бинагады, Сулутепе, Чахнагляр) Апшерона, ряд площадей Апшеронского архипелага и Нижнекуринской впадины [177, 188].

Наиболее контрастно единовременная проводимость и экранирование проявляются на месторождениях Нижнекуринской впадины. Здесь на всех антиклинальных линиях и площадях на общем фоне относительно минерализованных вод хлоркальциевого типа в зонах тектонических нарушений и грязевых вулканов повсеместно распространены щелочные воды, генетически явно не связанные с водовмещающей средой. Особенно четко проводящая роль дизъюнктивов проявляется на площадях Кюровдаг, где присводовая, наиболее нарушенная часть юго-западного крыла складки обводнена нижними водами, сместившими нефтяную залежь I горизонта продуктивной толщи вниз по погружению [138] (Калмас [15], Нефтечала, Хиллы).

Исключительно ярко в пределах описываемого района проявляется и экранирующая роль дизъюнктивной дислокации, выражающаяся в резком различии характера нефтеносности, состава вод, их минерализации и напоров на разобренных основными продольными нарушениями крыльях складок и радиальными трещинами тектонических блоках. Так, на месторождении Нефтечала минерализация подземных вод в верхней части разреза продуктивной толщи на северо-восточном водоносном крыле в 2–3 раза превышает таковую юго-западного нефтенасыщенного крыла. Аналогично распределение вод по степени концентрированности на площадях Хиллы, Кюровдаг, Карабаглы, Мишовдаг, Калмас.

О гидродинамической изоляции противоположных крыльев свидетельствуют и факты резкого различия статических напоров — уровней стояния вод. Наиболее достоверные данные по этому вопросу имеются по месторождениям Нефтечала, Хиллы, Мишовдаг, Калмас, где напоры подземных вод на юго-западных крыльях складок в несколько раз выше, чем на северо-восточных [189].

По всем месторождениям Нижнекуринской впадины весьма характерно то, что кривые изменения во времени статических уровней вод в скважинах, работающих из одноименных горизонтов разных тектонических блоков, больше различаются между собой, нежели аналогичные кривые по скважинам, эксплуатирующим разноименные интервалы в пределах одного блока, и что в процессе разработки, несмотря на неравномерность отборов жидкости из скважин, падение напоров в разных объектах одного и того же блока в большинстве случаев наступает одновременно.

Приведенные примеры барьерного эффекта региональных разрывов, проходящих вдоль осевых линий антиклинальных зон, утверждают застойность гидродинамического режима в границах конкретных структур, иначе говоря — в локальном плане. Совершенно очевидно, что эта же функция указанных дизъюнктивов сохраняется и на участках, охватывающих межструктурные зоны. Учет последнего обстоятельства определяет, таким образом, роль региональных осевых нарушений как надежных пространственно выдержанных гидродинамических границ, разобщающих смежные тектонические блоки и ступени и регулирующих характер и степень мобильности подземных вод в региональном аспекте. В свете изложенного каждая ступень представляет собой в значительной мере замкнутую гидродинамическую подсистему, характеризующуюся определенной спецификой поведения подземных вод в ее пределах и энергетическими ресурсами.

При оценке площадных масштабов латерально-миграционных процессов важное значение имеет взаимное пространственное расположение крупных экранирующих разрывных дислокаций и их позиция относительно областей питания и разгрузки постулируемой некоторыми авторами (В.Ю. Керимов, Г.Я. Шилов и др.) элизионной системы Южного Каспия. Рассматриваемый регион характеризуется весьма сложным строением и системой разрывных дислокаций расчленен на ряд крупных тектонических ступеней.

Анализ пространственных соотношений нефтегазовых месторождений и разрывов показывает, что в пределах региона практически все зоны установленного и потенциального нефтегазоаккумуляции [56, 125, 180, 190, 191] отсечены нарушениями друг от друга и от центральной части Южно-Каспийской ванны. Площадная ориентация разломов в сочетании с описанными выше ролью их региональных водоупоров и закономерностями изменения литофациальной характеристики плиоцена свидетельствуют против признания в широком масштабе элизионного характера водообмена в названном комплексе и, соответственно, движения подземных вод от центральной части впадины к ее периферийным участкам. Такая миграция в специфической геологической обстановке борта может осуществляться на относительно небольшие расстояния в рамках отдельных тектонических ступеней или их участков (при наличии необходимых литолого-коллекторских условий) и до пересечения тока вод с нарушениями, преломляющими фильтрацию. Оценочные расчеты показывают, что в подобных условиях скорости регионального перемещения подземных вод в латеральном направлении под воздействием природных перепадов давлений не могут превышать 0,01 см/год, придавая, таким образом, водной среде плиоцена в значительной мере застойный характер.

Указанный вывод находит подтверждение и в материалах эксплуатации нефтяных и газовых (газоконденсатных) месторождений региона. Анализ режимов разработки более 300 объектов показал, что режимы с активно перемещающимися контурами, свидетельствующие о реализации энергетических ресурсов элизионной водонапорной системы, т.е. о региональной мобильности подземных вод, для плиоценового комплекса в целом совер-

шенно нехарактерны и основными формами проявления пластовой энергии являются режимы растворенного газа и смешанный (растворенного газа + + упруговодонапорный при превалировании первого) от общего числа залежей. Учет того обстоятельства, что возникающие в ходе разработки градиенты давлений между продуктивными и законтурными зонами залежей в тысячи и более раз превышают значения естественных гидравлических уклонов и, тем не менее, не могут обеспечить развитие в них жестководонапорных режимов, приводит к заключению о весьма ограниченной латеральной подвижности вод в плиоценовой толще региона.

Приведенными выше данными обосновывается практическая застойность водной среды регионального гидрогеологического фона во всех интервалах вскрытого осадочного разреза Южно-Каспийской впадины и доминирование в нем вертикальных перетоков подземных вод. Этим, в свою очередь, доказывается объективное существование нового типа региональных геогидродинамических систем — переточно-инъекционных, характеризующихся преимущественно сквозным вертикальным снизу вверх направлением перемещения подземных вод, осуществляющимся по тектоническим каналам на фоне существенно ограниченного латерального водообмена.

Приложение к указанной модели данных по содержанию и распределению дейтерия в сингенетических и инъецированных подземных водах плиоцена региона, показывающих заметную обогащенность им щелочных разностей, генерированных главным образом в мезозое [192]; выявление закономерностей возрастания вниз по вертикальному разрезу концентраций сульфат-иона в подземных водах как функций масштабов и объемов внедрения в плиоценовый разрез нижних сульфатсодержащих гидрокарбонатно-натриевых вод [193–196] придают рассмотренной схеме достаточное дополнительное обоснование и определяет ее надежное соответствие реальной природной обстановке.

О том же свидетельствует выполненная нами оценка геохимического возраста конденсатов и нефтей западного борта Южно-Каспийской впадины. Согласно расчетам по методике А.Н. Резникова [197] возраст конденсатов плиоценовых залежей варьирует в диапазоне 75–115 млн лет, нефтей — 50–200 млн лет. Сопоставление геохимического возраста углеводородов показывает их явную эпигенетичность в среднеплиоценовой продуктивной толще (возраст не более 8 млн лет), качественную (стратиграфическую) возрастную идентичность и их физико-химическое соответствие термобарическим условиям, характерным для современных глубин залегания мезозойского интервала [198].

Отмечаемое повсеместное во всех постваланжинских объектах западного борта Южно-Каспийской впадины сходство проявляющихся на региональном хлоркальциевом фоне гидрокарбонатно-натриевых, сульфатно-натриевых и хлоркальциевых разностей и их постоянная приуроченность к зонам развития дизъюнктивов, диапиризма и грязевого вулканизма утверждают наличие гидравлической взаимосвязанности всех стратигра-

фических подразделений мезокайнозоя региона. Этим определяются масштабы вертикальных перетоков флюидов — 12–8 км и единство гидродинамической системы всего разреза западного борта Южно-Каспийской впадины, элементами которой являются среднеюрско-валанжинский интервал — область питания и постваланжинский стратиграфический объем — область разгрузки. (Моделью подобной гидродинамической связи может служить грязевулканическая деятельность, охватывающая весь разрез и параксизмально проявляющаяся в периоды активизации неотектонических процессов (В.А. Горин, Ш.Ф. Мехтиев, А.А. Якубов, З.А. Буниатзаде, М.К. Калинко и др.).)

Особенности пространственного распространения подземных вод по составу и минерализации свидетельствуют о решающей роли в этом процессе скважности дизъюнктивных элементов, обеспечивающей межформационную гидравлическую связь. Очевидно, что внедрение щелочных вод могло осуществляться только после их возникновения, а впоследствии — в периоды активных проявлений тектонических движений, т.е. тогда, когда проводимость ранее существовавших несогласий возрастала и образовывались новые нарушения сплошности пород.

Палеотектоническими реконструкциями, охватывающими временной интервал от конца нижнего плиоцена до антропогена [98], выделяются следующие соответствующие циклам регионального неотектогенеза основные фазы миграции гидрокарбонатно-натриевых вод в разрез плиоцена:

1) **верхнеплиоценовая** (акчагыл-апшеронская), когда на общем фоне погружения Южно-Каспийской впадины в пределах большинства локальных поднятий развиваются элементы дизъюнктивной тектоники. Масштабы инъекции имели ограниченный характер;

2) **антропогеновая**, характеризующаяся резким ростом структур, сопровождающимся их частичным размывом, интенсивным развитием диапиризма, грязевого вулканизма и разрывных дислокаций. Объемы внедрившихся щелочных вод максимальны и определяют современную пространственную гидрогеохимическую зональность;

3) **современная**, осуществляющаяся как следствие проявлений неотектонических процессов и землетрясений и характеризующаяся преимущественным развитием внутрiformационных перетоков флюидов.

Доминирующая роль антропогеновой фазы определила одностадийный характер насыщения разреза плиоцена щелочными водами и углеводородами. Подтверждением этого является наблюдаемое в разрезах месторождений закономерное уменьшение минерализации вод и возрастание их щелочности с глубиной, сопровождающееся последовательным ростом в том же направлении плотности нефтей и конденсатов [99, 104], что могло происходить лишь при условии непрерывности процесса внедрения флюидов.

Преимущественно вертикальное насыщение коллекторов среднего плиоцена мигрирующими флюидами устанавливается и нефтегеологическими уликами, в частности отмечаемым на большинстве его месторождений сокращением в направлении снизу вверх площадей нефтегазоносности от-

дельных залежей, обуславливающим конусообразный характер распределения запасов углеводородов в их разрезах (месторождения Бибиэйбат, Сураханы, Кала, Зыря, Сангачалы-море — Дуваный-море — о. Булла и др.) [98, 190, 199, 200].

10.2.1.2. Паданская впадина

Геофлюидодинамическая обстановка региона выражается в развитии систем продольных крупноамплитудных сбросов, обрамляющих обращенные во впадину склоны Альп и Апеннин и отсекающих названные горные сооружения от ее основной погруженной части; наличии в кайнозойском интервале резких литологических, стратиграфических и формационных несогласий, связанных с чередованием трансгрессивных и регрессивных циклов осадконакопления; линзовидном характере терригенных коллекторских пачек; ступенчато-блоковом строении, определенном последовательным погружением отдельных толщ по системе внутривпадинных поперечных дизъюнктивов в направлении от Альп, Апеннин и Феррарского поднятия к осевым зонам Предальпийского и Преапеннинского прогибов; резком снижении фильтрационных показателей мезозойских карбонатов за пределами локальных структур и в направлении регионального погружения складчатости. Все это указывает на малую вероятность современного функционирования в Паданской впадине как инфильтрационного водообмена — движения подземных вод от ее периферии к центру, так и противоположно ориентированного элизионного.

Пространственная гидрогеохимическая зональность [6], ассоциация кайнозойского промышленного углеводородного насыщения с участками проявления инъецированных высокоминерализованных мезозойских хлоркальциевых вод на слабоконцентрированном гидрокарбонатно-натриевом региональном фоне, соответствие минерализации и ионно-солевого состава водных пластовых смесей на этих участках модели смешения именно названных ингредиентов определяют основной формой флюидомассопереноса в регионе вертикальную миграцию подземных вод, реализующуюся по системе тектонических нарушений и охватывающую стратиграфический диапазон триас—неоген.

Указанный вывод находит дополнительное подтверждение в нефтегеологических данных, свидетельствующих о наличии в кайнозойском интервале «зоны эпигенетичной нефтеносности», сменяемой в мезозое «зоной сингенетичной нефтеносности», генетическом единстве всех углеводородов осадочного разреза, присутствии в его неогеновых резервуарах нефтей, обладающих явными чертами фильтратов [20], 232].

10.2.1.3. Венская впадина

Анализ имеющейся гидрогеологической информации: распространение инфильтрационных пресных вод в самых верхних (приповерхностных) частях разреза (до глубин 200–300 м) локальных структур; сильная эрозионная расчлененность рельефа и развитие речной сети (реки Дунай, Морава, Миява,

Рудава, Рус-Бах, Пулькау, Шмида, Дие и др.), характеризующиеся интенсивным денудационным врезом и по этой причине дренированием значительной части неогенового разреза предгорной зоны; развитие здесь большого числа нисходящих пресных холодных источников; ступенчато-блоковое по разломам погружение коллекторских интервалов в направлении от бортовых зон впадины к ее погруженной части; контакт по дизъюнктивам коллекторов и водоупоров; отсечение центральной части бассейна от предгорной зоны региональными продольными сбросами амплитудой до 1,5–2 км — не позволяет допускать современное функционирование в регионе инфильтрационной водонапорной системы в ее классическом артезианском варианте вследствие разгрузки основного объема агентов инфильтрации непосредственно в предгорной зоне и наличия существенных тектоно-литологических препятствий продвижению поверхностных вод вниз по падению пластов.

Практически те же обстоятельства: грабено-ступенчатое строение, определенное наличием региональных продольных (Штайнбергский, Леопольдсдорфский, Адерклааский, Лабско-Шаштинский) и поперечных (Мюльбергский, Цистердорфский, Дунайский) разломов; сопряжение по ним проводящих и водоупорных интервалов; явления литологического и фациального замещения проницаемых разностей разреза непроницаемыми — в значительной мере ограничивают вероятность формирования и активной реализации во впадине типично элизионного режима водообмена с движением подземных вод от ее центра к прибортовым обрамлениям. В то же время представляется оправданным допущение возможности латерального перемещения вод в отдельных существенно заглинизированных пачках неогенового этажа отдельных блоков-ступеней на глубинах до 1500–2000 м и до ближайших нарушений, преломляющих фильтрационный ток. Во флишево-карбонатном палеоген-триасовом диапазоне функционирование отжимного механизма абсолютно лимитируется отсутствием в его разрезе подлежащих и способных к современному уплотнению некомпетентных пород и весьма низкой горизонтальной проницаемостью коллекторских интервалов.

Совокупность фактических данных: современная пространственная гидрогеохимическая зональность, отвечающая механизму смешения мезозойских и неогеновых подземных вод; широкое проявление локальных гидрогеохимических, пьезометрических, геотемпературных аномалий, приуроченных к тектонически нарушенным участкам; наличие в погруженной центральной части впадины многочисленных восходящих соленых термальных источников, расположенных в зонах пересечения глубинных разломов (Штайнбергская, Шраттенбергская, Лужицко-Бродская и другие термальные группы) — объективно свидетельствует о крупномасштабной реализации в регионе мощных вертикальных снизу вверх межформационных перетоков подземных вод по системе высокоамплитудных тектонических несогласий.

Указанный вывод находит подтверждение и в нефтегеологических материалах, в частности распространении нефтей типично фильтрованного об-

лика в миоценовых отложениях [128, 202], наличии в разрезе явно выраженных зон син- и эпигенетической нефтеносности [128], концентрации в последней 80% разведанных в регионе запасов [43, 128], многопластовом характере месторождений, приуроченности промышленного нефтенасыщения исключительно к ловушкам приразломного происхождения [109, 116, 117, 120, 203].

10.2.1.4. Иравадийско-Андаманская впадина

Сильная фациальная неоднородность, обуславливающая линзовидный характер коллекторов; резкая глинизация разреза к центру впадины; последовательное выклинивание к ее бортам нижних составляющих осадочного разреза, приводящее к образованию гидравлических «тупиков»; генетическая определенность локальной складчатости разрывной тектоникой; исключительно интенсивная дизъюнктивная дислоцированность отдельных поднятий и антиклинальных поясов; гидродинамическое разобщение региональными разломами бортовых зон впадины от ее погруженной центральной части; неотектоническая активность региона; значительные масштабы грязевого вулканизма, сообщающего большой стратиграфический и гипсометрический диапазон; многочисленные поверхностные нефтегазоводопроявления, сопряженные с зонами глубинных разломов; четкий контроль нефтеносности тектоническими нарушениями [127, 197]; геохимическое единство всех нефтей осадочной толщи [43, 204, 205, 206] устанавливают облигатное доминирование в регионе вертикальной миграции флюидов из нижних в верхние этажи осадочного разреза при весьма ограниченной роли иных механизмов водообмена.

10.2.1.5. Лос-Анджелесская впадина

Характер проявления инфильтрационных пресных вод по разрезу и площади региона: локализация только в пределах отдельных денудированных складок и исключительно в обнажающихся головных частях плиоценовых и плейстоценовых пластов, незначительный охват ими разрезов месторождений (на глубину порядка 200–300 м) — свидетельствует против вероятности современного существования в нем водонапорной системы артезианского типа. Основными общегидрогеологическими факторами ограничения подобной схемы водообмена являются: баланс атмосферных осадков в районе, не способный обеспечить выдержанное во времени и пространстве метеогенное питание мощных коллекторских пачек; отсечение предгорной зоны вероятного питания от основной территории впадины системами региональных сбросов (Санта-Моника, Сан-Габриель, Эльсинор-Чино, Кристианитос, Палос-Вердес); ступенчато-блоковое строение бассейна, определенное последовательным погружением осадочной толщи от его бортов к центральной части по внутренним разломам (Ньюпорт-Инглвуд, Норуолк, Уиттьер), экранирующим и преломляющим инфильтрационный водоток вниз по падению складчатости; существенная глинизация неогенового разреза от периферии к центру впадины, препятствующая продвижению инфильтратов в том же направлении.

Явления стратиграфического выклинивания отдельных интервалов разреза в прибортовых зонах; наличие формационных несогласий, связанных с трансгрессивно-регрессивными эффектами и палеоденудационными процессами; отсутствие в осадочной толще мощных недоуплотненных глин, способных служить донатором отжимаемых поровых вод и энергетическим обеспечением их последующего перемещения вверх по региональному восстановлению; слабая уплотняемость коллекторских пачек, определяющая весьма ограниченную возможность выделения из них достаточных во времени и пространстве объемов латерально подвижных флюидов — все это в сочетании с совокупностью перечисленных выше факторов устанавливает малую вероятность функционирования в регионе элизионного механизма в его традиционном варианте, предполагающем реализацию водотока в направлении от центра впадины к ее бортовым обрамлениям.

Явно приразломный характер складок, вытянутых в антиклинальные пояса [86, 106, 134]; современная пространственная гидрогеохимическая зональность; широкое мозаичное распространение в постмиоценовом интервале (плиоценовые свиты Репетто и Пико) «переходных» хлоркальциевых, хлормагниевого, сульфатно-натриевых, гидрокарбонатно-натриевых более минерализованных разновидностей на опресненном высокощелочном региональном фоне; постоянная локализация их на наиболее нарушенных дизъюнктивными участках продуктивных структур; соответствие генетического облика названных пластовых растворов процессу смешения в различных пропорциях нижних соленых хлоркальциевых вод с сингенетичными маломинерализованными гидрокарбонатно-натриевыми; пространственная ассоциация положительных концентрационных, компонентных, геотемпературных и отрицательных пьезометрических аномалий с участками повышенной тектонической нарушенности и максимального нефтенасыщения констатируют наличие реализованных (реализуемых) во впадине мощных вертикальных снизу вверх межформационных перетоков флюидов по системе дизъюнктивов, главным образом осложняющих присводовые зоны локальных поднятий.

Широкое проявление вертикальной миграции флюидов в регионе подтверждается и нефтегеологическими материалами, в частности многопластовостью месторождений, присутствием промышленных скоплений углеводородов во всей осадочной толще, начиная от фундамента (месторождения Уилмингтон, Лонг-Бич, Плайя-дель-Рей, Эль-Сегундо и др.) и до плейстоцена включительно (месторождение Йорба-Линда) [106, 130, 134], явным контролем нефтегазоносности тектоническими нарушениями [126, 127], геохимическим обликом нефтей [86, 89, 207].

10.2.1.6. Маракаибская впадина

Существующие в геологической литературе представления о региональной гидродинамике осадочной толщи отдают предпочтение инфильтрационной схеме, согласно которой за область метеогенного питания водоносных комплексов принимаются окаймляющие впадину отроги Анд-

Сьерра-де-Периха, Восточная Кордильера, Анды-де-Мерида, а зоной разгрузки — акваторию Маракайбского озера (П. Дики, Дж. Хант, Дж. Смит, А.А. Карцев, Л.И. Морозов). Критический анализ воззрений названных авторов показывает, однако, что предложенный ими механизм водообмена, претендуя на широкий по разрезу и площади охват, базируется, тем не менее, на весьма ограниченном, узколокальном фактическом материале, объемлющем в основном площади, расположенные только в предгорной зоне, некоторые, преимущественно верхние, интервалы осадочного чехла, единичные залежи, месторождения, структуры и даже их отдельные части, блоки и поля, что, естественно, не отвечает условию достоверности постулируемой модели. Так, в качестве доказательства проявления крупномасштабной современной инфильтрации в бассейне упомянутыми исследователями приводятся гидрогеохимические данные по насыщенным пресным метеогенным водам, обнажающимся на дневной поверхности, верхнеолигоценным-нижнеолигоценным высокопроницаемым коллекторам (формация Ла-Роса) месторождений зоны Боливар (Лагунильяс, Кабимас, Тиа-Хуана, Пуэбло-Вьеха, Бочакеро) и эоценовым пачкам месторождений Ла-Крусес, Боскан, Энсенада, Мене-Гранде [208, 209, 210].

Неправомерность общерегиональных гидродинамических построений на столь избирательной информационной основе очевидна, она следует хотя бы из того, что, во-первых, перечисленные месторождения не могут характеризовать гидрогеологическую обстановку внутренней части бассейна, поскольку все они расположены в бортовых зонах впадины, в непосредственной близости к обрамляющим ее горным сооружениям, где мощные песчаники названных интервалов обнажены на значительную мощность и являются практически идеальными водоприемниками; во-вторых, в пределах самих поднятий эти же пласты чаще всего выведены на поверхность, частично денудированы или срезаны стратиграфическими и формационными несогласиями, что обеспечивает особо благоприятные условия проникновения в эти структуры агентов инфильтрации не только со стороны региональной области питания, но и непосредственно в пределах самих складок. Распространять эту оптимальную для инфильтрации локальную гидрогеологическую ситуацию на весь стратиграфический объем и площадь впадины, не учитывая ее ступенчато-блоковое строение, эффект тектонического экранирования предполагаемого водотока параллельно ориентированными горным сооружениям высокоамплитудными дизъюнктивами, явления резкой литофациальной и формационной неоднородности разреза [100, 135], представляется неправильным.

Наряду с изложенным, факторами, существенно ограничивающими инфильтрацию в региональном плане, являются следующие: выведение из сферы водообмена значительных объемов метеогенных вод дренами исключительно интенсивно развитой речной сети (реки Апон, Палмар, Санта-Ана, Рио-Негро, Такуко, Тарра, Лара, Рио-Браво, Кататумбо, Эскаланте, Сулия, Чама, Тукана, Капаро, Тамаре и др.), сильно расчлененный рельеф, нисходящие источники и т.п.; рост горизонтальных гидравлических сопротив-

лений движению инфильтратов вниз по падению пластов по мере приращения расстояния миграции; резкое ухудшение фильтрационных показателей карбонатной части разреза (мел-палеоцен) в направлении от бортовых зон к центру впадины.

В локальных продуктивных структурах прибортовых зон, где нефтенасыщенные коллекторы выведены на дневную поверхность, проникновение метеогенных вод также имеет весьма лимитированный характер и совершенно не сказывается на общей гидравлической обстановке и гидрогеохимической ситуации природных резервуаров за пределами нижнего контакта нефть—вода. Согласно проведенным специальным исследованиям зона распространения пресных вод во всех месторождениях подобного типа (Лагунильяс, Боскан, Энсенада, Мене-Гранде и др.) охватывает только головные участки пластов, не прослеживается на расстояние более 5–10 км, надежно экранируется верхними ВНК, где углеводороды на контакте с ними образуют своего рода асфальтовые и кировые «пробки», запечатывающие резервуар [208, 209]. Характерно, что в нижней законтурной зоне этих нефтенасыщенных пластов водная среда представлена типично седиментогенными растворами, несущими в себе черты генетической связи с иловыми водами бассейнов осадконакопления.

