

Ю.В. Мухин

ПРОЦЕССЫ
УПЛОТНЕНИЯ

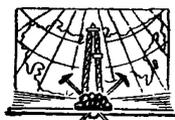
ГЛИНИСТЫХ ОСАДКОВ

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ПРОИЗВОДСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ
ПО ГАЗОВОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
ПРИРОДНЫХ ГАЗОВ
(ВНИИгаз)

Ю. В. МУХИН

ПРОЦЕССЫ УПЛОТНЕНИЯ ГЛИНИСТЫХ ОСАДКОВ

(Применительно к вопросам геологии
нефти и газа, гидрогеологии
и инженерной геологии)



ИЗДАТЕЛЬСТВО „НЕДРА“
Москва 1965

АННОТАЦИЯ

В работе излагается метод изучения процессов уплотнения и упрочнения глинистых осадков субаквального генезиса, начиная от отложения их в бассейне седиментации и до приобретения облика современной глинистой породы, позволяющий восстановить процессы уплотнения и упрочнения глинистого осадка за геологическую историю его существования и дать количественную их оценку.

Дается обзор работ по применению историко-геологического метода, рассматриваются основные теоретические предпосылки и закономерности уплотнения глинистых осадков при различных давлениях и принципы построения кривых их уплотнения и упрочнения за геологическое время — историко-геологической кривой сжатия и историко-геологической кривой упрочнения осадка. Разбираются возможности и методы восстановления начальной пористости древних глинистых осадков и основные следствия, вытекающие из анализа кривых уплотнения и упрочнения осадка за геологическое время применительно к вопросам нефтяной и газовой геологии, гидрогеологии, инженерной геологии и геотектоники.

На примерах анализа процессов уплотнения майкопских глинистых осадков Предкавказья и кембрийских глинистых отложений Средне-Русской впадины показано приложение изложенного в работе метода к изучению палеогидрогеологических условий, оценке количества отжимаемых флюидов и масштабов нефтегазообразования.

Рассмотрены вопросы формирования инженерно-геологических свойств глинистых пород в процессе уплотнения глинистых осадков, возможности построения историко-геологических кривых сжатия и упрочнения осадка по данным лабораторных исследований глинистых пород и получения некоторых физико-технических характеристик глинистых пород при помощи историко-геологических кривых сжатия и упрочнения.

Работа представляет интерес для геологов, работающих в области нефтяной и газовой геологии, гидрогеологии, инженерной геологии, геотектоники, изучения больших глубин, и для студентов геологических специальностей.

*Светлой памяти
незабвенного учителя —
профессора
ФЕДОРА ПЕТРОВИЧА САВАРЕНСКОГО
посвящает автор этот труд*

ПРЕДИСЛОВИЕ

В решениях июньского Пленума ЦК КПСС (1963 г.) отмечена необходимость повышения роли науки в построении коммунистического общества. Советская наука должна занять передовые позиции в мире.

Эта почетная задача поставлена перед многотысячным коллективом советских ученых, каждый из которых считает своим первым долгом отдать все знания и силы делу строительства материально-технической базы коммунистического общества в нашей стране и дальнейшему развитию советской науки.

Многолетняя работа автора над вопросами нефтяной геологии, гидрогеологии и инженерной геологии, связанными с уплотнением глинистых пород, позволила накопить значительный материал, который необходимо обобщить в направлении изучения процессов уплотнения глинистых осадков и глинистых пород в течение их геологической истории. Такое изучение представляет существенный интерес и с теоретической стороны, и с точки зрения практических задач, поставленных перед геологической наукой историческими решениями XXII съезда КПСС.

Автор излагает свои исследования, обобщения и выводы в отношении процессов уплотнения глинистых осадков, считая, что количественная оценка этих процессов позволит получить много новых интересных и ценных данных о глинистых осадках и процессах, им сопутствующих.

Автор выражает благодарность всем лицам, которые сделали замечания по отдельным вопросам, рассматриваемым в настоящей работе, в процессе их обсуждения или рецензирования. Особенно автор отмечает ценные советы проф. В. Д. Ломтадзе, проф. Н. В. Коломенского, проф. И. О. Брода, доктора геолого-минералогических наук Е. П. Емельяновой.

ВВЕДЕНИЕ

Выяснение процессов уплотнения глинистых осадков при их образовании, диагенезе и эпигенезе с оценкой количественной стороны явлений представляет существенный интерес для различных отраслей геологической науки и практики геологических исследований, особенно при поисках нефти и газа.

Перевод топливного баланса страны на легкое топливо — нефть и газ — вызвал бурное развитие нефтяной и газовой промышленности. Только за четыре года семилетки (1959—1963) годовая добыча нефти увеличилась на 64,5%, газа на 161,5%. Удельный вес нефти и газа в топливном балансе страны увеличился с 31,8% в 1958 г. до 45,6% в 1962 г.

XXII съезд КПСС поставил задачу увеличить к 1980 г. добычу нефти до 690—710 млн. *t* и добычу газа до 680—720 млрд. *м*³.

Бурный рост добычи нефти и газа требует интенсивного изучения геологии этих полезных ископаемых. По существующим представлениям основное количество нефти и газа выделяется из битумопроизводящих свит, представляющих собой глинистые осадки, содержащие рассеянное органическое вещество. Однако до сих пор остается неясным, на каких стадиях уплотнения глинистых осадков происходит это выделение, не ясна и количественная сторона явления.

Все возрастающее использование подземных вод в народном хозяйстве как для целей водоснабжения, так и для извлечения из них ценных компонентов, требует более детального изучения процессов формирования подземных вод с количественной оценкой отдельных составляющих. В частности, особый интерес представляет оценка количества седиментационных вод, выступающих как воды гравитационные в процессе уплотнения глинистых осадков, отлагавшихся на дне водоемов, и как флюид — носитель углеводородов. Широко развернувшееся промышленное и гражданское строительство нуждается в быстром и качественном изучении региональных инженерно-геологических условий, уточнении представлений о формировании инженерно-геологических свойств глинистых пород, их несущей способности и других особенностей.

Затронутые проблемы тесно связаны с вопросами количественной оценки процесса уплотнения глинистых осадков с момента их

образования и до современного состояния. Научно обоснованное решение они могут получить лишь тогда, когда будет решен вопрос о количественной оценке уплотнения глинистых осадков в течение геологической истории. Отсюда следует, что последний вопрос является узловым. Разработка и решение его позволят сделать новый шаг вперед в области таких наук, как геология нефти и газа, гидрогеология, инженерная геология, и еще шире использовать достижения этих наук при решении практических вопросов и при разработке теоретических положений.

Таким образом, задача изучения процессов уплотнения глинистых осадков в течение геологической истории с их количественной оценкой вполне актуальна. Она может быть сформулирована как восстановление истории уплотнения глинистого осадка с момента его отложения на дне водоема до превращения в глинистую породу в современном состоянии. Эта задача может быть решена только на основе изучения геологической истории осадка и анализа явлений и изменений, происходивших в нем после отложения в течение геологического времени, определяющего условия существования осадка, а затем и породы, т. е. на основе историко-геологического анализа с количественной оценкой происходивших явлений. Следовательно, под историко-геологическим методом мы понимаем геологический метод, позволяющий получать количественную характеристику развития того или иного геологического явления за геологическое время с привлечением данных, методов и приемов из других преимущественно смежных наук, в частности из исторической геологии, сравнительной литологии и механики грунтов.

ЧАСТЬ I

Глава I

ОБЗОР РАБОТ ПО ПРИМЕНЕНИЮ ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКОГО МЕТОДА

Идея применения историко-геологического метода к изучению геологических процессов не нова. Она заложена в основах исторической геологии (Н. М. Страхов, 1932). Графическое изображение геологического процесса осадконакопления впервые в СССР применил Н. Г. Кассин (1933), построивший историко-геологическую диаграмму геологических процессов для Центрального Казахстана. В системе прямоугольных координат по оси абсцисс он отложил геологическое время, а по оси ординат — показатели различных геологических процессов. Эти простейшие кривые характеризовали лишь ход геологических процессов в течение геологического времени без их интерпретации.

Как указывает Ф. П. Саваренский (1937), историко-геологический метод для оценки инженерно-геологических свойств глинистых пород впервые в СССР применил А. С. Храмушев. В 1933 г. он построил график изменения давления на кровлю каменноугольных глин площадки строительства Дворца Советов за геологическое время, вычисляя нагрузку от веса лежавших над глинами пород по их мощности и объемному весу. Однако график А. С. Храмушева для большинства геологов остался неизвестным.

В связи с проектированием крупных гидротехнических сооружений историко-геологический метод был применен для оценки несущей способности глинистых пород основания. В частности, автор (1936) построил график изменения нагрузки на кровлю верхнененонских глин за геологическое время в долине р. Волги у г. Камышина. З. А. Макеев построил аналогичный график для глин майкопского яруса в одном из районов строительства Волго-Донского канала им. В. И. Ленина (З. А. Макеев, 1937) и Н. К. Тихомиров — для пород в долине р. Волги у г. Углича (Ф. П. Саваренский, 1937).

В основу таких графиков была положена геохронологическая шкала Холмса в абсолютном летоисчислении, что позволило получить ясное представление о времени, в течение которого исследуемые породы подвергались тем или иным нагрузкам.

Применение историко-геологического метода в инженерной геологии сыграло весьма положительную роль, так как кривые изменения нагрузки показали, что за геологическое время изучаемые породы подвергались гораздо большему давлению, чем нагрузки от проектируемых сооружений. Это дало возможность получать гораздо более обоснованные прогнозы инженерно-геологических явлений, связанных с возведением крупных гидротехнических и других сооружений.

Делались также попытки использовать историко-геологический метод для оценки нагрузок на породы от ледникового покрова во время четвертичного оледенения (Н. К. Тихомиров, 1937).

Несмотря на прогрессивную роль, которую сыграло применение историко-геологического метода в инженерной геологии при оценке уплотненности глинистых пород, кривые изменения нагрузок все же не давали ответа на вопросы о скорости уплотнения глинистого осадка за геологическое время, об его пористости на том или ином этапе уплотнения, о влиянии процессов диагенеза и эпигенеза на уплотнение и о начальной пористости осадка. Требовалась дальнейшая разработка метода и, в частности, восстановление истории уплотнения осадка со времени его отложения.

А. С. Храмушев (1937) полагал, что размеры нагрузок, действовавших на осадок в течение его геологической истории, отражаясь на компрессионной кривой образца глинистой породы, образованной из осадка к настоящему времени, в виде скачкообразных участков этой кривой. На основании этого он считал возможным восстановить историю уплотнения осадка. Однако уже в 1939 г. А. С. Храмушев на основе проделанных опытов с образцами верхнекаменноугольных и верхнеюрских глин пришел к выводу, что при «нормальном» ходе опытов, т. е. при возрастании нагрузки, скачкообразных перегибов на компрессионной кривой не наблюдается, в лучшем случае отражается (в виде одного скачкообразного перегиба) лишь максимальная нагрузка, которой подвергалась порода за геологическое время. Скачкообразные перегибы, по Храмушеву, образуются лишь в случае разгрузки образца от максимальной нагрузки при опыте (А. С. Храмушев, 1939).

Изложенное делает приведенные выше положения Храмушева недостаточно убедительными.

В. А. Приклонский на основе детального изучения природы свойств глинистых пород пришел к выводу, что предположения А. С. Храмушева вряд ли подтверждаются (В. А. Приклонский, 1949, стр. 373). Нагрузки, которым подверг А. С. Храмушев образцы глинистых пород, не превышали 50 кг/см^2 , что едва ли можно считать достаточным.

Широко проводимые за последнее время опыты по сжатию глинистых пород кембрийского возраста под большими давлениями (порядка сотен и тысяч кг/см^2 — В. Д. Ломгадзе, 1955) показали, что кривые сжатия глин при нагрузках до 500 кг/см^2 и более имеют совершенно плавный, а не ступенчатый характер.

Следовательно, причины ступенчатого характера кривых сжатия при опытах Храмушева имеют другое объяснение, а выбранное им направление исследований не может привести к восстановлению истории уплотнения осадка.

Глава II

ОСНОВНЫЕ ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ

Рассматривая применение историко-геологического метода к изучению вопросов уплотнения глинистых осадков, следует сначала остановиться на основных теоретических предпосылках.

Широкое развитие ряда геологических наук и, в частности, петрографии осадочных пород, грунтоведения и механики грунтов, исторической геологии, океанологии и геологии моря и ряд оригинальных исследований, посвященных изучению процессов седиментации, диагенеза, эпигенеза и уплотнения осадков, позволяют сформулировать исходные положения, которые будут служить основой при дальнейшем рассмотрении вопроса о применении историко-геологического метода.

ВОЗМОЖНОСТЬ ПРИМЕНЕНИЯ ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКОГО МЕТОДА К РАЗЛИЧНЫМ ГЕНЕТИЧЕСКИМ ТИПАМ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Среди различных генетических типов глинистых пород (собственно глины, глинистые породы водноосадочного и субаэрального происхождения) в качестве объектов применения историко-геологического метода рассматриваются только глинистые образования, ведущими процессами при образовании которых являются осаждение и уплотнение в водной среде, т. е. осадки, отложившиеся в водных бассейнах с различной соленостью воды (от морских с нормальной соленостью до пресноводных). Глинистые осадки таких бассейнов представлены илами или водноосадочными (переотложенными, по М. С. Швецову, 1958) глинистыми породами.

Применение историко-геологического метода к глинистым породам субаэрального происхождения (элювиальным и делювиальным), а также к макропористым (лёссовидным) породам исключается, так как ведущими процессами при их образовании являются выветривание или осаждение в воздушной среде.

Применение историко-геологического метода к мерзлым водноосадочным породам ограничивается тем этапом геологической истории, на котором наступило их замораживание, если породы продолжают оставаться в замороженном состоянии.

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ УПЛОТНЕНИЯ ГЛИНИСТЫХ ОСАДКОВ В ВОДНОЙ СРЕДЕ

Большие и интересные исследования, проведенные за последнее время Н. М. Страховым (1945, 1950, 1953—1960), Е. М. Сергеевым (1949, 1951, 1952), Н. В. Коломенским (1952—1957), В. А. Приклонским (1948, 1949, 1952), В. Д. Ломтадзе (1951, 1953, 1954, 1955—1959), Н. Я. Денисовым (1946, 1947, 1948, 1951, 1957), А. П. Лисициным (1956), М. С. Швецовым (1958) и другими, позволили выделить среди многих факторов, влияющих на уплотнение отложившихся в водной среде глинистых осадков, основные ведущие факторы.

М. С. Швецов (1958) считает, что затвердевание выпавшего осадка происходит под действием дегазации и старения коллоидов, перекристаллизации и цементации вследствие выпадения в порах осадка новых веществ, причем последнее имеет место далеко не всегда. В. А. Приклонский (1956) выделял два типа уплотнения осадков: гравитационный и кристаллизационный. По существу оба фактора действуют совместно, но один из них преобладает. Н. М. Страхов (1953) считает, что на стадии диагенеза осадка происходит лишь небольшое его уплотнение, а на стадии эпигенеза ведущим процессом является региональное уплотнение.

Как убедительно показал в своих работах В. Д. Ломтадзе (1955), ведущим процессом, регулирующим геохимические процессы в глинистых отложениях, является их дегидратация под влиянием гравитационного уплотнения.

Таким образом, в настоящее время можно считать доказанным, что после образования осадка в водоеме основным ведущим процессом является его гравитационное уплотнение. Из этого не следует, что физико-химические процессы в осадке не происходят, но это значит, что они играют подчиненную роль и что их направленность определяется процессом гравитационного уплотнения, происходящим в течение длительного (геологического) времени.

В результате физико-химических процессов при уплотнении осадка между его частицами могут возникать относительно жесткие связи (сцепление упрочнения, по Н. Я. Денисову, 1948), которые могут оказывать известное противодействие процессу уплотнения под действием силы тяжести, и конечный результат гравитационного уплотнения при эпигенезе (диагенезе породы, по М. С. Швецову, 1958) зависит от соотношения прочности сцепления упрочнения и величины гравитационных сил.

Для выяснения процесса формирования свойств глинистой породы в первую очередь нужно рассмотреть процесс диагенеза и эпигенеза глинистого осадка как результирующий процесс гравитационного уплотнения и упрочнения осадка.

ОБ ОБЪЕМЕ СКЕЛЕТА ОСАДКА В ПРОЦЕССЕ ДИАГЕНЕЗА И ЭПИГЕНЕЗА

Вопрос об изменении объема скелета осадка имеет весьма существенное значение для палеогеологических реконструкций и, в частности, для оценки применимости историко-геологического метода к изучению процессов уплотнения глинистых осадков.

Так как в осадке происходят физико-химические изменения, то естественно ожидать и изменения минералогического состава скелета, а вместе с ним и его объема. Такие представления и господствуют среди ряда геологов до настоящего времени, при этом изменениями в минералогическом составе скелета придают чрезвычайно большое значение, проводят работы по изучению этих изменений и утверждают, что качественно состав скелета в глинистой породе уже не тот, каким он был в осадке. Такая переоценка роли физико-химических изменений в скелете глинистой породы, естественно, влечет за собой концепцию о невозможности или недостоверности палеогеологических реконструкций состава осадков, образующих в настоящее время глинистые породы различного возраста.

Совершенствование методов петрографического исследования осадочных пород и, в частности, применение электронной микроскопии позволило, однако, внести ясность в этот вопрос. Так, например, электронномикроскопическое изучение глин, проведенное М. Ф. Викуловой (1952), позволило ей сделать вывод о том, что подавляющее большинство глин водноосадочного происхождения содержит главным образом минералы принесенные, а минералы коллоидно-химического происхождения играют сравнительно небольшую роль.

Н. М. Страхов (1954—1960) на основании проведенных им исследований считает, что на стадии диагенеза осадка происходит изменение его физико-механических свойств (уплотнение), а на стадии эпигенеза (диагенеза породы) минералогический состав в основном не меняется, хотя физико-механические свойства породы меняются резко. Допуская возможность слабых изменений в минералогическом составе скелета породы, он считает, что такие изменения не перерабатывают горных пород и последние в основном не меняются.

В. Д. Ломтадзе (1955) также считает, что зона эпигенеза наследует состав глинистых минералов, сформировавшихся в период седиментации и диагенеза глинистых осадков, и что поэтому можно использовать минеральный состав тонкодисперсной части глинистых пород для стратификации и выяснения условий накопления глинистых толщ. Опытным путем он показал, что изменения минерального состава и дисперсности глин при уплотнении их большими нагрузками (до 7000 кг/см^2) не наблюдается (В. Д. Ломтадзе, 1955).

Приведенные выше результаты исследований изменений минералогического состава скелета глинистых водноосадочных пород,

прошедших сложный путь диагенеза и эпигенеза в субаквальных условиях, позволяют сделать весьма существенный для применения историко-геологического метода вывод о сравнительном постоянстве объема скелета осадка и глинистой породы, образовавшейся из него, т. е.

$\frac{H_i}{1 + E_i} = \text{const}$, где E_i — приведенная пористость¹ осадка или породы на любом этапе уплотнения. Этот вывод позволяет применить законы механики грунтов для сравнительной оценки уплотненности осадка и породы.

Следствием из этого вывода является возможность определения начальной мощности осадка H_0 , который должен был отложиться в водоеме для того, чтобы из него мог образоваться слой глинистой породы мощностью H_1 , а также мощности осадка H_i для любой стадии уплотнения. Для этого должны быть известны приведенная пористость породы E_1 , соответствующая ее мощности H_1 , начальная пористость осадка E_0 , а также пористость E_i для данной стадии уплотнения.

$$H_i = H_1 \cdot \frac{1 + E_i}{1 + E_1}. \quad (1)$$

Например. Для отложения в центральной части Русской платформы слоя верхнеюрских глин с современной мощностью 10 м и современной пористостью $E_1 = 0,70$, при начальной пористости осадка $E_0 = 4,10$, на дне верхнеюрского моря должен был накопиться осадок с общей толщиной слоя (в неуплотненном состоянии)

$$H_0 \approx \frac{10 \cdot 5,1}{1,7} \approx 30 \text{ м.}$$

О ВЛИЯНИИ ПРОЦЕССОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ

При рассмотрении уплотнения осадков в процессе их диагенеза и эпигенеза предполагается наличие в основном двухфазной системы (скелет + вода)² и отсутствие процессов атмосферного выветривания, свойственных зоне гипергенеза. Только в этих условиях будут справедливы все изложенные выше основные положения.

Если же в ходе геологической истории глинистая порода будет приподнята выше уровня моря, то поверхностные ее слои при воздействии процессов атмосферного выветривания подвергнутся физико-химическим изменениям, направленным на приспособление

¹ Приведенная пористость E представляет отношение объема пор к объему скелета $E = \frac{V_p}{V_s}$, где P — общая пористость породы в долях единицы. Пользоваться приведенной пористостью для расчетов по законам механики грунтов удобнее, чем общей пористостью.

² Газовая фаза находится в растворенном состоянии, о чем подробнее будет сказано ниже.

породы к новым условиям существования, т. е. на образование коры выветривания той или иной мощности (Н. В. Коломенский, 1952; Г. С. Золотарев, 1948).

Естественно, что к коре выветривания, т. е. по существу уже к элювию водноосадочной породы, нельзя полностью применить основные положения, рассмотренные выше для пород водноосадочного происхождения, находящихся в свойственных им термодинамических условиях.

При пользовании историко-геологическим методом это необходимо учитывать даже в том случае, если древняя кора выветривания вместе со всей толщей оказалась впоследствии перекрытой более мощными водноосадочными образованиями.

Анализ геологической истории района и построение эпейрогенического профиля помогут выяснить в каждом отдельном случае возможность влияния процессов выветривания на тот или иной пласт глинистой породы, а изучение его по вертикальному разрезу может дать указания для определения мощности коры выветривания. Эти данные позволят избежать ошибок при восстановлении истории уплотнения изучаемой глинистой породы. Мощность современной коры выветривания в глинистых породах нередко составляет 5—10 м. Поэтому при использовании обнажений для характеристики современного состояния и уплотненности породы должны выбираться части пласта, не затронутые выветриванием. Однако наличие древней коры выветривания не препятствует применению историко-геологического метода, если можно получить физические характеристики осадка из части пласта, лежащей ниже границы его коры выветривания.

Если же весь пласт (по разрезу) подвергся процессам интенсивного выветривания, то историко-геологический метод неприменим.

ГРАФИК УПЛОТНЕНИЯ ОСАДКА

Рассматривая процесс седиментогенеза глинистого осадка, можно сказать, что после прочного отложения осадка на дне водоема на некоторой обычно небольшой глубине от кровли слоя осадка приведенная пористость его составляет E_0 , а давление от вышележащих осадков — p_0 , причем $E_0 = f(p_0)$.

В течение геологического времени в результате гравитационного уплотнения и других диагенетических и эпигенетических процессов осадок уплотняется, упрочняется и превращается в глинистую породу современного облика. При помощи лабораторных исследований можно установить приведенную пористость этой породы E_1 , а по геологическому разрезу и объемному весу лежащих над ней пород — современную нагрузку p_1 , действующую на породу. При этом $E_1 = f(p_1)$, так как на современном геологическом этапе развития земной коры резкого изменения нагрузки не происходит и в течение длительного геологического времени между внутренними силами, действующими в породе, и внешней нагрузкой установилось относительное равновесие.

Это положение подтверждается изменением плотности глинистых пород с глубиной (В. Д. Ломтадзе, 1954; Л. В. Антропова, 1959), а также такими явлениями, как вспучивание дна искусственных выемок при снятии части нагрузки в виде лежащих выше пород (С. А. Роза, 1954; П. И. Брайт, 1953; И. А. Улитин, 1955) и осадками искусственных сооружений, если давление от них превышает «бытовое». Выбрав точку на некоторой глубине от кровли слоя современной породы, можно в прямоугольной системе координат p и E построить график уплотнения породы за геологический отрезок времени от начала образования осадка до современного геологического эта-

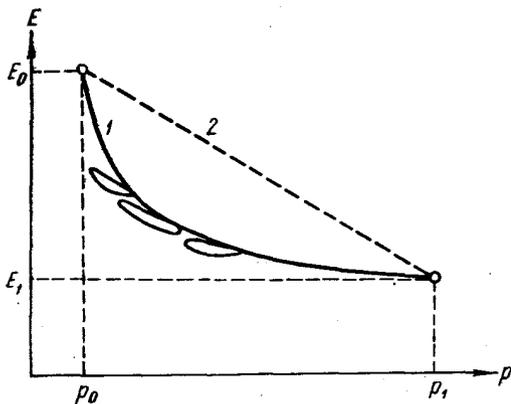


Рис. 1. Схема уплотнения глинистого осадка за геологическое время.

1 — неизвестная кривая сжатия; 2 — суммарный график уплотнения.

па развития, откладывая по оси абсцисс нагрузку p , а по оси ординат приведенную пористость E .

Соединив полученные точки, будем иметь предполагаемый график уплотнения осадка за геологическое время (рис. 1). Этот график является суммарным, так как он, кроме уплотнения, учитывает также и упрочнение осадка, происшедшее за геологическое время под влиянием диагенетических процессов, и влияние частичных

нагрузок и разгрузок, если они имели место. Влияние этих процессов независимо от их направленности суммируется и отражается на величине современной приведенной пористости E_1 , зависящей, кроме того, и от современной нагрузки p_1 . Это видно из того, что для различных глин, несмотря на примерно одинаковые современные геологические условия, значения E_1 , соответствующие нагрузке p_1 , различны.

Таким образом, этот гипотетический график дает представление о процессах уплотнения и упрочнения осадка, происходивших в течение геологического времени. Однако он не отражает динамики этих процессов во времени, так как прямолинейная интерполяция предполагает, что процессы шли непрерывно, равномерно, чего на самом деле могло и не быть. Поэтому, сохранив тот же принцип построения графика, нужно попытаться отразить на нем процессы уплотнения и упрочнения осадка на отдельных этапах его геологической жизни.

Это не представляло бы особых затруднений, если бы удалось восстановить приведенную пористость осадка на различных этапах геологической истории и сопоставить ее с нагрузками, дей-

ствовавшими на осадок на этих же этапах, включая и начальный этап его отложения. Установить действовавшие на осадок в различные этапы геологической истории нагрузки почти всегда возможно по сводному геологическому разрезу и примерному объему веса пород. Даже в том случае, если часть осадков позже была размита, можно восстановить нормальную мощность при помощи палеогеографических построений. Однако восстановить пористость осадка на различных этапах геологической истории гораздо более сложно.

По существу в природных условиях для глинистой породы можно получить данные только о современных пористости и давлении в одной точке; при значительной мощности пласта (в несколько сот метров) такие данные можно получить в двух-трех точках, но они будут характеризовать лишь современный геологический этап.

Между тем для построения графика уплотнения осадка желательно иметь как можно больше точек, характеризующих уплотнение осадка за геологическое время. Используя сравнительно-литологический метод (решение совещания по осадочным породам, 1953), результаты изучения современных илов и изложенное выше положение о постоянстве основного минералогического состава осадка, с помощью лабораторных исследований образцов современной породы можно дополнительно получить несколько характерных точек.

Таковыми точками будут являться:

а) пористость в начале образования осадка E_0 и соответствующее этой пористости давление p_0 (на некоторой небольшой глубине от кровли слоя осадка);

б) пористость осадка E_f при переходе им предела текучести W_f и соответствующее давление p_f ;

в) пористость осадка E_p при переходе им предела пластичности W_p и соответствующее ей давление p_p .

Трудно допустить, чтобы уплотнение осадка на протяжении геологической истории происходило равномерно, т. е. по прямолинейному закону, наоборот, можно утверждать, что в силу диagenетических процессов в осадке и геологических процессов в земной коре оно было обусловлено более сложными зависимостями и должно было происходить неравномерно. Тогда задача восстановления графика уплотнения осадка за геологическое время потребует построения сложной кривой по очень ограниченному числу точек. Чтобы решить эту задачу, нужно установить законы уплотнения глинистых осадков и глинистых пород.

ЗАКОНЫ УПЛОТНЕНИЯ ГЛИНИСТЫХ ОСАДКОВ

В связи с тем, что глинистые осадки после седиментогенеза подвергаются процессам диагенеза и эпигенеза, превращаясь в глинистые породы, естественно предположить, что законы уплотнения глинистых осадков и глинистых пород могут быть различными.

Чтобы проверить это предположение, следует рассмотреть отдельно имеющиеся данные о законах уплотнения глинистых осадков и глинистых пород.

УПЛОТНЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ ОСАДКОВ

Законы уплотнения глинистых осадков в прошедшие геологические времена могут быть установлены на основании принципов сравнительно-литологического метода, т. е. путем изучения законов уплотнения их современных аналогов.

Обобщающих работ, в которых рассматривались бы законы уплотнения современных осадков, не имеется. Однако существуют работы, в которых рассматриваются вопросы уплотнения современных осадков с общетеоретических позиций (Н. Я. Денисов, 1947; В. Д. Ломтадзе, 1954; А. А. Луга, 1953), а также с точки зрения решения конкретных вопросов использования этих осадков как основания сооружений. К таким исследованиям относятся работы В. И. Савельева (1951, 1953), С. А. Роза (1950, 1954), Б. П. Богословского и Ф. М. Бочевера (1951), И. С. Комарова и М. М. Шнейдера (1953), В. В. Шугаева (1953), Д. Е. Польшина (1954), Г. М. Кузовлева (1956), Г. В. Сорокиной (1957) и другие. Кроме того, имеются работы (С. В. Бруевич, 1940, 1945; А. П. Лисицын, 1956; Е. А. Романкевич, 1957 и другие), посвященные геологическому изучению донных отложений современных морских бассейнов с определением изменения их влажности по вертикальному разрезу, позволяющим определить их уплотненность.

Основываясь на результатах этих работ, рассмотрим законы уплотнения современных илов: а) в случае приложения искусственной нагрузки и б) в естественных условиях, в процессе седиментации на дне водоемов.

Уплотнение образцов илов в лабораторных условиях

Результаты экспериментальных работ по обжатию современных илов в компрессионных приборах позволяют высказать ряд положений.

По Б. П. Богословскому и Ф. М. Бочевру (1951), илы, представляющие новейшие осадки в бассейне с повышенной соленостью и состоящие из нерастворимой (в кислоте) алюмосиликатной

части (2—44%), трудно растворимой (25—63%) и легко растворимой (45—65%) частей, имеют естественную влажность 45—65% и приведенную пористость 1,8—1,4.

При обжати в компрессионном приборе обычного типа от начальной пористости 1,4 до пористости 0,87, которая соответствует уже пластичной консистенции ила, кривая его уплотнения довольно точно выражается логарифмической зависимостью приведенной пористости от нагрузки.

По В. И. Савельеву, илы мелководных морских бассейнов (глубиной до 10 м), имеющие различный гранулометрический состав (супесчаный, суглинистый, глинистый), естественную влажность 40—90%, начальную приведенную пористость до 5 и находящиеся в текучем состоянии, сжимались нагрузкой до 2 кг/см² до приведенной пористости 1,5—2. Кривые уплотнения трех образцов илов имеют характер логарифмических, но иногда в самой верхней части кривой несколько отклоняются, что обусловлено рыхлой структурой мелководных илов. По четырем образцам минеральных илов, отобранным в разных бассейнах, устанавливается пластичная консистенция и меньшая сжимаемость, но характер кривых сжатия не меняется. Установлено, что чем глубже залегает ил в бассейне, тем он плотнее и тем меньше разница в осадке образцов с ненарушенной и нарушенной структурами.

В работе Г. В. Сорокиной (1957) приводятся кривые сжатия образцов морских и озерных засоленных илов, подтверждающие их уплотнение под нагрузкой по логарифмическому закону, и, кроме того, устанавливается зависимость проницаемости илов от их приведенной пористости.

Рассмотренные опыты по обжатию образцов современных илов производились с небольшими нагрузками, не превышающими нескольких кг/см².

Для выяснения изменения влажности илов при больших нагрузках В. Д. Ломтадзе (1954) произвел обжатие образцов ила из Финского залива при больших нагрузках. Структура ила, как и в предыдущих опытах, ненарушенная. Пересчет полученной при опыте влажности на приведенную пористость дал следующие результаты:

Нагрузка p , кг/см ² . . .	0	60	150	500	1000
Приведенная пористость E	1,92	0,83	0,63	0,48	0,33

Примечание. При расчетах E удельный вес скелета принят равным 2,70.

Если по этим данным построить график уплотнения ила в координатах $\lg p$ и E , то получим прямолинейный график уплотнения с очень небольшим разбросом точек (рис. 2). Этот график свиде-

тельствуется о том, что при больших нагрузках уплотнение ила происходит по логарифмическому закону.

Таким образом, лабораторные опыты по обжатию образцов илов с ненарушенной структурой показывают, что уплотнение их при нагрузках от

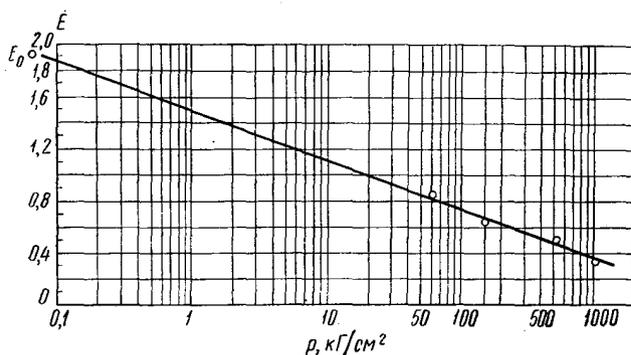


Рис. 2. Уплотнение ила Финского залива при больших нагрузках. Структура ненарушенная. (Вычислено по данным В. Д. Ломтадзе, 1954.)

долей кг/см^2 до 1000 кг/см^2 происходит по одному и тому же логарифмическому закону, отличающемуся, конечно, для каждого вида ила.

Уплотнение илов в природных условиях

Уплотнение глинистых осадков в природных условиях под действием собственного веса специально не изучалось.

Чтобы подойти к количественной оценке этого явления, воспользуемся тем обстоятельством, что осадок на дне водоема представляет двухфазную систему, в которой все поры заполнены водой, и его естественная влажность является функцией приведенной пористости. Это позволяет использовать результаты определения влажности в толще современных морских осадков при изучении современных илов морских бассейнов для получения данных об их приведенной пористости на различной глубине от кровли ила.

В этом отношении чрезвычайно большой интерес представляют исследования А. П. Лисицына (1956), который изучал изменение влажности в илах Берингова моря до глубины 33,5 м. Обработка свыше 1000 определений влажности позволила А. П. Лисицыну, применив методы математической статистики, впервые построить осредненную кривую изменения влажности илов Берингова моря для слоя ила мощностью 32 м (рис. 3, а).

Для построения кривой отобраны данные о влажности глинистых осадков, содержащих более 70% фракции меньше 0,01 мм.

Илы Берингова моря мелкоалевритовые, алевролитово-глинистые и глинистые, слабо кремнистые и кремнистые, содержат до 35% SiO_2 ; на глубине 4—5 м встречаются прослойки вулканического пепла и грубообломочного материала. Возраст илов изученного разреза четвертичный, т. е. не превышает 1 млн. лет.

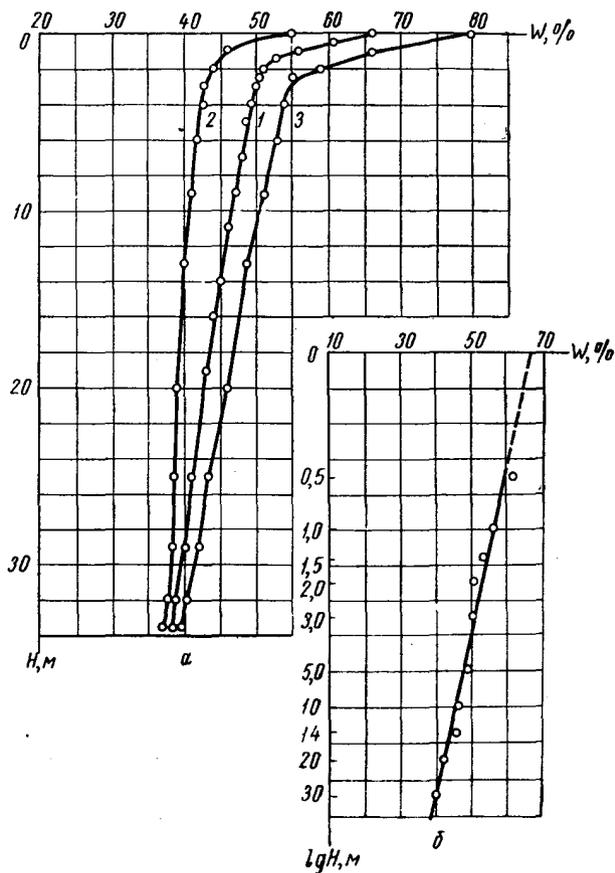


Рис. 3. Изменение естественной влажности илов Берингова моря.

a — график в прямоугольных координатах: 1 — среднестатистические значения (по А. П. Лисицыну, 1956); 2 — минимальные значения; 3 — максимальные значения; *b* — кривая 1 в полулогарифмическом масштабе.

Рядом с усредненной кривой А. П. Лисицына мы построили кривые изменения естественной влажности по минимальным (слева) и максимальным (справа) ее значениям. Эти кривые имеют тот же характер и показывают, что с увеличением глубины, т. е. с возрастанием давления, отклонения естественной влажности от среднестатистической кривой резко уменьшаются. Относительное отклонение составляет для верхних горизонтов 23—15% и для

нижних 3,8—3% (абсолютные значения отклонений влажности равны соответственно 15—10% и 2,5—2%).

Это справедливо для всех прослоев, встречающихся в разрезе колонки ила, включая песчаные, крупноалевритовые и вулканического пепла. Следовательно, по мере увеличения давления (увеличения мощности ила) ведущая роль фактора гравитационного уплотнения проявляется более четко, а роль других факторов (литологических, геохимических) нивелируется.

Однако закон изменения влажности с глубиной, или, что то же самое, приведенной пористости илов от давления, по графику А. П. Лисицына не выявляется. В связи с этим мы перестроили график в полулогарифмическом масштабе (рис. 3, б). Теперь на нем отчетливо видно, что изменение влажности с глубиной (по крайней мере от глубин порядка 0,5 м) может быть выражено логарифмической зависимостью. Это свидетельствует о том, что и в природных условиях, т. е. на дне водоемов, уплотнение илов также происходит по логарифмическому закону, во всяком случае до давлений порядка 2—2,5 кг/см², определяемых глубиной 30 м и средним объемным весом ила. Однако при этом давлении ил оказывается уже в твердо-пластическом состоянии и приобретает свойства глини-

Таблица 1

Глубина, м	Приведенная пористость	Пористость	Объемный вес ила	Давление, кг/см ²	Глубина, м	Приведенная пористость	Пористость	Объемный вес ила	Давление, кг/см ²
0,0	1,78	0,64	0,60	0,000	16,0	1,19	0,54	0,77	1,18
0,5	1,65	0,62	0,64	0,03	17,0	1,17	0,54	0,77	1,25
1,0	1,51	0,60	0,67	0,06	18,0	1,17	0,54	0,77	1,33
1,5	1,43	0,59	0,68	0,10	19,0	1,16	0,54	0,77	1,41
2,0	1,38	0,58	0,70	0,13	20,0	1,15	0,53	0,78	1,50
2,5	1,35	0,58	0,70	0,16	21,0	1,13	0,53	0,78	1,58
3,0	1,35	0,58	0,70	0,20	22,0	1,13	0,53	0,78	1,66
4,0	1,34	0,57	0,72	0,27	23,0	1,12	0,53	0,78	1,73
5,0	1,32	0,57	0,72	0,35	24,0	1,12	0,53	0,78	1,81
6,0	1,31	0,57	0,72	0,42	25,0	1,11	0,53	0,78	1,89
7,0	1,30	0,56	0,73	0,50	26,0	1,11	0,53	0,78	1,96
8,0	1,28	0,56	0,73	0,57	27,0	1,10	0,52	0,80	2,04
9,0	1,27	0,56	0,73	0,64	28,0	1,10	0,52	0,80	2,12
10,0	1,26	0,56	0,73	0,72	29,0	1,08	0,52	0,80	2,20
11,0	1,24	0,55	0,75	0,80	30,0	1,08	0,52	0,80	2,28
12,0	1,24	0,55	0,75	0,87	31,0	1,07	0,52	0,80	2,36
13,0	1,23	0,55	0,75	0,95	32,0	1,06	0,51	0,82	2,44
14,0	1,22	0,55	0,75	1,02	33,0	1,04	0,51	0,82	2,52
15,0	1,20	0,55	0,75	1,10	33,5	1,04	0,51	0,82	2,56

Примечание. Объемный вес ила вычислен с учетом взвешивающего влияния воды. Удельный вес скелета грунта принят равным 2,70; морской воды — 1,03. Давление от собственного веса вычислено для каждого интервала по сумме произведения среднего объемного веса на каждом интервале на его мощность и давления от вышележащего грунта.

стой породы. Как указывает А. П. Лисицын, «в нижних горизонтах колонки осадок с трудом сминается пальцами и разрезается ножом».

Вычислив, по данным А. П. Лисицына, в точках определения влажности приведенную пористость осадка, объемный вес ила и давление, получим результаты, приведенные в табл. 1.

Эта таблица вскрывает механизм уплотнения глинистого осадка под действием собственного веса и процессов диагенеза. Из нее следует, что на глубине 0,5 м от кровли слоя ила давление составляет всего $0,03 \text{ кг/см}^2$, т. е. фактор гравитационного уплотнения здесь чрезвычайно мал. Однако с глубин порядка 2,5—3 м, где давление увеличивается до $0,16—0,20 \text{ кг/см}^2$, этот фактор начинает приобретать большее значение. Это хорошо видно из рассмотрения кривой изменения влажности ила, взятого со дна Тихого океана, составленной по единичным определениям влажности в одной из колонок ила по данным Е. А. Романкевича (1957) (рис. 4).

Отклонения значений естественной влажности здесь значительны, но с глубины 2,5 м

они уменьшаются и расположение точек приближается к положению идеальной логарифмической кривой изменения влажности с глубиной (приведена для сравнения рядом). Резкое изменение пористости ила происходит именно до глубины 2,5 м. В дальнейшем пористость уменьшается постепенно (см. табл. 1). На глубине около 7 м давление от собственного веса ила достигает приблизительно $0,5 \text{ кг/см}^2$, а пористость уменьшается на 26% от начальной. На глубине около 14 м давление достигает 1 кг/см^2 , а пористость уменьшается на 31% от начальной, на глубине 30 м давление достигает $2,3 \text{ кг/см}^2$, а пористость уменьшается на 40% от начальной.

Если нанести данные изменения приведенной пористости и давления на полулогарифмический график, получим следующую картину уплотнения ила под действием собственного веса (рис. 5): от приведенной пористости 1,65, соответствующей глубине 0,5 м от поверхности ила на дне водоема и давлению $0,03 \text{ кг/см}^2$, и до пористости 1,35, соответствующей глубине 2,5 м и давлению $0,16 \text{ кг/см}^2$, уплотнение ила происходит по логарифмическому закону, далее на участке, соответствующем глубине от 2,5 до 3 м, несмотря на возрастание давления от $0,16$ до $0,20 \text{ кг/см}^2$, ил не уплотняется. При нагрузке свыше $0,20 \text{ кг/см}^2$ (глубина около

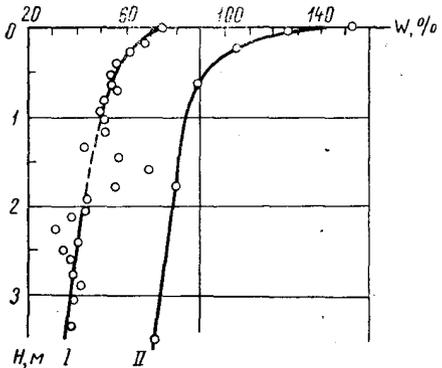


Рис. 4. Изменение влажности илов.
I — Тихий океан, глубина 5640 м (по Е. А. Романкевичу, 1957, колонка 3378);
II — верхнеюрское море, идеальная кривая (по автору, 1960)

3,2 м) вновь начинается сжатие ила, но уже гораздо более медленное, также следующее логарифмическому закону, но с другими параметрами уплотнения. Эти параметры остаются справедливыми лишь до нагрузки порядка $0,5 \text{ кг/см}^2$, что соответствует глубине 7 м. Очевидно, на интервале глубин от 2,5 до 7 м при диапазоне давлений от $0,16$ до $0,5 \text{ кг/см}^2$ происходят процессы диагенеза осадка, вызывающие некоторое упрочнение ила, которое сначала уравнивает нагрузку, а затем при ее возрастании медленно преодолевается. Одним из таких процессов, видимо, является перестройка расположения частиц скелета при переходе ила из те-

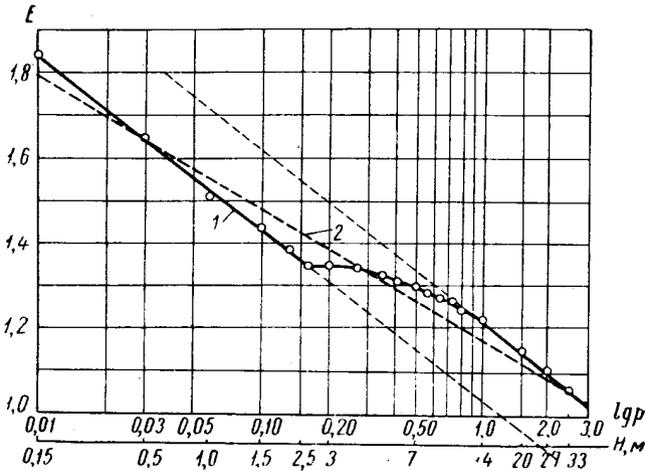


Рис. 5. Изменение пористости илов Берингова моря в зависимости от давления в природных условиях.

1 — кривая, отражающая замедление уплотнения осадка под влиянием диагенеза; 2 — осредненная линия сжатия.