Общегеологические факторы, определяющие малую вероятность функционирования в регионе инфильтрационной водонапорной системы, также значимы и для реализации водообмена по элизионной модели. Кроме описанных явлений тектонического и литофациального экранирования латерального водотока, облигатно преломивших бы боковое направление миграции на нормальное к напластованию, серьезно лимитирующими возможность формирования в водоносных комплексах отжимного режима представляются: отсутствие в осадочном чехле впадины мощных неуплотненных глинистых толщ, способных служить источником элизионного питания; обусловленная значительной песчаностью разреза (до 45%) высокая степень консолидации относительно маломощных глинистых пластов и пачек, определяющая малую вероятность отжатия из них достаточных объемов поровых вод, потребных для возникновения, существования и поддержания во времени и пространстве их настоящего тока; глинизация терригенной части разреза (эоцен-плиоцен) центральной части впадины, препятствующая фильтрации флюидов вверх по восстанию пластов; весьма малая уплотняемость карбонатных коллекторов (мел-палеоцен) и их практическая непроницаемость в горизонтальном направлении; «клинообразное» замещение в терригенной части разреза проницаемых и непроницаемых разностей, способствующее образованию тупиковых в гидродинамическом отношении зон.

Пространственная гидрогеохимическая зональность, отражающая реализованный эффект вертикальных снизу вверх перетоков подземных вод по системе дизъюнктивов; соответствующее механизму смешения прошлых мезозойских хлоркальциевых и сингенетических гидрокарбонатно-натриевых вод, распространение в эоцен-плиоценовом диапазоне пластовых водных

смесей; широкое проявление генетически взаимоопределенных положительных компонентных, концентрационных, геотемпературных и отрицательных пьезометрических возмущений региональных фонов, приуроченных к тектонически осложненным зонам, структурам и их участкам; постоянная ассоциация с ними промышленной нефтеносности; интенсивное развитие в наиболее дислоцированных районах поверхностных нефтегазоводопроявлений высокотемпературного характера и т.п. свидетельствуют о доминировании в Маракаибской впадине переточно-инъекционного водообмена, определенного крупномасштабным, преимущественно вертикальным, флюидомассопереносом, регулируемым в объемном отношении скважностью проводящих дизъюнктивов. Диапазон подобной миграции в стратиграфическом отношении охватывает интервал мел — плиоцен и в гипсометрическом — 8–0,3 км.

Указанный вывод находит дополнительное подтверждение в результатах специальных нефтегеохимических исследований, установивших идентичность мел-палеогеновых нефтей, их соответствие типу природных фильтратов, автохтонный в мелу и аллохтонный в кайнозое характер присутствия во вмещающих коллекторах, меловой и эоценовый возраст в миоцен-плиоценовых резервуарах [89], а также в специфике нефтенасыщения разрезов конкретных месторождений — их многопластовом строении, концентрации основной части запасов на наиболее нарушенных участках и полях [13, 126, 127, 135, 136], широком стратиграфическом диапазоне распространения углеводородных скоплений — от фундамента (месторождения Ла-Пас, Мара, Татумо) до плиоцена включительно [12, 100, 145].

10.2.2. Предгорные прогибы

10.2.2.1. Предкарпатский прогиб

Гидродинамическая обстановка в верхнем мел-олигоценевом комплексе Внутренней зоны прогиба характеризуется значительной сложностью и дифференцированностью. Флишвидный облик разреза; отсутствие пространственно выдержанных коллекторских пачек; блоково-ярусное строение территории и локальных поднятий; преобладающая связь подземных вод с зонами повышенной трещиноватости пород; разная степень общаемости водонасыщенных объектов с поверхностью; широкое развитие высокоамплитудных региональных дизъюнктивов, гидравлически изолирующих погруженную зону прогиба от приподнятых участков, мозаичность гидрогеохимического, геобарического и геотермического полей; наличие локальных положительных и отрицательных аномалий минерализации, сопровождающихся пьезометрическими, изотопными, палинологическими [63, 64] возмущениями фона; скибово-покровная в региональном плане и надвиго-взбросовая тектоника локальных структурных форм, сопровождающаяся явлением опрокидывания складок; азональность распределения подземных вод по степени концентрированности, типам и компонентному составу определяют существование в разрезе гидравлически разобщенных водонапорных резервуаров, отсутствие между ними площадной гидродина-

мической связи, весьма малую по этим причинам вероятность формирования крупномасштабного элизионного тока подземных вод и реализацию современного водообмена преимущественно путем сквозных вертикальных межформационных перетоков.

Наряду с вышеизложенным, доминирующее в регионе значение вертикальной миграции флюидов по системе тектонических несогласий и зонам повышенной трещиноватости разреза подтверждается и четко фиксируется обязательной пространственной сопряженностью жильно-дайковых проявлений озокерита — продукта дегградации углеводородов нефтяного ряда [64, 68] — с зонами, участками и очагами мощной разгрузки подземных вод (месторождения Борислав, Дзвиняч, Старуна, Поляница и др.).

Рассмотрим теперь вероятность функционирования элизионной системы в нижнемиоценовом водонапорном комплексе, включающем вортшенскую серию аквитанского и бурдигальского ярусов нижнего миоцена, представленную гипсоносными и соленосными глинами с тонкими прослойками песчаников и линзами конгломератов; стебникскую и баличскую свиты гельветского яруса нижнего миоцена, выполненные главным образом глинистыми разностями.

Преимущественно глинистый облик разреза; спорадическое линзообразное распространение в нем маломощных коллекторских пачек; интенсивная дислоцированность локальных поднятий, обуславливающая их блоковое строение; скибово-ступенчатое строение региона в целом; широкое распространение неравномерно уплотненных высокопористых пластичных глин с АВПОД определяют отсутствие в комплексе достаточных условий для формирования латерально направленного тока подземных вод по модели элизионного водообмена, предполагающей относительно незатрудненный отток отжатых флюидов. Гидравлическая изоляция коллекторов и высокая степень лимитации их разгрузки, обеспеченные совокупным влиянием тектонического и литологического факторов, создают в разрезе верхнего гидрогеологического этажа региона специфическую гидродинамическую обстановку, характеризующуюся только наличием в нем значительных потенциальных энергетических ресурсов, но отнюдь не обязательно осуществляющейся их реализацией. В силу этого обстоятельства нижнемиоценовый водонапорный комплекс представляет собой упругозамкнутый ступенчато-блоковый природный резервуар с квазистоймым режимом водообмена, определенным практическим отсутствием фильтрационного дренажа подземных вод.

Инфильтрационный водообмен в пределах рассмотренных комплексов существенного значения не имеет. Это видно из фактов охвата метеогенным питанием весьма ограниченных участков площадей денудированных складок; резкого повышения минерализации подземных вод до 140–270 г/л уже на глубинах 300–500 м; источниковой, речной и по эрозионной сети разгрузки основных объемов атмосферных агентов в непосредственной близости от области питания в горной и предгорной зонах [64, 69]; тектонического отсечения зоны создания напоров инфильтратов от основных резер-

вуаров Береговым, Оровским и другими надвигами; наличия АВПД в водоносных горизонтах с уровнями, значительно превосходящими альтитуды выходов на поверхность соответствующих интервалов в Карпатах; снижения напоров в региональном плане в направлении горноскладчатой области [64].

10.2.2.2. Индоло-Кубанский прогиб

Относительно современной динамики подземных вод региона в геологической литературе высказывались различные, зачастую диаметрально противоположные суждения. В работах В.А. Гордиевича, В.Н. Корценштейна, Г.М. Сухарева, В.С. Котова, В.Н. Матвиенко, Д.И. Рогожина развиваются представления об определяющем влиянии на гидродинамику юрского, нижнемелового, верхнемелового, палеоцен-нижнеэоценового и неогеновых комплексов современной инфильтрации метеогенных вод в пределах горноскладчатых сооружений Горного Крыма и Б. Кавказа, т.е. допускается существование и активное функционирование в регионе типично артезианской системы. А.С. Тердовидов, Б.М. Яковлев, А.А. Карцев, В.В. Колодий полагают, что юрский, нижнемеловой, верхнеэоценовый (кумский), и олигоцен-нижнемиоценовый (майкопский) комплексы на большей части прогиба имеют элизионный режим, а инфильтрационным питанием охвачены лишь ограниченные участки предгорий и непосредственно прилегающие к ним территории. В базальных водоносных комплексах осадочного разреза, где пластовые температуры превышают 200 °С, В.В. Колодием предполагается развитие термогидродинамической природной водонапорной системы, отражающейся в виде пьезо- и геотемпературных аномалий в залегающих выше элизионных системах [64].

Концепция главенствующей роли современной инфильтрации в формировании гидродинамического режима осадочного разреза региона представляется малореальной. Ее опровергают: наличие регионального гидродинамического экрана — Парпачско-Ахтырского глубинного разлома, отсекающего гипотетическую область метеогенного питания в пределах горноскладчатых сооружений от основной части прогиба; его ступенчато-блоковое строение, при котором региональные высокоамплитудные продольные (Новотитаревско-Северо-Керченский, Анастасиевский, Парпачско-Ахтырский) и поперечные (Курджипский, Цицинский, Афицкий, Геленджикский, Восточно-Крымский, Джигинский, Марфовский, Западно-Керченский) экранирующие разрывы приводят в контакт водоносные коллекторы с водоупорами; линзовидный характер природных резервуаров в пределах локальных поднятий и литологическое замещение в бортовых зонах бассейна проницаемых терригенных разностей разреза непроницаемыми [71]; резкое снижение проницаемости и трещиноватости карбонатных коллекторов по погружению складчатости и в межструктурных зонах [71]; широкое распространение маломинерализованных высокощелочных подземных вод во всех интервалах мезозоя, что не может быть обеспечено площадью его обнажений, проводящим сечением и фильтрационными свойствами вмещающих коллекторов при артезианской системе питания; суще-

ствующая пространственная гидрогеохимическая зональность, характеризующаяся распространением во всех комплексах наиболее минерализованных и метаморфизованных пластовых растворов в прибортовых участках прогиба; практическое совмещение областей питания и разгрузки — приуроченность эрозионных и речных (реки Убинка, Афицы, Шибш, Ховчай, Супс, Псекупс, Соленая, Кубань и др.) дрен, многочисленных высокодебитных восходящих термальных источников к осложненной нарушениями относительно узкой полосе, расположенной в предгорной зоне непосредственно перед фронтом Парпачско-Ахтырского разлома [211, 212]; существование в природных резервуарах мезозоя значительной аномальности пластовых давлений, не подлежащей обеспечению высотным положением зоны выходов коллекторов на дневную поверхность — гидростатическим напором. С другой стороны, проявления вод явно поверхностного генезиса в плиоценовом комплексе ряда размытых денудированных поднятий позволяют полагать, что достаточно широко развита инфильтрационная подпитка в самых верхних интервалах осадочной толщи (до глубин 200–500 м), где проникновение метеогенных вод в коллекторские пласты и пакки осуществляется в основном в пределах локальных структур.

Отмеченные особенности тектонического строения прогиба, литофациальная и фильтрационная специфика его разреза в сочетании с площадной геобарической зональностью — фиксацией максимальных значений аномальности пластовых давлений в структурах южного борта, их снижением в направлении регионального погружения складчатости, ориентацией горизонтальных градиентов напора подземных вод в сторону, противоположную латеральному току, определяют малую вероятность достаточно существенной реализации в осадочном разрезе прогиба и элизионного механизма, особенно с учетом того обстоятельства, что объемы отжимаемых флюидов в единицу времени и из единицы объема породы не в состоянии обеспечить их направленный ток вверх по региональному восстанию пластов.

Объективный анализ имеющихся данных по гидрогеохимическим условиям водоносных комплексов кайнозойского гидрогеологического этажа, насыщенного сингенетичными хлоркальциевыми солеными (до 70 г/л) водами и мозаично распространенными, локализованными в виде отрицательных концентрационных аномалий, маломинерализованными (9–33 г/л) щелочными, генетически сопряженными с мезозоем и приуроченными в основном к присводовым интенсивно дислоцированным участкам отдельных поднятий, зонам диапировых внедрений и грязевым вулканам (месторождения Анастасиевско-Троицкое, Ахтырско-Бугундырское, Абино-Украинское, Кудак-Киевское, Мошкаревское, Владиславское и др.); соответствие фактических показателей ионно-солевого состава и минерализации пластовых водных смесей палеоцен-плиоценового стратиграфического диапазона расчетным по модели смещения определяют реальность, обоснованность и необходимость признания превалирующей роли межформационных перетоков подземных вод нижнего гидрогеологического

этажа в верхний в формировании современной гидродинамической обстановки осадочного выполнения прогиба. Масштаб вертикальной миграции охватывает интервал глубин от 10 до 7 км и стратиграфический диапазон юра — плиоцен.

Дополнительным фактическим подтверждением рассмотренной модели вертикального флюидомассопереноса являются нефтегеологические и нефтегеохимические данные, свидетельствующие об облигатной приуроченности углеводородного насыщения в регионе к приразломным зонам [13, 60, 77], количественном контроле нефтегазонасности степенью дислоцированности локальных структур [126, 127], генетическом единстве нефтей всего мезокайнозойского разреза [213], присутствии в кайнозойских резервуарах углеводородов мезозойского возраста [214].

10.2.2.3. Терско-Каспийский прогиб

Существующие воззрения на гидродинамическую обстановку региона противоречивы: Г.М. Сухарев, В.Н. Корценштейн, М.Е. Альтовский предполагают доминирование инфильтрационного режима во всех комплексах осадочного выполнения; А.А. Карцев, И.Г. Киссин, А.М. Никаноров, С.Б. Вагин, Г.П. Волобуев, Л.Н. Шалаев, М.В. Мирошников полагают, что неогеновая часть разреза находится в сфере воздействия метеогенных агентов, а в нижней превалирует элизионный водообмен с проявлениями элементов термогидродинамической водонапорной системы; К.А. Аникиев, В.А. Кротова, В.И. Дюнин основной формой флюидомассопереноса считают вертикальную миграцию по нарушениям сплошности пород.

Исключительно широкое распространение в предгорной зоне Б. Кавказа, принимаемой в качестве гипотетической области питания, пресных и солоноватых термальных источников с дебитами до 86 тыс. м³/сут (церикельские, мамакайюртовские, горячеводские, серноводские и др.), дренирующих практически весь обнажающийся здесь мезокайнозойский разрез [211, 215, 216] и «перехватывающих» существенный объем инфильтратов; значительное развитие в ней естественных дрен-эрозийной и речной сетей (реки Ардон, Сунжа, Терек, Асса, Фортанга, Аргун, Гойта, Элистанжи, Восточный Ярык-Су и др.), характеризующихся интенсивным денудационным врезом в осадочную толщу и по этой причине выводом из артезианской системы значительного количества метеогенного агента; наличие Черногорского и Аргун-Сунженского разломов, отсекающих геосинклинальный борт прогиба от мегантиклинория Б. Кавказа, принимаемого за водосборную область; распространение в мезозойских и палеогеновых водоносных комплексах уже на очень небольшом расстоянии от полосы их выходов на поверхность высокоминерализованных хлоркальциевых рассолов; резко избирательное проникновение опресненных инфильтрационных вод в отдельные интервалы эоценового и средне-верхнемиоценового комплексов, регулируемое только степенью раскрытости и величиной проницаемости водоносных пачек; существенное ухудшение фильтрационных свойств карбонатных разностей разреза по погружению складчатости и рост в том же

направлении горизонтальных гидравлических сопротивлений; весьма значительная аномальность пластовых давлений в коллекторах, превышающая альтитуды выходов соответствующих интервалов на дневную поверхность, — критические оценка и анализ всех этих факторов не оставляют возможности для принятия концепции регионального развития на всей территории прогиба типично артезианского режима. В то же время фактические наблюдения показывают, что в отдельных, наиболее проницаемых интервалах эоцена и среднего и верхнего миоцена (чокрак-караганские, меотические слои) явно имеются элементы распыленного инфильтрационного питания с водосборными участками, расположенными главным образом в пределах локальных поднятий Сунженской и Терской антиклинальных зон, где эти пачки разреза выходят на поверхность. Местонахождение области несосредоточенного питания в названном районе определяет возможность проникновения метеогенных вод по отдельным коллекторским пластам вплоть до структуры Притеречных синклинальной и антиклинальной зон — на расстояние до 10–20 км.

Анализ возможностей функционирования в регионе элизионной водонапорной системы также не дает положительного ответа. Ступенчато-блоковое строение прогиба, определенное наличием системы региональных продольных (Терско-Каспийский, Срединно-Терский, Аргун-Сунженский, Черногорский), поперечных (Черкесский, Малкинский, Баксанский, Чегемский, Ардонский, Казбекский, Аргунский) и диагональных (Нальчикский, Датыхско-Ахловский, Беной-Эльдаровский, Гудермесско-Моздокский, Самурский) глубинных разломов, приводящих в контакт разновозрастные и фашиально разнящиеся интервалы разреза; отсутствие недоуплотненных, с повышенной водонасыщенностью глинистых толщ во вскрытом мезозойском разрезе, являющихся энергетическим и массовым источником отжимного водотока; незначительная уплотняемость терригенных и карбонатных коллекторов; отсутствие крупномасштабного компенсированного осадконакоплением современного прогибания центральной зоны бассейна; эффект прогрессирующего роста горизонтальных гидравлических сопротивлений по мере приращения области питания, преломляющего боковое направление миграции и определяющего ее обязательную трансформацию на вертикаль; широкое развитие гидрогеохимических, изотопных [81], геотемпературных [217], пьезометрических, палинологических и прочих возмущений региональных фонов; наличие трещиноватости в карбонатных резервуарах мезозоя только в пределах локальных поднятий и ее практическое отсутствие в межструктурных зонах [82, 218]; линзовидный в целом характер терригенных коллекторов осадочного разреза и их фашиальное замещение непроницаемыми разностями к бортовым зонам прогиба и от сводов к крыльям и периклиналям отдельных складок; достижение к моменту окончательного оформления Терско-Каспийского прогиба в понтическое время (15 млн лет назад) максимальной степени уплотнения юрских и нижнемеловых глинистых толщ, отсутствие в последующем вплоть до настоящего времени существенного уменьшения их пористости [103,

218], сопровождаемого отжатием значительных объемов седиментогенных вод, отрицают возможность широкого развития в регионе элизионных процессов, особенно в глубоких интервалах его разреза.

В качестве убедительного фактического подтверждения приведенных соображений выступают данные по площадной неоднородности геобарического поля верхнемелового резервуара, что не должно было бы иметь места при реализации крупномасштабного латерально-элизионного водотока. Так, выявлявшиеся по мере разбуривания перепады приведенных пластовых давлений составляли: на Старогрозненской площади — 18 МПа на южном крыле структуры и 11 МПа на северном; на участке Хаят-Корт — Минеральная — 13 МПа; между площадью Ястребиной и восточным полем площади Хаян-Корт — 6 МПа; в районе западной периклинали Октябрьской складки — 13 МПа; между Брагунской и Гудермесской площадями — 5 МПа; между Брагунской и Западно-Гудермесской — 7 МПа и др. [74, 80, 81, 83, 80, 204, 219].

Совокупность объективных геологических данных утверждает основной формой водообмена в осадочном выполнении Терско-Каспийского прогиба межформационный вертикальный переток флюидов по системе региональных и локальных тектонических несогласий из нижнего в верхний гидрогеологический этаж. Подтверждениями этого заключения являются: широкое проявление во всех интервалах мезокайнозоя положительных концентрационных гидрогеохимических аномалий переточно-инъекционного облика; идентичность подземных вод нижнего и верхнего мела; близкое содержание в них радия, дейтерия, трития и изотопов кислорода [220]; наличие прямых следов миграции в виде кальцитовых образований, оставленных циркулирующими по трещинам и разломам подземными водами [81, 221]; присутствие в кристаллах гидротермального кальция битуминозно-газовых, битуминозно-газоводяных и включений твердых битумов [222]; четкое соответствие современной вертикальной гидрогеохимической зональности модели смещения сингенетических вмещающим отложениям и пришлых вод; закономерности пространственного распределения градиентов приведенных пластовых давлений; геотемпературные возмущения регионального фона.

Доминирование в регионе вертикального флюидомассопереноса дополнительно подтверждается нефтегеологическими данными. В частности, в присводовых частях месторождений Старогрозненское и Хаян-Корт в глинистых пачках зафиксировано присутствие эпигенетического битума в количестве 0,16–0,18% [224]; прямые следы миграции флюидов из подстилающих отложений в верхнемеловые резервуары — наличие «загрязнения» эпигенетической битуминозностью подконтактных (вода—нефть) трещиноватых зон карбонатных массивов на расстоянии до 200 м от поверхности раздела — отмечены на месторождениях Карабулак-Ачалуки и Заманкул [223]; А.Н. Резниковым установлено генетическое единство нефтей всех стратиграфических интервалов вскрытого осадочного разреза, а оценками геохимического возраста углеводородов определено их главным образом среднеюрское происхождение в верхнемеловых залежах [214].

Не согласуются с концепцией элизионного водообмена и подтверждают превалирование вертикальной миграции данные о распределении в разрезе возможно нефтепродуцирующих интервалов. Эту функцию вряд ли могли выполнять отложения нижнего мела и верхней юры, так как глинистые пачки первых маломощны и отлагались в большинстве случаев в окислительной среде [223], а вторые, за исключением келловейского яруса, представлены карбонатами. Кроме того, на значительной части региона в титонском ярусе широко развиты эвапориты, являющиеся экраном для перемещения углеводородов и сопутствующих подземных вод. Логическим выводом из приведенного является допущение, что поступление флюидов осуществлялось из ниже-среднеюрских, а возможно, и более глубоких горизонтов и было приурочено к зонам крупных разломов.

Масштаб вертикального флюидомассопереноса в Терско-Каспийском прогибе охватывает диапазон глубин от 10–7 км и стратиграфический интервал пермотриас — юра — миоцен.

10.2.2.4. Предзагорский прогиб

Гидродинамическая ситуация в осадочном разрезе региона практически однозначно отрицает вероятность функционирования здесь водонапорной системы инфильтрационного типа. Основаниями для этого заключения являются: повсеместное пространственное распространение в разрезе высокометаморфизированных хлоркальциевых рассолов с общей минерализацией 80–300 г/л; обусловленное системой пересекающихся продольных и поперечных дизъюнктивов ступенчато-блоковое строение прогиба, препятствующее движению подземных вод сверху вниз по падению складчатости; тектоническое отсечение Главным надвигом Загроса региональной полосы выходов дофарских пород (так называемого фронта гор — по терминологии геологов, работающих в юго-западном Иране [225]) — потенциальной области метеогенного питания — от основной территории прогиба; отсутствие в пределах локальных поднятий обнажений основных коллекторских интервалов на дневной поверхности; отрицательный баланс атмосферных осадков в регионе, не способный обеспечить в объемном отношении инфильтрационный водоток; преимущественно карбонатный характер разреза и крайне незначительная проницаемость известняковых коллекторов в горизонтальном направлении; наличие в предгорной зоне восходящих термальных источников, продуцирующихся солеными водами.

Перемещение подземных вод по элизионной модели также представляется мало реальным по следующим причинам: весьма малой степени геостатического уплотнения карбонатных пород и возможности отжатия из них достаточных объемов поровых вод, способных обеспечить их латеральный ток; резко уменьшения проницаемости известняков в направлении центральной части прогиба [85]; практического отсутствия трещиноватости в периферийных частях локальных поднятий и в межструктурных зонах [88, 90]; весьма малых градиентов мощностей отдельных стратиграфических комплексов по их региональному восстанию [152, 226]; ступенчато-блоко-

вого строения прогиба [85, 128, 145, 150, 151, 227]; наличия в его осевой и прибортовых зонах крупных разломов, препятствующих латеральной гидравлической связи области питания с участками разгрузки, и ряда других более мелких дизъюнктивов различной ориентации, преломлявших бы элизионный водоток.

Объективным свидетельством существенно ограниченной латеральной подвижности подземных вод в трещиноватых карбонатных коллекторах формаций Асмари и Бангестан служат и непосредственные промысловые наблюдения, показывающие, что на большинстве месторождений Предзагросского прогиба за время трехлетней остановки добычи нефти (1951–1953) давление в залежах не только не восстановилось до уровня начального, но практически не превысило текущее перед прекращением эксплуатации, и ВНК оказались фактически неподвижными, несмотря на наличие весьма значительных перепадов давлений между нефтяными и законтурными зонами — порядка 15–20 МПа [228]. Малой активностью законтурных вод можно объяснить и то обстоятельство, что почти все залежи региона разрабатываются на смешанном режиме — газовой шапки + растворенного газа — без каких-либо заметных проявлений со стороны контакта вода — нефть [85, 87].

Анализ фактических данных в сочетании с приведенными выше соображениями объективно утверждает превалирующую роль в регионе крупномасштабного сквозного снизу вверх межформационного флюидомассопереноса. Это подтверждается следующими факторами: современной вертикальной и площадной гидрогеохимической зональностью, выражающейся в ее формировании действием переточно-инъекционного механизма, пространственным соответствием положительных концентрационных аномалий подземных вод зонам повышенной трещиноватости карбонатных резервуаров и участкам развития сбросов, приуроченным к сводам локальных структур; наличием единых поверхностей контактов нефть — вода в продуктивных ловушках природных резервуаров формаций Асмари и Бангестан [85, 145]; мощными поверхностными нефтегазоводопроявлениями над продуктивными складками [86, 124, 229].