кучего состояния в пластичное, которая должна происходить при таких диапазонах давлений. Д. Е. Польшин (1954), описывая способ укрепления илистых грунтов посредством их пригрузки на дне водоема слоем песка, указывает, что при слое песка мощностью от 1,7 до 5 м (т. е. нагрузке от $0,17$ до $0,5 \text{ кг/см}^2$) происходит уплотнение ила до предела текучести и переход его в пластичное состояние. К сожалению, мы не имеем лабораторных данных, характеризующих влажность изучаемого ила на пределе текучести, но на основании данных Д. Е. Польшина можно предполагать, что на глубине от 2,5 до 7 м рассматриваемый ил под действием собственного веса переходит в пластичное состояние.

При возрастании нагрузки от $0,5$ до $1,0 \text{ кг/см}^2$, т. е. от глубины 7 м до глубины 14 м, дальнейшее уплотнение ила происходит по логарифмическому закону с промежуточными параметрами¹, а от

¹ Наклон линии сжатия увеличивается.

14 до 32 м (1—2,5 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$) — с теми же параметрами, что и уплотнение ила в текучем состоянии. Об этом свидетельствует параллельное расположение прямых отрезков линий уплотнения, т. е. равенство их угловых коэффициентов.

Некоторые выводы можно сделать также и относительно уплотнения осадка в самых верхних придонных его слоях.

Экстраполируя прямолинейный отрезок линии уплотнения ила в текучем состоянии в сторону уменьшения давлений до давления 0,01 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$, соответствующего глубине около 15 см от поверхности раздела ил—вода, получим приведенную пористость $E_{0,01} = 1,88$, тогда как по данным исследований начальная пористость ила E_0 на поверхности раздела ил—вода составляет 1,78. Абсолютное расхождение составляет 0,10, относительное 5,5%.

Это расхождение мы объясняем тем, что при существующих методах отбора грунтовых проб со дна моря донными трубками различных конструкций самый верхний разжиженный слой ила не может быть отобран, а в донную трубку попадает следующий более плотный слой ила, залегающий уже на некоторой глубине. В связи с тем, что грунтовая трубка для отбора колонки грунта должна врезаться в донные отложения с некоторой скоростью, что достигается посредством ее свободного падения, при ударе о дно она выдавливает и разбрызгивает верхний жидкий слой ила, по плотности, по-видимому, мало отличающийся от плотности воды. Поэтому данные о начальной влажности и приведенной пористости поверхностного слоя современных илов при отборе их грунтовыми трубками получаются несколько заниженными.

Учитывая это обстоятельство и небольшие величины отклонений от фактических данных (5—6%) о начальной пористости илов, можно считать, что сжатие самых верхних слоев осадка в интервале глубин 0,5—0,1 м от поверхности раздела ил—вода происходит по тому же логарифмическому закону, что и в интервале глубин 0,5—2,5 м. Соединив крайние точки фактической кривой уплотнения ила (см. рис. 5), получим осредненный график его уплотнения для глубин от 0,5 до 32 м. Анализируя этот график, можно установить, что наибольшее отклонение его от фактических данных не превышает 0,07Е при $E=1,35$, т. е. относительная ошибка при усреднении кривой сжатия осадка в данном интервале глубин $\approx \pm 5\%$. Это позволяет оценить влияние процессов диагенеза на изменение пористости в количественном отношении. Начальная пористость осадка по усредненному графику не расходитя с фактически определенной. Произведенный анализ позволяет заменить фактический график уплотнения осадка усредненным.

С. В. Бруевич (1945) изучил влажность верхних слоев (до 1,06 м) илов Каспийского моря, отобранных в Тюб-Караганском заливе при глубине 6 м. Однако небольшая величина колонки не позволяет четко установить зависимость приведенной пористости осадка от действующей нагрузки (табл. 2). Эту зависимость

в значительной степени затушевывают отклонения влажности в отдельных точках от средних величин, достигающие, как было показано выше, 23%. Тем не менее общий характер уплотнения илов от поверхности раздела ил—вода до глубины 1,06 м также может быть выражен логарифмической зависимостью (рис. 6), причем

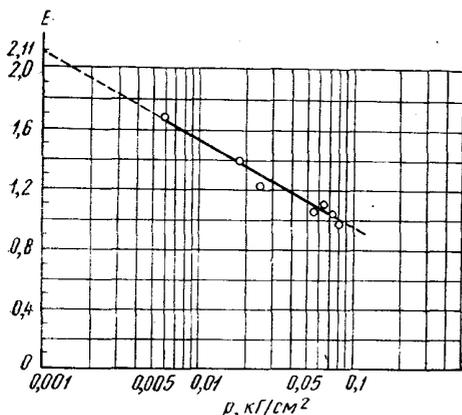


Рис. 6. Уплотнение современных илов Каспийского моря под действием собственного веса. Тюб-Караганский залив. (Составлено по данным С. В. Бруевича, 1945.)

начальная приведенная пористость осадка по графику его уплотнения 2,11, а по фактическим данным 2,04, т. е. здесь она также не соответствует границе раздела ил—вода. Приведенная пористость осадка на этой глубине в пробах, отобранных дночерпателем Петтерсена, составляет 1,90—2,01 (Бруевич, 1940).

Начальная приведенная пористость илов здесь выше, чем в Беринговом море, а пористость на глубине 1 м при нагрузках того же порядка значительно ниже (см. табл. 2). Это говорит о том, что процесс уплотнения илов протекает в разных водных бассейнах совершенно различно. В самом деле, ил Берингова моря на глубине 1 м уплотнился лишь на 15%, а ил Каспийского моря на 53%.

Начальная приведенная пористость илов здесь выше, чем в Беринговом море, а пористость на глубине 1 м при нагрузках того же порядка значительно ниже (см. табл. 2). Это говорит о том, что процесс уплотнения илов протекает в разных водных бассейнах совершенно различно. В самом деле, ил Берингова моря на глубине 1 м уплотнился лишь на 15%, а ил Каспийского моря на 53%.

Таблица 2

$H, \text{см}$	$W, \%$	E	$P, \%$	$\Delta, \text{г/см}^3$	Нагрузка, кг/см^2
0—5	75,6	2,04	67	0,55	0,000
5—10	61,1	1,65	62	0,63	0,006
20—30	51,5	1,39	58	0,70	0,018
30—40	45,0	1,21	55	0,75	0,025
70—80	39,2	1,06	52	0,80	0,056
80—90	40,0	1,08	52	0,80	0,064
90—100	38,2	1,03	51	0,82	0,072
100—106	36,0	0,97	49	0,85	0,079

Примечание. Объемный вес ила вычислен с учетом взвешивающего влияния воды: $\Delta = (\gamma_{\text{ск}} - \gamma_{\text{в}}) (1 - P)$, $\gamma_{\text{ск}}$ принято = 2,70; $\gamma_{\text{в}} = 1,03$. Давление от собственного веса вычислено аналогично приведенному в табл. 1.

Изучение верхних частей современных илов Тихого океана мощностью до 3,4 м, произведенное Е. А. Романкевичем (1957), показывает, что при наличии прослоев, обогащенных органическим веществом, в верхней части толщи ила до глубины 2—2,5 м

наблюдаются местные отклонения от общего логарифмического закона распределения влажности (см. рис. 4). Эти отклонения вполне закономерны для зоны, где давление от собственного веса ила невелико и происходят биохимические процессы.

Современные осадки Тихого океана, находящиеся на глубине 5460 м от поверхности воды, представляют глинистый, слабо кремнистый диатомовый ил с прослоями вулканического пепла. Содержание частиц размером менее 0,01 мм составляет 60—75%.

Вычислив приведенную пористость и нагрузку от собственного веса ила мощностью 3,3 м (колонка № 3378), получим данные (табл. 3), характеризующие процессы его уплотнения на дне Тихого океана (влажность илов взята по Е. А. Романкевичу, 1957).

Таблица 3

<i>H</i> , м	<i>W</i> , %	<i>E</i>	<i>P</i> , %	Δ , г/см ³	<i>p</i> , кг/см ²
0	72,5	1,96	66	0,57	0
0,20	68,0	1,83	65	0,58	0,012
0,30	60	1,62	62	0,64	0,018
0,40	58	1,56	61	0,65	0,025
0,50	54	1,46	59	0,68	0,032
0,60	55	1,48	60	0,67	0,039
0,70	56	1,51	60	0,67	0,046
0,80	50,6	1,36	58	0,70	0,053
0,95	50	1,35	57	0,72	0,063
1,05	51	1,37	58	0,70	0,070
1,20	51	1,37	58	0,70	0,080
1,30	42	1,13	53	0,79	0,088
1,50	57	1,54	61	0,65	0,102
1,60	69	1,86	65	0,58	0,108
1,80	56	1,51	60	0,67	0,120
1,95	43	1,16	54	0,77	0,131
2,05	43	1,16	54	0,77	0,139
2,10	36	0,97	49	0,85	1,143
2,30	30	0,81	45	0,92	0,143
2,45	40	1,08	52	0,80	0,172
2,50	35	0,95	49	0,85	0,176
2,60	38	1,02	51	0,82	0,185
2,80	39	1,05	51	0,82	0,201
2,90	40	1,08	52	0,80	0,209
3,05	38	1,02	51	0,82	0,221
3,35	38	1,02	51	0,82	0,230

Сравнивая уплотненность верхних слоев современных осадков Тихого океана с уплотненностью таких же осадков Берингова и Каспийского морей, можно видеть, что, несмотря на большую

начальную пористость, при одинаковой мощности слоя ила и при примерно одинаковых давлениях она значительно выше, чем в Беринговом море, но ниже, чем в Каспийском. Это еще раз подтверждает неодинаковый характер процесса уплотнения осадка в разных водных бассейнах. Этот процесс обусловлен, вероятно, многими факторами, пока еще слабо изученными, среди которых, несомненно, играет большую роль минералогический состав осадка и его однородность, т. е. наличие дренирующих прослоек, а также, вероятно, физико-химические и биохимические процессы. Отсюда следует, что распространять данные о пористости верхних слоев осадков, полученные в одном бассейне, на другие нет оснований.

Из рассмотрения фактического материала по уплотнению современных глинистых осадков и в лабораторных, и в природных условиях следует, что процессы уплотнения этих осадков выражаются логарифмической зависимостью изменения их приведенной пористости от давления.

При глубинах до 14 м от кровли ила и давлениях до 1 кГ/см^2 в осадке могут происходить диагенетические процессы, приостанавливающие или замедляющие его уплотнение, до тех пор, пока под влиянием веса накапливающихся осадков процесс уплотнения не возобновится. После возобновления процесса уплотнение осадков происходит также по логарифмическому закону, причем параметр уплотнения осадка (угловой коэффициент, характеризующий наклон прямой линии сжатия осадка в полулогарифмическом масштабе) остается постоянным и не изменяется после перехода осадком предела текучести.

Влияние упрочнения осадка в процессе диагенеза отражается в виде временного несоответствия приведенной пористости действующему давлению. Это несоответствие составляет $\pm 5\%$ от приведенной пористости, что позволяет использовать усредненный график уплотнения, учитывающий процессы диагенеза и уплотнения суммарно.

ИЗМЕНЕНИЕ ВЛАЖНОСТИ ОСАДКА ПРИ УПЛОТНЕНИИ

Для двухфазной системы, которую представляют осадки на дне водоема, влажность осадка является функцией его пористости, последняя же является функцией давления от собственного веса осадка, т. е. глубины залегания того или иного его слоя от поверхности раздела ил—вода.

Как показано в предыдущем разделе, изменение приведенной пористости осадка для глубин до 32 м и для давлений до 2,5 кГ/см^2 может быть выражено осредненным логарифмическим графиком уплотнения.

Следовательно, и изменение естественной влажности осадка W , являющейся частным от деления приведенной пористости на

удельный вес скелета, также может быть выражено логарифмическим законом. В прямоугольной системе координат ($W, \lg p$) зависимость изменения влажности от давления будет выражена прямой линией. Это позволяет прогнозировать изменения влажности с глубиной, выражая давление через мощность слоя осадка и его объемный вес.

На рис. 7 приведен полулогарифмический график изменения влажности верхнеюрских глинистых осадков, построенный по данным изменения с глубиной их приведенной пористости, и на рис. 3, б — фактический график изменения средней влажности современных илов Берингова моря с глубиной, построенный по данным А. П. Лисицына. Логарифмический закон изменения влажности с глубиной подтверждается прямолинейным характером этого графика.

Следует, однако, иметь в виду, что для отдельных образцов на глубинах, где давление еще невелико (преимущественно до 2—2,5 м), могут наблюдаться отклонения от средних значений влажности, достигающие, как показывает статистическая обработка материалов, при минеральном составе осадка 23%, а при наличии прослоев, обогащенных органическим веществом, и больших величин.

УПЛОТНЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Уплотнение в лабораторных условиях

Условия уплотнения водноосадочных глинистых пород с естественной структурой при лабораторных опытах с приложением искусственно создаваемых нагрузок хорошо изучены и на них нет надобности останавливаться подробно. Многочисленными опытами установлено, что приведенная пористость породы в зависимости от приложенной нагрузки изменяется по логарифмическому закону. Однако этот закон справедлив лишь тогда, когда все поры насыщены водой и приложенная нагрузка превышает естественное уплотнение породы, обусловленное возникновением структурных связей под влиянием процессов эпигенеза. Диапазон нагрузок, при которых установлен логарифмический закон уплотнения, невелик и обычно не превышает 5—6 и гораздо реже 10—15 кГ/см^2 .

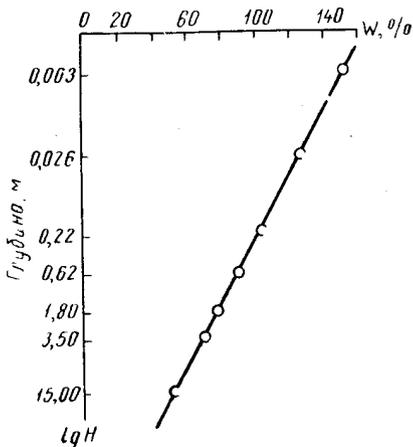


Рис. 7. Полулогарифмический график изменения влажности верхнеюрских глинистых осадков по вертикали в период седиментации, восстановленный историко-геологическим методом.

В результате геологических процессов глинистые породы часто погружаются на значительную глубину, измеряемую сотнями и тысячами метров, и подвергаются при этом давлению от веса накапливающихся над ними осадков, измеряемому десятками и сотнями $\text{кг}/\text{см}^2$. В связи с этим следует рассмотреть, сохраняется ли при таких условиях установленный для небольших диапазонов давлений логарифмический закон уплотнения.

В последнее время опыты по обжатию глин большими нагрузками производил В. Д. Ломтадзе (1955). Уплотнению подвергались кембрийские глины с естественной структурой. Давление на

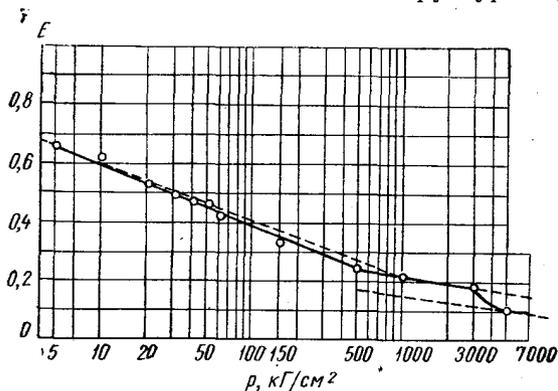


Рис. 8. Полулогарифмический график уплотнения кембрийских глин большими нагрузками в лабораторных условиях. (Составлен по данным В. Д. Ломтадзе, 1955.)

них доводилось до $7000 \text{ кг}/\text{см}^2$. Такое давление соответствует огромным глубинам, измеряемым десятками километров, и в природных условиях, вероятно, действует на глинистые породы лишь при орогенических процессах.

В условиях же, встречающихся в геосинклинальных областях, при погружении пород на глубину 5—6 км давление от веса вышележащих пород при их среднем объемном весе $2\text{—}2,5 \text{ т}/\text{м}^3$ составляет приблизительно $1000\text{—}1500 \text{ кг}/\text{см}^2$.

Результаты опытов по обжатию образцов кембрийских глин в приборах свидетельствуют о том (рис. 8), что при давлениях от 5 до 500 (и даже до 1000) $\text{кг}/\text{см}^2$ уплотнение этих глин может быть выражено логарифмическим законом с одними параметрами, при давлениях от 500 до 3000 $\text{кг}/\text{см}^2$ параметры меняются, сопротивление породы сжатию увеличивается и наклон линии сжатия уменьшается, но логарифмический закон уплотнения сохраняется. При давлениях от 3 до 5 тыс. $\text{кг}/\text{см}^2$ сопротивление породы уплотнению резко уменьшается (наклон линии сжатия заметно увеличивается), но при давлениях от 5 до 7 тыс. $\text{кг}/\text{см}^2$ уплотнение породы происходит с теми же параметрами, что и от 0,5 до 3 тыс. $\text{кг}/\text{см}^2$ (линии сжатия параллельны). Очевидно, что в ин-

тервале нагрузок 3—5 тыс. $\kappa\Gamma/\text{см}^2$ в породе происходит разрушение каких-то структурных связей.

Для наших целей вполне достаточно установить, что логарифмический закон уплотнения глинистой породы при больших давлениях сохраняется до давлений порядка 3 тыс. $\kappa\Gamma/\text{см}^2$, т. е. до глубины порядка 10 км. Что же касается изменения параметров уплотнения (наклона линии сжатия) при давлениях порядка 0,5—1 тыс. $\kappa\Gamma/\text{см}^2$, то они, как указывает В. Д. Ломтадзе, связаны с переходами породы в твердую консистенцию.

Возможно также, что вследствие небольших размеров образцов при больших давлениях на процесс уплотнения начинают влиять силы бокового распора и параметры уплотнения меняются. Некоторые указания на возможность таких явлений дает сравнение графиков уплотнения той же кембрийской глины в лабораторных и природных условиях, о чем будет сказано ниже.

Во всяком случае можно считать установленным в лабораторных условиях, что уплотнение глинистых пород естественной их структурой до давлений порядка 0,5—1 тыс. $\kappa\Gamma/\text{см}^2$ происходит по логарифмическому закону без изменения его параметров.

Уплотнение искусственно приготовленных образцов из глинистой породы с предварительным разрушением ее структуры, как известно, также происходит по логарифмическому закону, но с параметрами, обычно (но не всегда) отличающимися от параметров образца с естественной структурой.

Уплотнение в природных условиях

Уплотнение небольших образцов глинистых пород под нагрузками в лабораторных условиях является моделированием природных процессов, в котором масштабы размеров и времени искажены непропорционально. Поэтому для проверки установленных экспериментальным путем законов уплотнения глинистых пород водноосадочного происхождения чрезвычайно интересно сопоставить лабораторные данные с изучением процесса уплотнения пород в природных условиях в течение геологического времени.

Такие работы, насколько нам известно, до сих пор еще не проводились. Основы методики для их постановки были предложены нами еще в 1953 г., когда впервые была сопоставлена уплотненность верхнеюрских глин с современной нагрузкой на них (Ю. В. Мухин, 1953). Эта методика заключается в использовании неравномерного развития геологических процессов на различных участках земной коры после отложения изучаемого осадка, а также устойчивости показателей физико-механических свойств грунтов одинакового генезиса на больших территориях, установленной В. В. Охотиным и Ш. М. Шнайдером (1950).

В связи с неравномерным погружением отложенного в каком-либо бассейне осадка при прогибании земной коры над ним

отлагаются толщи более молодых пород различной мощности, а следовательно, и различного веса. Нередко часть отложившихся более молодых осадков бывает размыта. В результате этих процессов на современном этапе изучаемый пласт глинистой породы на разных участках его распространения испытывает различную нагрузку от веса перекрывающих его пород и имеет различную уплотненность, что установлено в ряде глубоких скважин (В. Д. Ломтадзе, 1955; Л. В. Антропова, 1959).

Таким образом, если выявить участки, где на современном геологическом этапе на изучаемый пласт глинистой породы действуют разные нагрузки от веса вышележащих пород, и определить приведенную пористость изучаемой породы на этих участках по образцам из скважин, то можно с достаточной степенью достоверности построить график уплотнения породы под различными нагрузками в природных условиях за геологическое время.

Такие графики мы построили для кембрийской глины, имеющей абсолютный возраст около 500 млн. лет, распространенной на северо-западе Русской платформы, для верхнеюрской глины, имеющей абсолютный возраст около 140 млн. лет, распространенной в центральной части Русской платформы, и для майкопских глин Предкавказья, имеющих возраст 24—30 млн. лет.

Методика построения таких графиков, представляющих по существу компрессионные кривые глинистых пластов в природных условиях под большими нагрузками и в течение длительного (геологического) времени, заключается в том, чтобы:

а) по образцам глинистой породы с ненарушенной структурой, отобраным на глубине, исключающей влияние процессов выветривания, определить приведенную пористость изучаемой породы;

б) по геологическому разрезу выработки, в которой отобрана изучаемая порода, и объемному весу этой породы и пород, ее перекрывающих, определить давление на глубине отбора образца;

в) по полученным для нескольких пунктов (расположенных в районах с разной глубиной залегания исследуемого пласта) значениям приведенной пористости и давления построить график уплотнения породы в зависимости от нагрузки.

Количество точек (районов) с разными значениями пористости и нагрузки по возможности должно быть наибольшим, но для установления логарифмического характера зависимости нужны, как минимум, три точки.

Исходя из этих положений, опишем построение упомянутых графиков для кембрийской и верхнеюрской глин.

В. Д. Ломтадзе (1956) приводит данные об изменении состояния кембрийской глины на различных глубинах:

1) в северо-западном районе, на глубине 100 м, объемный вес глины = $2,17 \text{ г/см}^3$ и пористость = 30%;

2) в Крестцах, на глубине 900 м, объемный вес глины = $2,30 \text{ г/см}^3$ и пористость = 20%;

3) в районе Вологды, на глубине 2000 м, объемный вес глины = $2,48 \text{ г/см}^3$ и приведенная пористость = 0,19.

Вычисляя по этим данным приведенную пористость и действующую на глубине отбора образцов нагрузку, получим три точки:

$$1) E = 0,43; p = (2,00 + 2,17) \cdot \frac{100}{2} = 20,8 \text{ кг/см}^2;$$

$$2) E = 0,25; p = \frac{2,30 + 2,17}{2} \cdot 800 + 20,8 = 200 \text{ кг/см}^2;$$

$$3) E = 0,19; p = \frac{2,48 + 2,30}{2} \cdot 1700 + 200 = 463 \text{ кг/см}^2.$$

Построив по этим данным график уплотнения в полулогарифмическом масштабе (рис. 9), можно видеть, что все три точки располагаются на прямой линии. Это свидетельствует о том, что,

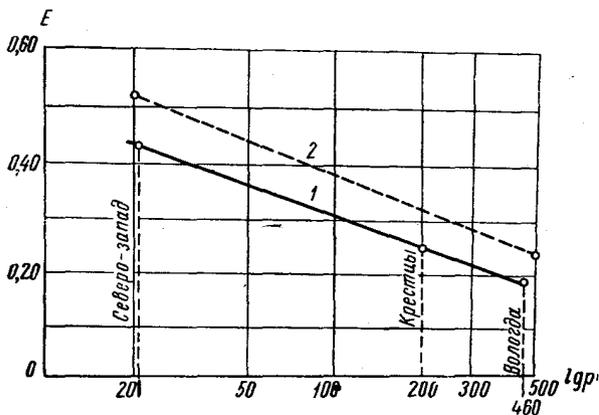


Рис. 9. Полулогарифмические графики уплотнения кембрийской глины при нагрузках от 20 до 500 кг/см^2 .

1 — в природных условиях; 2 — в лабораторных условиях.

несмотря на все процессы диагенеза осадка, эпигенеза породы в течение 500 млн. лет и неоднократные нагрузки и разгрузки в больших масштабах (ледниковая нагрузка) за последний миллион лет, уплотнение породы подчиняется логарифмическому закону сжатия в диапазоне нагрузок от 20 до 460 кг/см^2 , а построенный график представляет компрессионную кривую кембрийской глины в природных условиях.

Из сравнения этой кривой с кривой образца той же глины в лабораторных условиях, полученной В. Д. Ломтадзе (см. рис. 8), можно видеть, что: а) никакого изменения параметров уплотнения (наклона графика уплотнения) в диапазоне нагрузок 20— 460 кг/см^2 в природных условиях также не наблюдается; б) угол наклона графика уплотнения породы в природных условиях

весьма близок к углу наклона графика уплотнения образца в лабораторных условиях; в) при одних и тех же величинах нагрузок уплотненность породы в природных условиях несколько больше, чем образца в лабораторных; г) если для образца, уплотняющегося в лаборатории, соединить на графике прямой линией точки с нагрузками 20 и 500 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$, то получим осредненный график сжатия, почти параллельный графику уплотнения породы в природных условиях при нагрузках от 21 до 463 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$, т. е. имеющий одинаковый наклон линии сжатия, а следовательно, и одинаковые параметры уплотнения.

Из такого сопоставления следует, что осредненные графики сжатия отражают процесс уплотнения в природных условиях.

Следует отметить, что положение В. А. Приклонского и В. Ф. Чепик (1959) о большей пологости компрессионной кривой глинистой породы в природных условиях, чем в лабораторных, этими данными не подтверждается.

Совершенно не подтверждаются также данные А. W. Skempton (1944) о том, что на полулогарифмических графиках компрессионные кривые образцов располагаются ниже (?!) кривых естественного уплотнения глинистых пород при тех же нагрузках. По-видимому, он проводил сопоставления с образцами нарушенной структуры.

В центральной части Русской платформы по лабораторным определениям верхнеюрские морские глины характеризуются следующими величинами приведенной пористости:

1) в районе Кромы, на глубине 8 м, ниже зоны выветривания, $E=1,02$;

2) в районе Михайловки, на глубине около 40 м, $E=0,86$;

3) в районе Обояни, на глубине около 400 м, $E=0,58$.

Вычисляя современную нагрузку на глины в точках отбора образцов по примерному среднему объемному весу вышележащих пород, получим соответственные нагрузки $p=1,5$; 7,2 и 88 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$.

График уплотнения верхнеюрских глин, построенный в полулогарифмическом масштабе по этим данным (рис. 10), представляет прямую линию, что подтверждает логарифмический закон уплотнения верхнеюрских глин в природных условиях при диапазоне нагрузок от 1,5 до 88 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$, несмотря на их сложную геологическую историю, процессы диагенеза и эпигенеза и несколько циклов нагрузок и разгрузок.

На рис. 11 приводится аналогичный график уплотнения сравнительно молодых (24—30 млн. лет) майкопских глинистых отложений Предкавказья, уплотнившихся на больших глубинах до приведенной пористости $E=0,09$. Уплотнение майкопских глин в диапазоне давлений от 65 до 694 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$ происходит по одному и тому же логарифмическому закону. Однако параметры уплотнения отличаются от параметров уплотнения кембрийских и верхнеюрских глин.

юрских глин. Об этом можно судить по углу наклона линии сжатия к оси $\lg p$.

В данном случае можно сказать, что уплотнение майкопских глин под действием нагрузки от собственного веса и веса вышеле-

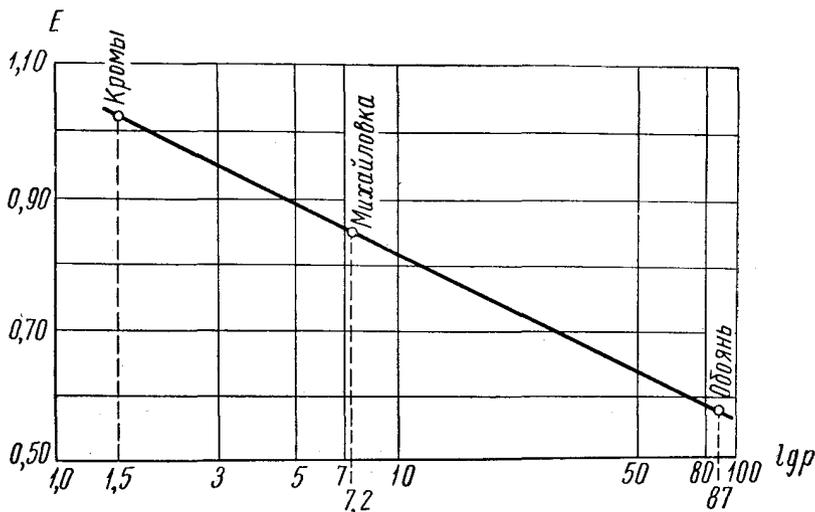


Рис. 10. Полулогарифмический график уплотнения верхнеюрских глин центральных районов европейской части СССР в природных условиях.

жащих отложений происходило гораздо более интенсивно, чем уплотнение кембрийских и верхнеюрских глин, у которых углы наклона линий сжатия значительно меньше.

Сравнивая графики уплотнения кембрийских, верхнеюрских и майкопских глин, можно видеть, что наклон графиков, т. е. параметры уплотнения глин, так же как их возраст и геологическая история, различны. Минералогический и гранулометрический состав, уплотненность и сжимаемость этих глин тоже различны, однако, несмотря на это, уплотнение пород подчиняется логарифмическому закону сжатия.

Таким образом, можно считать установленным, что в природных условиях при давлениях, изменяющихся в диапазоне от 1,5 до 500—700 кГ/см^2 , уплотнение глинистых пород происходит по логарифмиче-

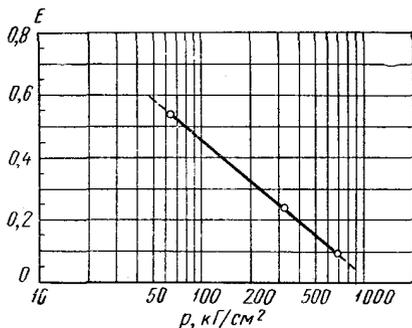


Рис. 11. Полулогарифмический график уплотнения майкопских глин Предкавказья в природных условиях.

скому закону сжатия и осредненный график сжатия достаточно хорошо отражает все процессы, происходящие в породе в течение ее геологической истории.

О РОЛИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ВРЕМЕНИ ПРИ УПЛОТНЕНИИ

Нивелирующая, усредняющая роль геологического времени известна (В. В. Белоусов, 1942), но лишь в самых общих чертах, т. е. без количественной ее оценки. Вследствие этого при воспроизведении некоторых геологических процессов остается не ясным, в какой мере результаты поставленных опытов можно распространять на природные условия. К таким процессам, в частности, относится и процесс уплотнения глинистых осадков.

Уплотнение образцов глинистых осадков в лабораторных условиях является моделированием природных процессов, в котором масштабы размеров и времени искажены непропорционально. Поэтому для оценки роли геологического времени как фактора уплотнения нужно было бы сопоставить данные лабораторных опытов с изучением процесса уплотнения пород в природных условиях в течение геологического времени. Принципы оценки изложены в предыдущем разделе.

Следуя указанным принципам, произведем оценку влияния фактора геологического времени на уплотнение кембрийских глинистых осадков северо-западной части Русской платформы, имеющих возраст около 500 млн. лет, переживших сложную геологическую историю и подвергавшихся в течение последнего миллиона лет не менее чем трехкратной нагрузке и разгрузке до 150 кг/см^2 при наступании и отступании ледника.

Данные о пористости, необходимые для восстановления истории уплотнения этих осадков за геологическое время и построения историко-геологической кривой сжатия, были получены при бурении Валдайской и Крестецкой опорных, а также более мелких скважин в северо-западном районе (В. Д. Ломтадзе, 1956). Эти данные позволяют вычислить (по глубине залегания и объемному весу перекрывающих пород) нагрузки, действовавшие на кембрийский осадок в течение геологического времени, и построить полулогарифмический график их уплотнения за геологическое время (см. рис. 9).

Аналогичный график уплотнения мы получили также для значительно более молодых (24—30 млн. лет) и не имеющих такой сложной геологической истории майкопских глинистых осадков Предкавказья в диапазоне нагрузок от 65 до 694 кг/см^2 (Ю. В. Мухин, 1963). Однако, как и следовало ожидать, параметры уплотнения майкопского осадка, характеризующиеся углом наклона прямой к оси $\lg p$, значительно отличаются от параметров уплотнения кембрийского.

Геологический закон уплотнения кембрийского глинистого осадка в природных условиях может быть выражен уравнением:

$$E = 0,67 - 0,18 \lg p, \quad (2)$$

представляющим зависимость приведенной пористости E от давления p , обусловленного весом перекрывающих осадков.

В лабораторных условиях кембрийские глинистые осадки с ненарушенной структурой подвергались обжатию при помощи больших давлений (В. Д. Ломтадзе, 1955), близких к указанным выше природным нагрузкам:

Нагрузка p , кг/см^2 . . .	20	150	500
Приведенная пористость E	0,52	0,33	0,24

Нанеся эти данные на график уплотнения кембрийских глинистых осадков в природных условиях (см. рис. 9), получим также прямую линию, почти параллельную линии уплотнения осадка в природных условиях, но расположенную несколько выше нее. Прямолинейность полученного графика уплотнения в полулогарифмическом масштабе свидетельствует о том, что уплотнение глинистых пород с ненарушенной структурой в лабораторных условиях при больших (до 500—1000 кг/см^2) нагрузках также подчиняется логарифмической зависимости приведенной пористости от давления, но с параметрами, несколько отличающимися от параметров уплотнения в природных условиях.

Произведя несложные вычисления по приведенным выше данным и рис. 9, получим следующее уравнение уплотнения кембрийского глинистого осадка ненарушенной структуры в лабораторных условиях:

$$E = 0,78 - 0,20 \lg p. \quad (3)$$

Зная, как уплотняется кембрийский осадок в природных условиях за длительное (геологическое) время и как он уплотняется в лабораторных условиях, при помощи уравнений (2) и (3) можно изобразить графически (рис. 12) разницу в уплотненности осадка и вычислить ее при одних и тех же давлениях (нагрузках). Таким образом, мы сможем подойти к количественной оценке

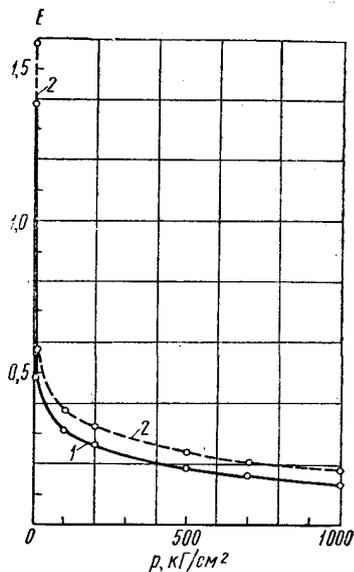


Рис. 12 Изменение приведенной пористости кембрийских глин.

1 — в природных условиях за 500 млн. лет; 2 — при обжатии в лабораторных условиях.

геологического времени как фактора уплотнения, понимая под этим совокупность внутренних геохимических процессов в толще осадка (диагенез, эпигенез) и неоднократное изменение внешних (термодинамических) условий (давление, температура). Соответствующие расчеты приводятся в табл. 4.

Таблица 4

Давление p , кг/см ²	$1 \cdot 10^{-4}$	1	10	100	200	300	400	500
Приведенная пористость в природных условиях $E_{\text{прир}}$	1,39	0,67	0,49	0,31	0,26	0,22	0,20	0,18
Приведенная пористость в лабораторных условиях $E_{\text{лаб}}$	1,58	0,78	0,58	0,38	0,32	0,28	0,26	0,24
Абсолютная разность $\Delta E = E_{\text{лаб}} - E_{\text{прир}}$	0,19	0,11	0,09	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06
Относительная разность $\frac{\Delta E}{E_{\text{прир}}} \cdot 100\%$	13,7	16,4	18,3	29,6	23,0	27,0	30,0	33,3

Анализируя полученные данные, можно сказать, что испытания сжимаемости в лабораторных условиях дают завышенные зна-

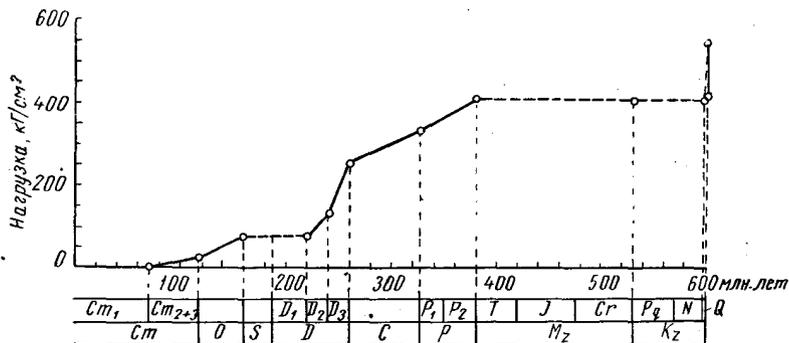


Рис. 13. График воздействия природных нагрузок на кембрийские глины за геологическое время для глубины погружения 2000 м в Средне-Русской впадине.

чения пористости по сравнению с природным уплотнением и, следовательно, геологическое время действует как уплотняющий фактор. Однако в данном случае относительная роль его невелика и составляет от 14—16 до 30—33% величины приведенной пористости E .

По мере возрастания давления абсолютная разность между пористостью в природных и лабораторных условиях уменьшается до 0,06—0,05, и можно считать, что лабораторные опыты по уплот-

нению образцов кембрийских глинистых пород с ненарушенной структурой в целом довольно хорошо сходятся с уплотнением кембрийских глинистых осадков в природных условиях при тех же величинах нагрузок, действовавших в течение длительного геологического времени (рис. 13).

Для глинистых осадков другого возраста или состава влияние геологического времени может выразиться и несколько иными цифрами, однако порядок их величин вряд ли увеличится, так как рассмотрены древнейшие осадки.

Полученная оценка роли геологического времени дает возможность более обоснованно интерпретировать результаты опытов по лабораторному уплотнению глинистых пород большими нагрузками.

ВЫВОДЫ

Из рассмотрения законов уплотнения современных глинистых осадков и водноосадочных глинистых пород древнего происхождения в лабораторных и природных условиях следует, что уплотнение тех и других происходит по логарифмическому закону, справедливому до давлений порядка 3000 кг/см^2 .

Явления упрочнения в процессе диагенеза и эпигенеза в некоторых случаях могут вызвать замедление уплотнения, однако по мере возрастания давления уплотнение продолжается, причем упрочнение осадка не нарушает общего характера логарифмической зависимости изменения приведенной пористости от давления. Это позволяет применять логарифмический закон уплотнения для восстановления пористости глинистых осадков и водноосадочных глинистых пород на различных этапах их геологической истории.

Так как уплотнение глинистых осадков и пород по логарифмическому закону доказано и график уплотнения в полулогарифмическом масштабе представляет прямую линию, то для построения осредненного графика уплотнения (под которым понимается график, не отражающий петель гистерезиса и временных замедлений в уплотнении под влиянием диагенетических и эпигенетических процессов) достаточно определить значения p и E только в двух точках. Однако не исключено, что для некоторых глинистых пород, переживших сложную геологическую историю, параметры логарифмического закона сжатия могут изменяться. В таких случаях графики уплотнения рекомендуется строить по всем значениям p и E , которые можно получить, и эмпирическим путем определять характер и участки изменения параметров уплотнения. Геологическое время действует как уплотняющий фактор, однако относительная роль его в уплотнении глинистых осадков невелика и составляет от $1/7$ до $1/3$ от общей величины уплотнения.

СОВРЕМЕННАЯ УПЛОТНЕННОСТЬ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Основной вопрос, рассматриваемый в настоящей главе, — это вопрос о том, соответствует ли современная пористость глинистых пород в природных условиях нагрузкам, действующим на породы в настоящее время в виде веса залегающих на них более молодых пород или зоны выветривания той же породы.

ПЕРЕУПЛОТНЕННЫЕ И НЕДОУПЛОТНЕННЫЕ ПОРОДЫ

Ряд исследователей рассматривают современное состояние глинистых пород в природных условиях как переуплотненное, недоуплотненное и нормально уплотненное, причем разные исследователи в эти понятия вкладывают различное содержание.

Для применения историко-геологического метода изучения процессов уплотнения глинистых пород этот вопрос имеет существенное значение, так как если изучаемая порода недоуплотнена или переуплотнена, то ее приведенная пористость E_1 может не соответствовать современной нагрузке p_1 .

Прежде чем осветить этот вопрос, необходимо уточнить понятие об уплотненном состоянии глинистых пород.

В. А. Приклонский ввел понятие о степени уплотненности глинистой породы (В. А. Приклонский, 1949) и предложил специальный «показатель уплотненности»:

$$K_d = \frac{E_f - E}{E_f - E_p}$$

Этот показатель может служить критерием лишь для оценки современной уплотненности породы относительно ее плотности при пределах текучести и пластичности, а не относительно приложенной нагрузки (давления). Поэтому показатель уплотненности В. А. Приклонского не может служить критерием для оценки соответствия современной приведенной пористости породы действующему на нее в настоящее время давлению от веса вышележащих пород, т. е. геостатическому, или, как иногда говорят, «бытовому» давлению.

Н. Я. Денисов (1948) считает «недоуплотненными» глинистые породы, в которых в связи с возникновением сцепления упрочнение увеличение давления не может вызвать деформаций. «Переуплотненными» он считает породы, нагрузка на которые уменьшилась после их «недоуплотнения».

Породы, в которых сцепление упрочнения равно нулю, находятся в состоянии «истинного соответствия давления и приведенной пористости», и их, очевидно, следует считать нормально уплотненными. Однако указанный исследователь тут же отмечает, что в природных условиях большая часть пород находится

в «недоуплотненном» состоянии, так как возникновение сцепления упрочнения в них является одним из характерных процессов эпигенеза. К сожалению, Н. Я. Денисов не дает конкретных показателей, по которым можно было бы определить, в каком состоянии находится порода — недоуплотненным, переуплотненным или нормально уплотненным. Показатель уплотненности Н. Я. Денисова

$K = \frac{E_f}{E}$ тоже нельзя применить для этих целей, так как он показывает лишь, во сколько раз уплотнился осадок после перехода его через предел текучести, причем это уплотнение не связывается с нагрузками. Кроме того, в самом определении «недоуплотненная порода» заложена неопределенность, так как нет такой глинистой породы, в которой увеличение давления не могло бы вызвать деформации. Об этом убедительно свидетельствуют рассмотренные в главе III опыты по обжатию глинистых пород большими нагрузками и процессы уплотнения в природных условиях глинистых осадков и глинистых пород различного возраста. Вопрос заключается лишь в величине приращения давления. Нечеткость основного определения лишает конкретности и остальные два определения.

В связи с изложенным применение рассмотренных критериев уплотненности пород, по Н. Я. Денисову, для оценки их современной уплотненности в наших целях затруднительно.

М. Н. Гольдштейн (1952) предложил считать переуплотненной такую породу, которая за геологическое время подвергалась давлению, превышающим современную нагрузку от веса вышележащих пород, а за нормально уплотненную — такую, давления на которую не превышали современной нагрузки. Если принять концепцию Гольдштейна, то получится, что почти все глинистые породы, кроме илов и некоторых четвертичных глин, переуплотнены, так как при регрессии моря выход пород из-под воды влечет за собой резкое увеличение нагрузки вследствие увеличения объемного веса, а при континентальном режиме — ее уменьшение вследствие денудации. Однако если нагрузка уменьшилась, то и порода должна в той или иной мере разуплотниться, а при новом увеличении нагрузки снова сжаться, образуя петлю гистерезиса и возвращаясь почти к исходной точке начала разуплотнения. Это позволяет считать, что при сжатии глинистых пород в течение их геологической истории колебания нагрузки мало сказываются на общем характере кривой сжатия за геологическое время.

Подтверждение этого мы находим, рассматривая графики сжатия кембрийских, верхнеюрских и майкопских глин в природных условиях (см. рис. 9, 10, 11), построенные по фактическим данным и подробно разобранные в главе III.

Увеличение пористости глин при снятии всей или части нагрузки общеизвестно (П. И. Брайт, 1953; С. А. Роза, 1954; И. А. Улитин, 1955; К. Заруба, 1960 и другие), но в региональном аспекте этому явлению не уделялось внимания.

В 1953 г. мы обратили внимание на то, что пористость E_1 верхнеюрских глин в одном из районов Воронежского горста на глубине около 100 м составляет 0,70, а в районах приближения их к дневной поверхности 0,85—0,90, и сопоставили пористость с нагрузками от веса вышележащих пород. В дальнейшем этот вопрос получил некоторое, к сожалению, еще недостаточное развитие при изучении физических свойств образцов из глубоких скважин (Л. В. Антропова, 1959).

Таким образом, для оценки современной уплотненности породы, в нашем понимании, за единственный критерий можно принять лишь соответствие или несоответствие естественной пористости породы суммарному воздействию внешней нагрузки и внутренних сил, действующих в породе как результат уплотнения и упрочнения породы за геологическое время, что можно установить по логарифмическому графику уплотнения породы в природных условиях, приведенному в главе III.

В соответствии с изложенным переуплотненным состоянием породы нужно считать такое современное состояние ее, при котором естественная пористость породы меньше, чем должна бы быть при суммарном воздействии современной внешней нагрузки и внутренних сил, и порода медленно разбухает. В таком состоянии порода может находиться, например, в местах интенсивного размыла вышележащей толщи (долины рек, берега морей и т. п.).

Недоуплотненным состоянием породы следует считать такое, при котором ее естественная пористость больше, чем должна бы быть при суммарном воздействии современной внешней нагрузки и внутренних сил, и порода медленно уплотняется.

Опыт возведения сооружений показывает, что при изменении внешней нагрузки на породу (в пределах, не вызывающих разрушения скелета породы) соответствие между пористостью, давлением и внутренними силами устанавливается довольно быстро, за историческое время. Для небольших по мощности слоев это время измеряется десятками, максимум сотнями лет, например, «падающая» Пизанская башня, построенная около 700 лет тому назад, базилика св. Марка в Венеции, сооруженная между 830 и 1000 г. н. э. (Cisotto Leone, 1960). По сравнению с геологическими отрезками времени, длящимися миллионы и десятки миллионов лет, эти величины весьма малы.