Доминирующая роль вертикальной миграции флюидов в Предзагросском прогибе отчетливо устанавливается и комплексом нефтегеологических факторов, важнейшими из которых являются следующие: соответствие типу фильтрованных всех нефтей мезозой-миоценового стратиграфического диапазона, их геохимическое единство и генетическая общность [85, 89, 128, 230]; наличие в ряде продуктивных ловушек в зонах повышенной трещиноватости в сотнях метров ниже ВНК пятнистого окрашивания пород тяжелой нефтью — следов миграции [88, 230]; соответствие рассчитанного по соотношениям углеводородов геохимического возраста нефтей, залегающих в асмариjsком резервуаре месторождений Хашме-Хаш, Марун, Ага-Джари (возраст коллектора 20 млн лет), меловому и юрскому (102–120 млн лет) [230]; описанные Г. Даннингтоном по полевым материалам факты гидравлической связи меловых и нижнемеловых отложений [88, 231].

В плане подтверждения широкого развития в регионе вертикальных перетоков флюидов исключительно интересным является сообщение Н. Фэлкона (материалы дискуссии по статье Г. Даннингтона [90]) о следующем наблюдении. На месторождении Месджид-и-Сулейман была пробурена глубокая скважина, вскрывшая ниже природного резервуара Асмари глубоко-водные фации осадков юрского и нижнемелового возраста, где образование трещин в связи со складчатостью маловероятно. Впоследствии эта скважина была зацементирована и ликвидирована, однако тампонаж был проведен некачественно. Создание такой искусственной трещины привело к тому, что давление в огромном резервуаре Асмари стало повышаться со скоростью 0,07 МПа в месяц. Это, по мнению автора, свидетельствует о быстром переходе огромного количества газа из глубокой зоны высокого давления в расположенную ближе к поверхности зону низкого давления. Описанный случай является прямым и весьма убедительным доводом в пользу концепции о вторичном характере углеводородного насыщения богатейших асмариjsких залежей юго-западного Ирана [89].

10.3. ГЕОБАРИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ МИГРАЦИИ ПРИРОДНЫХ ФЛЮИДОВ

Работами отдельных исследователей пропагандируется мнение о преимущественно элизионном характере геофлюидодинамических систем альпийских геосинклинальных регионов [55, 114, 232–235]. Материалами предыдущих разделов было показано, что специфическая литолого-тектоническая обстановка, обусловленная ступенчато-блоковым строением этих регионов, последовательным вверх по восстанию складчатости выклиниванием отдельных стратиграфических составляющих разрезов и в целом их резкой глинизацией в погруженных осевых зонах, препятствует перемещению подземных вод в направлении от центральных частей впадин и прогибов к их периферийным обрамлениям и вызывает тем самым серьезные сомнения в правомерности принятия этой схемы в традиционном варианте, предполагающем реализацию более или менее свободного латерального водообмена.

В аспекте АВПД изучение динамики подземных вод, коррекция существующих представлений и установление объективного характера функционирования региональных геофлюидодинамических систем предполагают предварительное решение двух основных задач: определения условий уплотнения глинистых толщ и оттока из них сжатых флюидов как основного агента элизионного водообмена и выявления меры соответствия фактических закономерностей пространственного распределения градиентов приведенных пластовых давлений какому-либо из теоретически возможных вариантов флюидодинамического режима.

10.3.1. Консолидационные процессы в глинистых образованиях, их роль, место и значение в формировании геофлюидодинамического режима

Консолидации (уплотнению) глинистых пород как фактору, определяющему гидродинамический режим в глубоких горизонтах стратисферы, образованию аномально высоких поровых и пластовых давлений, обуславливающему первичную и вторичную миграцию углеводородов и формирование их залежей, серьезное внимание стали уделять примерно с середины XX в. Наиболее заметный вклад в проблему внесены исследованиями L. Athy, H. Hedberg, J. Weller, G. Dickinson, G. Chilingar, H. Rieke, M. Hubbert, W. Rubey, J. Burst, M. Powers, W. Fertl, K. Magara, Ю.В. Мухина, Н.Б. Вассоевича и др. Тем не менее, несмотря на значительный объем проведенных лабораторных и экспериментальных исследований на шламовом материале и образцах керна, прямых геофизических и промысловых наблюдений и их геологических интерпретаций, отдельные стороны этого процесса по настоящее время различными авторами истолковываются неоднозначно, что нередко порождает диаметрально противоположные воззрения по этим фундаментальным аспектам нефтегеологической науки. Особенно важными в этом плане представляются имеющие существенное прикладное значение расхождения в вопросах региональной геофлюидодинамики, в частности качественная и количественная оценка вероятности функционирования природных водонапорных систем глубоких недр по традиционной элизонной схеме и роль уплотнения глинистых толщ в формировании флюидотоков, образовании и размещении скоплений нефти и газа.

Прежде чем перейти к непосредственному обсуждению проблемы консолидации глинистых пород, роли и места названного явления в геофлюидодинамических процессах, уточним терминологию. Целесообразно, видимо, выделить три ее основные, наиболее значимые по своим геологическим следствиям модификации — *геодинамическое* (синоним — гравитационное, компрессионное, нагруженное) уплотнение глин, осуществляемое как функция постоянно нарастающего во времени веса вышележащих толщ; *геостатическое* (синонимы — декомпрессионное, разгрузочное) уплотнение, реализуемое за счет внешнепространственной разрядки накопленной на предшествовавших этапах геологической истории районов кумулятивной энергии сжатых в поровом пространстве флюидов; *геотектоническое* уплотнение, имеющее тектоно-стрессовую природу. Первый механизм типичен для современной геологической обстановки территорий, характеризующихся продолжительным компенсированным осадконакоплением, прогибанием — перманентной иммерсией разреза (в основном шельфовые зоны и акватории внутренних морей); второй — для расположенных на суше районов, где современное континентальное осадконакопление не компенсирует темп погружения глинистых толщ и последние в значительной мере сохраняют унаследованную (фоссилизированную) аномально высокую пористость (водонасыщенность); третий — для поясов и зон мощного проявления палео- и неотектогенеза. Конечным результатом

функционирования геодинамического и геотектонического механизмов является аргиллитизация глин, их расслаивание, пластинчатость и трещиноватость; геостатическое же уплотнение не приводит к существенному изменению морфологии порового пространства глин, они почти сохраняют свою текстуру, и их остаточная водонасыщенность практически полностью нейтрализует давление вышележающих толщ (равновесное состояние).

Независимо от своей генетической обусловленности консолидационные процессы в глинистых толщах подлежат реализации в вероятностном плане исключительно как функция обеспечения комплексом геологических факторов дренажа глин и осуществленной эмиграции из их порового пространства ранее находившихся в нем сжатых флюидов (в основном поровых вод). Соответственно, основными условиями, регулирующими темп и характер процесса в конкретной геологической обстановке, являются: скорость и глубина погружения глин; мощность глинистых толщ; знак региональных тектонических движений и интенсивность тектоно-стрессовых проявлений; наличие и продолжительность межформационных перерывов в осадконакоплении; степень фильтрационной, трещинной, диффузионной и пленочной проницаемостей глинистых разностей; мера пространственного постоянства их литологического и минералогического состава (неоднородности); количественное содержание примесей песчано-алевритового, карбонатного и кремнистого материала; степень диа- и катагенетических преобразований глин; их минералогический состав, эффективность проявлений дегидратационных механизмов; соотношение в консолидируемых разрезах непроницаемых и коллекторских интервалов, служащих зонами-каналами дренирования (разгрузки); мера гидравлической сообщаемости последних с приповерхностными интервалами — дневной поверхностью; возраст и время пребывания того или иного интервала консолидируемой глинистой толщи на определенных гипсометрических уровнях (глубинах и температурных зонах); направление — вектор приложения тектоно-стрессовых эффектов.

Сложное сочетание, взаимодействие и взаимовлияние названных факторов приводят к тому, что в различных природных обстановках в регионах количественные показатели консолидационных процессов при идентичной качественной направленности могут существенно различаться. Крайними членами этого ряда (своего рода эталонными функциями) будут, с одной стороны, зависимость, характеризующая процесс уплотнения древних, медленно погружавшихся с неоднократными воздыманиями в условиях крупных межформационных перерывов, маломощных, вещественно резко неоднородных, опесчаненных (карбонатизированных, окремнезирванных) глин, переслаивающихся с мощными регионально выдержанными коллекторами; с другой — зависимость, отражающая процесс консолидации молодых, перманентно и интенсивно погружающихся, мощных, литофациально однородных, мономинеральных глинистых толщ, гидравлически изолированных от коллекторских интервалов. Первой зависимости чаще всего отвечают условия древних и стабилизированных приподнятых мо-

лодых платформ, второй — обстановка «неравновесных» альпийских и современных геосинклинальных подвижных поясов, активизированных погружающихся зон эпигерцинских платформ и орогенов.

При интенсивном и кратковременном («лавином») накоплении мощных, фациально однородных, мономинеральных глинистых серий, изолированных от зон разгрузки, темп оттока из них поровой жидкости значительно отстает от скорости и глубины погружения глин, что обеспечивает ограниченный уровень их консолидации и сохранение на весьма больших глубинах «нестабильных» высокопластичных глин с высокой пористостью, повышенной влагонасыщенностью и пониженной плотностью, вплоть до консистенции «квазиоживления». При относительно небольших глубинах и длительном контактировании маломощных, литологически и минерально неоднородных, линзовидных, опесчаненных, с большим содержанием примесей глинистых пачек с регионально выдержанными коллекторами, способными обеспечить достаточно свободный дренаж глин, консолидация глинистых разностей характеризуется высокими темпами и относительно резким уменьшением значений перечисленных параметров.

Отставание эмиграции поровой жидкости из глинистых пород в ходе их погружения, помимо высокой пористости, вызывает интенсивное сжатие поровых флюидов и возникновение давлений, нередко литостатического уровня, с соответствующим формированием во всем объеме глинистой толщи АВПоД. Нелимитированный отток поровой жидкости в условиях гидравлической связи с участками разгрузки и в течение достаточно длительного геологического времени приводит к предельному уплотнению глин, полной потере ими пластичности, превращению их в трещиноватые пластинчатые аргиллитоморфные сланцы.

Подтверждением изложенных положений могут служить фактические материалы по ряду альпийских геосинклинальных (Паданская, Южно-Каспийская, Лос-Анджелесская, Маракаибская впадины, Индоло-Кубанский и Терско-Каспийский прогибы) и разновозрастных платформенных (Скифская плита, Примексиканская впадина — Галф-Кост) регионов (табл. 10.1, 10.2, 10.3, 10.5, 10.6) [48, 60, 85, 106, 107, 134, 236, 237, 238 и др.]. Закономерности уплотнения их глинистых пород иллюстрируются корреляциями «пористость глин — глубина», составленными по названным районам (рис. 10.6, 10.7; табл. 10.1, 10.2, 10.3, 10.5, 10.6). При анализе в качестве наиболее характерных (типовых) зависимостей приняты кривые: J. Weller — отображающая практически завершённую в стабилизированных платформенных условиях консолидацию палеозойских глин, испытавших в течение длительного геологического времени почти полную разгрузку находившихся в них флюидов [183]; Н.Б. Вассоевича — иллюстрирующая влияние некоторого отставания оттока поровых флюидов от темпа погружения глин олигоцен-миоценового возраста в обстановке относительно слабо активизированного участка эпигерцинской платформы Предкавказья [236]; М.З. Рачинского — характеризующая обстановку весьма существенно лимитированного оттока поровой жидкости из исключительно мощной (до 4 км) третично-четвер-

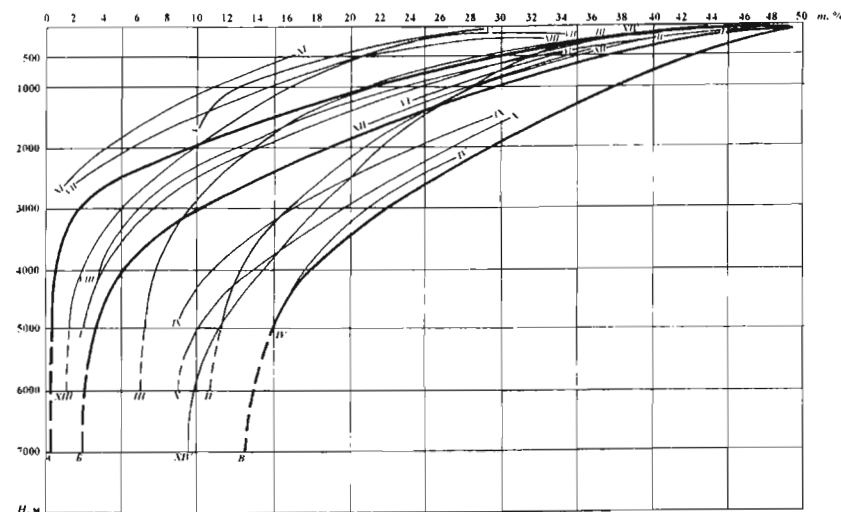


Рис. 10.6. Изменение общей пористости глин в зависимости от глубины:

Эталонные зависимости: А — корреляция Уэллера; Б — корреляция Вассоевича, В — корреляция по Керченскому п-ову (Рачинского). *Региональные зависимости:* I — Центральный Апшерон; II — Бакинский архипелаг; III — Юго-Западная Туркмения (Южно-Каспийская впадина); IV — южный борт Западно-Кубанского прогиба; V — Адыгейский выступ (Индоло-Кубанский прогиб); VI — Скифская плита; VII — Новоселовское поднятие (Крым); VIII — Равнинный Крым; IX — Сунженская зона; X — Терская зона; XI — Предгорный Дагестан (Терско-Каспийский прогиб); XII — Ставропольский свод; XIII — Венесуэла, Колумбия (Маракаибская впадина); XIV — Галф-Кост (Примексиканская впадина)

тичной глинистой толщи, отлагавшейся в условиях интенсивного альпийского прогибания бассейна осадконакопления юго-восточной геосинклинальной зоны Керченского полуострова (осевая и южная зоны Индоло-Кубанского прогиба) [237, 238].

Положение остальных кривых относительно друг друга и названных эталонных зависимостей позволяет (при учете специфических для каждого региона особенностей) оценить роль каждого из основных факторов в общем процессе консолидации глин. В частности, представляется возможным при одинаковом возрасте уплотняющихся глин количественно определить влияние соотношения в разрезе проницаемых и непроницаемых разностей и их мощности; при идентичной литофациальной характеристике разрезов — влияние геологического времени; при подобии литологии и возраста — воздействие тектоно-инверсионных и денудационных факторов. Так, если обратиться к сопоставлению разновозрастных (плиоценовых) разрезов Апшеронской области и Бакинского архипелага (Южно-Каспийский бассейн), то фактические данные показывают, что количественные показатели уплотнения глин в каждом из этих районов существенно разнятся в зависимости от соотношения в разрезах проницаемых и непроницаемых

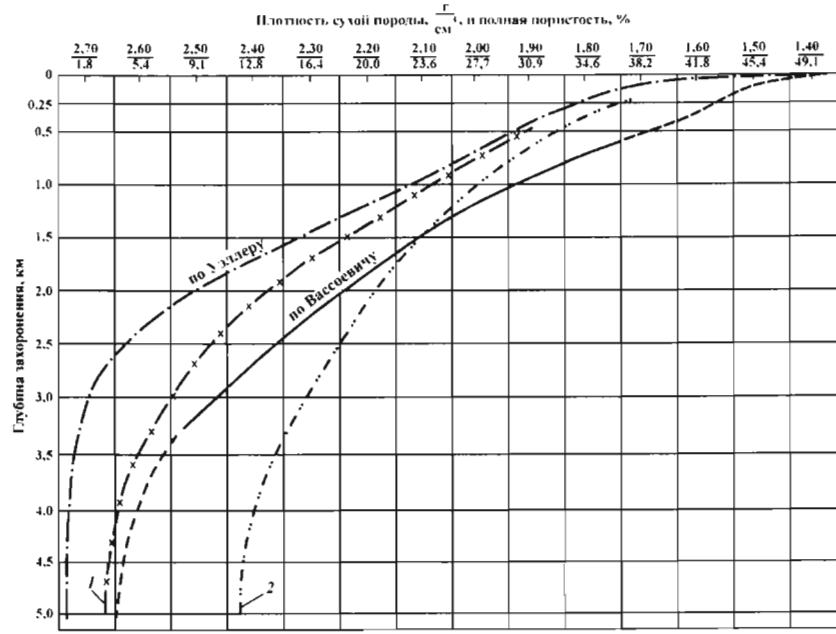


Рис. 10.7. Зависимость изменения пористости глин от глубины их погружения:
1 — Центральный Апшерон; 2 — Бакинский архипелаг

пород и их мощности. В условиях частого песчано-глинистого чередования (Центральный Апшерон) поровые флюиды достаточно свободно эмигрируют из маломощных (до 100–120 м) глинистых пачек в смежные коллекторы и темп их уплотнения весьма высок (кривая расположена между корреляциями Уэллера и Вассоевича); в районе же Бакинского архипелага, характеризующегося резкой глинизацией плиоценового разреза (до 85–95%) и значительной мощностью глинистых толщ (до 1300–1600 м — пл. Булламор), консолидация глин реализуется при существенно лимитированном оттоке поровой жидкости и с гораздо меньшим темпом — кривая расположена между корреляциями Вассоевича и Рачинского, определяя, таким образом, расхождения в значениях пористости глин на одинаковых глубинах в названных районах в диапазоне 2–10% (рис. 10.7; табл. 10.1–10.3) [238].

Примерно аналогичные форму и положение относительно эталонных кривых имеют зависимости для ряда других регионов и стратиграфических комплексов. Кривым, отвечающим Апшеронскому району ЮКБ, идентичны кривые по олигоцен-миоценовым отложениям Западного Предкавказья (Индоло-Кубанский прогиб) и мел-палеогеновым отложениям Равнинного Крыма (Скифская плита), по олигоцен-миоцену Ставропольского свода (Центральное Предкавказье, Скифская плита), залегающим на глубинах до 3 км, плиоценовым интервалам Юго-Западной Туркмении (восточный борт

Таблица 10.1
Динамика изменения пористости глин в функции глубины их погружения и специфики геологического строения регионов

Гидродинамическая обстановка		Общая пористость глин (m), %											
		Нормальная консолидация глинистых пород					Стабилизированная платформенная зона						
Характер разреза		Песчано-глинистое чередование, толщина глинистых пачек до 100–150 м, глинистость разреза до 40%											
Геоструктурный элемент		Геосинклинальная зона		Азово-Кубанский			Средне-Каспийский		По				
Нефтегазоносный бассейн		Марака-ибский	Южно-Каспийский	Равнинный Крым	Скифская плита	Новоселовское поднятие (Крым)	Адыгейский выступ	Ставропольский свод	J. M. Weller				
Регион, район		Центральный Апшерон	Юго-Зап. Туркмения	Маракаибская впадина	Крым	Крым	Крым	Крым	Крым	Крым	Крым	Крым	Крым
Возраст глин		N ₂	N ₂	Kz	С _{T2} + P _g	P _{g3} + N ₁	С _{T1} + P _g	С _{T1} + P _g	P _{g3} + N ₁	P _{g3} + N ₁	Pz	Pz	Pz
Глубина погружения глин, м		3	4	5	6	7	8	9	10	11	11	11	11
500	28,0	31,3	20,6	31,4	33,3	21,0	18,6	36,0	29,9	29,9	29,9	29,9	29,9
1000	24,8	21,0	16,2	25,0	26,5	14,8	12,5	27,2	23,6	23,6	23,6	23,6	23,6
1500	18,9	16,5	12,7	18,0	10,4	10,5	10,5	22,4	15,8	15,8	15,8	15,8	15,8
2000	13,8	13,5	9,8	12,2	6,0	6,0	6,0	8,8	8,8	8,8	8,8	8,8	8,8
2500	9,8	11,2	7,0	8,6	2,4	2,4	2,4	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0
3000	7,2	9,4	5,0	6,1	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0
3500	5,2	5,2	3,5	4,6	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2
4000	3,8	3,8	2,5	3,9	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8
4500	2,9	2,9	2,0	2,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7
5000	2,7	2,7	1,9	2,7	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6
6000													
7000													

Глубина погружения, м	Общая пористость глин (m), %													
	Замеленная консолидация глинистых пород					Резко лимитированная консолидация глинистых пород								
	Глинисто-песчаное переслаивание, толщина глинистых пачек 150–350 м, глинистость разреза до 70%					Преимущественно глинистые толщи, толщина глинистых пачек более 400–500 м, глинистость разреза свыше 80%								
Геосинклинальная зона					Геосинклинальная зона					Активированная платформа				
Южно-Каспийский		Юго-Зап. Апшерон, Гобустан, Сев. часть Бак. арх.		Южно-Каспийский	Средне-Каспийский		Средне-Каспийский		Примексиканский					
Адриатический	Паданская впадина	Юго-Зап. Апшерон, Гобустан, Сев. часть Бак. арх.	Юто-Зап. Апшерон, Туркмения		Сунженская зона Терско-Касп. прогиба	Лос-Анджелесский	Лос-Анджелесская впадина	Равнинный Дагестан (по Вассовичу)		Южная часть Бакинского архипелага	Южный борт Западно-Кубанского прогиба	Керченский полуостров	Терская	Терско-Каспийский прогиб
N ₂					P _{g3} + N ₁					P _{g3} + N ₁				
N ₁					P _{g3} + N ₁					Kz				
500	31,1	30,4	25,4	25,4	39,1	40,3	43,4	16,5	16,5	31,6				
1000	26,4	25,2	22,5	22,5	29,9	31,0	37,5	11,2	11,2	28,0				
1500	22,1	20,0	19,6	19,6	23,8	28,0	33,2	7,0	7,0	25,2				
2000	17,9	17,0	17,9	17,9	18,7	25,0	29,6	3,7	3,7	22,5				
2500	13,9	14,8	16,1	16,1	13,9	23,0	26,0	1,5	1,5	20,3				
3000	10,4	13,2	14,6	14,6	10,2	20,0	22,5			18,0				
3500		11,4	13,6	13,6	6,8	17,0	19,9			16,0				
4000		10,0	12,1	12,1	5,1	14,0	17,8			14,2				
4500		7,3	11,8	11,8	4,1	12,0	16,0			12,7				
5000		6,3	11,4	11,4	3,4	11,6	15,2			11,5				
6000		5,0*	10,7	10,7		11,2*				9,9				
7000		4,0*				11,0*				9,6				

*Расчетные значения.

Динамика изменения пористости глин плиоценовой серии Южно-Каспийского бассейна в функции глубины их погружения

Глубина, м	Общая пористость глин (m), %				Δm, %			Соотношения		
	По J.M. Weller (m ₁)	По Вассовичу (m ₂)	Центральный Апшерон (m ₃)	Бакинский архипелаг (m ₄)	m ₄ - m ₁	m ₄ - m ₂	m ₄ - m ₃	m ₄ /m ₁	m ₄ /m ₂	m ₄ /m ₃
500	29,9	39,1	31,3	33,5	3,6	-5,6	2,2	1,12	0,86	1,07
1000	23,8	29,9	24,8	28,0	4,2	-1,9	3,2	1,17	0,94	1,13
1500	15,8	23,8	18,9	23,8	8,0	0,0	4,9	1,50	1,00	1,26
2000	8,8	18,7	13,8	20,8	12,0	2,1	7,0	2,36	1,10	1,50
2500	4,3	13,9	9,8	18,4	14,1	4,5	8,6	4,29	1,33	1,87
3000	2,0	10,2	7,2	16,2	14,2	6,0	9,0	8,10	1,59	2,25
3500	1,2	6,8	5,2	14,2	13,0	7,4	9,0	11,80	2,09	2,73
4000	0,8	5,1	3,8	12,6	12,0	7,7	9,0	16,00	2,50	3,57
4500	0,7	4,1	2,9	11,9	11,2	7,8	90,0	17,00	2,90	4,25
5000	0,6	3,4	2,7	11,7	11,1	8,3	9,0	19,50	3,43	4,35

ЮКБ), находящимся на глубинах 2–5 км, мел-третичным сериям Венесуэлы и Колумбии (Маракайбская впадина) и др. Геологической обстановке Бакинского архипелага (затрудненный дренаж) в определенной степени соответствуют зависимости по мощным, однородным, преимущественно глинистым третичным отложениям южного борта и осевой зоны Индоло-Кубанского прогиба, Терской и Сунженской зон Терско-Каспийского прогиба, Галф-Коста (Примексиканская впадина) (см. рис. 10.6; табл. 10.1, 10.2, 10.3, 10.5, 10.6).

Сопоставление консолидационных показателей разновозрастных глинистых толщ, характеризующихся идентичностью остальных критериев подобия (мощность, литофациальный облик, соотношение глин и коллекторов, геоструктурная принадлежность, история геологического развития региона и др.), устанавливает четкую связь между геологическим временем и общей пористостью глин — на одних и тех же глубинах степень консолидации глинистых образований прогрессивно возрастает по мере увеличения возраста формации. В геосинклинальных районах это особенно явно проявляется при сравнении, например, плиоценовых глин Центрального Апшерона (ЮКБ) с палеоген-миоценовыми глинами Маракайбской впадины — разность в значениях пористости составляет до 8%, а в платформенных районах, например при сопоставлении материалов по мел-палеогеновым глинам Равнинного Крыма с кривой Уэллера (палеозой), та же разность составляет до 5% и т.д. (см. табл. 10.1).