Соответствие между приведенной пористостью и давлением в мощных толщах глинистых пород устанавливается, вероятно, значительно медленнее, но, во всяком случае, в небольшие геологические отрезки времени, измеряемые, по-видимому, тысячами, десятками и, может быть, сотнями тысяч лет. Об этом можно судить также по графику уплотнения кембрийской глины (см. рис. 9),

который показывает, что за время, прошедшее с конца последнего оледенения, создавшего дополнительную нагрузку до 70 кг/см^2 (Саваренский, 1937), приведенная пористость глин пришла в соответствие с изменившейся нагрузкой. Такое же явление можно наблюдать и в четвертичных долинах многих рек, на участках пластов, приближенных к дневной поверхности теми или иными геологическими процессами. В частности, это явление отражено на графике изменения пористости верхнеюрских глин в районе Кром (см. рис. 10).

Н. И. Николаев (1947), рассматривая современные тектонические движения земной коры, приводит следующие средние скорости поднятия или погружения ее на отдельных участках: для складчатых зон $1\text{—}3 \text{ мм/год}$ и для платформ $0,07\text{—}0,25 \text{ мм/год}$.

Скорости тектонических движений в минувшие геологические периоды, по-видимому, измеряются величинами того же порядка. Так, например, средняя скорость опускания Донецкой впадины (Донбасса) в каменноугольный период составляет $0,2 \text{ мм/год}$. Такая скорость была совершенно неощутимой для каменноугольной флоры, послужившей источником угленакопления в этой впадине.

По Г. Гельвицу (1955), скорость погружения в предгорных прогибах составляет 250 м за 1 млн. лет, или $0,25 \text{ мм/год}$, а в геосинклинальных областях 25 м за 1 млн. лет, или $0,025 \text{ мм/год}$. Такой же порядок величин приводит и М. М. Чарыгин (1955). Скорость денудации дневной поверхности оценивается величинами того же порядка. Так, максимальная скорость вертикальной речной эрозии, по Те Пунга (1953), составляет 11 мм/год .

Нетрудно видеть, что все эти величины в переводе на изменение нагрузки, действующей на тот или иной осадок (породу), дают ничтожные приращения — от $1 \cdot 10^{-5}$ до $1 \cdot 10^{-3} \text{ кг/см}^2$ в год, стабилизация осадок от которых требует значительно меньше времени, чем стабилизация осадок от приращения нагрузки при возведении искусственных сооружений. Поэтому, рассматривая уплотнение глинистых осадков в аспекте геологической истории и учитывая роль времени в геологических процессах (В. В. Белоусов, 1942), нельзя заранее считать, что глинистые породы находятся в переуплотненном или недоуплотненном состоянии. Как правило, они должны находиться в состоянии соответствия приведенной пористости действующей нагрузке.

На это в 1937 г. впервые обратил внимание Ф. П. Саваренский. В своем докладе на XVII Международном геологическом конгрессе он так изложил сущность явления: «Так как геологические процессы происходят медленно, то глинистые породы обыкновенно приобретают плотность, соответствующую нагрузке от вышележащих пород в настоящее время» (Ф. П. Саваренский, 1940).

Это общее положение, теперь подтвержденное конкретными цифровыми данными о приведенной пористости глинистых пород различного возраста, залегающих на различных глубинах, т. е.

находящихся под разной природной нагрузкой, в каждом сомнительном случае может быть проверено путем оценки естественной уплотненности породы.

ОЦЕНКА ЕСТЕСТВЕННОЙ УПЛОТНЕННОСТИ

При изложенной выше трактовке вопроса о современном состоянии уплотненности глинистых пород понятия о переуплотненном и недоуплотненном состоянии породы получают конкретное содержание, и в каждом сомнительном случае это состояние может быть установлено по графику сжатия глинистой породы в природных условиях, построенному по методике, изложенной в главе III, с использованием максимально возможного количества точек для построения графика. Значительные отклонения точек от линии графика и будут характеризовать состояние породы (переуплотнение или недоуплотнение), а также направленность процессов, протекающих в породе на данном участке (разбухание или сжатие).

Глава V

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ ДЛЯ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ГРАФИКА УПЛОТНЕНИЯ ОСАДКА ЗА ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ВРЕМЯ

Исходных данных для восстановления осредненного графика уплотнения осадка за геологическое время от этапа его образования и до современного этапа, как уже отмечалось, очень немного. Ими прежде всего являются фактические данные о современной приведенной пористости осадка E_1 на некоторой глубине (ниже зоны выветривания) и соответствующем ей давлении p_1 (а также данные о приведенной пористости того же осадка и соответствующем давлении на других глубинах, существенно отличающихся друг от друга по величине, но находящихся в одном и том же геологическом районе).

На основе принципов, изложенных в главе II, в качестве исходных могут быть использованы данные о пористости осадка в начале седиментации E_0 и соответствующем давлении p_0 , о пористости и соответствующем ей давлении при переходе осадка из одного характерного состояния в другое, именно: из текучего в пластичное (E_f и p_f) и из пластичного в полутвердое (E_p и p_p). Этим и ограничивается общее количество исходных данных для восстановления графика уплотнения осадка за геологическое время, составляющее минимум 4 и максимум 6—7. Однако достоверность этих теоретически определенных точек различна. Поэтому при восстановлении графика уплотнения,

кроме количества точек, следует учитывать также и их качество, т. е. степень достоверности каждой из них. Это обстоятельство требует правильного выбора опорных точек и правильной интерпретации всех остальных.

ВЫБОР ИСХОДНЫХ ДАННЫХ

Так как логарифмический закон изменения приведенной пористости от давления установлен и для осадка, и для породы, то, вообще говоря, для восстановления графика уплотнения осадка за геологическое время достаточно двух наиболее достоверных точек. Такими точками являются фактические данные о современной пористости E_1 с соответствующим ей давлением p_1 и пористость осадка при переходе из текучего состояния в пластичное E_f с соответствующим ей давлением p_f .

Первая точка ($E_1 p_1$) вполне достоверна, так как определяется по фактическим данным. Вторая берется по лабораторным данным, но для такого периода жизни осадка, когда биохимические процессы, происходящие в верхних его слоях, в основном закончились, процессы эпигенеза еще не начались, а влияние процессов диагенеза на уплотнение осадка оценивается величинами порядка $\pm 5\%$ (см. главу III).

Полученный таким образом график будет осредненным графиком уплотнения за все геологическое время, характеризующим уплотнение по логарифмическому закону с одними и теми же параметрами.

Остальные две точки ($E_0 p_0$) и ($E_p p_p$) менее достоверны — первая в связи с тем, что отклонение полученной в лабораторных условиях начальной пористости E_0 от естественной начальной пористости осадка в природных условиях (ввиду невозможности полного воссоздания биохимических, физико-химических и термодинамических условий осаждения) будет больше, чем отклонение пористости при пределе текучести, когда осадок уже несколько уплотнился, произошло перераспределение частиц, закончились биохимические процессы, и вторая — вследствие недостаточной ясности влияния процессов эпигенеза. Так, по В. А. Приклонскому (1948), давление p_p , соответствующее пористости E_p на пределе пластичности, оценивается для некоторых глин величинами порядка 6—9 кг/см², т. е. глубинами порядка 100 м.

В связи с изложенным эти две точки лучше использовать как вспомогательные и интерпретировать их в зависимости от характера и знака отклонений от графика, построенного по более достоверным точкам ($E_1; p_1$) и ($E_f; p_f$).

Если отклонения невелики (5—10%), их можно отнести за счет меньшей достоверности вспомогательных точек, если же они значительны, их можно интерпретировать как изменения параметров уплотнения осадка вследствие процессов диагенеза и эпигенеза в том случае, если знак отклонения совпадает с общей

направленностью процесса — т. е. с замедлением уплотнения вследствие упрочнения породы, что на графике выражается уменьшением угла наклона линии графика к оси абсцисс.

Если же знак отклонения противоположен направленности процесса уплотнения, то следует выяснить причину этого и отказаться от использования для построения графика тех точек, которые окажутся мало достоверными.

Попытаемся определить геологическое время, которое характеризует данные о пористости и давлении, получаемые в лабораторных условиях, т. е. E_0 ; p_0 ; E_f ; p_f и E_p ; p_p , для чего оценим скорость отложения глинистых осадков в морских бассейнах.

По данным А. П. Лисицына (1956), 33,5 м толща глинистых осадков Берингова моря имеет четвертичный возраст. Это дает среднюю скорость осадкообразования 33,5 мм за 1000 лет, или 1 м за 30 тыс. лет.

Скорость отложения илов, по Е. А. Романкевичу (1957), составляет от 10 до 30 мм за 1000 лет, т. е. 1 м слоя глинистого осадка соответствует времени 100—33 тыс. лет.

По новейшим исследованиям (И. Е. Старик, А. П. Жарков и А. П. Лисицын, 1961) скорость современного и позднечетвертичного илообразования в южной части Тихого океана, определенная радиоуглеродным методом, оказалась: средняя — 16 мм за 1000 лет (9 определений); максимальная — 68 мм за 1000 лет и минимальная — 3 мм за 1000 лет. На основании этих данных можно принять, что 1 мм слоя осадка соответствует в среднем 50 тыс. лет.

Пористость осадка E_0 , определяемая по пробам ила, отбираемым донными трубками, соответствует, как показано выше, глубине 10—15 см от поверхности раздела ил—вода, т. е. возрасту осадка 5—8 тыс. лет.

Пористость осадка E_f соответствует давлению 0,2—0,5 кг/см², которое имеет место на глубинах 3—7 м от поверхности раздела ил—вода (см. табл. 2), т. е. возрасту осадка 150—350 тыс. лет. Если считать, по Приклонскому, что пористость E_p соответствует давлению 6—9 кг/см² (которое имеет место на глубине 70—100 м), то это соответствует времени 3,5—5,0 млн. лет, если же считать, по Лисицыну, что пористость E_p соответствует давлению 2,5 кг/см² (которое имеет место на глубине 32 м), то это соответствует времени 1,6 млн. лет.

Из ориентировочного подсчета видно, что для пород кайнозойского возраста (70 млн. лет), кроме самых молодых (N_2 — 12 млн. лет), это время составляет единицы процентов от всего времени геологической жизни породы, для пород мезозойского возраста (220 млн. лет) — первые единицы и десятки доли процента от времени их геологической жизни, а для пород палеозойского возраста (510 млн. лет) — десятки, сотые и тысячные доли процента. Таким образом, все три точки по существу характери-

зуют лишь самый начальный этап геологической жизни глинистой породы.

Только для самых молодых пород четвертичного и верхнетретичного возраста две точки $(E_p; p_p)$ и $(E_f; p_f)$ могут в какой-то мере характеризовать промежуточный этап геологической жизни породы между ее начальным и современным состоянием.

Следовательно, для самых молодых пород определение и использование точки, характеризующей переход от пластичного состояния к полутвердому $(E_p; p_p)$ представляет существенный интерес, тогда как для более древних она не так существенна. Это обстоятельство также необходимо учитывать при выборе точек для построения графика уплотнения осадка за геологическое время. Вообще же такой график может быть построен по любым двум точкам. Этим пользуются в тех случаях, когда количество имеющихся точек ограничено двумя и возможностей произвести указанный выше анализ нет, однако, достоверность такого графика, конечно, меньше. Можно, например, построить график по точкам $(E_0; p_0)$ и $(E_f; p_f)$; $(E_f; p_f)$ и $(E_p; p_p)$ и т. д. Ввиду меньшей достоверности графиков, построенных таким образом, их следует называть схематическими.

МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ИСХОДНЫХ ДАННЫХ

Исходные данные для построения графика уплотнения осадка за геологическое время определяют различными методами.

Современную приведенную пористость глинистой породы определяют в образце породы с ненарушенной структурой расчетным путем по лабораторным определениям ее естественной влажности, удельного и объемного весов.

Давление p_1 , соответствующее приведенной пористости E_1 , для пород, не находящихся в переуплотненном или недоуплотненном состоянии (в нашем понимании), определяют по геологическому разрезу в месте отбора образца для определения E_1 , мощностям и объемным весам пород, его слагающих. Если объемные веса пород разреза неизвестны, то с некоторым ущербом для точности могут быть взяты их примерные объемные веса по справочным данным.

Для пород находящихся в переуплотненном состоянии, давление p_1 определяется в лабораторных условиях (в компрессионном приборе) как давление, которое уравнивает набухание образца при пористости E_1 .

Для пород, находящихся в недоуплотненном состоянии, p_1 определяется в компрессионном приборе как давление, при котором наступает стабилизация осадка образца при пористости E_1 . Для определений берут образцы с естественной структурой и влажностью.

Определение современной приведенной пористости породы E_2 ; E_3 и т. д. и соответствующих им давлений p_2 ; p_3 и т. д. на других

(бóльших или меньших) глубинах производится аналогично. Начальная пористость осадка E_0 определяется как пористость осадка, выпавшего из искусственной суспензии, приготовленной из образца породы с тщательно разрушенной структурой и раствора, соответствующего предполагаемому гидрохимическому облику придонного слоя воды того водоема, в котором отлагался осадок.

Гидрохимический облик водной среды, в которой отлагался осадок в природных условиях, может быть с той или иной степенью достоверности восстановлен на основе общих палеогеографических реконструкций, минералогического состава глинистой породы, а в ряде случаев и химического состава поровых растворов, отжатых из осадка (Бруевич, 1952).

Давление p_0 , соответствующее пористости E_0 , определяется по мощности слоя искусственно приготовленного осадка над точкой определения E_0 и его объемному весу с учетом взвешивающего влияния воды.

Как следует из изложенного в главе III, для того чтобы по возможности избежать случайных отклонений величины начальной пористости E_0 от средних значений, ее нужно определять по данным на глубинах от 15 до 50 см от поверхности раздела осадок—вода после прочного осаждения суспензии.

Существенное внимание следует уделить методике моделирования процесса осадкообразования, которая в настоящее время разработана еще очень слабо. С. В. Бруевич (1945) при исследовании современных осадков Каспийского моря установил, что влажность илов на мелких местах (глубина моря несколько метров) и на глубоких (глубина моря до 1 км) не зависит от толщины слоя воды, покрывающей осадок, т. е. от гидростатического давления, и что возраст осадка не оказывает существенного влияния на величину и распределение влажности по вертикали.

Эти фактические данные дают основу для моделирования процесса осадкообразования, они позволяют ограничить при моделировании этого процесса высоту слоя воды, который проходят частицы осадка до дна, высотой, при которой скорость падения частиц на дно вследствие сопротивления воды становится постоянной, и время — тем временем, которое нужно для стабилизации процесса уплотнения выпавшего осадка под действием собственного веса.

Влияние температуры воды на осадкообразование не изучено, и поэтому температурные условия в придонных слоях воды, если их удастся восстановить, следует моделировать.

В. А. Приклонский (1949), изучая вопрос о пористости искусственно приготовленных осадков, считал, что она может значительно отклоняться от начальной пористости естественного осадка, отлагавшегося на дне водоема в природных условиях, причем величину отклонения и его знак определить нельзя.

Однако при дальнейшем изучении нами этого вопроса (рассмотренного подробно в главе IX), оказалось, что отклонения пористости искусственного осадка от тех значений начальной пористости осадка, которые удалось восстановить при помощи историко-геологического метода, не так велики, чтобы отказаться от использования начальной пористости осадка при построении графика его уплотнения за геологическое время. Вопрос о влиянии возможных отклонений E_0 на построение графика рассматривается в главах VII и IX.

Пористость E_f при влажности осадка, равной пределу текучести, определяется в лабораторных условиях по образцу породы с тщательно нарушенной структурой расчетным методом (по влажности на пределе текучести и удельному весу скелета породы).

Давление p_f , соответствующее пористости E_f , определяется методом компрессионных испытаний того же образца породы, что и при определении E_f . Этот наиболее точный метод определения величины p_f довольно громоздок. Поэтому во многих случаях величину p_f можно определять приближенно без особого ущерба для построения графика уплотнения осадка за геологическое время. Условия, при которых возможно принимать приближенное значение величины p_f , рассматриваются в главе VII.

Метод приближенного определения давления p_f основан на анализе графика изменения средней влажности осадков с глубиной (см. рис. 3), который показывает, что на некоторой глубине от поверхности раздела ил—вода ил переходит из текучего состояния в пластичное. Основываясь на этом, давление p_f можно определить как давление слоя ила мощностью H_f , лежащего над плоскостью, где пористость ила равна E_f , т. е.

$$p_f = \frac{H_f}{2} \left[\frac{1}{1 + E_f} + \frac{1}{1 + E_0} \right] (\gamma - \Delta), \quad (4)$$

где γ — удельный вес твердой фазы осадка;

Δ — удельный вес воды.

Возникает вопрос, как определить величину мощности искусственного осадка H_f , при которой он перешел в пластичное состояние.

Выше было показано, что естественная влажность осадка при уплотнении под водой под действием собственного веса изменяется по логарифмическому закону. Основываясь на этом, определяют влажность искусственного осадка, приготовленного для определения начальной пористости E_0 , на двух различных глубинах и строят в полулогарифмическом масштабе график изменения влажности осадка в зависимости от глубины, который будет представлять прямую линию (рис. 14). Далее, зная влажность осадка при

пределе текучести, простой экстраполяцией по графику определяют величину H_f , а в случае надобности и глубину перехода предела пластичности H_p .

Другой метод, менее точный, заключается в том, что H_f определяют, исходя из уравнения (1) (глава I):

$$H_f = h_f \cdot \frac{1 + E_f}{1 + E_1}, \quad (5)$$

где h_f — мощность слоя породы при современной ее пористости E_1 , эквивалентная слою ила мощностью H_f .

Отсюда

$$p_f = \frac{h_f}{1 + E_1} (\gamma - \Delta). \quad (6)$$

Исходя из изменения естественной влажности современных морских илов по глубине и из опыта их уплотнения пригрузкой слоями песка мощностью до 5 м (Д. Е. Польшин, 1954), можно считать, что уплотнение осадка до предела текучести происходит при $h_f = 2-5$ м. Подставляя среднее значение $h_f = 3,5$ м в формулу (6), получим приближенную формулу:

$$p_f = \frac{3,5}{1 + E_1} (\gamma - \Delta).$$

Если принять среднюю пористость глин $E_1 = 0,66$ и удельный вес скелета $\gamma = 2,70$, то при сред-

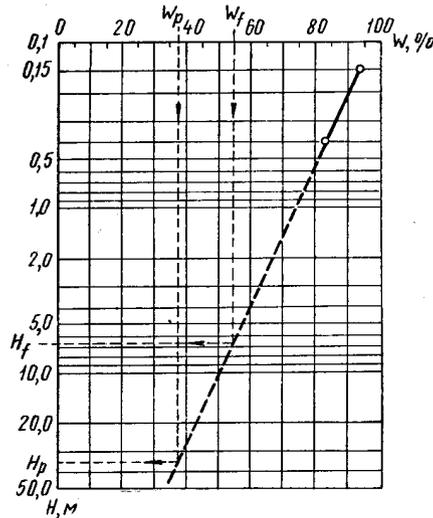


Рис. 14. Схема определения глубин перехода осадка из текучего состояния в пластичное и из пластичного в полутвердое. Направление экстраполяции показано стрелками.

нем удельном весе морской воды $\Delta = 1,03$, получим

$$p_f = \frac{3,5 \cdot 1,67}{1,66} \approx 3,5 \text{ Т/м}^2, \text{ или } 0,35 \text{ кг/см}^2.$$

Многочисленные лабораторные опыты (Н. Н. Маслов, 1955; М. Н. Гольдштейн, 1952) показывают, что пределу текучести различных глинистых пород соответствуют значения p_f от 0,1 до 0,5 кг/см², в среднем 0,3 кг/см². Поэтому ориентировочно значение p_f может быть принято 0,25—0,35 кг/см² без вычислений.

Приведенная пористость E_p при переходе осадка из текучего состояния в пластичное также определяется расчетным путем по влажности образца с нарушенной структурой на пределе пластич-

ности и удельному весу скелета породы. Давление, соответствующее пористости E_p , определяется методом компрессионных испытаний образца породы с нарушенной структурой. Приблизительно величина p_p может быть определена по полулогарифмическому графику изменения влажности искусственного осадка в зависимости от глубины, т. е. аналогично описанному выше методу приближенного определения p_f (см. рис. 14). Использование для приближенного определения p_p формулы (6) затруднено почти полным отсутствием данных о глубинах, на которых современные морские осадки переходят в полутвердое состояние. Единственное указание имеется лишь в цитированной выше работе А. П. Лисицына (1956). Согласно этим данным, на глубине около 33 м он наблюдал уже твердо-пластичное состояние современных осадков Берингова моря.

Подставляя это значение в видоизмененную формулу (6) и принимая $E_1 = 1,04$ (см. табл. 2), получим:

$$p_p = \frac{h_p}{1 + E_1} (\gamma - \Delta) = \frac{30 \cdot 1,67}{1 + 1,04} \approx 24,6 \text{ Т/м}^2 \approx 2,5 \text{ кг/см}^2,$$

тогда как по В. А. Приклонскому (1948) для третичных глин значения p_p составляли от 6 до 9 кг/см².

Однако из приведенных сопоставлений не следует, что приближенные методы неприменимы для определения p_p , так как минералогический состав третичных глин и современных осадков Берингова моря различен, так же как и история их уплотнения.

Глава VI

ИЗМЕНЕНИЕ УПЛОТНЕННОСТИ ОСАДКА В ТЕЧЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ВРЕМЕНИ. ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КРИВАЯ СЖАТИЯ

Установленные закономерности уплотнения глинистых осадков и глинистых пород позволяют построить осредненный или суммарный график уплотнения осадка за все геологическое время, прошедшее от начала седиментогенеза. Однако они не дают возможности восстановить изменение уплотненности осадка на отдельных геологических этапах.

Для этой цели необходимо дополнительно изучить факторы, влияющие на уплотнение осадка в течение геологического времени.

ФАКТОРЫ УПЛОТНЕНИЯ ОСАДКА И ИХ ОЦЕНКА

Как было показано выше, основным видом уплотнения глинистых осадков является гравитационное уплотнение, т. е. уплотнение под действием собственного веса и веса вышележащих пород после их отложения.