Роль тектоно-инверсионных, денудационных и геоструктурно-стабилизационных факторов проявляется в основном в оптимизации условий и

Количественные показатели консолидации глинистых пород глиноценовой серии Южно-Каспийского бассейна*

Таблица 10.3

Площадь распространения глинистой толщи, тыс. км ²	Мощность глинистой толщи, км	Объем глинистой толщи, тыс. км ³	Диапазон изменения общей пористости глин (m) в интервале погружения, %		Продолжительность периода осадконакопления в интервале погружения, млн лет	Темп уплотнения глин, 10 ⁻⁶ %/год
			от	до		
Глинистая толща центральной части бассейна (по модели J.M. Weller)						
70,00	4,00	280,00	41,0	34,6	6,4	13,9
70,00	4,00	280,00	34,6	15,8	18,8	8,1
70,00	4,00	280,00	15,8	2,0	13,8	4,9
70,00	4,00	280,00	2,0	0,8	1,2	0,6
70,00	4,00	280,00	0,8	0,2	0,6	0,005
Глинистая толща центральной части бассейна (фактически)						
70,00	4,00	280,00	41,0	36,4	4,6	10,0
70,00	4,00	280,00	36,4	23,8	12,6	5,4
70,00	4,00	280,00	23,8	16,2	7,6	2,7
70,00	4,00	280,00	16,2	12,8	3,4	1,8
70,00	4,00	280,00	12,8	11,0	1,8	0,3
70,00	4,00	280,00	11,0	1,0	10,0	0,06
Глины песчано-глинистого чередования бортовых обрамлений бассейна						
90,00	1,50	135,00	41,0	35,0	6,0	11,1
90,00	1,50	135,00	35,0	18,9	16,1	5,9
90,00	1,50	135,00	18,9	7,2	11,7	3,6
90,00	1,50	135,00	7,2	3,8	3,4	1,6
90,00	1,50	135,00	3,8	1,0	2,8	0,6

* При расчетах по уравнению Дарси в первых двух случаях принято, что «нейтральная» поверхность, служащая границей отжатия вод вверх и вниз, расположена в середине глинистой толщи. Перепад давления на расстоянии 1000 м принят равны 10 МПа.

Продолжение табл. 10.3

Запасы поровой воды на начало интервала, тыс. км ³	Объем отжатой поровой воды в интервале погружения, тыс. км ³	Объем отжатой поровой воды в единицу времени, млн м ³ /год	Объем отжатой поровой воды из единицы объема породы в единицу времени, м ³ /км ³ /год	Коэффициент проницаемости глин (k _{пр}), 10 ⁻⁶ Дарси	Фактическая скорость фильтрации поровой воды, отжимаемой из глин, 10 ⁻⁴ м/год	Продолжительность интервала фильтрационного уплотнения глин, млн лет	Объем отжатой в покрывающий коллектор поровой воды из единицы объема глин в единицу времени, м ³ /км ³ /год
114,8	17,9	38,9	138,9	1,46	12,20	1,6	69,50
96,9	52,6	22,8	61,4	0,57	0,71	28,2	40,70
44,2	38,6	13,9	49,6	0,32	1,12	17,9	24,80
5,6	3,4	1,8	6,4	0,19	4,29	4,7	3,20
2,2	1,7	0,01	0,04	0,10	6,20	3,2	0,02
Глинистая толща центральной части бассейна (фактически)							
114,8	12,9	28,0	100,0	1,46	12,40	1,6	50,00
101,9	35,3	15,3	54,6	0,57	0,60	33,3	27,30
66,6	21,3	7,7	27,5	0,32	0,50	40,0	13,70
45,4	9,5	5,1	18,2	0,19	0,41	48,8	9,10
35,8	5,0	0,9	3,2	0,10	0,27	76,1	1,60
30,8	28,0	0,2	0,8	0,10	0,53	37,7	0,40
Глины песчано-глинистого чередования бортовых обрамлений бассейна							
55,4	8,1	15,0	111,3	1,46	12,10	0,6	55,6
47,3	21,7	8,0	59,3	0,57	0,67	11,2	29,6
25,5	15,8	4,9	36,3	0,32	0,77	9,7	16,1
9,7	4,6	2,1	15,6	0,19	1,09	6,9	7,8
5,1	3,8	0,9	6,7	0,10	1,29	5,8	3,3

ускорении темпа разгрузки поровых вод, определяемого тектоно-стрессовым «выдавливанием» поровой жидкости и прогрессирующим улучшением (главным образом в ходе подъема территории) гидравлической связи консолидирующихся толщ с зонами дренажа, уменьшением гравитационной нагрузки на уплотняемые породы, стационарностью режима флюидомассопереноса, способствующей относительно более полному и быстрому оттоку эмигрирующих из глин поровых жидкостей. Иллюстрацией влияния указанных факторов служат данные по резко приподнятым и значительно денудированным в раннеальпийском цикле тектогенеза Новоселовскому поднятию (Равнинный Крым) и Адыгейскому выступу (Западное Предкавказье), характеризующимся весьма низкой пористостью глин и практически повсеместным распространением их аргиллитоморфных разновидностей. Зависимости «пористость—глубина» по этим районам резко смещены вверх и влево от кривой Уэллера (см. рис. 10.6, табл. 10.1).

По территориям, испытавшим инверсионное геотектоническое развитие, вид указанных кривых и их положение на диаграмме не всегда определяются исключительно названными обстоятельствами. На рис. 10.6 в той же зоне уплотнения располагаются значения пористости глин по олигоцен-нижнемиоценовым (майкопским) отложениям Предгорного Дагестана (Терско-Каспийский прогиб). В отличие от Новоселовского поднятия и Адыгейского выступа некомпетентные интервалы здесь представлены глинами, сохранившими свои морфологические и текстурные особенности. Характер корреляции по этому району обнаруживает тесную связь с историей его геологического развития, прошедшего в конце миоцена и антропогена стадии мощного (до 2 км) воздымания, в результате чего на повышенных современных гипсометрических уровнях фиксируются глины с пористостью, отсвечивающей предшествовавшим палеоглубинам их погружения [237, 238].

Анализ приведенных зависимостей и их совместное рассмотрение позволяют в качественном аспекте констатировать следующее:

1) единой зависимости уплотнения глин с глубиной для всех формаций и разрезов не существует. Каждые регион, область, формация и разрез в соответствии с литологической характеристикой, мощностью, возрастом осадочных отложений и историей геологического развития имеют свои специфические условия консолидации глинистых образований и кривые уплотнения;

2) при седименто- и диагенезе мощных глинистых толщ условия оттока поровой воды резко ограничиваются, что приводит к отставанию процесса эмиграции флюидов от темпа и глубины погружения осадков и обуславливает сохранение высокой пористости глин на больших глубинах;

3) в условиях песчано-глинистого чередования темп уплотнения глин значительно выше, чем в обстановках распространения преимущественно глинистой фации в разновозрастных интервалах разрезов. В районах развития последней стабилизация пористости (влагонасыщенности) глин отмечается при высоких значениях указанного параметра (порядка 10–12%), соответствующих в районах распространения песчано-глинистого переслаивания глубинам 2–2,5 км;

4) во всех районах темп уплотнения глин с глубиной резко уменьшается, обнаруживая тенденцию к существенному ограничению масштабов этого процесса и, соответственно, скоростей оттока и объемов отжимаемых флюидов в области больших глубин;

5) некомпенсированное оттоком сжатие поровой воды определяет формирование в глинистой толще АВПОД, нередко приближающихся по своим значениям к литостатическому и характеризующих обстановку весьма сильно затрудненного или практически отсутствующего водообмена;

6) соответствие наблюдаемых значений пористости глин современным условиям (глубинам) их залегания устанавливается в течение длительного геологического времени;

7) резкое изменение (уменьшение) темпа снижения пористости глин на глубинах свыше 1 км свидетельствует о практическом затухании на этом уровне гравитационной консолидации глинистых образований — макрофильтрационного оттока флюидов — и смене его растянутым во времени иным микропроцессом релаксации — «рассасывания» (массоперенос посредством диффузии, пленочных, капиллярных, осмотических механизмов и т.п.), способным осуществляться независимо от темпа и знака тектонических движений (см. ниже).

Совокупное исследование установленных зависимостей позволяет количественно оценить влияние времени на консолидацию глин, объемы и скорость оттока эмигрирующих флюидов, определить вероятность функционирования, граничные условия, место и роль в реальной обстановке глубоких недр элизионного водообмена.

В качестве типовой модели для решения указанных задач наиболее подходит хорошо изученный Южно-Каспийский бассейн. В пределах названной территории состояние полной консолидации глинистых образований (пористость глин менее 0,2%) фиксируется только в нижнемеловых и среднеюрских интервалах, представленных толщей растресканных аргиллитов и сланцев толщиной до 2000 м. Вышезалегающие глинистые комплексы сантон—нижнего кампана выполнены пластичными разновидностями с пористостью до 10% на глубине 3–3,5 км. Учет инверсионных явлений в пределах территории приводит к заключению, что указанные значения пористости глин являются унаследованным результатом их пребывания на глубинах 6–9 км. Исходя из этого следует полагать, что до инверсионного этапа пористость верхнемеловых глин на отметках 3–3,5 км была существенно выше настоящей.

Поскольку в ходе геологического развития район наблюдений — зона юго-восточного погружения мезозойской складчатости мегантиклинория Б. Кавказа — претерпел значительную тектоническую инверсию, обусловившую с конца юрского и до третичного времени общий подъем названных комплексов по меньшей мере на 3–6 км [13, 239], то представляется возможным считать, что значения пористости глин в этих интервалах разреза соответствуют не их современному гипсометрическому положению, а палеоглубинам их залегания — порядка 8–12 км. Следствием этого является

признание факта, что процесс консолидации мощных глинистых толщ в регионе завершается на глубинах в среднем 10–12 км при обязательном условии его весьма длительной временной протяженности. Оценки показывают, что при отсутствии в разрезе крупных межформационных перерывов в осадконакоплении и соблюдении постоянства знака тектонических движений полная консолидация плиоценовых глин (типа распространенных в районе Бакинского архипелага — средний возраст постмиоценового комплекса 13 млн лет) от исходной пористости 13% на глубине 4 км (верхняя граница зоны превалирования в процессе уплотнения глин эффекта диффузионно-пленочного «рассасывания» — см. ниже) до состояния предельной стабилизации глин юры и нижнего мела (средний возраст 140 млн лет, глубина 12 км) может осуществляться с темпом порядка $0,09 \cdot 10^{-6}\%$ в год. В пересчете на объемы отжимаемых вод и при параметрах расчетной схемы: площадь распространения глинистой фации плиоцена 70 тыс. км²; толщина глин 4000 м; диапазон изменения пористости глин 13–1% — эти величины составляют за год 0,25 млн м³, за столетие — 25 млн м³, за тысячелетие — 250 млн м³. (Ориентировочный характер расчета позволяет пренебречь изменением толщины глин в ходе их погружения, поскольку учет этого обстоятельства не меняет порядок величин.)

Иными показателями характеризуется процесс уплотнения на глубинах до 4 км. За отрезок времени не более 7,5 млн лет общая пористость глин Бакинского архипелага (модель глинистой фации продуктивной толщи среднего плиоцена центральной части ЮКб) уменьшилась с 41 до 13%. При этом в ходе погружения глин на первые 250 м за счет отжатия воды в бассейн седиментации и протекающих на стадии раннего диагенеза осадков влагоемких процессов гидратации минералов пористость глин снизилась с 41 до 36,4% (т.е. на 4,6%), а далее в интервале 250–4000 м — на 23,6%.

Если принять скорость прогибания бассейна в период отложения верхней 250-метровой пачки глин 0,054 см/год (темп современного прогибания), а длительность временного промежутка, обеспечившего накопление с этим темпом указанных осадков, 0,46 млн лет, то темп снижения пористости в этом интервале составляет $10,0 \cdot 10^{-6}\%$ в год, а в нижнем (в среднем за период 6,9 млн лет) — $3,3 \cdot 10^{-6}\%$ в год. В соответствии с параметрами принятой расчетной схемы объемы отжатых флюидов составляют: для верхнего интервала (с учетом потерь на гидратацию минералов) — 23,0 млн м³/год и для нижнего — в среднем 9,4 млн м³/год (см. табл. 10.3). Результаты расчетов свидетельствуют, что при погружении мощных глинистых толщ в интервале глубин до 4000 м максимальная в единицу времени отдача поровой воды происходит в диапазоне глубин до 1500 м. В ходе дальнейшего уплотнения объемы отжимаемых флюидов резко (почти втрое) уменьшаются, что сказывается на эффективности элизионного водообмена и латеральной миграции флюидов в направлении от центра бассейна к его бортам.

Расчеты по уравнению Дарси (возможность использования этой зависимости в данном случае обосновывается тем обстоятельством, что расчетные показатели могут отличаться от фактических только в сторону завышения)

показывают, что в интервале погружения до 250 м при средней проницаемости глин $14,6 \cdot 10^{-6}$ Д и фактической скорости фильтрации $12,20 \times 10^{-4}$ м/год продолжительность периода фильтрационной разгрузки до уровня современных значений пористости глин составила бы 1,6 млн лет, а в интервале 250–4000 м при средних проницаемости $0,36 \cdot 10^{-6}$ Д и скорости $0,50 \cdot 10^{-4}$ м/год была бы значительно больше возраста самих осадков. Иная картина устанавливается в интервале глубин 4000–12 000 м — здесь при проницаемости глин $0,10 \cdot 10^{-6}$ Д, скорости фильтрации $0,46 \cdot 10^{-6}$ м/год и продолжительности погружения глинистой толщи 130 млн лет срок фильтрационной разгрузки составляет 43,2 млн лет. В сочетании с наличием в этой зоне неплотных глин с АВПоД [48] это позволяет полагать, что отток отжимаемых вод в этом диапазоне глубин осуществляется со скоростью, по крайней мере на порядок меньшей, чем расчетная. Принимая, что на указанных глубинах в процессе уплотнения глинистых осадков доминирует механизм диффузионно-пленочного «рассасывания» (см. далее) избыточных поровых давлений и влагонасыщенности глин, скорость подобной релаксации можно оценить величинами $(4,4–4,6) \cdot 10^{-6}$ м/год.

Представляет интерес количественная оценка величин избыточных объемов содержащихся во внутривпоровом пространстве вод, обуславливающих возникновение в глинистой толще сингенетического АВПоД. В табл. 10.2, 10.3 в предположении соответствия характера уплотнения глин зависимости Уэллера, иллюстрирующей, как отмечалось выше, обстановку нормального гидродинамического режима, приведен расчет консолидационных показателей глин центральной части ЮКб. Из сравнения указанных показателей с фактическими, характеризующими район кульминационных проявлений АВПоД [204, 238, 240], видно, что в первом интервале погружения избыточный объем поровых вод, формирующий АВПоД, составляет 5,0, во втором — 6,5, в третьем — 17,3 тыс. км³. (Соответствующие показатели последующих интервалов погружения не рассматривались, поскольку отток флюидов здесь практически завершен.)

Приложение параметров рассмотренной выше расчетной схемы к варианту латерального перемещения отжимаемых флюидов свидетельствует о малой вероятности обеспечения выделяющимися в ходе уплотнения объемами жидкости и ее скоростями направленного тока подземных вод от центральной части к периферии бассейна. При принятых (явно завышенных для данного варианта) градиентах напора 0,1 м/м миграция расчетного объема отжатых вод на расстояние 10 км потребовала бы в зависимости от интервала погружения глинистой толщи 16, 333, 400 млн лет и более, что во много раз превышает возраст консолидируемых отложений. Из приведенного становится очевидным, что центральная погруженная часть ЮКб не может служить областью питания элизионной системы и, следовательно, основным поставщиком углеводородов в зоны нефте- и газонакопления его внешних бортовых обрамлений.

Рассмотрим теперь возможности формирования элизионного режима в ареалах развития песчано-глинистой фации плиоцена ЮКб. Параметры

расчетной схемы приняты следующими: толщина разреза 2500 м; толщина уплотняемых глин 1500 м; площадь распространения фации 90 тыс. км²; объем захороненных в коллекторах вод 27 тыс. км³; разгрузка (грязевой вулканизм, восходящие термальные источники, соленые озера, выходы подземных вод на поверхность, субмаринная разгрузка) $9,0 \cdot 10^{-3}$ км³/год. (Оценка величины разгрузки подземных вод произведена следующим образом. По данным режимных наблюдений, выполненных на восточном борту бассейна, современная разгрузка из отложений среднего плиоцена составляет около $3 \cdot 10^{-3}$ км³/год [85]. Ориентируясь на названную цифру и учитывая различия в размерах площади обоих бортов бассейна, охваченных внешними проявлениями разгрузки подземных вод, плотности расположения грязевых вулканов, соленых озер, восходящих источников, а также субаквальные формы разгрузки, эту величину для западного борта бассейна приняли равной $6 \cdot 10^{-3}$ км³/год.) Элементарный расчет показывает, что за всю постмиоценовую историю геологического развития бассейна (около 13 млн лет) объем разгрузки составил примерно 117 тыс. км³, что более чем в 4 раза превышает запасы подземных вод в коллекторах. Дефицит в 90 тыс. км³, очевидно, должен быть компенсирован за счет каких-то других источников питания. Отрицая возможность пополнения запасов подземных вод за счет инфильтрации с поверхности, чему противоречат многочисленные наблюдения в регионе [153, 241], рассмотрим возможность восполнения запасов седиментогенных вод за счет внутренних ресурсов комплексов и, в частности, за счет уплотнения глин и коллекторов (табл. 10.3, 10.4).

Материалы табл. 10.3 устанавливают, что в ходе консолидации глин описываемого разреза объем выделившихся вод мог составить не более 54,0 тыс. км³, покрывая имеющийся дефицит только на 60%. В процессе уплотнения коллекторов за этот же срок могло дополнительно выделиться около 18,0 тыс. км³ воды (см. табл. 10.4), что компенсирует разгрузку еще на 20%. Таким образом, суммарное возмещение разгрузки составляет лишь 80% — 72,5 тыс. км³. Очевидно, что оставшиеся 20% (17,5 тыс. км³) при условии отсутствия инфильтрационного питания могут быть обеспечены только за счет ресурсов подстилающих комплексов. Это, в свою очередь, с учетом весьма малой проницаемости подстилающих плиоценовую толщу глинистых образований миоцен-палеогена и мезозоя предполагает широкое развитие в регионе вертикальных межформационных перетоков флюидов, осуществляющихся в основном по системе дизъюнктивов, трещин и эруптивов грязевых вулканов [46, 153, 240]. Следствием выполненных балансовых оценок является отрицание элизионной природы водообмена и в этой зоне ЮКБ, подтверждающееся фиксацией аномальных пластовых давлений только в пределах структурных ловушек среднего плиоцена и их практическим отсутствием в законтурных зонах ряда объектов площадей Карадаг, Зыря, Южная. о. Песчаный, Бахар, Огурчинская, Западно-Эрдеклинская и др., расположенных фронтально по отношению к центральной части бассейна [46, 204, 240].

Приведенные данные позволяют, таким образом, считать, что плиоценовый водонапорный комплекс ЮКБ представляет собой сложно постро-

енный гидродинамический резервуар с современным гидравлическим разобщением его центральной погруженной части, выполненной глинами с АВПоД, от периферийных бортовых участков, сложенных песчано-глинистым чередованием, и преимущественно вертикальной флюидодинамической связью с подстилающими стратиграфическими интервалами, обуславливающей формирование в коллекторах локальных поднятий эпигенетического АВПД за счет инъекции в разрез жидких высоконапорных агентов.

Аналогичные результаты расчетов и соответствующие геологические следствия характеризуют и другие проанализированные с рассмотренных позиций регионы (Индоло-Кубанский (табл. 10.5, 10.6), Терско-Каспийский прогибы, Галф-Кост и др.). В каждом из них максимально интенсивный расход отжимаемых флюидов, так же как и в ЮКБ, имеет место на небольших глубинах — до 1500 м, при невысоких температурах и на самой ранней стадии формирования гидродинамической системы (комплекса), задолго до практической возможности ее функционирования (в нефтегазогенерационном отношении) по элизионной схеме. В процессе дальнейшей консолидации объемы и скорость отжатых флюидов становятся настолько незначительными, что оказываются не в состоянии преодолеть гидравлические сопротивления среды, поддерживать в течение длительного времени латеральный ток подземных вод в направлении от наиболее погруженных зон бассейнов к их бортовым обрамлениям.

Применительно ко всем указанным районам, помимо изложенного, необходимо иметь в виду, что вследствие весьма малой проницаемости глин отдача воды из уплотняющихся глинистых толщ может осуществляться лишь из зоны их контакта с проницаемыми интервалами разреза и в «работе», таким образом, принимает участие не весь объем глин, а только его достаточно ограниченная часть. Кроме того, согласно исследованиям G. Kulbicki, близ контакта «недоуплотненных» глин с коллекторами создаются благоприятные условия для вторичной кристаллизации кремнезема, кальцита, сульфатов и др., определяющие резкое уменьшение их проницаемости на таких участках.

Естественно, что в подобной обстановке фильтрационная эмиграция поровых флюидов из глинистых толщ в проницаемые пласты еще более лимитируется, резко ограничивая масштабы последующей латеральной миграции в них отжатых вод. Правомерность подобного заключения находит подтверждение в исследованиях А.М. Блоха, Н.Ф. Бондаренко, В.В. Дерягина и др., установивших, что поровая вода в глинистых системах обладает аномальными свойствами, проявляющимися в необычно высокой растворяющей способности. В частности, по данным В.И. Спицина, М.П. Глазунова, В.М. Муляр, содержание кремния в аномальной воде достигает 370%, и на границе с коллекторами благодаря эффекту снятия поля поверхностных сил он выпадает из раствора, цементируя поровое пространство.

Наряду с изложенным следует также принимать во внимание и то обстоятельство, что в фильтрационной отдаче воды, как это совершенно оче-

Таблица 10.4

Количественные показатели уплотнения коллекторов плиоценовой серии Южно-Каспийского бассейна

Интервал погружения, км	Площадь распространения коллекторов, тыс. км ²	Мощность коллекторских пачек, км	Объем коллекторских пачек, тыс. км ³	Диапазон изменения общей пористости (m) в интервале погружения, %		Продолжительность периода осадконакопления в интервале погружения, млн лет	Темп уплотнения, 10 ⁻⁶ %/год	Запасы воды на начало интервала, тыс. км ³	Объем отжатой воды в интервале погружения, тыс. км ³	Объем отжатой воды в единицу времени, млн м ³ /год	Объем отжатой воды из единицы объема породы в единицу времени, м ³ /км ³ /год
				от	до						
0,02–0,25	90,00	1,00	90,00	35,0	33,0	2,0	3,70	31,50	1,80	3,33	37,0
0,25–1,50	90,00	1,00	90,00	33,0	24,6	8,5	3,10	29,70	7,65	2,82	31,3
1,50–3,00	90,00	1,00	90,00	24,5	20,0	4,5	1,30	22,05	4,05	1,25	13,9
3,00–4,00	90,00	1,00	90,00	20,0	17,0	3,0	1,30	18,00	2,70	1,24	13,8
4,00–6,00	90,00	1,00	90,00	17,0	14,5	2,5	0,50	15,30	2,25	0,52	5,8

Таблица 10.5
Динамика изменения пористости глин олигоцен-миоценовой (майкопской) серии Индоло-Кубанского бассейна в функции глубины их погружения

Глубина, м	Общая пористость глин (m), %			Керченско-Таманская зона (m ₄)	Δm, %			Соотношение		
	по J. M. Keller (m ₁)	по Вассоевичу (m ₂)	Южный борт и осевая зона (m ₃)		m ₄ – m ₁	m ₄ – m ₂	m ₄ – m ₃	m ₄ /m ₁	m ₄ /m ₂	m ₄ /m ₃
500	29,9	39,1	41,5	43,4	13,5	4,3	1,9	1,45	1,11	1,05
1000	23,8	29,9	36,3	37,5	13,7	7,6	1,2	1,58	1,25	1,03
1500	15,8	23,8	32,0	33,2	17,4	9,4	1,2	2,10	1,39	1,04
2000	8,8	18,7	28,0	29,6	20,8	10,9	1,6	3,36	1,58	1,06
2500	4,3	13,9	24,2	26,0	21,7	12,1	1,8	6,05	1,87	1,07
3000	2,0	10,2	21,0	22,5	20,5	12,3	1,5	11,25	2,21	1,07
3500	1,2	6,8	18,6	19,9	18,7	13,1	1,3	16,58	2,93	1,07
4000	0,8	5,1	17,0	17,8	17,0	12,7	0,8	22,25	3,49	1,08
4500	0,7	4,1	15,8	16,0	15,3	11,9	0,2	22,86	3,90	1,08
5000	0,6	3,4	15,2	15,5	14,9	12,1	0,3	25,83	4,56	1,08

Количественные показатели консолидации глинистых пород олигоцен-миоценовой (майкопской) серии Индоло-Кубанского бассейна*

Площадь распространения глинистой толщи, тыс. км ²	Мощность глинистой толщи, км	Объем глинистой толщи, тыс. км ³	Диапазон изменения общей пористости глин (m) в интервале погружения, %		Продолжительность периода осадконакопления в интервале погружения, млн лет	Темп уплотнения глин, 10 ⁻⁶ %/год
			от	до		
Глинистая толща Керченско-Таманской зоны (по модели J. M. Weller)						
20,00	4,00	80,00	41,0	34,6	6,4	0,63
20,00	4,00	80,00	34,6	15,8	18,8	4,20
20,00	4,00	80,00	15,8	2,0	13,8	5,00
20,00	4,00	80,00	2,0	0,8	1,2	3,30
20,00	4,00	80,00	0,8	0,3	0,5	20,00
Глинистая толща Керченско-Таманской зоны (фактически)						
20,00	4,00	80,00	49,0	47	2	0,83
20,00	4,00	80,00	47,0	33,2	13,8	4,20
20,00	4,00	80,00	33,2	22,5	10,7	5,00
20,00	4,00	80,00	22,5	17,8	4,7	3,30
20,00	4,00	80,00	17,8	15,0	2,8	0,1
Глины песчано-глинистого чередования южного борта и осевой зоны прогиба						
10,00	1,00	10,00	46,0	43,0	3,0	0,83
10,00	1,00	10,00	43,0	32	11,0	4,20
10,00	1,00	10,00	32,0	21	11,0	8,30
10,00	1,00	10,00	21,0	17	4,0	6,67
90,00	1,00	10,00	17	15,0	2,0	13,33

* При расчетах по уравнению Дарси в первых двух случаях принято, что «нейтральная» поверхность, служащая границей отжатия вод вверх и вниз, расположена в середине глинистой толщи. Перепад давления на расстоянии 1000 м принят равным 10 МПа.