Таким образом, изменение мощности или толщи слоя пород над плоскостью, в которой изучается уплотнение осадка, в течение геологической истории является тем критерием, на основе которого может быть оценен фактор гравитационного уплотнения, действо-

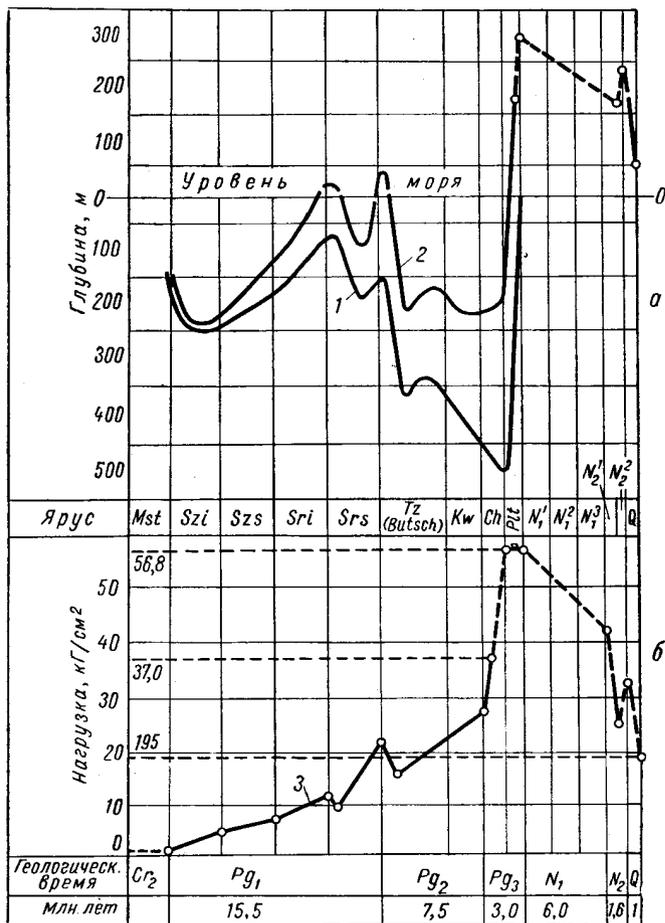


Рис. 15. График геологической истории правого берега Волги у Камышина (а) и изменение нагрузки на кровлю верхнемеловых глин за геологическое время (б). 1 — кровля верхнемеловых глин; 2 — кровля послемеловых отложений; 3 — нагрузка на кровлю верхнемеловых глин. (Составил Ю. В. Мухин, 1935.)

вавший на осадок за тот или иной отрезок геологического времени. Этот фактор определяется общим весом столба пород, лежащих или лежащих над точкой изучения осадка.

Общий вес столба пород вычисляется по мощности отдельных литологических разностей пород и их объемному весу, определен-

ному по лабораторным или справочным данным, с учетом в некоторых рассмотренных ниже случаях взвешивающего влияния воды. Необходимость учета последнего должна быть обоснована для каждого слоя породы.

Для оценки изменения мощности слоя пород над изучаемым осадком производится изучение геологической истории района, а в некоторых случаях и более широкое исследование для целого региона, на основании которого восстанавливаются мощности пород различного возраста, лежавших над изучаемым осадком в то или иное геологическое время.

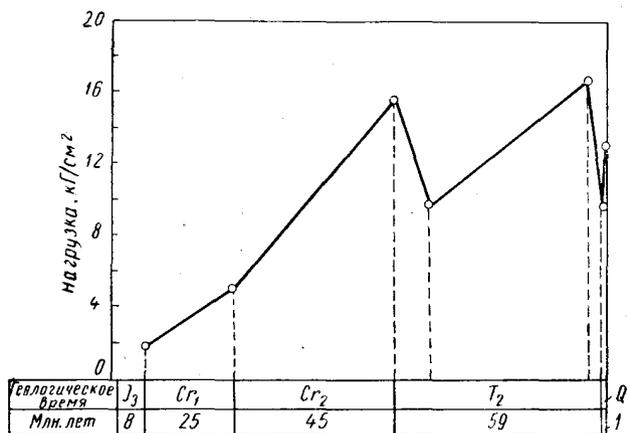


Рис. 16. Изменение нагрузки на кровлю верхнеюрских глин за геологическое время в одном из центральных районов европейской части СССР.

На основе полученных мощностей производятся: а) построение историко-геологической кривой нарастания мощностей (эпейрогенического профиля) с момента отложения исследуемого осадка до настоящего времени и б) инженерно-геологическая интерпретация этой кривой, заключающаяся в вычислении давлений на кровлю исследуемого осадка для различных геологических периодов или их частей и в составлении графика изменения нагрузки на исследуемый осадок (породу) за все геологическое время (рис. 15 и 16).

Методика составления таких графиков и историко-геологических кривых нарастания мощностей была впервые описана Ф. П. Саваренским в его классическом труде «Инженерная геология» (1937).

Желательно составление возможно более подробного графика изменения нагрузки на кровлю исследуемой породы за все геологическое время, так как на основе этого графика производится оценка уплотненности изучаемого осадка на различных геологических этапах.

Уплотненность осадка на различных геологических этапах и ее оценка

По исходным данным, перечисленным в главе V, восстанавливается график уплотнения осадка за геологическое время. Такой график строится в полулогарифмическом масштабе (рис. 17) и в большинстве случаев представляет прямую линию. В более сложных случаях, обусловленных интенсивными процессами эпигенеза, он может представлять и ломаную линию, состоящую из нескольких отрезков прямых (рис. 18).

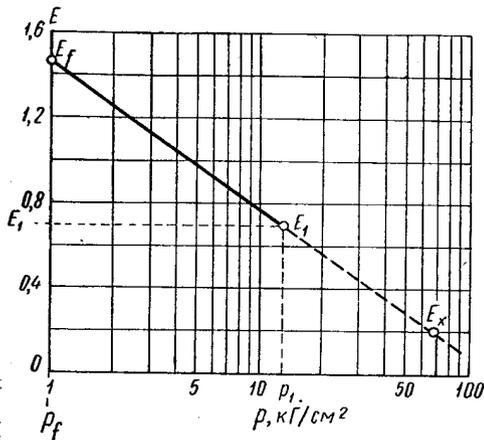


Рис. 17. Полулогарифмический график уплотнения верхнеюрского осадка за геологическое время в том же районе, что и на рис. 16.

Физический смысл таких графиков заключается в том, что они выражают логарифмический закон уплотнения осадка или породы с одними и теми же параметрами уплотнения для каждого прямолинейного участка графика. Последний представляет осредненную или суммарную кривую сжатия осадка в диапазоне давлений, ограниченных прямолинейным

следний представляет осредненную или суммарную кривую сжатия осадка в диапазоне давлений, ограниченных прямолинейным

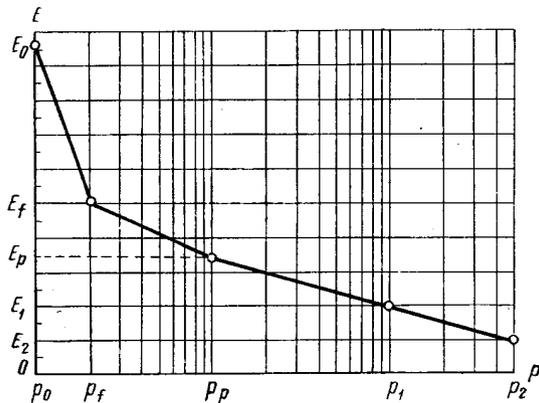


Рис. 18. Схема графика уплотнения глинистого осадка (породы) по логарифмическому закону с изменением параметров уплотнения.

участком. Эта особенность полулогарифмического графика позволяет широко применять метод интерполяции, а также и экстраполяцию для определения промежуточных значений E_i , соответ-

ствующих давлениям p_i , так как все значения E и p в принятых координатах должны лежать на данном отрезке прямой или его продолжении.

Для случаев уплотнения осадка с переменными параметрами (см. рис. 18) также может быть использована логарифмическая зависимость.

Обозначим через $(E_n; p_n)$ точку перегиба линии сжатия осадка (рис. 19). Для левого отрезка уравнение линии сжатия будет иметь вид:

$$E = E_1 - K_1 (\lg p - \lg p_1),$$

где

$$K_1 = \frac{E_1 - E_p}{\lg p - \lg p_1},$$

или после подстановки известных величин: $E = a - K_1 \lg p$.

Для правого отрезка линии сжатия уравнение будет иметь вид:

$$E' = E_n - K_2 (\lg p - \lg p_n),$$

где

$$K_2 = \frac{E_2 - E_n}{\lg p_2 - \lg p_n},$$

но

$$E_n = a - K_1 \lg p_n;$$

отсюда

$$E' = a - K_1 \lg p_n - K_2 (\lg p - \lg p_n),$$

или

$$E' = a - (K_1 - K_2) \times \lg p_n - K_2 \lg p. \quad (7)$$

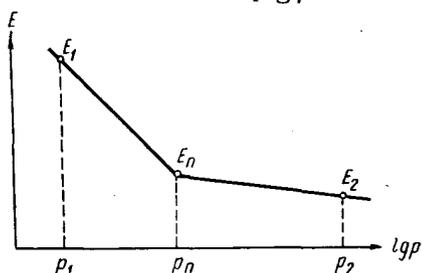


Рис. 19. Расчетная схема для учета изменения параметров уплотнения глинистого осадка (породы) на полулогарифмическом графике.

Это основное уравнение историко-геологической кривой сжатия с учетом изменения параметров логарифмического закона уплотнения.

Таким образом, по давлению, действовавшему на осадок на разных геологических этапах, может быть определена приведенная пористость, соответствовавшая данному давлению. Так как определение пористости производится по суммарному, т. е. осредненному графику сжатия, полученные значения могут несколько отклоняться от истинных, однако, как показано выше, отклонения приведенной пористости, определенной по осредненному графику уплотнения, находятся в пределах $\pm 5\%$. Поэтому порядок значений пористости, получаемых по суммарному графику, вполне достоверен. Техника определения приведенной пористости E_i заключается в следующем: по графику изменения нагрузки на кровлю исследуемой породы (см. рис. 16) определяются давления p_i для характерных геологических периодов, ярусов или более мелких подразделений. Далее, по значениям этих давлений и суммарному графику уплотнения осадка за геологическое время (см. рис. 17) определяются соответствующие указанным давлениям значения

приведенной пористости E_i исследуемого осадка. Так, для верхнеюрских глин одного из районов центральной части Русской платформы по графику изменения нагрузки за геологическое время (см. рис. 16) и суммарному графику уплотнения осадка за то же время (см. рис. 17) мы получили следующие значения приведенной пористости E_i :

$p_i, \text{ кг/см}^2$	1,8	5,1	15,6	9,6	16,8	13,0
E_i	1,28	0,97	0,64	0,78	0,61	0,70

Эти данные используются для построения кривой, отражающей уплотнение осадка в течение всего геологического времени и в отдельные этапы его геологической истории.

ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КРИВАЯ СЖАТИЯ ОСАДКА

В отличие от суммарного графика уплотнения осадка за геологическое время историко-геологическая кривая сжатия осадка отражает отдельные этапы его уплотнения в зависимости от действовавших в эти этапы факторов уплотнения в виде нагрузки от веса вышележащих пород и процессов диагенеза, имевших место в осадке, и эпигенеза — в породе.

Процессы уплотнения отражаются в виде изменения приведенной пористости от действующей (на данном этапе) нагрузки, а процессы диагенеза и эпигенеза — в виде изменения параметров уплотнения, определяемых углом наклона прямолинейного графика сжатия в полулогарифмическом масштабе, с которого снимаются значения E_i при нагрузках p_i .

Таким образом, приведенная пористость E на историко-геологической кривой сжатия осадка является не только функцией его гравитационного уплотнения, но и функцией упрочнения осадка и породы под влиянием процессов диагенеза и эпигенеза.

Построение историко-геологической кривой сжатия осадка производится следующим образом: по исходным данным, полученным, как это указано в главе V, и по промежуточным значениям p_i и E_i строится кривая сжатия осадка в обычном (не логарифмическом) масштабе. Ниже оси абсцисс, параллельно ей, проводится ось времени, на которой без масштаба наносятся соответствующее определенным нагрузкам геологическое время и его продолжительность в миллионах лет.

В качестве примера приводится построенная нами впервые историко-геологическая кривая сжатия верхнеюрского глинистого осадка для того же района, что и на упоминавшихся графиках (рис. 20, кривая *a*). В качестве исходных данных приняты: $E_f = 1,46$; $p_f = 1,0 \text{ кг/см}^2$ (по формуле 4); $E_1 = 0,70$; $p_1 = 13,0 \text{ кг/см}^2$ (по глубине залегания и объемному весу пород).

Анализируя историко-геологическую кривую сжатия верхнеюрской глины, можно видеть, что уплотнение осадка в основном закончилось к концу верхнего мела, т. е. продолжалось в течение 70—80 млн. лет. Под нагрузкой около 16 кг/см^2 осадок уплотнился примерно в три раза и порода приобрела пористость $E=0,64$ вместо пористости осадка $E_f \approx 1,46$ в конце верхнеюрской эпохи.

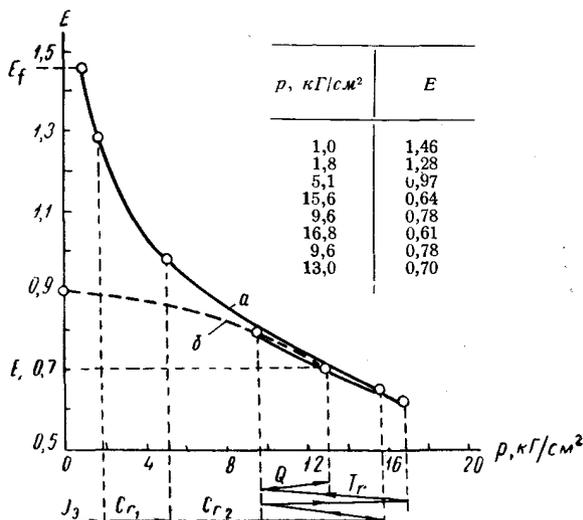


Рис. 20. Историко-геологическая кривая сжатия верхнеюрского глинистого осадка (а), построенная по данным рис. 16 и 17, и кривая его разуплотнения под влиянием денудации на современном геологическом этапе (б).

В течение третичного и четвертичного периодов (60 млн. лет) порода пережила несколько циклов нагрузок и разгрузок в пределах $10\text{—}17 \text{ кг/см}^2$, причем приведенная пористость ее колебалась от 0,78 до 0,61 и в настоящее время составляет 0,70 в местах залегания глин под слоями вышележащих пород.

Там же, где в настоящее время в результате денудации обнажились эти глины и нагрузка на кровлю уменьшилась, отмечено увеличение пористости глин до 0,8—0,9. Это дает основание построить, кроме кривой сжатия, также и кривую разуплотнения верхнеюрских глин в современных условиях при снятии нагрузки (рис. 20, кривая б).

ОСОБЫЕ СЛУЧАИ ПРИ ПОСТРОЕНИИ ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КРИВОЙ СЖАТИЯ

При построении историко-геологической кривой сжатия могут возникнуть затруднения, связанные с тем, что восстановить действовавшие на осадок в течение геологической истории нагрузки

полностью не удается. Принципиально может быть два таких случая:

первый — когда можно полагать, что нагрузка, восстановить значение которой не удается, меньше или равна максимальной известной нагрузке, действовавшей на осадок (рис. 21), и

второй — когда нагрузка, восстановить значение которой не удается, является максимальной (см. рис. 15).

Несмотря на отсутствие сведений о размерах нагрузок на некоторых этапах геологической истории, построение историко-геологической кривой сжатия осадка возможно.

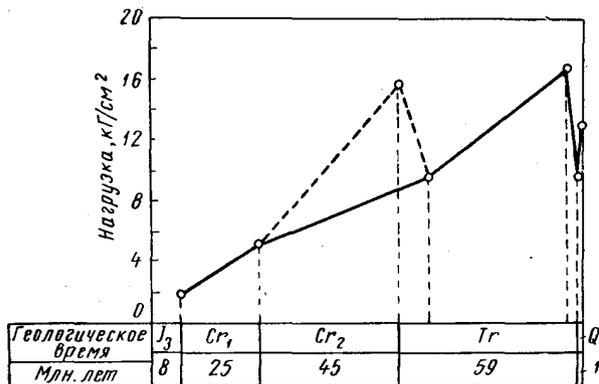


Рис. 21. Неполный график возрастания нагрузки на кровлю осадка. Неизвестная нагрузка меньше или равна максимальной.

В первом случае (отсутствие данных о нагрузке, меньшей максимальной) выпадает лишь одна из петель гистерезиса, обусловленная колебаниями нагрузки, не превосходящими максимальную. В этом нетрудно убедиться, рассматривая совместно рис. 16 и 21. Но для осредненной кривой, которой является историко-геологическая кривая сжатия, это не так существенно. Она будет иметь вид, изображенный на рис. 22, и может быть использована для решения ряда вопросов, которые рассматриваются во второй части работы.

Во втором случае, когда неизвестна максимальная действовавшая нагрузка, историко-геологическую кривую сжатия осадка приходится строить по известным значениям нагрузки, т. е. вместо значения E_{\min} , соответствующего давлению p_{\max} , применять значения E и p , лежащие в конце петли гистерезиса, образовавшейся вследствие разгрузки породы и ее вторичной нагрузки, но уже меньшим давлением, т. е. не применять экстраполяцию логарифмического графика сжатия в сторону повышения давлений, как это сделано на рис. 17 пунктиром.

В связи с остаточными деформациями, обусловленными приложением максимальной нагрузки, может иметь место некоторое отклонение, но оно обычно невелико.

По историко-геологической кривой сжатия (см. рис. 20) можно судить, что приведенная пористость верхнеюрской глины при нагрузках $9,6 \text{ кг/см}^2$ и $13,0 \text{ кг/см}^2$ до обжатия максимальной нагрузкой $16,8 \text{ кг/см}^2$ и после обжатия и разуплотнения весьма близки.

Таким образом, точки с известной нагрузкой после разуплотнения осадка от максимальной снятой нагрузки достаточно хорошо отражают уплотнение и упрочнение породы под действием неизве-

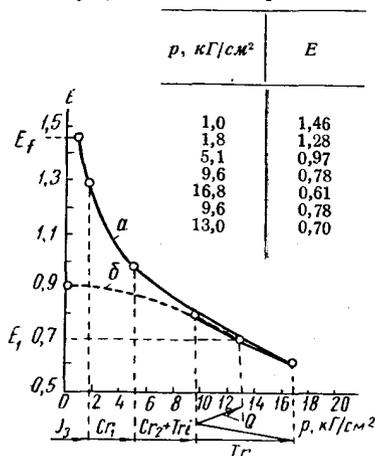


Рис. 22. Историко-геологическая кривая сжатия верхнеюрского осадка, построенная по неполным данным о действовавших на него нагрузках (рис. 21).

a — кривая сжатия; b — кривая разуплотнения.

стной максимальной нагрузки и могут быть использованы для построения историко-геологической кривой сжатия с достаточной достоверностью.

Например, если бы для верхнеюрской глины не были известны максимальные нагрузки в конце верхнего мела и в конце третичного периода и график изменения нагрузок за геологическое время выглядел бы так, как изображено на рис. 23, то историко-геологическая кривая, построенная по этим данным, изменилась бы, утратив петли гистерезиса (рис. 24). Крайняя правая часть кривой здесь не может быть построена экстраполяцией по значениям p_x и E_x , снятым с продолженной части прямолинейного графика уплотнения осадка за геологическое время (см. рис. 17), так как неизвестно максимальное давление p_x .

До сих пор мы рассматривали гравитационное уплотнение осадка, т. е. уплотнение под влиянием силы тяжести, действующей на осадок в условиях эпйрогенических движений. Во многих случаях, однако, осадки, более или менее уплотнившиеся под

действием силы тяжести, попадают в зоны орогенических движений, под влиянием которых возможно их дополнительное уплотнение.

В связи с этим возникает вопрос об оценке роли орогенических сил в уплотнении осадков.

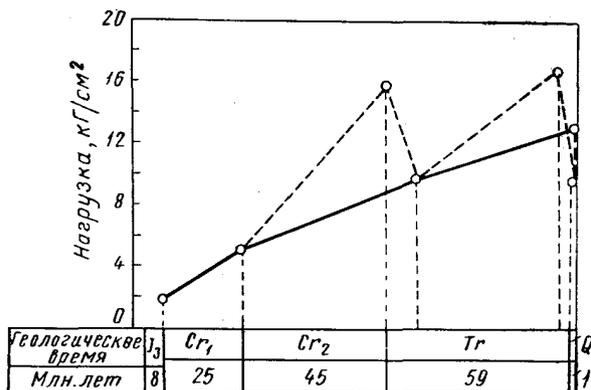


Рис. 23. Примерный график возрастания нагрузок при неизвестной максимальной мощности перекрывающих осадков.

Если рассматривать область длительного прогибания земной коры с накопившимися в ней глинистыми осадками, то можно счи-

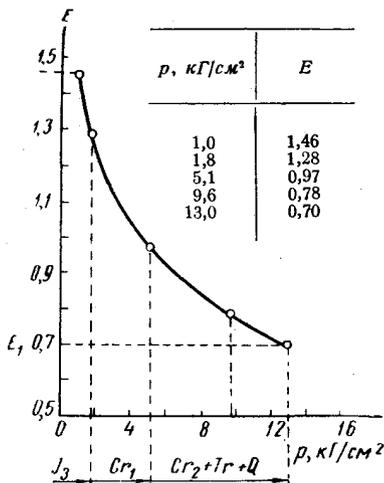


Рис. 24. Историко-геологическая кривая сжатия верхнеюрского осадка, построенная по данным рис. 23 без учета максимальных нагрузок.

тать, что последние залегают горизонтально или почти горизонтально. Допустим, что наступает фаза орогенеза, т. е. знак дви-

жений меняется и начинается поднятие рассматриваемого участка земной коры с образованием складок, сначала очень пологих, а затем и более крутых. Как известно, орогенические процессы протекают не мгновенно, а в течение целых геологических эпох, т. е. длительность их оценивается в абсолютном летоисчислении многими миллионами лет. Это позволяет думать, что возникновение и увеличение напряжений в глинистых породах при орогенезе происходят не мгновенно, а постепенно, т. е. действие орогенических сил на уплотнение пород можно считать аналогичным действием постепенно нарастающей силы тяжести. Такой вывод подтверждается и законами механики грунтов, из которой известно, что при приложении нагрузки к насыщенной водой глинистой породе большая часть нагрузки в начальный период воспринимается водой в порах породы и лишь по мере вытеснения воды из пор нагрузка постепенно распределяется на скелет породы.

Как бы ни были велики орогенические силы, вызывающие на начальном этапе орогенеза образование очень пологих антиклинальных складок, уплотняющее их воздействие на породы можно оценить согласно известному закону механики величиной реактивной силы, возникающей в толще постепенно приподнимаемых пород.

В рассматриваемом случае величина реактивной силы определяется весом толщи приподнимаемых пород (вместе с весом воды, заключенной в порах) и весом столба воды над толщей пород, если они залегают на дне седиментационного бассейна.

Исходя из этих предпосылок, можно количественно оценить орогенические силы, оказывавшие влияние на уплотнение осадка. Например, толща глубоководных морских глин мощностью 200 м смята в пологие складки. Глубина моря, на дне которого находились эти глины в начале орогенеза, по геологическим предпосылкам оценивается величиной порядка 3000 м. Объемный вес глин в состоянии естественной влажности оценивается величиной порядка 2 т/м^3 . Тогда орогеническое давление составит величину порядка $3000 \cdot 1,03 + 200 \cdot 2 = 3490 \text{ Т/м}^2$, или 349 кг/см^2 .

При образовании крутых, опрокинутых и других сложных форм складок значительную роль играют тангенциальные силы, количественную оценку влияния которых на уплотнение пород только начали разрабатывать (В. П. Крымов, 1961). В большинстве случаев под действием бокового сжатия глинистые осадки подвергаются боковому смятию и метаморфизации. Можно предполагать, что уплотнение пород здесь происходит при значительно больших давлениях, оценка которых рассматривается на основе историко-геологического метода изучения процессов уплотнения глинистых осадков в главе XVII. В целом же тектоническое уплотнение глинистых пород мы отличаем от гравитационного и полагаем, что оно должно изучаться отдельно.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЛАБОРАТОРНЫХ ДАННЫХ ДЛЯ ПОСТРОЕНИЯ ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КРИВОЙ СЖАТИЯ ОСАДКА

Постановка задачи

В процессе изучения истории уплотнения того или иного глинистого осадка возникает необходимость построения для него историко-геологической кривой сжатия. При этом могут встретиться затруднения с получением необходимых для такого построения исходных данных.