Продолжение табл. 10.6

Запасы поровой воды на начало интервала, тыс. км ³	Объем отжатой поровой воды в интервале погружения, тыс. км ³	Объем отжатой поровой воды в единицу времени, млн м ³ /год	Объем отжатой поровой воды из единицы объема породы в единицу времени, м ³ /км ³ /год	Коэффициент проницаемости глин (K _{пр}), 10 ⁻⁶ Дарси	Фактическая скорость фильтрации поровой воды, отжимаемой из глин, 10 ⁻⁴ м/год	Продолжительность интервала фильтрационного уплотнения глин, млн лет	Объем отжатой в покрывающий коллектор поровой воды из слитницы объема глин в единицу времени, м ³ /км ³ /год
32,8	5,1	6,1	76,3	1,46	12,20	1,6	38,10
27,7	15,0	3,6	45,0	0,57	0,71	28,2	22,50
12,6	11,0	2,2	27,5	0,32	1,12	17,9	13,50
1,6	1,0	0,3	3,8	0,19	4,29	4,7	1,90
0,6	0,4	0,02	0,2	0,10	6,20	3,2	0,10
Глинистая толща Керченско-Таманской зоны (фактически)							
39,2	1,6	1,9	23,8	1,46	8,80	2,0	11,90
37,6	11,0	2,6	32,5	0,57	0,45	44,4	16,20
26,6	8,6	1,7	21,3	0,32	0,36	55,6	10,60
18,0	3,8	1,2	15,0	0,19	0,30	66,7	7,50
14,2	2,2	0,1	0,1	0,10	0,19	105,3	0,60
Глины песчано-глинистого чередования южного борта и осевой зоны прогиба							
4,6	0,3	0,4	40,0	1,46	10,30	0,5	20,00
4,3	1,1	0,3	30,0	0,57	0,48	20,8	15,00
3,2	1,1	0,1	10,0	0,32	0,38	26,3	5,00
2,1	4,0	0,1	6,0	0,19	0,32	31,3	3,00
1,7	0,2	0,06	2,0	0,10	0,13	52,6	1,00

видно, участвует только открытая пористость глин, не превышающая, как правило, 30–40% от общего объема пор, сложенного в основном несообщающимися порами. С учетом перечисленных факторов количество отжимаемой в единицу времени воды из глин оказывается практически существенно ниже рассчитанного. Результатом этого является повсеместное развитие в разрезах центральных, наиболее погруженных частей бассейнов аномально высоких давлений и поддержание в продолжение длительного времени значительных нереализуемых (ограниченно реализуемых) в миграционном аспекте градиентов давлений, направленных к их периферии.

Сопоставление расчетных показателей процесса выделения жидкой фазы из погружающихся глинистых толщ с характером изменения значений коэффициента фильтрации и проницаемости в глинах по разрезу (рис. 10.8, 10.9), свидетельствующим об их весьма малой проницаемости в области глубин ниже 500 м — менее 10^{-5} Д, дает основание ставить под сомнение возможность реализации в реальных природных условиях всего расхода выделяемых уплотняющимися глинами вод посредством их постоянного фильтрационного оттока во всем диапазоне погружения ниже указанного уровня. Правомерность подобного заключения находит объективное подтверждение в исследованиях А. Kidwell, J. Hunt, изучавших процессы консолидации молодых глинистых осадков дельты р. Ориноко на пл. Педерналес (Венесуэла) и установивших, что вследствие затрудненности оттока воды из уплотняющихся глин в них уже на глубинах порядка 30–40 м формируются аномальные давления, превышающие гидростатические на 15–20%. Аналогичные явления хорошо известны также в практике гидротехнического строительства и подробно описаны.

Учитывая весьма малые скорости и объемы отжатых флюидов, обусловленные низкой проницаемостью глин, и конформность зависимостей «пористость глин — глубина», «коэффициент проницаемости глин — глубина» и «коэффициент фильтрации глин — глубина» (см. рис. 10.6, 10.7, 10.8, 10.9), можно предполагать, что характер первой корреляции для мощных глинистых толщ в значительной мере формируется на относительно малых глубинах (до 500 м) и в ходе их дальнейшего погружения не претерпевает сколько-нибудь существенных изменений. Иначе говоря, вид зависимости «пористость глин — глубина» для любого диапазона гипсометрических отметок является прежде всего унаследованным результатом макрофильтрационной разгрузки глинистой толщи в интервале глубин до 500 м, где значения коэффициентов фильтрации и проницаемости еще способны обеспечить отток флюидов. Ниже этого уровня разгрузка глинистых образований осуществляется значительно менее интенсивно, в течение во много раз большего времени и при доминирующем участии других микропроцессов, в частности диффузии, капиллярных, пленочных, осмотических и других явлений.

В связи с этим представляет значительный интерес мнение В.П. Батурина, предполагавшего, что выжимание седиментогенных вод из глин происходит в основном на глубинах до 400 м, и В.Д. Ломтадзе и Н.М. Страхова,

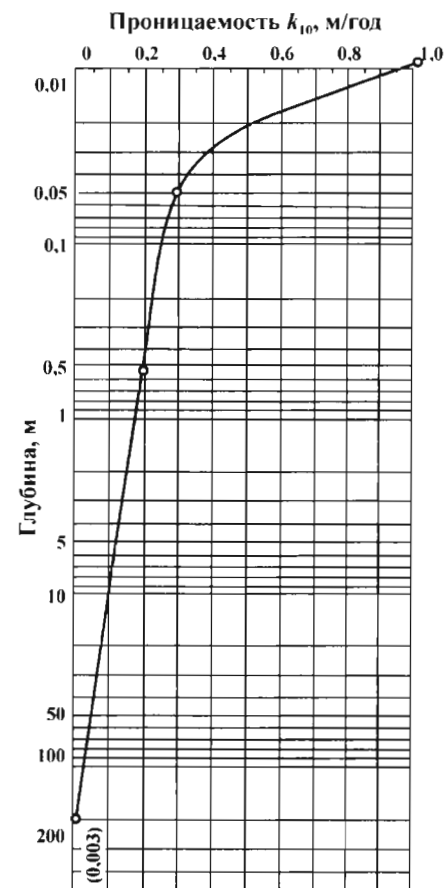


Рис. 10.8. Зависимость «проницаемость глин — глубина» (по Мухину)

также ограничивающих этот интервал глубинами 400–800 м. Если указанная позиция справедлива, то можно полагать, что вероятность формирования элизионного тока подземных вод, направленного от глубоко погруженных центральных зон к периферийным бортовым участкам бассейнов, весьма ограничена, поскольку в этих зонах отдача поровой воды из глин в заметных масштабах не происходит. С другой стороны, способные обеспечить формирование необходимых для водообмена объемов вод процессы дегидратации монтмориллонита происходят в диапазоне (–500)–(–800) м

В свете проведенного изучения представляется правомерной аппроксимация зависимостей «пористость глин — глубина» не по логарифмическому или экспоненциальному закону (как это принято в настоящее время на базе некритического формального статистического усреднения частных значений пористости глин), а по линейному с фиксацией скачкообразного излома

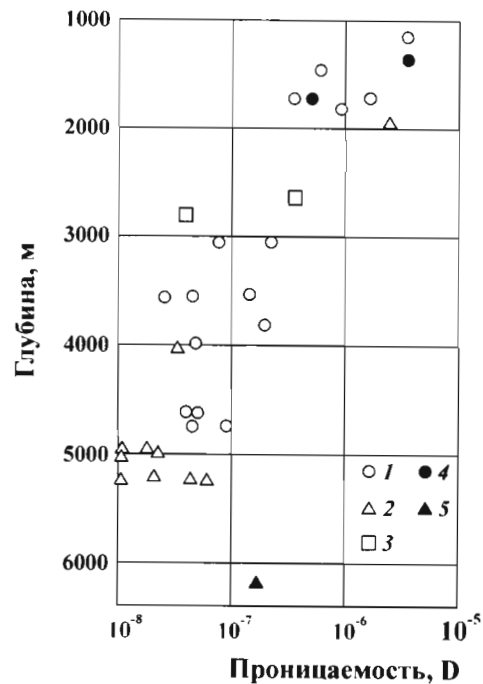


Рис. 10.9. Зависимость проницаемости глинистых пород от глубины их погружения (по Нелье):

1 — плиоцен; 2 — миоцен; 3 — палеоцен; 4 — мел; 5 — триас

функции в диапазоне отметок (–500)–(–800) м (в зависимости от специфики местной геологической обстановки). Участок корреляции в интервале глубин до этого уровня, характеризующий весьма резкое уменьшение пористости, отвечает зоне доминирования фильтрационной разгрузки; нижний, иллюстрирующий значительное снижение темпа уменьшения пористости на глубинах свыше 1000 м, — превалированию процессов диффузионного, пленочного, капиллярного, осмотического оттока. Исходя из всего вышеизложенного в геологической истории мощных погруженных глинистых толщ следует выделять следующие гидродинамические этапы: фильтрационной консолидации — в интервале глубин примерно до 800 м; диффузионно-пленочного уплотнения — 1000 м и более; катагенетического дегидратационного разуплотнения — в зоне геотемператур выше 120 °С. В природных условиях последние два процесса могут накладываться друг на друга, количественно изменяя при общей качественной направленности зависимость уплотнения глин по интервалам глубин.

В связи с приведенным очевидно, что при гидрогеологических расчетах модель Дарси может быть использована только для верхней фильтрационной зоны, для нижней предпочтительнее пользоваться зависимостями, описы-

вающими диффузионные (уравнения Фика, Фоккера—Планка), пленочные, капиллярные, осмотические процессы. Оценки, выполненные по этим моделям, показывают, что общее количество выделившихся в свободное состояние поровых вод оказывается примерно на два порядка ниже, чем при использовании закона Дарси.

Приведенными данными устанавливается, таким образом, только принципиальная (теоретически мыслимая) вероятность реализации на значительной площади, обуславливающей формирование региональной нефтегазоносности «распыленной» разгрузки, мощных глубоко погруженных углеводородопроизводящих глинистых толщ, насыщенных сжатыми флюидами, обладающими крупными ресурсами упругой энергии (АВПоД). В то же время, как показывают выполненные выше расчеты, масштабы такой разгрузки относительно невелики и в количественном отношении становятся заметными лишь в рамках временных промежутков весьма значительной протяженности — сотен млн лет.

Изложенное формулирует общее положение о вероятности функционирования региональных геофлюидодинамических систем по элизионной схеме в основном на фильтрационном этапе уплотнения — до глубин порядка 1500–2000 м и облигатной смене на определенном гипсометрическом уровне — интервале глубин — этого типа гидродинамического режима иной превалирующей формой флюидомассопереноса — пульсационно-инъекционной вертикальной миграцией подземных вод по дизъюнктивам, эруптивам грязевых вулканов, зонам и участкам повышенной трещиноватости разреза, гидрогеологическим «окнам» литологического замещения. Указанный тип режима представляется доминирующим в глубоких горизонтах стратисферы.

Поскольку в большинстве нефтегазоносных бассейнов главные зоны нефте- и газогенерации располагаются, как правило, значительно ниже уровня глубин 1000 м — в обстановке практически завершено фильтрационного оттока поровой жидкости и превалирования иных форм флюидомассопереноса, осуществляемых с меньшими скоростями и по этой причине явно недостаточных для образования пространственно выдержанных зон нефтегазоаккумуляции, особенно в относительно молодых позднемезозойских и кайнозойских комплексах, правомерно считать, что гравитационные консолидационные процессы в глинистых толщах и производный от них элизионный тип гидродинамического режима не играют существенной роли в региональном нефтегазоаккумуляции. В генерационно-динамическом отношении нефтегазоаккумуляция связано с пульсационно-стрессовым глубинным вертикальным флюидомассопереносом по системам тектонических несогласий и трещиноватости (обусловленной микрогидроразрывами, расклинивающим действием самих флюидов, проявлением эффекта Ребиндера и др.) в периоды активизации тектонических (неотектонических) процессов, обеспечивающих сообщаемость глубинных углеводородогенерирующих очагов и зон с участками их аккумуляции в верхних этажах осадочного разреза.

10.3.2. Аномально высокие поровые и пластовые давления как показатели миграции природных флюидов

Причинно-следственная сопряженность современного естественного состояния геофлюидодинамических систем и пространственного размещения в них участков полей, характеризующихся различными уровнями пластовой энергии и значениями гидравлических потенциалов, позволяет использовать закономерности площадного и по вертикали распределения поровых и пластовых давлений и их градиентов в качестве индикаторов энергетических ресурсов природных резервуаров, направления и степени их реализации на современной стадии геологической истории регионов. Поровые и пластовые давления и их градиенты, соответствующие или близкие гидростатическим, в общем случае характеризуют обстановку относительной подвижности флюидов и осуществленной (или осуществляющейся) их миграции; аномально высокие поровые и пластовые давления в геофлюидодинамических¹ системах и высокие значения градиентов свидетельствуют о напряженности гидравлического поля, затрудненности (лимитации) или отсутствии разгрузки в системе.

В то же время следует иметь в виду, что развитие АВПоД и АВПД на определенных участках территорий и в интервалах разреза и как результат этого — существование в системах градиентов приведенных давлений является только необходимым, но отнюдь не во всех случаях достаточным фактором для обеспечения регионального или межформационного движения подземных вод и сопутствующих им углеводородов — наличие их характеризует главным образом потенциальные возможности системы и не должно подлежать толкованию в качестве показателя обязательной мобильности водной среды.

Последнее осуществимо лишь при наличии комплекса и достаточных факторов, из числа которых наиболее значимыми являются: благоприятная литофациальная и коллекторская обстановка, обеспечивающая возможность миграции; отсутствие тектонического, литологического и гидродинамического экранирования тока подземных вод; существование и проводимость (скважность) вертикальных каналов связи (дизъюнктивы, гидрогеологические «окна», зоны повышенной трещиноватости, эруптивные аппараты грязевых вулканов, зоны контактов экзо- и криптодиапировых ядер с окружающими породами).

С учетом изложенного очевидно, что определение преобладающего вида миграции флюидов, условий формирования, размещения и, соответственно, прогноза нефтегазоносности на базе аномально высоких пластовых давлений основано на установлении направления и меры реализации современных при-

веденных градиентов АВПД, обуславливающих и регулирующих перемещение подземных вод и углеводородов, образование и сохранение их залежей. Необходимой предпосылкой для решения названных вопросов является рассмотрение теоретически вероятных моделей пространственного распределения градиентов пластовых давлений как функции состояния геологической среды и осуществленных (осуществляемых) процессов миграции и связанных с ними перераспределений давлений. Соответствие фактических по регионам зависимостей той или иной вероятной схеме подлежит интерпретации как объективное проявление определенного миграционного механизма.

При отсутствии (существенной ограниченности) горизонтального и вертикального перемещений флюидов современный геобарический режим водонапорных комплексов в целом и отдельных локальных структур определяется в основном условиями релаксации АВПД, генерированных в подобной геологической обстановке главным образом за счет упругого сжатия природных резервуаров при неотектонических стрессах, и бароэффектов, связанных с различиями теплового расширения флюидов и пород в ходе погружения регионов, и вторичной цементацией порового пространства коллекторов в процессах минералогического новообразования. Диагностическим признаком этой модели является практически повсеместное развитие равноградиентных АВПД в коллекторах вне связи со структурно-тектоническими и фациально-литологическими условиями и отсутствие локальных контрастно выраженных гидродинамических (пъезометрических) аномалий. Очевидно, что в обстановке отсутствия факторов, порождающих АВПД, пластовые давления по всей площади распространения водоносных комплексов будут соответствовать гидростатическим.

При доминировании латерального перемещения флюидов по модели элизионного водообмена движение их осуществляется в направлении регионального восстания пластов на значительной площади, и барообмен мигрантов с флюидами окружающей геологической среды, характеризующейся пьезопроводностью, происходит в течение относительно длительного времени и вдоль всего пути миграции. Объемная и количественная несопоставимость реагирующих масс и продолжительность их взаимного контакта обеспечивают в реальных геологических обстановках проявления этой схемы выравнивания давлений и их градиентов в коллекторах до уровня нормальных для данного района. Другими словами, при латеральной модели фильтрации барообмен перемещающихся флюидов с вмещающей средой не может формировать и сохранять во времени заметные пьезоаномалии. Диагностическими признаками этой модели являются: последовательное по площади регионов уменьшение значений градиентов приведенных пластовых давлений в направлении от наиболее погруженных центральных частей впадин и прогибов к их бортовым обрамлениям — от зон питания к областям гидродинамической разгрузки; в пределах локальных поднятий фиксация минимальных значений градиентов в присводовых зонах складок и их направленное возрастание к крыльевым или периклинальным замыканиям структур, обращенным к депрессионным участкам территории.

¹ Следует различать АВПД в гидродинамической системе (за контурами залежей — в водоносных зонах пластов) и избыточные давления в залежах, обусловленные разностью объемных весов нефти, газа и воды. Здесь и далее под АВПД, кроме специально оговоренных случаев, понимается аномально высокое пластовое давление в законтурных областях продуктивных горизонтов и в водоносных объектах.

При превазировании вертикального флюидомассопереноса площадь контакта мигрантов с вмещающей геологической средой ограничена сечением проводящих дизъюнктивов, зон повышенной трещиноватости, эруптивных грязевых вулканов, гидрогеологических «окоп» и т.п., и барообмен между ними происходит в значительно меньшей по объему и площади зоне. Движение высоконапорных флюидов из интервалов генерации до участков аккумуляции происходит здесь со значительно большей скоростью и по более короткому (в общем случае) пути. Сочетание этих моментов приводит в конечном счете к инъекции весьма напорных флюидов в зоны пониженных (нормальных для данного диапазона разреза) давлений и возникновению положительных гидродинамических аномалий. В рамках этой модели распределение градиентов приведенных пластовых давлений по площади регионов должно носить мозаичный характер, подчиняющийся степени тектонической нарушенности их отдельных районов и участков; распределение градиентов приведенных давлений в гидродинамически открытых (до поверхности) системах-резервуарах должно характеризоваться их уменьшением снизу вверх по разрезам локальных поднятий и снижением в направлении от присводовых, наиболее осложненных дизъюнктивами участков к периферийным окончаниям складок; в гидродинамически закрытых системах (пласт-резервуар перекрыт экраном) градиенты приведенных давлений должны быть максимальны в кровле интервала, «охваченного» АВПД, а книзу, по направлению к источнику питания высоконапорными флюидами, они должны уменьшаться.

С позиций подобия описанным теоретическим моделям рассмотрим фактические закономерности пространственного распределения пластовых давлений и их градиентов в основных водоносных комплексах альпийских регионов, характеризующихся активной современной миграцией природных флюидов (табл. 10.7).

Табличными данными в сочетании с анализом в предыдущих разделах литофациальных, тектонических и гидродинамических факторов обосновывается ограниченность масштабов латерального перемещения подземных вод в осадочных разрезах альпийских геосинклинальных регионов и устанавливается доминирующая роль в их водообмене вертикальных внутри- и межформационных перетоков по различного рода нарушениям сплошности пород.

Отвечающая условиям третьей теоретической модели гидравлическая связь верхних этажей с подстилающими интервалами разреза находит объективное выражение в отмеченных выше преимущественной приуроченности АВПД к дислоцированным структурным ловушкам и резком уменьшении их интенсивности в направлении слабонарушенных межструктурных зон, значительном превышении пластовых давлений в сводовых зонах залежей над избыточными, обусловленными фактическими высотами углеводородных скоплений — разностью объемных весов нефти, газа и воды (месторождения Южно-Каспийской впадины — Нижнекуринская и Джейранкечмеская депрессия, Предзагросского прогиба [264]), пространственном

Таблица 10.7
Изменение превышений пластовых давлений над гидростатическим и коэффициентов аномальности пластовых давлений в законтурных зонах залежей и водонапорных объектах альпийских межгорных впадин и предгорных прогибов

Регион	Водонапорные комплексы										Среднее значение	Средняя мощность осадочного чехла, км
	Триасовый	Юрский	Нижне-меловой	Верхне-меловой	Палеоценовый	Эоценовый	Олигоценый	Миоценовый	Плиоценовый	Плиоценовый		
Южно-Каспийская	—	14,1–72,0 1,75–2,24	3,0–25,3 1,30–1,59	—	—	—	Нет данных 1,90–2,40	0–40,0 1,00–2,30	26,9 1,745	16		
Венская	8,5–36,0 1,21–1,60	5,4–27,6 1,18–1,57	12,7 1,30	3,3–10,9 1,15–1,40	1,2–7,0 1,06–1,35	—	—	0,8–8,0 1,04–1,36	0,3–1,5 1,05–1,21	9,5 1,27	9,5	
Паланская	47,0 1,77	—	—	32,0 1,60	—	—	8,9–23,7 1,20–1,50	2,9–27,0 1,14–1,97	23,6 1,53	13,5	13,5	
Ирава-Индийско-Ан-дамская	—	—	—	—	—	—	6,7–15,0 1,45–2,30	2,1–2,6 1,25–1,47	6,2 1,57	9,0	9,0	
Лос-Анджелеская	—	—	—	2,7–8,0 1,02–1,35	—	—	—	2,5–6,0 1,03–1,40	0–1,0 1,00–1,12	3,4 1,15	6,0	6,0
Маракаибская	—	—	41,0–55,0 1,93–2,10	1,4–7,4 1,05–1,23	1,1–5,9 1,12–1,22	0–8,8 1,00–1,25	0,8–5,3 1,04–1,22	0,7–1,5 1,07–1,08	—	10,7 1,27	10,5	10,5
Межгорные впадины												

Регион	Водонапорные комплексы										Средняя мощность осадочного чехла, км
	Триасовый	Юрский	Нижне-меловой	Верхне-меловой	Палеоценовый	Эоценовый	Олигоценый	Миоценовый	Плиоценовый	Среднее значение	
Предкарпатский	—	—	—	4,1–21,0 1,12–1,81	11,0–20,0 1,29–1,69	5,0–37,7 1,18–1,93	0,2–25,3 1,01–2,09	—	—	11,4 1,46	12,0
Индоло-Кубанский	—	14,0–39,6 1,31–1,78	19,0–37,4 1,70–1,82	9,7–35,1 1,57–2,19	0,5–25,6 1,00–1,87	4,7–33,6 1,17–1,96	0,3–44,2 1,01–1,90	—	—	19,0 1,60	11,0
Терско-Каспийский	15,0 1,20	11,1–64,2 1,14–2,20	4,4–25,7 1,09–1,60	2,9–52,8 1,08–2,19	—	10,5–27,6 1,33–1,81	7,5–52,8 1,34–2,43	—	—	22,8 1,57	12,0
Предкавказский	—	16,2 1,45	12,9 1,43	1,8–13,9 1,08–1,37	—	—	0–10,8 1,00–1,42	—	—	9,3 1,29	11,0

Примечание. В числителе — диапазон превышений пластовых давлений над гидростатическими, МПа; в знаменателе — вариации значений коэффициентов аномальности пластовых давлений.

соответствии зон проявлений АВПД районам активной грязевулканической деятельности (Индоло-Кубанский прогиб — Керченско-Таманская зона, Южно-Каспийская и Иравадийско-Андаманская впадины), широком пространстве в альпийских регионах температурных, гидрохимических, пьезометрических, изотопных, палинологических и прочих аномалий.

В свете всего изложенного проявления аномально высоких пластовых давлений следует рассматривать в качестве локальных возмущений флюидодинамической обстановки водонапорных комплексов, позволяющих, в свою очередь, оценивать региональный потенциометрический фон и устанавливать, таким образом, преобладающее направление миграции флюидов.

Существенное значение вертикальной разгрузки в формировании флюидодинамического режима глубоких недр альпийских геосинклинальных регионов проследим на материалах отдельных районов, проведя анализ распределения по их площади коэффициентов аномальности пластовых давлений как функции близости локальных поднятий к наиболее погруженным зонам межгорных впадин и предгорных прогибов, являющимся, по представлениям ряда исследователей, энергетическим источником функционирования (областью питания) элизионных флюидодинамических систем. Очевидно, что последовательное уменьшение коэффициентов в направлении регионального восстания складчатости подлежит интерпретации как свидетельство принципиально возможного осуществления элизионно-латерального водообмена; обратная закономерность характеризует его отсутствие и, соответственно, вероятность реализации альтернативной — преимущественно вертикальной модели массопереноса.

По Южно-Каспийской впадине фактические данные показывают, что распределение градиентов напора по площади отдельных ее районов не отвечает элизионной модели. Подобная картина наблюдается, например, в Апшеронском архипелаге, где на месторождении Южная в калинской свите (КаС) на глубине 4200 м пластовое давление соответствует гидростатическому, а на месторождении о. Жилой, расположенном на расстоянии 5 км в направлении регионального восстания пластов в пределах той же антиклинальной зоны, превышение пластового давления над гидростатическим в этом же объекте на глубине 1600 м составляет 5 МПа при коэффициенте аномальности 1,31. То же отмечается и на восточном борту впадины, где в отложениях верхнего красноцвета пл. Огурчинская и Западно-Эрдклинская, расположенных в погруженной акваториальной зоне, пластовые давления соответствуют гидростатическим, а в тех же горизонтах соседних по общему восстанию складчатости месторождений Прибалханской и Гограньдаг-Чикишлярской зон поднятий — Челекен, Барса-Гельмес, Гограньдаг, Чикишляр и др. — коэффициенты аномальности достигают 1,46. В Кызылкумском прогибе на площади Узун-Аде на глубине 3750 м коэффициент аномальности составляет 1,17, а на месторождении Котур-тепе, которое находится на его борту, соответствующие горизонты красноватой толщи на глубинах 2500 и 1500 м характеризуются его значениями 1,22–1,33 [58]. Описанное распределение однозначно свидетельствует о невозможности

латеральных токов подземных вод в этих районах из центральной, наиболее погруженной части Южного Каспия к бортовым обрамлениям впадины.

Аналогично распространены АВПД на территории Лос-Анджелесской впадины, где в неогеновом комплексе максимальные значения коэффициента аномальности (1,26) фиксируются на месторождениях зоны Торранс-Уилмингтон, расположенной на участке регионального воздымания складчатости, а минимальные — в антиклинальном поясе Инглвуд-Ньюпорт и на месторождениях Санта-Фе-Спрингс, Боудини, Вест-Койуд, находящихся ближе к центральной погруженной части бассейна. Элементы подобного распределения наблюдаются и в неогене Паданской впадины, где на месторождении Кавьяга коэффициенты аномальности достигают величин 1,8–2,1, а в том же интервале месторождения Кортемаджоре, расположенном на 1000 м ниже по региональному падению складчатости, они в максимальных своих значениях не превышают 1,43. В Маракайбской впадине олигоцен-палеоценовые отложения относительно приподнятых структур западного борта — Ла-Консепсьен, Мара, Ла-Пас — характеризуются коэффициентами порядка 1,22, а поднятия погруженной осевой части бассейна — зона Боливар, Мене-Гранде и др. — значениями $K_{ан}$ не более 1,10.

Еще более контрастная картина вырисовывается при анализе данных по альпийским предгорным прогибам, где в верхнем мел-олигоценном флише Внутренней зоны Предкарпатского прогиба наиболее высокие значения аномальности характеризуют складки гипсометрически приподнятого Бориславско-Покутского антиклинория. В эоцен-миоцене для Индоло-Кубанского прогиба максимальные значения коэффициентов фиксируются на месторождениях, примыкающих к его южному борту (Зыбза-Глубокий Яр, Абино-Украинское, Ахтырско-Бугундырское, Курчанское, Западно-Анастасиевское и др.), а вся остальная территория, включая осевую зону, характеризуется близостью пластовых давлений к гидростатическим (пл. Славянская, Абхазская, Краснодарская и др.) [74]. В верхнемеловых в миоценовых отложениях Терско-Каспийского прогиба, где аномальность заметно возрастает от центриклинали прогиба в направлении его относительно приподнятого платформенного склона, наибольшие значения коэффициента характеризуют месторождения так называемой зоны сопутствующей складчатости Терского антиклинория и Притеречного антиклинального пояса; в бангестан-асмарийском (верхний мел — нижний миоцен) резервуаре Предзагорского прогиба в находящихся ближе к его центральной зоне морских месторождениях Ноуруз, Бахрегансар, Хендиджан значения приведенных давлений понижены по сравнению с месторождениями геосинклинальной прибортовой полосы — Лали, Карандж, Марун, Ахваз, Биби-Хакиме.

Анализ приведенных данных выявляет парадоксальную с позиции типично элизионной схемы картину — в большинстве альпийских геосинклинальных регионов горизонтальные градиенты приведенных напоров ориентированы в сторону, противоположную постулируемому рядом авторов в качестве обязательного латеральному току подземных вод от центров пред-

горных прогибов и межгорных впадин к их периферии. Изложенным обосновывается нехарактерность элизионного режима для глубоких горизонтов указанных регионов, устанавливается, что его развитие скорее исключение, чем общее правило, и основным механизмом перемещения подземных вод в осадочных толщах является их вертикальная миграция по нарушениям сплошности пород и зонам повышенной трещиноватости.

Значение межформационной крупномасштабной разгрузки по системе дизъюнктивов как определяющего механизма движения подземных вод в структурные ловушки отчетливо проступает в выполненных по Южно-Каспийской впадине корреляциях параметра степени напряженности геобарического поля (свободы водообмена) — среднего по всем объектам конкретного месторождения (площади) значения коэффициента аномальности пластового давления ($K_{ан}$)¹ — с коэффициентом удельной разбитости ловушек (d_l , км²/км²) — произведением суммарной протяженности тектонических нарушений на их амплитуды, отнесенным к площади складки; коэффициентом интенсивности складчатости ($K_{ин}$, м/км²) — отношением высоты структуры к ее площади; показателями меры внедрения в разрез нижних щелочных вод валанжин-среднеюрской генерации: h_d (%) — отношение мощности интервала, занятого инъецированными водами, к общей мощности среднего плиоцен-антропогенного разреза в пределах локального поднятия и $H_{зп}$ — гипсометрическая глубина верхней границы перехода жестких вод в щелочные. Во всех нефтегазоносных районах региона на складках, характеризующихся максимальными удельной разбитостью, интенсивностью и мерой внедрения в разрез нижних вод, коэффициенты аномальности минимальны, т.е. в условиях значительной дислоцированности структур разгрузка геофлюидодинамической системы осуществляется относительно свободно и лимитируется параллельно уменьшению степени тектонической нарушенности. Очевидно, что первому случаю соответствуют гидравлически открытые ловушки, второму — закрытые.

В описанных корреляциях обращают на себя внимание весьма низкие значения $K_{ан}$ на месторождениях Алшеронского полуострова — 1,00–1,10. Указанный район является основным узлом концентрации запасов углеводородов в регионе и мощной региональной разгрузки подземных вод, о чем можно судить по широкому распространению здесь большого количества соленых озер глубинного питания, восходящих источников, натеков гидротермальных минералообразований, грязевых вулканов, по максимально высоким уровням стояния чуждых вмещающим отложениям щелочных вод в разрезах месторождений [128, 141, 180] и т.п. Практическое отсутствие в этом районе аномальности пластовых давлений свидетельствует, с одной стороны, о именно преобладающей роли разрядки геофлюидодинамической системы в формировании залежей, а с другой — о существенно накладывающемся влиянии на этот процесс ряда других геологических факторов и

¹ В условиях свободной разгрузки коэффициент аномальности близок к единице; ограничение водообмена формирует АВПД со значениями коэффициента больше единицы.

механизмов. Аналогичные зависимости устанавливаются и по всем другим альпийским геосинклинальным регионам, что определяет правомерность общего заключения о движении в них подземных вод преимущественно в вертикальном направлении и контроле миграции главным образом условиями скважности тектонических нарушений, зон гидрогеологических «оконов», повышенной трещиноватости и др.

10.3.3. Геобарическое поле Южно-Каспийской впадины и Туркменского шельфа

Геобарический режим любого осадочного бассейна может быть описан как с помощью термодинамического подхода к анализу давлений, так и посредством изучения особенностей и закономерностей их пространственного распределения.

Без учета роли геофлюидальных давлений трудно понять сущность многих геологических процессов и явлений, происходящих в осадочной оболочке земной коры, особенно при формировании залежей нефти и газа.

Осадочный разрез ЮКВ повсеместно характеризуется наличием аномально высоких поровых и пластовых давлений. Здесь оценка поровых давлений в глинах осуществлялась нами по данным ГИС с использованием принципа эквивалентных глубин на основе методических приемов, разработанных для учета особенностей геологического разреза ЮКВ. Выбор подхода (методики) оценки поровых давлений в том или ином осадочном бассейне должен опираться на выводы по генетической природе образования аномально высоких поровых давлений (АВПоД). Как показал анализ условий залегания горных пород и их петрофизических и термобарических характеристик в разрезах площадей ЮКВ, основной причиной образования АВПоД здесь является литогенетический фактор, тогда как вертикально-миграционный процесс и эндогенно-энергетический механизм играют вспомогательную роль.

К литогенетическому фактору следует отнести гравитационное уплотнение глин при затрудненном оттоке порового флюида и дополнительное выделение воды при катагенетической дегидратации глинистых минералов.

Очевидно, что литогенетический механизм, связанный с гравитационным уплотнением пород, действовал и при формировании аномально высоких пластовых давлений (АВПД) в коллекторах, хотя их градиенты оказались во многих случаях меньше, чем градиенты поровых давлений в глинистых покрывках, что характерно для относительно молодых элизионных водонапорных осадочных бассейнов.

Таким образом, применение методики эквивалентных глубин для оценки поровых давлений в рассматриваемом регионе вполне целесообразно, так как она основана на предпосылке образования АВПоД за счет недоуплотнения глинистых пород при высоких скоростях осадконакопления, что как раз и наблюдается в ЮКВ.

Значения пластовых давлений в коллекторах устанавливались или по данным измерений в эксплуатационных скважинах с помощью глубинных

манометров, или по результатам опробования скважин испытателями пластов на трубах, где также используются глубинные манометры. Кроме того, пластовые давления определялись по величине порового давления в глинистых прослоях, залегающих внутри толщи песчаного коллектора, исходя из равенства в этом случае пластового и порового давлений.

Некоторые сведения о геофлюидальных давлениях на площадях Туркменского шельфа и прилегающих к нему районах приведены в табл. 10.8.

Таблица 10.8

Превышение пластовых давлений над гидростатическим и коэффициенты аномальности пластовых давлений в законтурных зонах залежей и водоносных объектах Туркменской части ЮКВ

Район, тектоническая зона, регион	Плиоценовый водоносный комплекс	Среднее значение
Прибалханская зона поднятий	1,6–22,7/1,15–1,70	12,6/1,43
Гограньдаг-Окаремская зона поднятий	4,5–24,0/1,25–1,75	14,2/1,45

Примечание: числитель – диапазон превышений пластовых давлений над гидростатическим, МПа; знаменатель – вариации значений коэффициентов аномальности пластовых давлений.

Среднеплиоценовые отложения представлены в ЮКВ мощным (до 4 км и более) комплексом осадочных отложений, выраженных чередованием песчано-алевритовых и глинистых пород. Именно в этом комплексе осадочного разреза рассматриваемого региона существуют выдержанные пространственно и в региональном плане коллекторские объекты и разъединяющие их покрывки. Указанным обстоятельством в значительной мере определяются природа АВПД, специфика и характер распределения в разрезе пластовых давлений, динамика подземных вод и особенности присутствия в разрезе нефтегазовых залежей.

В Прибалханской и Гограньдаг-Чикишлярской зонах поднятий диапазон превышений *пластовых давлений* над гидростатическим составляет 1,6–24,0 МПа и коэффициентов аномальности — 1,15–1,75. Особенностью вертикального распределения давлений по разрезам рассматриваемых площадей является их относительная близость к гидростатическим давлениям в интервалах глубин до 2000 (2500 м) (коэффициенты аномальности 1,0–1,2) и значительное их расхождение на отметках ниже 3000 м (коэффициенты аномальности 1,5–1,75).

Описанная картина распространения АВПД по рассматриваемой территории регламентируется, с одной стороны, коллекторской и литофациальной характеристикой осадочных отложений, а с другой — наличием тесной связи с историей их геологического развития и характером проявлений неотектонических процессов. В первом случае указанная сопряженность находит выражение в последовательно прогрессирующем возрастании масштабов проявления АВПД по мере увеличения глинистости и неоднородности разреза, определяющих оптимизацию условий их сохранения на

длительный геологический срок; во втором — в закономерной приуроченности участков максимального значения АВПД и интенсивности его проявления к районам фокусировки максимально конкретных неотектонических процессов (газогазовой вулканизм, диапиризм, тектонические подвижки различного знака и др.).

На территории ЮКВ и туркменского шельфа в разрезе плиоцена также широко распространены *аномально высокие поровые давления* (АВПоД) в глинистых отложениях. Так, например, в разрезе скв. 3 Огурчинская по данным ГИС кровля зоны АВПоД здесь отмечается: локальная — на глубине 860 м и основная, протяженная — на глубине 1900 м. При этом сами зоны АВПоД являются дифференцированными по величине давлений и нередко поровые давления приближаются к геостатическим, что свидетельствует о хороших изолирующих свойствах глинистых покрышек.

10.3.4. Прогноз нефтегазоносности разреза красноцветной толщи на площадях Туркменского шельфа по данным о геофлюидальных давлениях

Важность изучения геофлюидодинамических полей осадочных бассейнов подтверждается тем, что повсеместно наблюдается пространственно-временное соответствие геологических позиций и времени формирования углеводородных скоплений ареалам, областям, зонам, локальным участкам (очагам) и периодам палео- и современной разгрузки региональных геофлюидодинамических систем. Связь углеводородного насыщения с зонами и участками древней и современной разгрузки подземных коллекторов фиксируется почти во всех существующих нефтегазоносных бассейнах независимо от их геоструктурной принадлежности (геосинклинали, платформы, эпиплатформенные орогены, авлакогены). При этом разгрузка резервуаров может быть поверхностная или глубинная, а также открытая, когда она происходит по тектоническим или литологическим несогласиям, и скрытая (распыленная) — через водоупоры.

Зонами разгрузки могут быть:

- минерализованные озера глубинного питания;
- термальные источники;
- поверхностные и субмаринные выходы углеводородов и подземных вод;
- геобарические аномалии;
- геотермические аномалии;
- гидрохимические аномалии;
- грязевые вулканы;
- зоны распространения гидротермальных образований (например, травертинов);
- скопления твердых битумов;
- нефтяные и асфальтовые озера;
- пониженные формы рельефа;
- эрозийные врезы;

- долины современных и палеорек;
- региональные зоны и отдельные участки диапиризма;
- зоны и участки дизъюнктивной тектоники, трещиноватости и др.

В ЮКВ широкое распространение имеет глубинный дренаж подземных вод — межформационные и внутрирезервуарные перетоки флюидов, формирующие различного рода гидрохимические, гидродинамические, термальные, изотопные и прочие аномалии. Фиксируемая на многих площадях ЮКВ, в том числе и на восточном борту бассейна (Западный Туркменистан, Прибалханский район), обращенность гидрохимического профиля красноцветной толщи среднего плиоцена является следствием восходящего движения по тектоническим нарушениям инородных разрезу щелочных подземных вод.

Для познания региональных геологических особенностей, закономерностей распространения поровых и пластовых давлений в ЮКВ, а также выделения геобарических аномалий, свидетельствующих о разгрузке подземных флюидов, был использован полиномиальный тренд-анализ, когда изучаемое поле давлений аппроксимировалось единой функцией пространственных координат с помощью ортогональных полиномов. Нами в качестве базовой была выбрана трендовая поверхность третьей степени, что следовало из анализа процентов соответствия и коэффициентов корреляции между поверхностями полиномов и поверхностью фактического регионального тренда.

Таким образом, были получены карты трендовых поверхностей максимальных градиентов поровых давлений по результатам обработки ГИС по 47 морским площадям ЮКВ.

В качестве примера на рис. 10.10–10.12 показаны:

- карта поверхности глубин кровли АВПоД;
- карта распределения максимальных градиентов поровых давлений в интервале разреза от поверхности ПТ (КТ) до поверхности V горизонта ПТ (КТ);
- карта распределения максимальных градиентов поровых давлений в VII горизонте ПТ (КТ).

Информация, представленная на этих картах, позволяет достоверно оценивать геобарический режим недр в разрезе плиоцена морских площадей ЮКВ, в том числе на Туркменском шельфе.

Анализ карты поверхности кровли АВПоД (см. рис. 10.10) показал, что имеются участки, где кровля АВПоД поднимается до глубины 500–700 м. Это объясняется влиянием скорости осадконакопления, когда участкам максимальной скорости осадконакопления соответствует наибольшая глубина подъема кровли АВПоД, так как генетическая природа АВПоД здесь напрямую связана с процессами гравитационного уплотнения глин и отставанием оттока поровых вод из них при высоких скоростях седиментогенеза. Данные участки возникали в таких палеогеографических обстановках, как палеодолины речных и дельтовых протоков, конусы выноса подводных частей палеодельты.

Так, на рис. 10.10 довольно четко выделяется ареал распространения дельты реки ПалеоУзбой на востоке ЮКВ.

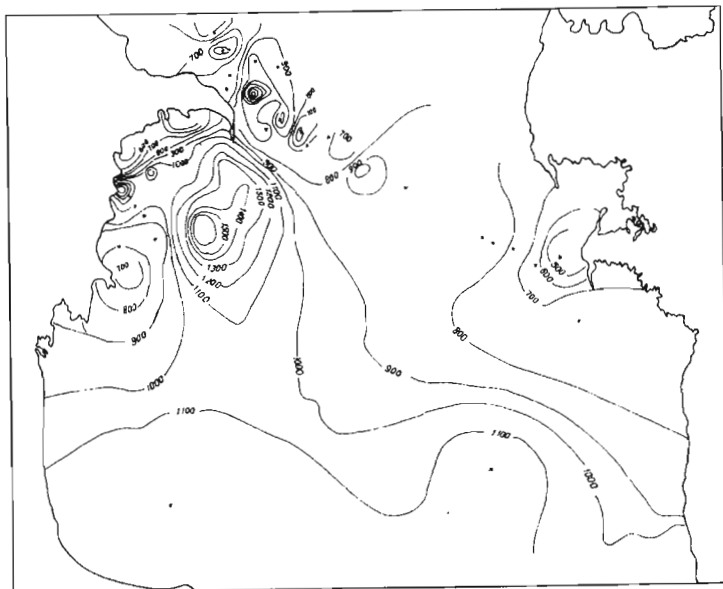


Рис. 10.10. Региональный тренд поверхности глубин кровли АВПод



Рис. 10.12. Региональный тренд распределения максимальных градиентов поровых давлений в VII горизонте ПТ (КТ)

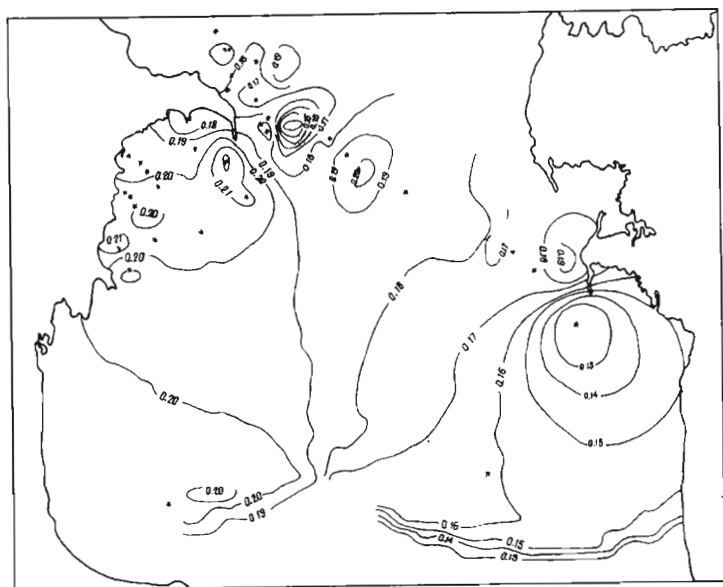


Рис. 10.11. Региональный тренд распределения максимальных градиентов поровых давлений в интервале разреза от поверхности кровли ПТ (КТ) до кровли V горизонта ПТ (КТ)

На рис. 10.11 в интервале разреза от поверхности кровли КТ (ПТ) до поверхности V горизонта пьезоминимум также четко выделяется в районе влияния дельтовых проток ПалеоУзбоя.

Таким образом, определенные перспективы нефтегазоносности может иметь интервал разреза в верхних частях КТ, где по геобарическим данным наблюдается разгрузка флюидов.

Несколько иная картина распределения поровых давлений имеет место в VII горизонте ПТ (КТ) (см. рис. 10.12). Здесь разгрузка подземных флюидов происходит северо-западнее площади Огурчинская, где находятся структуры Апшероно-Прибалханского порога.

В случае выявления продуктивности разреза КТ на Туркменском шельфе фазовое состояние углеводородов здесь будет характеризоваться газоконденсатом, что следует из модели генетической фазовой зональности углеводородов В.И. Ермолкина [242].

Выводы

Применение геобарических данных в геофлюидодинамическом методе прогноза перспектив нефтегазоносности показало его высокую эффективность в условиях Туркменского шельфа, когда построение карт распределения градиентов поровых давлений по различным горизонтам КТ позволяет выявить наиболее интересные участки шельфа относительно их возможной нефтегазоносности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как известно, при формировании любого осадочного бассейна происходит ряд химических, физических и геологических процессов, влияющих как на литологический состав осадочных отложений, развитие здесь коллекторских интервалов, так и на качество природных флюидов. При прогрессирующем захоронении и последующем уплотнении песков и илов происходит увеличение температур и поровых давлений в геологическом разрезе. Одним словом, процессы, которые формируют осадочный бассейн на протяжении геологического времени, определяют современное распределение пористости, проницаемости и *геофлюидальных давлений* внутри осадочных бассейнов и отдельных месторождений. Знание особенностей такого распределения вышеуказанных параметров во многом влияет на успешность бурения и эксплуатацию месторождений.

В представленной книге основное внимание уделено изучению глинистых отложений, в основном из-за той роли, которую они играют в процессах, формирующих осадочный бассейн, а также в развитии аномально высоких поровых давлений (АВПод), и их значения для генерации, миграции и концентрации углеводородов. С целью повышения эффективности бурения в разрезах с АВПод необходимо, чтобы геологическая и инженерно-техническая службы компаний, осуществляющие геологоразведочные (буровые) работы на структурах со сложными горно-геологическими условиями, в полной мере понимали и прогнозировали АВПод (АВПД), которые распространены в тех или иных седиментационных комплексах.

Содержание книги, по мнению авторов, поможет геологам, геофизикам и буровикам более успешно справляться с различными геолого-техническими проблемами, связанными с АВПод (АВПД).

ЛИТЕРАТУРА

1. *Шилов Г.Я.* Геологические аспекты оценки поровых давлений в разрезах скважин по геофизическим данным. Обзорная информация. — М.: Газпром экспо, 2010.
2. *Керимов В.Ю., Рачинский М.З.* Геофлюидодинамика нефтегазоносности подвижных поясов. — М.: Недра, 2011.
3. *Фертль У.Х.* Аномальные пластовые давления. — М.: Недра, 1980.
4. *Шилов Г.Я.* Сравнительный анализ распределения поровых и пластовых давлений в разрезах нефтегазовых месторождений Ямальского региона // Газовая промышленность. — 2010. — № 9. — С. 24–27.
5. *Славин В.И., Брук Л.М.* Основные гипотезы происхождения АВПД и их классификация / Сб. науч. трудов «Изучение геологического разреза и прогнозирование АВПД». — Л.: ВНИГРИ, 1987. — С. 7–21.
6. *Джафаров И.С., Керимов В.Ю., Шилов Г.Я.* Шельф, его изучение и значение для поисков и разведки скоплений нефти и газа. — СПб.: Недра, 2005.
7. *Дурмишьян А.Г., Мурадян В.М., Рачинский М.З.* Аномально высокие давления и прогноз нефтегазоносности // Советская геология. — 1980. — № 2.
8. *Burst J.F.* Diagenesis of Gulf Coast clayey sediments and its possible relation to petroleum migration // Bull. AAPG. — 1969. — V. 53. — № 1.
9. *Powers M.C.* Fluid-release mechanisms in compacting marine mudrocks and their importance in oil exploration // Bull. AAPG. — 1976. — V. 51. — № 7.
10. *Бро Е.Г.* Влияние катагенеза на физические свойства терригенных пород и минерализацию подземных вод. — Л.: Недра, 1980.
11. *Багир-заде Ф.М., Керимов К.М., Салаев С.Г.* Глубинное строение и нефтегазоносность Южно-Каспийской мегавпадины. — Баку: Азернешр, 1988.
12. *Бека К., Высоцкий И.В.* Геология нефти и газа. — М.: Недра, 1976.
13. *Аникиев К.А.* Аномально высокие пластовые давления в нефтяных и газовых месторождениях. — Л.: Недра, 1964.
14. *Сухарев Г.М., Крумбольд Т.Г.* Некоторые данные о генезисе подземных вод продуктивной толщи Азербайджана // ДАН СССР. 1962. Т. 145. № 5.
15. *Мехтиева Ш.Ф., Ахундов А.Р., Рачинский М.З.* Пластовые воды газоконденсатных залежей Азербайджана. — Баку: Элм, 1970.
16. *Гусейн-заде О.Д., Шилов Г.Я. и др.* Геостатическое давление и вопросы напряженного деформационного состояния горных пород в условиях проявления современных движений земной коры на нефтегазовых месторождениях // Изв. вузов. Нефть и газ. — 1992. — № 5–6. — С. 8–13.
17. *Добрынин В.М., Серебряков В.А.* Геолого-геофизические методы прогнозирования аномальных пластовых давлений. — М.: Недра, 1989.