Однако для многих глинистых пород при гидрогеологических и инженерно-геологических исследованиях, как правило, производится обширный комплекс лабораторных испытаний (компрессионных свойств образцов с ненарушенной структурой, пределы текучести и пластичности, естественная пористость, удельный и объемный веса и другие). Результаты таких испытаний в ряде случаев могут быть использованы в качестве исходных данных для построения историко-геологической кривой сжатия, т. е. для восстановления геологической истории уплотнения изучаемого глинистого осадка.

При использовании уже имеющихся данных достигается значительная экономия времени и средств (отпадает ряд специальных исследовательских работ), хотя историко-геологическая кривая из-за недостаточной точности может получиться схематичной.

В ряде случаев, однако, важнее быстро получить схематическое представление о процессе уплотнения осадка, чем долго ожидать его точного отображения с помощью специально проведенных работ. При использовании имеющегося литературного и фондового материала последнее вообще невозможно.

Излагаемые ниже приемы помогут строить историко-геологические кривые сжатия (схематические и более точные) по имеющимся лабораторным данным о физико-механических свойствах глинистых пород.

Принципы использования. Примеры

Принципы использования имеющихся лабораторных данных заключаются в том, чтобы подобрать две «опорные» точки со значениями E_i ; p_i и E_{i+1} ; p_{i+1} и с достаточным диапазоном, т. е. удаленные друг от друга, и по ним построить полулогарифмический график уплотнения, с которого снять значения пористости E для построения историко-геологической кривой сжатия.

При этом могут встретиться различные сочетания известных данных. Разберем типичные случаи.

Случай I (простейший). Известна пористость образца с ненарушенной структурой и естественной влажностью, глубина отбора образца и влажность на пределе текучести W_f .

По пористости образца φ вычисляется его приведенная пористость: $E_1 = \frac{\varphi}{1 - \varphi}$, а по глубине залегания H и примерному среднему объемному весу пород, залегающих над точкой отбора образца γ_{cp} , — действующая нагрузка: $p_1 = 0,1H\gamma_{cp}$ кг/см², или точнее — по мощности и объемному весу каждого слоя пород:

$$p_1 = 0,1(M_1\gamma_1 + M_2\gamma_2 + \dots + M_n\gamma_n).$$

Для второй точки вычисляется приведенная пористость:

$$E_f = W_f\gamma_{ск}, \quad (8)$$

где $\gamma_{ск}$ — удельный вес скелета образца.

Если удельный вес скелета не определен в лаборатории, то для глинистых пород можно принять его по справочным данным $\approx 2,70$ (Саваренский, 1939).

Величина нагрузки p_f , соответствующая пористости E_f , вычисляется по одной из формул, приведенных в главе V (4, 5, 6), или принимается приближенно равной 0,25—0,35 кг/см².

Таким образом, в распоряжении исследователя оказываются координаты $(E_1; p_1)$, $(E_f; p_f)$ для построения сначала графика сжатия осадка в полулогарифмическом масштабе, а затем и историко-геологической кривой сжатия.

Случай II. Имеются результаты обжатия породы с ненарушенной структурой в компрессионном приборе нагрузкой, в полтора—два раза превышающей естественную нагрузку от веса вышележащих пород. Полулогарифмический график уплотнения может быть построен по естественной пористости E_1 и соответствующей нагрузке p_1 и по пористости E_2 и нагрузке p_2 при обжатии образца с ненарушенной структурой в компрессионном приборе. На рис. 25 приведен график уплотнения тех же верхнеюрских глин, что и на рис. 17. Сходимость графиков, как можно видеть, хорошая.

Случай III (аналогичный предыдущему). Полулогарифмический график уплотнения можно построить и по двум значениям приведенной пористости и соответствующим им нагрузкам только

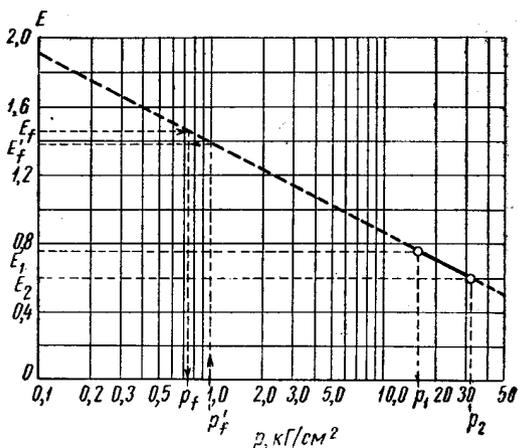


Рис. 25. Полулогарифмический график уплотнения осадка, построенный по пористости и нагрузке, определенным в естественных условиях и в компрессионном приборе.

по лабораторным испытаниям образца с ненарушенной структурой в компрессионном приборе.

Необходимым условием при этом являются достаточно большие нагрузки. Первая из них должна быть равной или несколько большей естественной нагрузки от веса вышележащих пород, а вторая превышать первую не менее чем в полтора—два раза. При этом необходимо быть уверенным в том, что испытывавшийся образец не был разуплотнен, т. е.

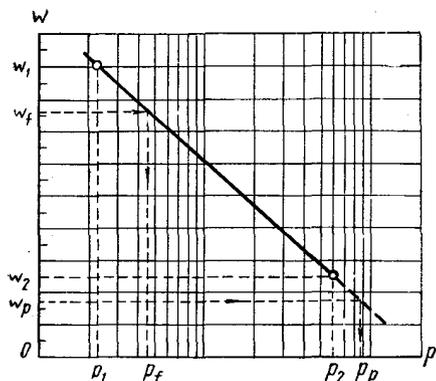


Рис. 26. Определение давлений, соответствующих пределам текучести и пластичности, при помощи полулогарифмического графика.

что он уплотнялся в приборе не после разуплотнения (см. рис. 20, кривая б), а по основной ветви историко-геологической кривой сжатия (см. рис. 20, кривая а).

Случай IV. Для глинистых грунтов почти всегда известны характерные влажности: на пределе текучести W_f и на пределе пластичности W_p . Эти влажности позволяют, зная удельный вес скелета, вычислить по формуле (8) пористости E_f и E_p .

Соответствующие этим пористостям давления p_f и p_p могут быть вычислены по формуле (4).

Однако, как уже говорилось, давление p_p , определенное расчетным путем, может дать существенное отклонение от фактического; кривая сжатия в таком случае получится сугубо схематичной.

Если дополнительно имеются два значения влажности W_1 и W_2 для образца с нарушенной структурой и соответствующие этим влажностям давления p_1 и p_2 , то значения p_f и p_p могут быть найдены графически. Для этого строится полулогарифмический график $W=f(\lg p)$ и с него снимаются значения $\lg p$, соответствующие значениям W_f и W_p (рис. 26). Такой метод определения p_f и p_p точнее расчетного.

В некоторых случаях одновременно с определением W_f и W_p или E_f и E_p в лаборатории бывает определено и давление p_p . Тогда задача сводится лишь к определению давления p_f одним из методов, изложенных в главе V.

Так, например, В. А. Приклонский (1948) приводит следующие лабораторные данные о физико-механических свойствах глинистых пород:

Породы	E	E_p	p_p , кг/см ²
Олигоценая глина	1,36	0,69	6,7
Апшеронская глина	1,53	0,83	8,9

Приняв, согласно изложенному в главе V, $p_f = 0,25 \text{ кг/см}^2$, можно построить по этим данным полулогарифмические графики уплотнения этих осадков (рис. 27) и по ним и геологическим разрезам — историко-геологические кривые сжатия.

Нетрудно видеть, что рассматриваемые осадки обладали разной начальной пористостью, а образовавшиеся из них породы характеризуются разной сжимаемостью. Об этом свидетельствует различный наклон линий уплотнения осадка.

НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ

Для сопоставления на рис. 27 нанесен график уплотнения рассмотренного выше (см. рис. 25) верхнеюрского осадка. Этот график показывает, что начальная пористость верхнеюрского осадка и его сжимаемость отличаются от соответствующих свойств олигоценовых и апшеронских осадков,

что позволяет использовать полулогарифмический график уплотнения осадка для сравнительной характеристики сжимаемости целого ряда изучаемых глинистых пород на основании несложных лабораторных определений.

Используя имеющиеся данные о физико-технических свойствах глинистой породы и произведя описанные вычисления и расчеты, можно почти всегда получить исходные данные для построения историко-геологической кривой сжатия для этой породы, построить такую кривую, оценить степень ее достоверности по методике, изложенной в главе VII, и произвести с той или иной степенью точности анализ процессов уплотнения осадка применительно к конкретным задачам исследования (гидрогеология, инженерная геология, геология нефти).

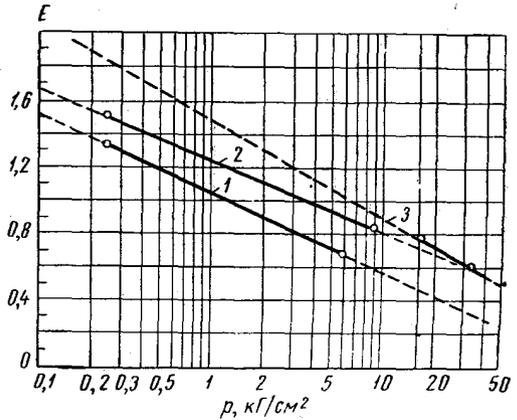


Рис. 27. Примеры построения полулогарифмических графиков уплотнения глинистых осадков по лабораторным данным.

1 — олигоценовый; 2 — апшеронский; 3 — верхнеюрский.

ОЦЕНКА ВОЗМОЖНЫХ ОШИБОК ПРИ ПОСТРОЕНИИ ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КРИВОЙ СЖАТИЯ

При разработке методики восстановления картины уплотнения осадка за геологическое время путем построения историко-геологической кривой сжатия осадка чрезвычайно интересно оценить, в какой мере полученная картина уплотнения осадка за геологическое время соответствует истинной, т. е. каковы возможные ошибки при принятой методике построения историко-геологической кривой сжатия, представляющей, как уже отмечалось, суммарную кривую сжатия. Так как логарифмический закон уплотнения глинистых осадков и глинистых пород доказан, то основные ошибки могут иметь место только при определении исходных данных для построения кривой уплотнения по логарифмическому закону.

Рассмотрим возможные ошибки при определении исходных данных.

ОБ ОШИБКАХ ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ СОВРЕМЕННОЙ ПРИВЕДЕННОЙ ПОРИСТОСТИ ПОРОДЫ И СООТВЕТСТВУЮЩЕГО ЕЙ ДАВЛЕНИЯ

Современную приведенную пористость E_1 определяют для породы с ненарушенной структурой по ее удельному, объемному весам и естественной влажности, определяемым в соответствии с ГОСТ.

Для нормально уплотненных пород действующую естественную нагрузку от веса вышележащих пород p_1 вычисляют на основе объемных весов и фактических мощностей слоев, покрывающих исследуемый горизонт. Для переуплотненных и недоуплотненных пород p_1 определяют в компрессионном приборе по образцу с ненарушенной структурой. Достоверность и достаточную точность этих данных для построения историко-геологической кривой сжатия можно считать вполне доказанной. Следовательно, точность данных, снимаемых с историко-геологической кривой сжатия, в основном будет зависеть от точности определения координат промежуточных точек ($E_f; p_f; E_p; p_p; E_0; p_0$), с одной стороны, и от интервала нагрузок, в пределах которого будет производиться экстраполяция и интерполяция по историко-геологической кривой сжатия, с другой.

ОБ ОШИБКАХ ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ ПРИВЕДЕННОЙ ПОРИСТОСТИ НА ПРЕДЕЛЕ ТЕКУЧЕСТИ И СООТВЕТСТВУЮЩЕГО ДАВЛЕНИЯ

Как было показано выше, основной промежуточной точкой является точка, характеризующая переход осадка из текучего состояния в пластичное, имеющая координаты $E_f; p_f$, которые в лабораторных условиях определяются также достаточно точно.

Однако отклонения определенных указанными в главе V методами приведенной пористости E_f и соответствующего ей давления p_f , возможные вследствие применения сравнительно-литологического метода, неизвестны.

Для количественной оценки влияния погрешностей, допущенных при определении E_f и p_f , предположим, что вместо истинных значений E_f и p_f , которые не поддаются определению, в лабораторных условиях, получены значения E'_f и p'_f с некоторыми ошибками ΔE_f и Δp_f .

Построив по координатам E'_f, p'_f и E_f, p_f кривые сжатия в полулогарифмическом масштабе и экстраполируя их до давления p_x , нетрудно определить и ошибку ΔE_x при снятии с кривой значения E_x , соответствующего давлению p_x (рис. 28).

Из подобия треугольников $M_f M_1 a$ и $M_1 M'_x M_x$ абсолютную величину этой ошибки $M_x M'_x = \Delta E_x$ можно выразить уравнением:

$$\Delta E_x = \frac{\lg p_x - \lg p_1}{\lg p_1 - \lg p_f} (\Delta E_f \pm \Delta p_f \operatorname{tg} \alpha),$$

где α — угол наклона линии $M'_f M_1$ к горизонту и $\Delta p_f = \lg p'_f - \lg p_f$.

Полученное уравнение можно несколько видоизменить и привести к следующей окончательной формуле для вычисления абсолютной величины ошибки:

$$\Delta E_x = \frac{\lg \frac{p_x}{p_1}}{\lg \frac{p_1}{p_f}} \left(\Delta E_f \pm \lg \frac{p'_f}{p_f} \operatorname{tg} \alpha \right). \quad (9)$$

Из рис. 28 видно, что знак $-$ в формуле (9) соответствует случаю, когда $p'_f > p_f$, а знак $+$ случаю, когда $p'_f < p_f$. Но в последнем случае выражение $\lg \frac{p'_f}{p_f} < 0$, и, следовательно, отрицательный знак сохраняется.

Исследуем возможные ошибки по полученной формуле. Для этого возьмем реальные значения величин, полученные для верхнеюрских глин: $E'_f = 1,46$; $p'_f = 1,0 \text{ кг/см}^2$; $p_1 = 13,0 \text{ кг/см}^2$ и $\alpha = 35^\circ$; $\operatorname{tg} 35^\circ = 0,7$. Интерполяцию и экстраполяцию будем производить в пределах $0,5p$, т. е. при $p_x = 0,5p_1$ и $1,5p_1$.

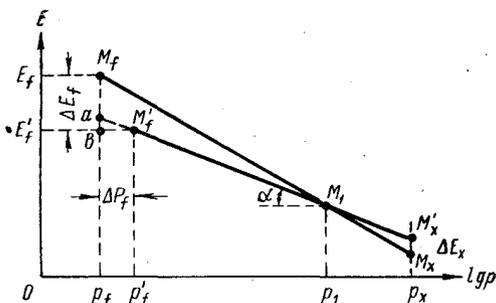


Рис. 28. Схема анализа возможных ошибок вследствие неточного определения E_f и p_f .

Как показано в главе III, отклонение экстремальных значений естественной влажности, а следовательно, и приведенной пористости осадка при давлениях, соответствующих его пределу текучести, можно оценить величиной порядка $\pm 10\%$. Принимая это значение отклонений для точки $(E_f; p_f)$, будем иметь $E_f = 1,46 \pm \pm 0,15$ и $p_f = 1,0 \pm 0,1$ кг/см².

Подставляя соответствующие значения величин в формулу (9), получим:

а) при интерполяции до $p_x = 0,5p_1$. Абсолютная ошибка

$$E_x = \frac{\lg 0,5}{\lg \frac{13}{1,1}} \left(0,15 + \lg \frac{1,0}{1,1} \lg 35^\circ \right) \approx -0,02$$

или

$$E_x = \frac{\lg 0,5}{\lg \frac{13}{0,9}} \left(0,15 - \lg \frac{1,0}{0,9} \lg 35^\circ \right) \approx -0,03.$$

Наибольшая относительная ошибка $\frac{|\Delta E_x|}{E_x} = -\frac{0,03}{0,9} = -\frac{1}{30}$, или $-3,3\%$;

б) при экстраполяции до $p_x = 1,5p_1$. Абсолютная ошибка

$$\Delta E_x = \frac{\lg 1,5}{\lg 13 - \lg 1,1} \left(0,15 + \lg \frac{1,0}{1,1} \lg 35^\circ \right) = +0,01$$

или

$$\Delta E_x = \frac{\lg 1,5}{\lg 13 - \lg 0,9} \left(0,15 - \lg \frac{1,0}{0,9} \lg 35^\circ \right) = +0,02.$$

Наибольшая относительная ошибка $\frac{|\Delta E_x|}{E_x} = +\frac{0,02}{0,58} = +0,034$, или $+3,4\%$.

Значения E_x в обоих случаях сняты с рис. 17.

ВЛИЯНИЕ ПОГРЕШНОСТЕЙ НА КРИВУЮ СЖАТИЯ

Таким образом, ошибка в 10% при определении E_f и p_f при интерполяции и экстраполяции до нагрузки, в $1,5$ раза превышающей современную природную нагрузку, незначительно влияет на точность.

Аналогичным образом можно подсчитать, что при ошибке в определении E_f и p_f в 25 и 50% максимальная относительная ошибка при тех же пределах экстраполяции составит соответственно 10 и 16% .

Проведенная на конкретном примере оценка возможных ошибок показывает, что, если даже определенные в лабораторных условиях значения E_f и p_f (определение может быть выполнено с достаточной степенью точности) отклоняются на 50% от истинных их значений в осадке в период его уплотнения, то эта ошибка отражается на определении приведенной пористости осадка по историко-геологической кривой сжатия лишь в пределах 16% . По-

этому используемые для построения историко-геологической кривой сжатия лабораторные определения значений E_f и p_f следует оценивать как достоверные. В связи с этим и историко-геологическая кривая сжатия, построенная по координатам p_1 ; E_1 и p_f ; E_f , в целом должна оцениваться как вполне достоверная, во всяком случае до значений p_x , соответствующих современной полуторной нагрузке на породу p_1 .

Рассуждая таким же образом в отношении ошибок, возможных при определении остальных двух точек лабораторными методами, т. е. E_0 ; p_0 и E_p ; p_p , можно получить аналогичные формулы:

$$\Delta E_x = \frac{\lg \frac{p_x}{p_1}}{\lg \frac{p_1}{p_0}} \left(\Delta E_0 \pm \lg \frac{p'_0}{p_0} \operatorname{tg} \alpha \right) \quad (10)$$

и

$$\Delta E_x = \frac{\lg \frac{p_x}{p_1}}{\lg \frac{p_1}{p_p}} \left(\Delta E_p \pm \lg \frac{p'_p}{p_p} \operatorname{tg} \alpha \right). \quad (11)$$

Интересно проанализировать, используя формулу (10), какие же величины ошибок можно ожидать при использовании данных о моделировании процесса осаднения в лабораторных условиях.

Для рассмотренной выше верхнеюрской глины начальная пористость осадка E_0 определена¹ равной 4,10 и соответствующее ей давление $p_0 = 0,0001 \text{ кг/см}^2$. Допустим, что ошибки здесь в 2 раза превышают истинные значения, т. е. $E_0 = 2,05$ и $p_0 = 0,0002$, остальные параметры остаются без изменения.

Тогда $\Delta E_x = \frac{\lg 1,5}{\lg 13 - \lg 0,0002} \left(2,05 - \lg \frac{0,0001}{0,0002} 0,7 \right) = 0,09$. Относительная ошибка $\frac{|\Delta E_x|}{E_x} = \frac{0,09}{0,58} = 0,16$, или 16%.

При отклонениях на 50% относительная ошибка составит только около 10%.

Таким образом, использование моделируемых в лабораторных условиях начальной пористости осадка E_0 и соответствующего ей давления p_0 для построения историко-геологической кривой сжатия возможно даже в том случае, если моделирование процесса осаднения дает значения, на 100% отличающиеся от истинных, т. е. вдвое большие или вдвое меньшие.

Аналогичным образом можно проанализировать и возможные ошибки при использовании приведенной пористости на пределе пластичности E_p и соответствующего ей давления p_p . Здесь могут иметь место различные соотношения между давлением p_p и давлением p_1 , соответствующим современной пористости

¹ См. главу IX.

породы E_1 . Если давление p_p значительно и достигает, по В. А. Приклонскому, 6—9 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$, а давление p_1 относительно невелико, то даже небольшие отклонения p_p и E_p от истинных при экстраполяции дадут значительные отклонения. Если же давление p_p невелико, порядка 2—2,5 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$, а давление p_1 относительно большое, то несоответствие значений E_p и p_p истинным будет давать при экстраполяции тот же порядок ошибок, что и отклонения E_f и p_f . Поэтому в каждом отдельном случае при использовании точки с координатами $(E_p; p_p)$ для построения историко-геологической кривой сжатия необходимо с помощью формулы (11) оценить степень достоверности координат рассматриваемой точки $(E_p; p_p)$.

КОНТРОЛЬ ДОСТОВЕРНОСТИ ПОСТРОЕНИИ

Контроль достоверности построения историко-геологической кривой сжатия может быть основан на получении по данным такой кривой характерных влажностей или пористостей и сравнении их с полученными в лаборатории.

Например, по графику уплотнения верхнеюрского осадка, построенному на основании компрессионного испытания образца с ненарушенной структурой, естественной пористости и действующей в настоящее время на породу нагрузки на глубине отбора образца, т. е. по координатам $E_1; p_1$ и $E_2; p_2$, можно проконтролировать достоверность графика.

Для этого по графику определяют значение p_f , соответствующее определенной в лаборатории пористости на пределе текучести $E_f=1,46$ (см. рис. 25). Полученное таким образом значение $p_f=0,75 \kappa\Gamma/\text{см}^2$, а не $1,0 \kappa\Gamma/\text{см}^2$, как было вычислено по формуле (6) при построении графика уплотнения верхнеюрского осадка по координатам $E_f; p_f$ и $E_1; p_1$ на рис. 17. Относительная ошибка в определении p_f , таким образом, составляет $p'_f:p_f=1:0,75=1,33$. Но в главе VII было показано, что ошибка в определении p_f в 2 раза (т. е. $p'_f:p_f=2$) еще допустима.

Следовательно, график уплотнения верхнеюрского осадка, изображенный на рис. 17, является достоверным.

Если бы требовалось определить величину E_f , то по графику уплотнения верхнеюрского осадка, построенному по координатам $E_1; p_1$ и $E_2; p_2$, это можно было бы сделать. Вычислив по формуле (6) $p_f=1,0 \kappa\Gamma/\text{см}^2$, графически получим (см. рис. 25) $E'_f=1,39$, вместо $E_f=1,46$ по лабораторным данным. Это дает абсолютную ошибку $-0,07$ и относительную 4,8%. Такая точность для предварительного суждения, в каком состоянии находится исследуемая

порода (текучем, пластичном, твердо-пластичном), по-видимому, вполне достаточна.