18. *Barker C.* Aquathermal pressuring — role at temperature in development of abnormal pressure zones // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* — 1972. 56. 10.
19. *Магара К.* Уплотнение пород и миграция флюидов. — М.: Недра, 1982.
20. *Дюнин В.И., Корзун В.И.* Гидрогеодинамика нефтегазоносных бассейнов. — М.: Научный мир, 2005.
21. *Magara K.* Upward and Downward Migrations of Fluids in the Subsurface // *Bull. Canad. Petrol. Geolog.* — 1969. — Vol. 17. — № 1. March. — P. 20–46.
22. *Ротин В.Я., Финкельштейн Г.М., Шилов Г.Я., Тарханова Л.А.* Оперативное уточнение горно-геологических условий бурения // *Нефтяное хозяйство.* — 1992. — № 3. — С. 9–13.
23. *Прошляков Б.К., Кузнецов В.Г.* Литология. — М.: Недра, 1991.
24. *Шилов Г.Я., Джафаров И.С.* Генетические модели осадочных и вулканогенных пород и технология их фациальной интерпретации по геолого-геофизическим данным. — М.: Информ. центр ВНИИГеосистем, 2001.
25. *Буряковский Л.А., Джеваншир Р.Д., Алияров Р.Ю.* Геофизические методы изучения геофлюидальных давлений. — Баку: ЭЛМ, 1986.
26. *Александров Б.Л.* Аномально высокие пластовые давления в нефтегазоносных бассейнах. — М.: Недра, 1987.
27. *Касумов К.А., Александров Б.Л., Дергунов Э.Н., Шилов Г.Я.* Способ определения физических свойств пород по данным электрометрии скважин / Авторское свидетельство на изобретение № 559205, 1975.
28. Методы изучения уплотнения терригенных пород при палеогеологических реконструкциях / Г.И. Алексеев и др. — М.: Наука, 1982.
29. *Александров Б.Л., Шилов Г.Я., Тарханова Л.А.* К вопросу определения аномально высоких поровых давлений в глинах и величины размыва по данным ГИС на месторождениях Азербайджана // *Азербайджанское нефтяное хозяйство.* — 1989. — № 9. — С. 13–16.
30. *Буряковский Л.А., Шилов Г.Я., Агамалиев Р.А.* Методические указания по применению данных ГИС для оценки поровых давлений. — Баку: Изд-во Азерб. политехн. института, 1990.
31. *Александров Б.Л., Байдюк Б.В., Сеид-Рза и др.* Комплексная технология определения и прогнозирования поровых, пластовых давлений и зон АВПД по геолого-геофизическим данным при бурении скважин глубиной до 7000 м. РД 39-4-710-82. — М.: МНП СССР.
32. *Ломтадзе В.Д.* Инженерная геология. Инженерная петрология. — Л.: Недра, 1970.
33. *Александров Б.Л., Шилов Г.Я., Скрипка А.А.* Оценка АВПоД в условиях внутриформационных размывов разреза на Мессояхской группе месторождений углеводородов // *Труды Российского государственного университета нефти и газа им. И.М. Губкина.* — 2010. — № 3/260. — С. 23–33.
34. *Шилов Г.Я., Керимов В.Ю., Карнаухов С.М., Мустаев Р.Н.* Геотермическая и геобарическая характеристики разреза плиоцена на шельфе Туркменистана в связи с перспективами нефтегазоносности // *Нефть, газ и бизнес.* — 2010. — № 10. — С. 33–39.
35. *Шилов Г.Я., Надточий Е.А., Ибрагимов С.М., Гусейнова Д.А.* Особенности связи поровых давлений с литофацией и нефтегазоносностью разреза // *Сб. научн. трудов «Прогнозирование зон АВПД и нефтегазоносность больших глубин по геофизическим данным», ЮЖВНИИ-Геофизика.* — Баку, 1990. — С. 34–40.
36. *Шилов Г.Я.* Комплексное изучение эффузивных и карбонатных разрезов методами промысловой геофизики (на примере месторождений Кюрдамирской нефтегазоносной области Азербайджана). Автореф. дис. ... канд. г.-м. наук, 1980.
37. *Касумов К.А., Фаталиев С.Н., Шилов Г.Я.* Некоторые результаты применения пластоиспытателей на разведочных площадях Азербайджана // *Азербайджанское нефтяное хозяйство.* — 1976. — № 11. — С. 10–16.
38. *Касумов К.А., Шилов Г.Я., Сухонос Г.Д.* Вопросы исследования трубными пластоиспытателями объектов со слабыми притоками // *Азербайджанское нефтяное хозяйство.* — 1978. — № 11. — С. 15–19.
39. *Аксельруд Г.А.* Массообмен в системе «твердое тело — жидкость». — Львов: Изд-во Львовского ун-та, 1970.
40. *Касумов К.А., Дергунов Э.Н., Александров Б.Л., Шилов Г.Я.* К вопросу об определении влияния температуры на параметры горных пород // *Азербайджанское нефтяное хозяйство.* — 1977. — № 4. — С. 16–21.
41. *Шилов Г.Я.* Проблемы и особенности промыслово-геофизических исследований глубокозалегающих отложений // *Отечественная геология.* — 1993. — № 2. — С. 66–71.
42. *Enciclopedia del petrole e del gas natural.* Ed. C.Colombo, 1967.
43. *International Petroleum Encyclopedia.* — Tulsa, USA, 1976.
44. *Агабеков М.Г.* Геологическое строение нефтяных месторождений Азербайджана и их формирование. — Баку: Азернешр, 1963.
45. *Альтовский М.Е.* Физико-химические процессы в формировании подземных вод / *Тр. лаб. гидрогеол. проблем им. Ф.П. Саваренского.* — М., 1958. — Т. 16.
46. *Ахмедов Г.А., Салаев С.Г., Исмаилов К.А.* Перспективы поисков нефти и газа в мезозойских отложениях Юго-Восточного Кавказа. — Баку: Азернешр, 1951.
47. *Ахундов А.Р.* Изменение минерализации и солевого состава пластовых вод V и смежных IV и VI горизонтов Балаханы-Сабунчи-Раманинского месторождения // *Изв. АН. Азерб. ССР. Сер. геолого-географ. наук и нефти.* — 1957. — № 11.
48. *Алиев А.Г., Ахмедов Г.А.* Коллекторы нефти и газа мезозойских и третичных отложений Азербайджана. — Баку: Азнефтеиздат, 1968.
49. *Апресов С.М.* Роль дизъюнктивной дислокации в нефтяных месторождениях. — Баку: Азнефтеиздат, 1947.
50. *Burst J.F.* Diagenesis of Gulf Coast clayey sediments and its possible relation to petroleum migration // *Bull. AAPG.* — 1969. — V. 53. — № 1.
51. *Рачинский М.З., Везирова Р.Х., Фридман Д.Н.* Подземные воды олигоцен-миоценовых отложений северо-западного борта Южно-Каспийской впадины // *Изв. вузов. Нефть и газ.* — 1972. — № 2.

52. Григорьянц В.В., Мурадян В.М., Гусейнов Г.А. Роль разрывных нарушений и локализации залежей нефти в отложениях мезозоя на Юго-Восточном Кавказе // Геология нефти и газа. — 1968. — № 7.
53. Рачинский М.З., Мурадян В.М. Закономерности развития АВПД в разрезе осадочного чехла западного борта Южно-Каспийской впадины // Тр. ВНИГРИ. «Аномально высокие пластовые давления и методы прогноза АВПД в процессе бурения». — М.: Недра, 1977. — Вып. 397.
54. Дурмишьян А.Г., Мурадян В.М., Рачинский М.З. Рекомендации по направленным поискам газовых и газоконденсатных залежей на основе закономерностей развития аномально высоких пластовых давлений (Азербайджан и Грузия). — М.: Изд-во ВНИИГаз, 1973.
55. Али-заде А.А., Путкарадзе А.Л., Салаев С.Г. Зоны нефтегазонакопления в кайнозойских отложениях Азербайджана. — Баку: Изд-во АН Азерб. ССР, 1968.
56. Дурмишьян А.Г., Мурадян В.М., Рачинский М.З. Рекомендации по направленным поискам газовых и газоконденсатных месторождений в республиках Закавказья. — М.: Изд-во ВНИИГаз, 1972.
57. Дурмишьян А.Г., Мурадян В.М., Рачинский М.З. Аномально высокие давления и прогноз нефтегазоносности // Советская геология. — 1980. — № 2.
58. Шувалов П.Е. Закономерности распространения АВПД в недрах Юго-Западной Туркмении // Труды ВНИГРИ «Аномально высокие пластовые давления и методы прогноза АВПД в процессе бурения». — Л.: 1977. — Вып. 397.
59. Гуревич А.Е. Практическое руководство по изучению движения подземных вод при поисках полезных ископаемых. — Л.: Недра, 1980.
60. Аникиев К.А. О геологических основах прогноза сверхвысоких пластовых давлений и осложненных условиях глубокого бурения // Тр. ВНИГР. — 1977. — Вып. 397.
61. Калинко М.К. Основные закономерности распространения нефти и газа в земной коре. — М.: Недра, 1964.
62. Майюга М. Геологическое строение и история разведки калифорнийского месторождения-гиганта Уилмингтон // Геология гигантских месторождений нефти и газа. — М.: Мир, 1973.
63. Зиненко И.И. Исследование гидрогеологических условий Предкарпатского прогиба в связи с разведкой и разработкой газовых месторождений. Автореф. канд. дис. — Харьков, 1975.
64. Колодий В.В. Подземные воды нефтегазовых провинций и их роль в миграции и аккумуляции нефти. — Киев: Наукова думка, 1983.
65. Новосилецкий Р.М. Гидродинамические и геохимические условия формирования залежей нефти и газа Украины. — М.: Недра, 1975.
66. Орлов А.А. Аномальные пластовые давления в нефтегазоносных областях Украины. — Львов: Вища школа, 1980.
67. Бабинец А.Е., Мальская Р.В. Геохимия минерализованных вод Предкарпатья. — Киев: Наукова думка, 1975.
68. Доленко Г.Н. Геология нефти и газа Карпат. — Киев: Изд-во АН УССР, 1962.
69. Лозинский В.Д., Баньковский В.П. Гидрохимический разрез Внутренней зоны Предкарпатского прогиба // Геология нефти и газа. — 1972. — № 11.
70. Габинет М.П. Глинистые минералы и катагенез флиша Украинских Карпат // Минералогический сборник. — 1980. — Вып. 1. — № 34.
71. Кучерук Е.В., Озерный О.М. Гидродинамическая характеристика горизонтов с АВПД Керченского полуострова // Геология нефти и газа. — 1987. — № 10.
72. Могилевская Т.М. Аномально высокие пластовые давления в глубокопогруженных отложениях Западного Предкавказья // Термобарические условия и геолого-разведочные работы в сверхглубоких депрессиях. — М.: Наука, 1981.
73. Озерный О.М. Анализ причин АВПД в отложениях майкопской свиты Керченского полуострова // Геология нефти и газа. — 1985. — № 11.
74. Дурмишьян А.Г., Мурадян В.М., Рачинский М.З. Рекомендации по направленным поискам газовых месторождений на основе АВПД в нефтегазоносных областях Северного Кавказа и Крыма. — М.: Изд-во ВНИИГаз, 1976.
75. Бедчер А.М., Соловьев И.И. Характеристика геотермического градиента на нефтяных месторождениях Кубани и применение термических исследований для решения нефтепромысловых задач // Тез. докл. Первого всесоюз. совещания по геотерм. исследов. в СССР. — М.: Изд-во АН СССР, 1956.
76. Добрынин В.М., Серебряков В.А. Методы прогнозирования аномально высоких пластовых давлений. — М.: Недра, 1978.
77. Лагунова И.А. Формирование химического состава подземных вод грязевых вулканов Керченско-Таманской области. Автореф. канд. дисс. — Л., 1973.
78. Озерный О.М. Закономерности распределения АВПД на юге Украины // Геология нефти и газа. — 1981. — № 6.
79. Гуревич А.Е., Крайчик М.Г., Батыгина Н.Б. и др. Давление пластовых флюидов. — Л.: Недра, 1987.
80. Орлов А.А., Корнилов Д.Н. О связи между неотектоническими движениями и сверхгидростатическими давлениями в Терско-Каспийском прогибе // Азербайджанское нефтяное хозяйство. — 1986. — № 2.
81. Волобуев Г.П. Прогнозирование гидрогеологических обстановок в нефтегазодобывающих районах. — М.: Недра, 1986.
82. Корценштейн В.Н., Кирьяшкин В.М., Филин А.С. Новые данные по гидрогеологии мезозойских водоносных комплексов Восточного Предкавказья // Тр. ВНИИГаз «Гидрогеология газоносных районов Сов. Союза». — М, 1970. — Вып. 33/41. — Кн. 3.
83. Киссин И.Г. Восточно-Предкавказский артезианский бассейн. — М.: Наука, 1964.

84. Lane H.W. Drilling practices in Iran // Oil and Gas Journal. — 1949. — V. 48. — № 13.
85. Алиев М.М., Забанбарк А. Геологическое строение и нефтегазоносность Ирана. — Баку: Элм, 1974.
86. Леворсен А. Геология нефти и газа. — М.: Мир, 1970.
87. Халл С., Уорман Г. Нефтяные месторождения асмарийской группы Ирана // Геология гигантских месторождений нефти и газа. — М.: Мир, 1973.
88. Даннигтон Г.В. Образование и разрушение скоплений нефти в Северном Ираке // Распространение нефти. — М.: Гостоптехиздат, 1961.
89. Хант Дж. Геохимия и геология нефти и газа. — М.: Мир, 1982.
90. Dunnington H.V. Aspects of diagenesis and shape change in stylolitic limestone reservoirs. In: 7th World Petroleum Congress, Proc. — V. 2. London: Elsevier, 1967.
91. Керимов В.Ю., Шилов Г.Я., Поляков Е.Е. и др. Седиментолого-фациальное моделирование при поисках, разведке и добыче скоплений углеводородов. — М.: ВНИИГеосистем, 2010.
92. Ханин А.А. Породы — коллекторы нефти и газа и их изучение. — М.: Недра, 1969.
93. Гайворонский И.Н., Леоненко Г.Н., Замахаяев В.С. Коллекторы нефти и газа Западной Сибири. Их вскрытие и опробование. — М.: Геоинформмарк, 2000.
94. Шилов Г.Я., Керимов В.Ю., Скрипка А.А. Особенности распределения зон АВПод в недрах Западно-Мессояхского и Восточно-Мессояхского месторождений и их связь с нефтегазоносностью разреза // Нефть, газ и бизнес. — 2010. — № 6. — С. 45–48.
95. Александров Б.Л., Шилов Г.Я., Керимов В.Ю., Беляев С.В., Скрипка А.А. Особенности количественной оценки аномально высоких поровых давлений по данным ГИС в сложных геологических условиях Мессояхской группы месторождений углеводородов // Каротажник. — 2010. — № 5. — С. 41–52.
96. Шилов Г.Я. Учет литофациальных особенностей разреза при интерпретации материалов ГИС (на примере ПК-свиты Северо-Каменномысского газового месторождения) // Каротажник. — 2009. — № 7. — С. 31–43.
97. Шилов Г.Я., Захаров А.И. Применение седиментационно-фациального моделирования для оптимизации системы размещения добывающих скважин при разработке сеноманской залежи газа морского Северо-Каменномысского месторождения // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. — М.: ОАО ВНИИОЭНГ. — 2011. — № 7. — С. 39–43.
98. Дурмишьян А.Г., Мурадян В.М., Рачинский М.З. Генетические и морфологические особенности структур Южно-Каспийской впадины, содержащих нефтяные и газоконденсатные залежи // Геология нефти и газа. — 1974. — № 6.
99. Мехтиев Ш.Ф., Цатуряц А.Б., Рачинский М.З. О вероятной схеме формирования многопластовых месторождений и условиях образования газовых (газоконденсатных) и нефтяных залежей // Уч. записки АГУ им. Кирова. Сер. геол. — 1968. — № 6.
100. Юнг Г., Бельиса А., Ренц Г. Геологическое строение осадочных бассейнов и нефтяных месторождений Венесуэлы // XX Международный геологический конгресс. — М.: Гостоптехиздат, 1959. — Т. III.
101. Калинин М.К. Нефтегазоносность акваторий мира. — М.: Недра, 1969.
102. Калинин М.К. Геология и геохимия нафтидов. — М.: Недра, 1987.
103. Бурштар М.С., Машков И.В. Условия формирования и закономерности размещения залежей нефти и газа. — М.: Гостоптехиздат, 1963.
104. Мехтиев Ш.Ф., Рачинский М.З. О возможном механизме формирования залежей нефти и газа и о причинах закономерного изменения свойств нефтей и вод Апшеронской области нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции // ДАН Азерб. ССР. — 1967. Т. XXIII. — № 12.
105. Мехтиев Ш.Ф. Проблема генезиса нефти и формирования нефтегазовых залежей. — Баку: Изд-во АЕ Азерб. ССР, 1969.
106. Барбат В.Ф. Бассейн Лос-Анджелес в Калифорнии // Распространение нефти. — М.: Гостоптехиздат, 1961.
107. Болдижар Т. Получение геотермальной энергии из водоносных горизонтов осадочных пород в Венгрии // Изучение и использование геотермических ресурсов. — М.: Мир, 1975.
108. Вадас Э. Геология Венгрии. — М.: Мир, 1964.
109. Варенцов М.И. — Геология и нефтегазоносность Венского бассейна // Сб. работ, посв. памяти акад. И.М. Губкина. — М.: Гостоптехиздат, 1948.
110. Вер-Вибе В.А. Как находят нефть. — М.: Гостоптехиздат, 1959.
111. Ренц Г.Г., Ольбеддинг Г., Дэлмес К.Ф. и др. Восточно-Венесуэльский бассейн // Распространение нефти. — М.: Гостоптехиздат, 1961.
112. Гаврилов В.П. Влияние разломов на формирование зон нефтегазоаккумуляции. — М.: Недра, 1975.
113. Геодекян А.А. Геолого-геохимические особенности нефтегазообразования в Южно-Каспийской впадине. — М.: Недра, 1968.
114. Барс Е.А., Котов В.С., Мирошников М.В. и др. Гидрогеологические закономерности размещения залежей нефти и газа. — М.: Недра, 1978.
115. Гортани М. Современное состояние изученности тектонической структуры Италии // Тектоника альпийской области. — М.: Мир, 1965.
116. Доленко Г.Н. Нефтегазоносность Чехословакии // Геология и геохимия горючих ископаемых. — Киев.: Наукова Думка, 1974. — Вып. 37.
117. Доленко Г.Н. Нефтегазоносность Австрии // Геология и геохимия горючих ископаемых. — Киев.: Наукова Думка, 1974. — Вып. 40.
118. Кенинг Дж. Разведка геотермальных ресурсов в западных штатах США // Изучение и использование геотермальных ресурсов. — М.: Мир, 1975.
119. Кертаи Д. Месторождения нефти и газа Венгрии // XX Международный геологический конгресс. — М.: Гостоптехиздат, 1959. — Т. III.

120. Колесик М. Нефтегазоносность Венского бассейна на территории ЧССР // Геология нефти и газа. — 1966. — № 7.
121. Кришнан М.С. Геология Индии и Бирмы. — М.: ИЛ, 1964.
122. Кротова В.А. Взаимосвязь гидрогеологических и тектонических факторов и их влияние на формирование и размещение углеводородных скоплений // Гидрогеологические условия формирования, сохранения и размещения нефти и газа. — Л.: Недра, 1975.
123. Раабен В.Ф. Размещение нефти и газа в регионах мира. — М.: Наука, 1978.
124. Рассел У.А. Основы нефтяной геологии. — М.: Гостоптехиздат, 1958.
125. Рачинский М.З. Некоторые аспекты формирования, размещения и прогноза нефтегазоносности // Азербайджанское нефтяное хозяйство. — 1982. — № 3.
126. Рачинский М.З. Геотемпературный режим альпийских геосинклинальных зон в связи с гидрогеологической обстановкой природных резервуаров и размещением нефтегазоносности // Изв. вузов. Геология и разведка. — 1987. — № 4.
127. Рачинский М.З. Геобарический режим альпийских геосинклинальных зон в связи с гидрогеологической обстановкой природных резервуаров и размещением региональной и локальной нефтегазоносности // Изв. вузов. Геология и разведка. — 1989. — № 1.
128. Калинин Н.А., Моделевский М.Ш. и др. Ресурсы нефти и газа капиталистических и развивающихся стран — Л.: Недра, 1977.
129. Рокко Т., Джаболи Д. Геология и нефтегазоносность бассейна По // Распространение нефти. — М.: Гостоптехиздат, 1961.
130. Справочник по нефтяным и газовым месторождениям зарубежных стран. — М.: Недра, 1976.
131. Boldizar T. Terrestrial heat flow in the Carpathians // Journ. Geophys. Res. — 1964. — V. 69. — № 24.
132. Boldizar T. Geothermal data from Vienns basin // Journ. Geophys. Res. — 1968. — V. 69. — № 24.
133. Tainsh H.R. Tertiary Geology and Principal Oil Fields of Birma // Bull AAPG. — 1950. — V. 34. — № 55.
134. Бакиров А.А. Нефтегазоносные области Америки. — М.: Гостоптехиздат, 1959.
135. Миллер Д.Б., Эдуардс К.Д., Уолкотт П.П. Распределение скоплений нефти в Маракаибском бассейне Венесуэлы // Распространение нефти. — М.: Недра, 1975.
136. Мартинес А. Месторождения-гиганты Венесуэлы // Геология гигантских месторождений нефти и газа. — М.: Мир, 1973.
137. Кучапин А.В. Общие черты геологического строения и нефтяные месторождения Бирмы // Тр. Всесоюз. научн.-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та. — М.: Гостоптехиздат, 1953. — Вып. 3.
138. Гурбанов Р.С., Молавский В.С., Рачинский М.З. Некоторые гидрохимические особенности I горизонта продуктивной толщи месторождения Кюровдаг // Азербайджанское нефтяное хозяйство. — 1966. — № 2.
139. Халилов Э.Д., Дадашев Р.М., Рачинский М.З. К вопросу использования тектонических вод при заводнении пластов // Азерб. нефт. хоз-во. — 1982. — № 5.
140. Мустафаев Т.Х. Гидрогеология и гидрохимия в связи с нефтегазоносностью месторождений Прикуринской низменности (на примере площадей Кюровдаг и Карабаглы). Автореф. канд. дисс. — Баку, 1967.
141. Ахундов А.Р., Мехтиев У.Ш., Рачинский М.З. Справочник по подземным водам нефтегазовых и газоконденсатных месторождений Азербайджана. — Баку: Маариф, 1976.
142. Гаврилов Я.В. Опыт подсчета запасов соли в озере Масазыр // Тр. геол. ин-та им. Губкина. — Баку: АЗФАН, 1939. — Т. 16.
143. Кедрова В.Т. Физико-химические исследования рапы и иловых отложений озера Масазыр // Тр. Азерб. Ин-та курорт. и физ. методов лечения им. Кирова. — Вып. 8. — Баку, 1962.
144. Константинов С., Малышек В., Тумилло-Денисович Б. Опытные данные по испарению рассолов в условиях бакинского климата // Азерб. нефт. хоз-во. — 1929. — № 12.
145. Бакиров А.А., Варенцов М.И., Бакиров Э.А. Нефтегазоносные провинции и области зарубежных стран. — М.: Недра, 1970.
146. Линдтроп Н.Т., Анфилатова Э.А., Дмитриева Е.А. Геологические закономерности распространения крупных месторождений нефти и газа за рубежом. — Л.: Недра, 1970.
147. Минский Н.А. Формирование нефтеносных пород и миграция нефти. — М.: Недра, 1975.
148. Колодий В.В. Сверхгидростатические пластовые давления и нефтегазоносность // Сов. геология. — 1981. — № 6. — С. 21–30.
149. Тектоническое строение Азербайджана и Каспийской впадины. — Баку: Изд-во АН АЗССР, 1968.
150. Высоцкий В.И., Кучерук Е.В. Современное состояние учения о нефтегазоносных бассейнах и особенностях размещения в них залежей нефти и газа. — М.: ВИНТИ, 1978.
151. Высоцкий И.В., Оленин В.Б., Высоцкий В.И. Нефтегазоносные бассейны зарубежных стран. — М.: Недра, 1984.
152. Алферов С.Е., Куренков Н.Г. Месопотамский прогиб // Проблемы тектоники и нефтегазоносности краевых прогибов. — М.: Недра, 1973.
153. Ахмедов Г.А. Геология и нефтеносность Кобыстана. — Баку: Азнефтеиздат, 1977.
154. Глушко В.В. и др. Тектоника, история развития и условия формирования нефтяных и газовых месторождений Предкарпатского прогиба // Материалы по геологии и нефтегазоносности Украины. — М.: Гостоптехиздат, 1963.
155. Алиев А.К. Геология и нефтеносность Кура-Араксинской области. — Баку: Азернешр, 1960.
156. Беляков Л.В. О роли давления поровых вод и механизме крупных надвиговых покровов // Геотектоника. — 1968. — № 4.

157. *Чепмен Р.Е.* Геология и вода. — Л.: Недра, 1983.
158. *Hubbert V.R., Rubey W.W.* Role of fluid pressure in mechanics of overthrust. Part 1. Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting // *Bull. AAPG*. — 1959. — V. 70.
159. *Дурмишьян А.Г., Мурадян В.М., Рачинский М.З.* Аномально высокие поровые давления как фактор формирования пликативных и дизъюнктивных дислокаций // *Азерб. нефт. хоз-во*. — 1982. — № 1.
160. *Мирчинк М.Ф.* Тектонические проблемы Юго-Восточного Кавказа. — М.: Недра, 1975.
161. *Хаин В.Е.* Геотектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа. — Баку: Азнефтеиздат, 1950.
162. *Ходьков А.Е., Валукоис Г.Ю.* Формирование и геологическая роль подземных вод. — Л.: ЛГУ, 1968.
163. *Berry F.A.F.* Origin and tectonic significance of high fluid pressure in the California clasts ranges // *J. Petrol. Technol.* — 1969. — V. 21. — № 1.
164. *Gretenor P.E.* Fluid pressure in porous media — its importance in geology // *A Review Bull. of Canadian petroleum geology*. — 1969. — V. 17. — № 3.
165. *Gretenor P.E.* Pore pressure fundamentals, general ramifications and implications for structural geology. AAPG continuing education program course. Note series № 4. Tulsa, Okla.: AAPG, 1976.
166. *Berry F.A.F.* Relative factors influencing membrane filtration effects in geologic environments // *Chem. Weol.* — 1969. — V. 4.
167. *Улиткин И.А.* Наблюдения за подъемом дна строительного котлована // *Гидротехническое строительство*. — 1955. — № 6.
168. *Короновский Н.В.* О формировании антиклинальных ловушек нефти и газа в складчатых предгорьях (краевых прогибах) // *Тектоника и критерии нефтегазоносности локальных ловушек*. — М.: Наука, 1987.
169. *Мехтиев Ш.Ф., Григорьянц Б.В., Буниат-заде З.А.* Тектоника и нефтегазоносность зон развития грязевого вулканизма // *Тектоника и критерии нефтегазоносности локальных ловушек*. — М.: Наука, 1987.
170. *Блох А.М.* Структура воды и геологические процессы. — М.: Недра, 1969.
171. *Бро Е.Г.* Влияние катагенеза на физические свойства терригенных пород и минерализацию подземных вод. — Л.: Недра, 1980.
172. *Карцев А.А., Вагин С.Б.* О роли «межслоевых» вод глинистых минералов в формировании подземных вод // *Изв. вузов. Геология и разведка*. — 1973. — № 3.
173. *Дурмишьян А.Г., Мурадян В.М., Рачинский М.З.* Подземные воды мезозойских отложений юго-восточного погружения Большого Кавказа // *Изв. вузов. Геология и разведка*. — 1973. — № 6.
174. *Кашкай М.А.* Минеральные источники Азербайджана. — Баку: Изд-во АН Азерб. ССР, 1952.
175. *Колодий В.В., Кудельский А.В.* Гидрогеология горных стран, смежных прогибов и впадин. — Киев: Наукова думка, 1983.
176. *Рачинский М.З., Джавадов А.А., Фридман Д.Н.* Подземные воды олигоцен-миоценовых отложений Умбакинского нефтегазового месторождения // *Азерб. нефт. хоз-во*. — 1973. — № 11.
177. *Дурмишьян А.Г., Рачинский М.З., Малышева Т.А.* Влияние тектонических нарушений на нефтегазоносность локальных структур продуктивной толщи бортовых зон Южно-Каспийской впадины // *НТС. Нефтегазовая геология и геофизика*. — 1971. — № 5.
178. *Дурмишьян А.Г., Рачинский М.З.* Динамика подземных вод и углеводородное насыщение в мезозойских отложениях Южно-Каспийской впадины // *Тез. докл. Всесоюз. совещания «Проблемы региональной динамики артезианских вод»*. — Л., 1972.
179. *Дурмишьян А.Г., Рачинский М.З.* Генетические связи подземных вод и углеводородных скоплений в среднеплиоценовых отложениях западного борта Южно-Каспийской впадины как показатель особенностей их формирования. Деп. ВИНТИ, № 7337-73, 1973.
180. *Рачинский М.З.* Гидрогеологические факторы формирования и размещения нефтегазоносности в Южно-Каспийской впадине // *Изв. вузов. Геология и разведка*. — 1989. — № 2.
181. *Всеволожский В.А.* Подземный сток и водный баланс платформенных структур. — М.: Недра, 1983.
182. *Дюнин В.И.* Методика изучения глубокого подземного стока. — М.: Недра, 1965.
183. *Бондаренко Н.Ф.* Физика движения подземных вод. — Л.: Гидрометеоздат, 1973.
184. *Валукоис Г.Ю., Ходьков А.Б.* Геологические закономерности движения подземных вод, нефтей и газов. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1973.
185. *Гуревич А.Е.* Процессы миграции вод, нефтей и газов. — Л.: Недра, 1969.
186. *Ходьков А.Е., Валукоис Г.Ю.* О нижних пределах применимости закона Дарси и скоростях движения подземных вод глубоких горизонтов // *Материалы межведомств. тем. совещания «Гидродинамика глубинных вод артезианских бассейнов»*. — Л., 1972.
187. *Смит Дж.Е., Эрдман Дж.Г., Моррис Д.А.* Миграция, аккумуляция и сохранение нефти в земной коре // *Сб. «Современное состояние исследования проблемы генезиса, формирования и сохранения залежей нефти и газа»*. — М.: Изд. ВНИИОЭНГ, 1972.
188. *Мехтиев Ш.Ф., Рачинский М.З.* Гидрохимические показатели проводимости тектонических нарушений // *Изв. АН Азерб. ССР. Сер. геол.-географ. наук и нефти*. — 1967. — № 1.
189. *Гинис Ю.В.* Гидрогеологические условия залегания, гидрохимия йодобромных вод Прикуринской низменности и перспективы поисков новых месторождений. Автореф. канд. дисс. — Баку, 1966.
190. *Горин В.А., Буниат-заде З.А.* Глубинные разломы, газонефтяной вулканизм и залежи нефти и газа западного борта Южно-Каспийской впадины. — Баку: Азернешр, 1971.

191. *Рачинский М.З., Мурадян В.М.* Термобарическая модель формирования и размещения нефтегазоносности в Южно-Каспийской впадине // Сб. науч. трудов «Проблемы морского бурения. Эксплуатация нефтяных и газовых скважин». — Рига: ВНИИМоргео, 1983.
192. *Рачинский М.З.* О распределении дейтерия в пластовых водах продуктивной толщи Апшеронской нефтегазоносной области // Реф. сб. «Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений». — 1972. — № 4.
193. *Мехтиев Ш.Ф., Рачинский М.З., Кулиев К.Г.* К вопросу распределения сульфат-иона в подземных водах плиоценовых отложений Нижнекуринской впадины // Изв. вузов. Нефть и газ. — 1984. — № 2.
194. *Рачинский М.З., Ахундов А.Р.* О сульфатности пластовых вод глубоководных залежей нефти, газа и конденсата // Изв. АН Азерб. ССР. Сер. наук о Земле. — 1968. — № 1.
195. *Рачинский М.З.* О сульфатности пластовых вод продуктивной толщи западного борта Южно-Каспийской депрессии // Геология нефти и газа. — 1973. — № 3.
196. *Рачинский М.З., Алиев А.И.* О сульфатности пластовых вод среднеплиоценовых отложений Южно-Каспийской впадины // НТС «Нефтегазовая геология и геофизика». — 1973. — № 4.
197. *Рачинский М.З.* Геотемпературный режим альпийских геосинклинальных зон в связи с гидрогеологической обстановкой природных резервуаров и размещением нефтегазоносности // Изв. вузов. Геология и разведка. — 1987. — № 4.
198. *Рачинский М.З., Асланов Б.Д.* О геохимическом возрасте конденсатов и нефтей среднеплиоценовых отложений западного борта Южно-Каспийской впадины // Реф. сб. «Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений». — 1973. — № 3.
199. *Дурмишьян А.Г., Зульфугаров С.М., Рачинский М.З.* К вопросу о закономерностях размещения залежей нефти и газа в продуктивной толще Апшеронской нефтегазоносной области // Реф. сб. «Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений». — 1970. — № 5.
200. *Потапов И.И.* Апшеронская нефтеносная область. — Баку: Изд-во АН Азерб. ССР, 1954.
201. *Коломбо У., Газзарини Ф., Гонфьянтини Р. и др.* Определение отношения изотопов С13/С12 в природных газах Италии и геохимическое истолкование полученных результатов // Органическая геохимия. — М.: Недра, 1967. — Вып. 1.
202. *Высоцкий В.И., Файнгерш Л.А.* Образование нефти в Венском бассейне // Геология нефти и газа. — 1969. — № 12.
203. *Высоцкий В.И.* Формирование нефтяных месторождений в складчатых областях. — М.: Недра, 1971.
204. *Аникиев К.А., Броницкий А.В., Талиев С.Д.* Аномально высокие пластовые давления в нефтяных и газовых скважинах Восточного Предкавказья. Обзор ВИЭМС. — М., 1985. — Вып. 16(5).
205. Нефти и газы месторождений зарубежных стран: Справочник. — М.: Недра, 1977.
206. *Collins A.G.* Geochemistry of oil field waters: Developments in Petroleum Science. Amsterdam E.A., Elsevier Sei. Publ. Co., 1975.
207. *Philippi G.T.* Discussion on the paper: «Depth of oil origin and primary migration the review and critique» by R.J. Codell-Authors Reply // Bull. AAPG. — 1974. — V. 58. — № 1.
208. *Дикки П., Хант Дж.* Геохимические и гидрогеологические методы разведки литолого-стратиграфических ловушек // Стратиграфические и литологические залежи нефти и газа. — М.: Недра, 1975.
209. *Карцев А.А., Вагин С.Б., Матусевич В.М.* Гидрогеология нефтегазоносных бассейнов. — М.: Недра, 1986.
210. *Smith J.B.* Venezuelan Oil-Field Waters // Bull AAPG. — 1931. — V. 15. — № 8.
211. *Сухарев Г.М., Мирошников М.В.* Подземные воды нефтяных и газовых месторождений Кавказа. — М.: Гостоптехиздат, 1963.
212. *Сухарев Г.М.* Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. — М.: Недра, 1979.
213. *Чахмачев В.А.* Геохимия процесса миграции УВ систем. — М.: Недра, 1983.
214. *Резников А.Н.* Геохимические особенности газоконденсатов и нефтей зоны катагенеза. Автореф. докт. дисс. — Баку, 1970.
215. Справочник по подземным водам нефтяных и газовых месторождений Северного Кавказа / Под ред. *А.М. Никанорова, М.В. Мирошникова.* — Орджоникидзе: Ир, 1970.
216. *Сулин В.А.* Воды нефтяных месторождений СССР. — М.; Л.: ОНТИ, 1935.
217. *Сергиенко С.И.* Гидрогеотермический режим недр Восточного Предкавказья. — М.: Наука, 1971.
218. *Буриштар М.С.* Основы теории формирования залежей нефти и газа. — М.: Недра, 1973.
219. *Сидоров В.А., Атанесян С.В., Багдасарова М.В. и др.* Современные движения земной коры и нефтегазоносность (на примере Терско-Каспийского передового прогиба). — М.: Наука, 1987.
220. *Никаноров А.М., Волобуев Г.П., Барцев О.Б.* Палеогидрогеологические реконструкции нефтегазоносных бассейнов. — М.: Недра, 1975.
221. *Никаноров А.М., Тарасов М.Г., Федоров Ю.А.* Гидрохимия и формирование подземных вод и рассолов. — Л.: Гидрометеоздат, 1983.
222. *Никаноров А.М.* Газово-жидкие включения в минералах как основа для палеогидрогеологических реконструкций // ДАН БССР. — 1977. — № 9.
223. *Неручев С.Г.* Нефтепроизводящие свиты и миграция нефти. — Л.: Недра, 1969.
224. *Высоцкий В.И., Высоцкий В.И.* Формирование нефтяных, газовых и газоконденсатных месторождений. — М.: Недра, 1986.
225. *Фэлкон Н.Л.* Нефтяные месторождения Юго-Западного Ирана и их соотношение с осадочными бассейнами // Распространение нефти. — М.: Гостоптехиздат, 1961.

СОДЕРЖАНИЕ

226. *Геодекян А.А., Забанбарк А.* Геология и размещение нефтегазовых ресурсов в Мировом океане. — М.: Наука, 1985.
227. *Штеклин Дж.* Тектоника Ирана // Геотектоника. — 1966. — № 1.
228. *Грехем В., Хезерингтон Г., Олд В.* Влияние ограничения отбора нефти на состояние нефтяных коллекторов Ирана: Тр. IV Международного нефт. конгресса // Бурение скважин и добыча нефти и газа. — Гостоптехиздат, 1956. — Т. III.
229. *Батурин В.П.* О происхождении нефти. Бюл. Моск. общ-ва испытателей природы. Нов. Серия. Отделение геологии. — М., 1945. — Т. 20. — Вып. 1/2.
230. *Joung A., Vjnaghan P.H., Schweisberger R.T.* Calculation of ages of hydrocarbons in oils: Physicals chemistry applied to petroleum geochemistry // Bull. AAPG. — 1977. — № 7.
231. *Dunnington H.V.* Stratigraphical distribution of oil fields in thr Iraq-Iran-Arabiab Basin // J. Inst. Petrol. — 1967. — V. 53. — № 250.
232. *Капченко Л.Н.* Гидрогеологические основы теории нефтегазонакопления. — М.: Недра, 1983.
233. *Карцев А.А.* Гидрогеологические условия нефтегазонакопления // Изд. АН СССР. Сер. геол. — 1978. — № 10.
234. *Колодий В.В.* Гидрогеология плиоценовых отложений Западно-Туркменской нефтегазоносной области. — М.: Недра, 1969.
235. *Якобсон Г.П.* Палеогидрогеологические и современные гидрогеологические закономерности формирования и размещения нефтегазовых месторождений. — М.: Недра, 1973.
236. *Агаларова Д.А.* Корни грязевых вулканов Азербайджана. — Баку: Азнефтеиздат, 1945.
237. *Алиев А.И., Джафаров Р.Р.* К вопросу оценки проявлений и прогнозирования anomalно высоких пластовых давлений (АВПД); АВПД и методы прогноза АВПД в процессе бурения // Тр. ВНИГРИ. — Ленинград. — 1977. — Вып. 1977.
238. *Афанасьев Ю.Т., Томкина А.В.* Особенности нефтегазоносности глубокозалегающих отложений // Термобарические условия и геолого-разведочные работы в сверхглубоких депрессиях. — М.: Наука, 1981.
239. *Багир-заде Ф.М.* Формирование среднеплиоценовых залежей нефти и газа в акваториальной части Южно-Каспийской впадины. — Баку: Азернешр, 1969.
240. *Аскеров А.Г., Листенгартен В.А.* Генетические типы озер Апшеронского полуострова и условия формирования солевого состава их вод // Уч. записки АГУ им. Кирова. Серия: геолого-географ. — 1966. — № 5.
241. *Абасов М.Т., Агаев А.Б., Листенгартен Б.М.* Режим залежей нефти Азербайджана // Изв. вузов. Нефть и газ. — 1969. — № 7.
242. *Ермолкин В.И.* Современные представления о фазовой зональности углеводородов в земной коре. — М.: Нефть и газ. — 2004. — Вып. 34.

ВВЕДЕНИЕ	3
Глава 1. ВЛИЯНИЕ ОСНОВНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА МЕХАНИЗМЫ СОЗДАНИЯ И РАСПРОСТРАНЕНИЯ ГЕОФЛЮИДАЛЬНЫХ ДАВЛЕНИЙ В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАЗРЕЗАХ И НА ТЕРРИТОРИЯХ	6
1.1. Основные понятия о геодавлениях. Типы водонапорных систем подземных вод. Барьеры давлений.....	6
1.2. Аномально высокие и аномально низкие пластовые и поровые давления и их генетическая классификация.....	18
1.2.1. Понятие о сингенетических и эпигенетических типах зон АВПД и АВПД.....	22
1.3. Анализ основных геологических факторов, влияющих на геоплюидальные давления.....	30
1.3.1. Гравитационное уплотнение горных пород.....	30
1.3.2. Роль скорости осадконакопления.....	33
1.3.3. Фильтрации флюидов через глинистые толщи.....	34
1.3.4. Постседиментационные преобразования горных пород.....	36
1.3.5. Геотектонический фактор.....	37
1.3.6. Термобарический фактор образования АВПД (АВПД).....	38
1.3.7. Роль вертикальной миграции при образовании зон АВПД (АВПД).....	40
1.4. Стрение глинистых минералов. Уплотнение и диагенез глинистых осадков. Трехстадийная модель дегидратации глин.....	42
1.5. Гравитационно-элизионная и геодинамическая концепции образования АВПД (АВПД).....	48
Глава 2. ПЕТРОФИЗИКА ВЛИЯНИЯ ГЕОФЛЮИДАЛЬНЫХ ДАВЛЕНИЙ НА ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ГОРНЫХ ПОРОД	51
2.1. Оценка влияния геоплюидальных давлений на пористость горных пород и прикладное использование полученных выводов (результатов) при различных аспектах геолого-разведочного процесса.....	51
2.2. Оценка влияния геоплюидальных давлений на плотность горных пород и использование полученных данных при геолого-разведочном процессе.....	53
2.3. Физические предпосылки выделения зон АВПД (АВПД) по геолого-геофизическим параметрам.....	54

Глава 3. МЕТОДЫ И ТЕХНОЛОГИЯ ВЫЯВЛЕНИЯ ЗОН АВПД (АВПоД), ОПРЕДЕЛЕНИЕ И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ГЕОФЛЮИДАЛЬНЫХ ДАВЛЕНИЙ	60
3.1. Классификация методов оценки геофлюидальных давлений.....	60
3.2. Методика эквивалентных глубин	62
3.3. Методика кривых нормального уплотнения.....	65
3.4. Методика кросс-плота (компрессионной кривой).....	68
Глава 4. ДАВЛЕНИЕ ГИДРОРАЗРЫВА И ОСНОВНЫЕ МЕТОДЫ ЕГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ	71
4.1. Методика Мэттьюза и Келли.....	72
4.2. Методика Итона.....	73
4.3. Методика Дейниса	74
Глава 5. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОРОВЫХ (ПЛАСТОВЫХ) ДАВЛЕНИЙ ПО ДАННЫМ КЕРНА, ШЛАМА И ТЕХНОЛОГИЧЕСКИМ ПАРАМЕТРАМ БУРЕНИЯ. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛАСТОВЫХ ДАВЛЕНИЙ С ПОМОЩЬЮ ИСПЫТАТЕЛЕЙ ПЛАСТОВ НА ТРУБАХ И ОПРОБОВАТЕЛЕЙ ПЛАСТОВ НА КАБЕЛЕ. ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЙ КАРОТАЖ. ТЕХНОЛОГИЯ КОЛИЧЕСТВЕННОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПОРОВЫХ (ПЛАСТОВЫХ) ДАВЛЕНИЙ, ЗОН АВПД (АВПоД) ПО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ	76
5.1. Определение геофлюидальных давлений по керну	76
5.2. Определение геофлюидальных давлений по плотности шлама	79
5.3. Технология количественного определения поровых (пластовых) давлений, зон АВПД (АВПоД) по геолого-геофизическим данным с использованием данных шлама	81
5.4. Определение поровых давлений по технологическим параметрам бурения	82
5.5. Определение пластовых давлений с помощью испытателей пластов на трубах.....	84
5.6. Определение пластовых давлений с помощью опробователей пластов на кабеле	90
5.7. Гидродинамический каротаж.....	91
Глава 6. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА ДОСТОВЕРНОСТЬ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПОРОВЫХ И ПЛАСТОВЫХ ДАВЛЕНИЙ ПО ДАННЫМ ГИС	96
6.1. Обоснование начальных параметров линии нормального уплотнения глинистых пород	97
6.2. Учет величины геологического размыва при оценках АВПоД по данным ГИС	102
6.3. Влияние изменения минерализации поровых (пластовых) вод по разрезу на оценки АВПоД.....	104
6.4. Влияние смены минералогического состава глин, их песчанистости и карбонатности на оценки АВПоД	107
6.5. Оценка однозначности испытаний объектов и оценок давлений по данным испытателей пластов на трубах	109
Глава 7. ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ГЕОФЛЮИДАЛЬНЫХ ДАВЛЕНИЙ	117
7.1. Прогнозирование порового давления по методу геологической аналогии.....	117
7.2. Прогнозирование АВПоД (АВПД) в процессе бурения	118
Глава 8. ХАРАКТЕРИСТИКА ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗОН АВПоД В РАЗЛИЧНЫХ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНАХ	123
8.1. Межгорные впадины.....	124
8.1.1. Южно-Каспийская впадина	124
8.1.2. Паданская, Венская, Иравадийско-Андаманская, Лос-Анджелесская и Маракайбская впадины	145
8.2. Предгорные прогибы	150
8.2.1. Предкарпатский прогиб.....	150
8.2.2. Индоло-Кубанский прогиб.....	154
8.2.3. Терско-Каспийский прогиб.....	161
8.2.4. Предзагорский прогиб	165
8.3. Платформенные бассейны.....	168
8.3.1. Западно-Сибирский нефтегазоносный бассейн.....	168
Глава 9. ГЕОФЛЮИДОДИНАМИЧЕСКИЕ МЕХАНИЗМЫ И ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ, РАЗМЕЩЕНИЯ И ПРОГНОЗА НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ В ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНАХ	216
9.1. Роль аномально высоких давлений в формировании, размещении и прогнозе региональной и локальной нефтегазоносности.....	217
9.2. Роль зон и очагов разгрузки подземных вод в формировании и размещении региональной и локальной нефтегазоносности	226
9.3. Изучение влияния АВПоД на нефтегазоносность разреза в Западно- и Восточно-Мессояхском месторождениях	244
Глава 10. СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИКА ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ	248
10.1. Аномально высокое поровое давление флюидов как фактор формирования дизъюнктивов, структурных планов, региональных и локальных складчатых форм.....	248

10.2. Региональная динамика подземных вод	262
10.2.1. Межгорные впадины	263
10.2.2. Предгорные прогибы	280
10.3. Геобарические показатели миграции природных флюидов	289
10.3.1. Консолидационные процессы в глинистых образованиях, их роль, место и значение в формировании геофлюидодинамического режима	290
10.3.2. Аномально высокие поровые и пластовые давления как показатели миграции природных флюидов	314
10.3.3. Геобарическое поле Южно-Каспийской впадины и Туркменского шельфа	322
10.3.4. Прогноз нефтегазоносности разреза красноцветной толщи на площадях Туркменского шельфа по данным о геофлюидальных давлениях	324
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	328
ЛИТЕРАТУРА	329

По вопросам приобретения книг обращайтесь:
Отдел продаж «ИНФРА-М» (оптовая продажа):
127282, Москва, ул. Полярная, д. 31в, стр. 1
Тел. (495) 380-4260; факс (495) 363-9212
E-mail: books@infra-m.ru

Отдел «Книга—почтой»:
тел. (495) 363-4260 (доб. 232, 246)

Научное издание

Виктор Георгиевич Мартынов
Вагиф Юнус оглы Керимов
Геннадий Яковлевич Шилов
Михаил Зиновьевич Рачинский

ГЕОФЛЮИДАЛЬНЫЕ ДАВЛЕНИЯ И ИХ РОЛЬ ПРИ ПОИСКАХ И РАЗВЕДКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА

Монография

Подписано в печать 25.09.2012.
Формат 60×90/16. Печать офсетная. Бумага офсетная.
Гарнитура *Newton*. Усл. печ. л. 22,00. Уч.-изд. л. 23,84.
Тираж 200 экз. Заказ № 1435.

ТК 412850-11472-250912

ООО «Научно-издательский центр ИНФРА-М»
127282, Москва, ул. Полярная, д. 31В, стр. 1
Тел.: (495) 380-05-40, 380-05-43. Факс: (495) 363-92-12
E-mail: books@infra-m.ru <http://www.infra-m.ru>



Отпечатано в ОАО «Можайский полиграфический комбинат»
143200, г. Можайск, ул. Мира, 93
www.oaompk.ru, www.oaompk.pf тел.: (495) 745-84-28, (49638) 20-685