Подобным образом по полулогарифмическому графику сжатия, построенному без использования координат E_f ; p_f или E_p ; p_p , аналогично графику на рис. 25, может быть проконтролирована достаточная точность первоначально принятых для построения историко-геологической кривой сжатия значений p_f или p_p .

Для этого в лаборатории определяют значения E_f или E_p и по ним с графика снимают значения p_f или p_p . Далее вычисляют

отношение $\frac{p'_f}{p_f}$ или $\frac{p'_p}{p_p}$ и по формулам (9), (10) или (11) вычисляют абсолютные и относительные ошибки, что позволяет оценить достоверность построения графика уплотнения с использованием координат E_f ; p_f или E_p ; p_p . Для первой из них уже было показано, что при $p'_f:p_f \leq 2$ построение достоверно.

Таким образом, если, с одной стороны, с помощью историко-геологической кривой сжатия осадка могут быть получены характеристики, относящиеся к сжимаемости и физическому состоянию современной породы, то, с другой стороны, по данным лабораторных определений физико-технических свойств породы может быть оценена достоверность построения историко-геологической кривой сжатия.

Глава VIII

ОЦЕНКА ДИАГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И ИХ ВЛИЯНИЯ НА УПРОЧНЕНИЕ ОСАДКА. КРИВАЯ УПРОЧНЕНИЯ

Остается рассмотреть еще вопрос о влиянии диагенеза осадка и породы (терминология М. С. Швецова, 1958) на их упрочнение в течение геологического времени.

УПРОЧНЕНИЕ ОСАДКОВ, ВОЗНИКНОВЕНИЕ СТРУКТУРНЫХ СВЯЗЕЙ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА УПРОЧНЕНИЕ

Под термином структурные связи подразумеваются связи между частицами осадка или породы, не восстанавливающиеся при нарушении их естественной структуры.

Н. Я. Денисов (1947) считает, что связность и структура глинистых пород зарождаются на самой ранней стадии их образования в период седиментации. Это положение, принципиально правильное, нуждается, однако, в некотором уточнении.

При рассмотрении уплотненности современных осадков в главе III было показано, что процессы диагенеза начинают влиять на их уплотнение под действием собственного веса на глубинах порядка 1,5—2,5 м от поверхности осадка (см. рис. 5). Эти глубины соответствуют переходу осадка из текучего состояния в пластичное. В самых же верхних горизонтах, начиная от кровли осадка, уплотнение его происходит без существенного влияния процессов диагенеза, о чем свидетельствует неизменность угла наклона прямолинейного графика уплотнения на том же рисунке.

В верхних горизонтах на уплотнение осадка вследствие небольшой величины силы тяжести от собственного веса могут влиять лишь биохимические процессы и неоднородность отдельных прослоек. Это влияние хорошо прослеживается в некоторых современных осадках Тихого океана и Каспийского моря. Оно выражается, в частности, в довольно значительных отклонениях влажности в отдельных точках от средних ее значений на данной глубине.

Из изложенного видно, что структурные связи в осадке образуются на некоторой глубине от его кровли, оцениваемой по имеющимся фактическим данным величиной 1,5—2,5 м, т. е. «не в процессе седиментации», а спустя некоторое время, которое нужно для накопления осадка мощностью 1,5—2,5 м. Если принять, как это имеет место для Берингова моря, скорость отложения осадка 3 см за 1000 лет, то время начала процессов диагенеза в осадке составит 50—80 тыс. лет. Этот срок, по-видимому, достаточен для завершения основных биохимических процессов в верхних слоях осадка.

Таким образом, нужно считать, что связность и структура глинистых пород действительно зарождаются на ранней стадии их образования, но не на самой ранней — в период седиментации, а через некоторое время после отложения осадка, в период перехода его из текучего состояния в пластичное. Этому не противоречат и приводимые в той же работе Н. Я. Денисова (1947) сведения о том, что глинистые образования бухты Золотой Рог до глубины 18—24 м находились в состоянии естественной влажности, равной пределу их текучести, и не уплотнились под действием силы тяжести от собственного веса. Следовательно, возникшие при переходе осадка в пластичное состояние структурные связи уравнивали силу тяжести и вся система находилась в равновесии, но равновесие это было неустойчивым. Об этом свидетельствует дополнительное уплотнение образца того же осадка на 20% в лабораторных условиях под действием той же нагрузки.

Последний факт можно объяснить тем, что при извлечении образца и помещении его в другие (лабораторные) условия сопротивление структурных связей в силу каких-то причин (по-видимому, несоответствия лабораторных условий природным) несколько уменьшилось и образец уплотнился от той же нагрузки. Не имея точных сведений, об условиях проведения опыта судить трудно, но

можно предположить, что так как осадок находился в стадии уплотнения, часть действующей нагрузки воспринималась водой, что в лабораторных условиях, видимо, воспроизведено не было. Возможно также, что действующая нагрузка в природных условиях была определена недостаточно точно и приложенная в лаборатории незначительно превысила природную, чего при неустойчивом равновесии оказалось достаточно для преодоления сопротивления сил реакции структурных связей и уплотнения осадка.

В природных условиях мы наблюдаем то же самое. Например, при уплотнении илов Берингова моря незначительное приращение нагрузки, равное $0,04-0,08 \text{ кг/см}^2$ (см. рис. 5), вызвало нарушение установившегося равновесия между силой тяжести от веса вышележащего осадка и силой сопротивления возникших в осадке структурных связей и дальнейшее уплотнение осадка.

Произведенный анализ графика уплотнения современного осадка в Беринговом море дает представление о влиянии процессов его диагенеза на уплотнение под действием силы тяжести от собственного веса и о масштабах величин тех нагрузок, которые необходимо приложить для преодоления реакции структурных связей, возникающих в процессе диагенеза осадка.

ВЛИЯНИЕ СТРУКТУРНЫХ СВЯЗЕЙ НА УПЛОТНЕНИЕ ГЛИНИСТОЙ ПОРОДЫ

Можно предположить, что сопротивление структурных связей, возникающих в процессе диагенеза породы, будет большим, чем при диагенезе осадка. Однако современных аналогов глинистых пород, на которых можно было бы проследить влияние процессов диагенеза породы на ее упрочнение, мы не знаем. Это вынуждает нас обратиться для изучения вопроса к историко-геологической кривой сжатия осадка.

Рассмотрим различные условия возникновения структурных связей в породе и в осадке совместно. Допустим, что с момента отложения осадка и до настоящего времени структурные связи между частицами осадка не возникли в таких размерах, чтобы оказать существенное сопротивление действию силы тяжести от веса вышележащих пород (т. е. последняя в течение всей геологической истории была решающим и ведущим фактором уплотнения осадка), и что влияние диагенеза осадка и породы равно нулю. В этом случае уплотненность осадка под влиянием действовавшего и действующего давлений будет, очевидно, максимально возможной, а историко-геологическая кривая сжатия осадка займет на графике наиболее низкое из возможных положений (рис. 29, кривая *a*). Такой крайний случай в природе известен не только для некоторых четвертичных глин, но и для более древних, например, некоторых разностей верхнеюрских.

Допустим теперь, что в течение геологического времени в процессе диагенеза осадка и породы между частицами постепенно

возникали невосстанавливающиеся структурные связи («сцепление упрочнения», по Н. Я. Денисову, 1951), оказавшиеся в конце концов настолько прочными, что воздействие силы тяжести от веса вышележащих пород было уравновешено их реакцией. В этом случае обжатие осадка вначале должно было замедлиться, а затем и совершенно приостановиться. Очевидно, историко-геологическая кривая сжатия такого осадка займет на графике положение более высокое, чем в первом случае (рис. 29, кривая б). К таким породам относятся многие глины различного возраста.

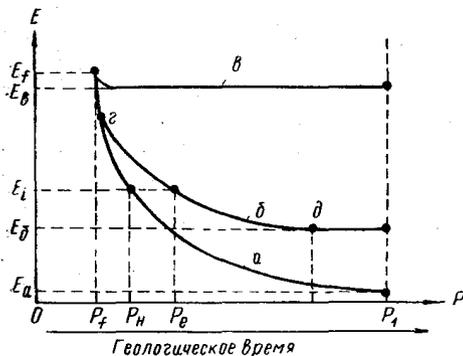


Рис. 29. Историко-геологические кривые сжатия глинистого осадка.

a — при отсутствии упрочнения; *б* — при постоянном упрочнении; *в* — при большом и быстром упрочнении.

место при окаменении некоторых осадочных пород — кремнистых глин, аргиллитов, мергелей и других.

Эти положения позволяют подойти к оценке влияния процессов диагенеза природы на ее уплотнение в течение ее геологической жизни и к оценке сохранившихся до настоящего времени структурных связей в породе, т. е. ее упрочнения.

ОЦЕНКА СТРУКТУРНЫХ СВЯЗЕЙ. КРИВАЯ УПРОЧНЕНИЯ

Из изложенного в предыдущем разделе следует, что для оценки сохранившихся к настоящему времени в породе структурных связей нужно сравнить историко-геологическую кривую сжатия исследуемой породы с кривой сжатия грунта такого же минералогического состава, но не имеющего структурных связей, и с приведенной пористостью первоначального осадка. Это позволит получить наглядное представление о влиянии диагенеза осадка и породы на уплотнение за геологическое время, о возникших в нем структурных связях и об условиях их возникновения и развития, т. е. о геологическом времени и размерах структурных связей.

В качестве аналога первоначального осадка используют осадок, получаемый в лабораторных условиях из исследуемой породы,

в которой тщательно разрушены все структурные связи, т. е. из образца реального грунта с нарушенной структурой.

Как было показано выше, такое моделирование возможно, так как электронномикроскопическими исследованиями глин (Викулова, 1952) доказано, что минералы коллоидно-химического происхождения играют в глинах довольно незначительную роль (т. е. что скелет породы по существу остается близким к скелету осадка), и так как моделирование осадка из скелета реального грунта дает при определении начальной пористости удовлетворительную сходимость.

Произведя обжатие такого искусственного осадка от пористости E_f и соответствующего ей давления p_f давлениями p_i , соответствующими давлениям, испытанным осадком за геологическое время (величины этих давлений определяются по историко-геологической кривой сжатия), можно получить кривую сжатия аналога осадка при отсутствии структурных связей. В первом приближении эту кривую можно принять за кривую сжатия, которую дал бы осадок, уплотняясь в природных условиях в течение геологического времени под действием силы тяжести, но при отсутствии влияния структурных связей. Такие глинистые породы реально существуют, например юрские глины Москвы, хвалыньские глины Ахтубы (В. А. Приклонский, 1959).

Совместив на одном графике полученную в лабораторных условиях кривую сжатия глинистой породы с нарушенной структурой с историко-геологической кривой сжатия, можно сравнить обе эти кривые.

Если в течение геологической истории в осадке не возникли или возникали, но не сохранились до настоящего времени, структурные связи, превышающие по своей прочности воздействие силы тяжести от веса вышележащих пород, то очевидно, что кривая сжатия породы с нарушенной структурой должна совпадать с историко-геологической кривой сжатия осадка или по крайней мере быть очень близкой к ней.

Если же в течение геологической истории в осадке возникли и сохранились до настоящего времени структурные связи, превышающие по своей прочности силы тяжести, которые действовали на породу в течение всего времени ее существования, то очевидно, что уплотненность осадка будет меньше, чем в первом случае, и нижняя часть историко-геологической кривой сжатия будет лежать на графике (рис. 29, кривая б) выше кривой сжатия породы с нарушенной структурой (рис. 29, кривая а). В верхней части обе кривые должны совпадать, так как начальная точка (E_f ; p_f), к которой приурочено возникновение диагенетических процессов, у них одна и та же.

Точка «г» разветвления кривых будет определять условия (геологическое время, давление и пористость), при которых реакция структурных связей в осадке начала оказывать противодействие силе тяжести, а точка «д» перехода историко-геологической

кривой сжатия в горизонтальную линию — условия, при которых реакция структурных связей оказалась равной силе тяжести от веса вышележащих пород.

Для количественной оценки структурных связей, действовавших со времени разветвления кривых и по настоящее время, достаточно определить давления p_e и p_n (см. рис. 29), соответствующие одной и той же пористости E_i породы в естественных условиях и породы с нарушенной структурой при ее обжати в лабораторных условиях. Разность давлений представляет величину сопротивления структурных связей R_c давлению, уплотняющему осадок, и дает количественную оценку (выраженную в $\text{кг}/\text{см}^2$) всех диагенетических процессов в осадке и в породе, которые происходили на данном геологическом этапе.

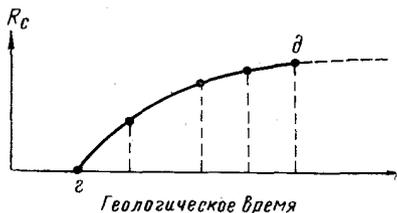


Рис. 30. Историко-геологическая кривая упрочнения осадка.

Определив разность давлений для нескольких характерных геологических этапов, можно получить наглядное представление о динамике развития структурных связей в осадке за геологическое время.

Зная количественные выражения сил реакции структурных связей (в $\text{кг}/\text{см}^2$) для различных этапов геологической жизни исследуемой породы, можно составить представление о том, как развивались процессы диагенеза и эпигенеза, и сделать из этого выводы о характере упрочнения осадка. По полученным значениям R_c строится график упрочнения осадка за геологическое время — «историко-геологическая кривая упрочнения осадка» (рис. 30). Такой график для наглядности можно поместить под историко-геологической кривой сжатия.

В качестве примера приводим некоторые данные по алшеронским глинам, для которых А. К. Гюль (1961) отметил значительную упрочненность за счет структурных связей. Для одного из образцов этой глины он приводит следующие сравнительные дан-

Таблица 5

Давление, $\text{кг}/\text{см}^2$	1	2	3	4	5	6	7
Приведенная пористость E	Структура ненарушенная						
	0,861	0,855	0,850	0,845	0,841	0,835	0,832
	Структура нарушенная						
	0,670	0,633	0,620	0,595	0,588	0,575	0,562

ные обжати образцов с нарушенной и ненарушенной структурами в компрессионном приборе (табл. 5).

Начальная пористость обоих образцов при испытаниях равна 0,870.

Для построения историко-геологической кривой сжатия апшеронского осадка используем из работы В. А. Приклонского (1948): $E_f = 1,53$; $E_p = 0,83$ и $p_p = 8,9 \text{ кг/см}^2$, а для построения кривой сжатия при отсутствии структурных связей — данные А. К. Гюля для нарушенной структуры. Согласно изложенному выше, p_f может быть принято $\sim 0,25 \text{ кг/см}^2$. По этим данным мы построили совмещенные историко-геологические кривые сжатия (рис. 31), аналогичные приведенным на рис. 29.

Из рис. 31 можно видеть, что упрочнение глинистого осадка апшеронского моря началось после перехода предела текучести

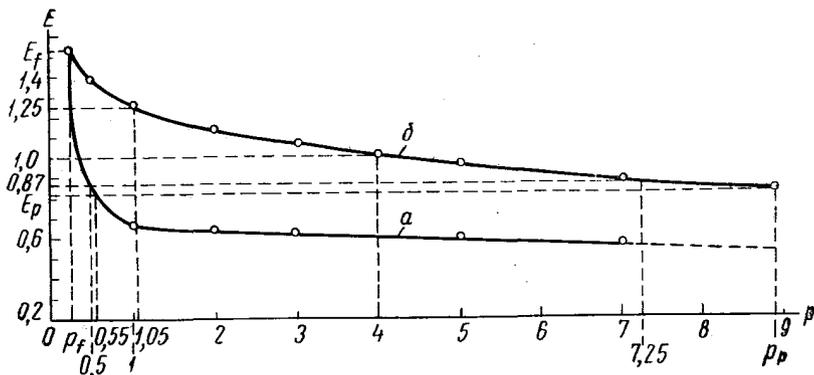


Рис. 31. Совмещенные кривые сжатия апшеронского глинистого осадка. а — при отсутствии упрочнения (сжатие образца с нарушенной структурой в компрессионном приборе); б — в природных условиях (историко-геологическая кривая сжатия).

при пористости $\approx 1,50$ и давлении $0,3 \text{ кг/см}^2$, т. е. на глубине порядка 4—5 м от кровли осадка, причем это упрочнение значительно замедляло уплотнение осадка.

В пластичном состоянии при пористости $E = 1,25$ сопротивление структурных связей в осадке оценивается величиной $R_c = 1,05 - 0,3 = 0,75 \text{ кг/см}^2$; при пористости $E = 1,00$ сопротивление структурных связей возросло до $R_c = 4 - 0,37 = 3,63 \text{ кг/см}^2$, а по достижении пористости 0,87, равной современной, оно возросло до $R_c = 7,25 - 0,5 = 6,75 \text{ кг/см}^2$. При этом осадок продолжал оставаться в пластичном состоянии. При переходе осадка под действием уплотнения и диагенеза в полутвердое состояние величина сопротивления структурных связей сжатию R_c возрастает до $R_c = 8,9 - 0,55 = 8,35 \text{ кг/см}^2$. Этим и объясняется отмеченное А. К. Гюлем (1961) «повышение прочности» апшеронских глин с их погружением под толщу осадков. Давлением 7 кг/см^2 ему удалось уплотнить породу ненарушенной структуры всего лишь от $E = 0,87$ до $E = 0,83$, т. е. по существу только уничтожить разуплотнение от снятия нагрузки.

Из анализа рис. 31 также следует, что основные процессы упрочнения, т. е. процессы возникновения структурных связей, происходили при пластичном состоянии осадка, при давлениях от собственного веса от 0,3 до 8—9 кГ/см^2 . Этим давлениям, судя по табл. 1, соответствуют мощности осадка от 4—5 до 90—100 м.

Если скорость отложения осадков в апшеронском море принять, по И. Е. Старику (1961), равной 6,8 см за 1000 лет, то можно считать, что упрочнение осадка происходило в отрезок времени от 60 тыс. до 1,5 млн. лет, считая с начала отложения осадка в водоеме.

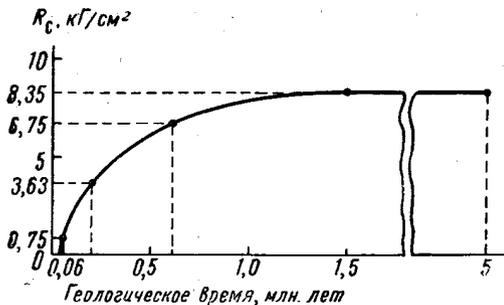


Рис. 32. Историко-геологическая кривая упрочнения апшеронского осадка. (Построена по данным рис. 31.)

При возрасте апшеронских глин не менее 4—5 млн. лет (Н. И. Полевая, 1960) возникновение структурных связей и упрочнение породы, видимо, происходили на начальном этапе ее образования.

Общий характер кривой упрочнения апшеронского осадка показан на рис. 32.

Итак, для каждой глинистой породы водноосадочного происхождения можно построить две кривые:

историко-геологическую кривую сжатия осадка за геологическое время и историко-геологическую кривую упрочнения осадка, подразумевая под последней осредненную кривую количественной оценки развития структурных связей в осадке и в породе в процессе их диагенеза. Обе эти кривые дают количественную оценку процессов превращения глинистого осадка в породу на фоне геологической истории, т. е. в процессе возникновения и развития.

Сравнение историко-геологической кривой сжатия осадка с кривой сжатия породы при предварительном искусственном нарушении ее структуры показывает, в какой мере затронут процессами диагенеза тот или иной осадок. При близком совпадении обеих кривых диагенез осадка не может быть значительным и для характеристики изучаемой породы достаточно одной историко-геологической кривой сжатия. При заметном расхождении между обеими кривыми нужна также и историко-геологическая кривая упрочнения осадка.

ЧАСТЬ II

Глава IX

ИЗУЧЕНИЕ НАЧАЛЬНОЙ ПОРИСТОСТИ ДРЕВНИХ ГЛИНИСТЫХ ОСАДКОВ

Изучение начальной пористости древних глинистых осадков представляет большой теоретический и практический интерес. Зная начальную пористость, можно более определенно судить об условиях осаждения, о современной уплотненности глинистой породы, т. е. о величине уменьшения ее пористости и мощности. Последние данные необходимы для решения ряда вопросов, рассматриваемых в следующих главах, и, в частности, для расчетов количества иловой воды, отжатой из пор при уплотнении осадка.

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ

Методы изучения начальной пористости древних глинистых осадков до настоящего времени по существу не разработаны.

Следуя принципу актуализма, обычно принимали постулативно, что начальная пористость древних глинистых осадков была такой же, как и современных, причем в качестве начальной пористости произвольно принимали ту или иную величину пористости современных илов, нередко осредненную.

В. А. Приклонский (1948) поставил опыты по моделированию осаждения порошка из апшеронских глин в пресной воде и в воде нормальной солености (3,5% раствора NaCl). При этом он получил значения E от 3,3 до 3,7, определенные на глубине 1 см от кровли слоя такого искусственного осадка. Однако нельзя было сказать, насколько искусственный осадок отличается от естественного. Сам автор опытов считал, что «осаждение породы может дать большое и *неопределимое* (курсив наш. — Ю. М.) отклонение от начальной пористости того же осадка, отлагавшегося на дне водоема в естественных условиях» (В. А. Приклонский, 1949, стр. 315).

ПРИМЕНЕНИЕ ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КРИВОЙ СЖАТИЯ

В первой части настоящей работы было показано, что закон уплотнения глинистого осадка и глинистой породы может быть

выражен (до определенных величин давления) уравнением одной и той же логарифмической кривой сжатия. Это дает возможность при соблюдении оговоренных выше условий использовать историко-геологическую кривую сжатия для определения начальной пористости древних осадков путем ее экстраполяции в область уменьшения давлений. Разумеется, чтобы использовать историко-геологическую кривую для этой цели, ее необходимо строить по достаточно достоверным точкам.

В качестве примеров рассмотрим определение начальной пористости верхнеюрских глин центральных районов европейской части СССР и майкопских глин Предкавказья.

Для верхнеюрской глины начальную пористость осадка определяем графически, продолжая построенную на рис. 17 линию сжатия влево от E_f и снимая соответствующие значения E :

$p, \text{ кг/см}^2$	1,0	0,1	0,01	0,001	0,0001
E	1,46	2,10	2,80	3,40	4,10

Полученным таким образом коэффициентам пористости соответствовала глубина h_x от кровли слоя осадка, вычисляемая по приближенной формуле:

$$h_x = \frac{p_x (1 + E_x)}{\gamma - d}, \quad (12)^1$$

где p_x — давление на глубине h_x ; E_x — приведенная пористость на глубине h_x ; d — удельный вес воды водосема; γ — удельный вес скелета осадка.

$p_x, \text{ кг/см}^2$	1,0	0,1	0,01	0,001	0,0001
$h_x, \text{ м}$	15,0	1,80	0,22	0,026	0,003

Из сопоставления приведенных выше данных получим:

$h_x, \text{ м}$	0,003	0,026	0,22	1,80	15,0
E_x	4,10	3,40	2,80	2,10	1,46

Как можно видеть, с углублением в слой осадка пористость его резко уменьшилась. Особенно большое уплотнение наблюдается до глубины 0,22 м, несколько меньшее от 0,22 до 1,80 м и значительно меньшее на глубине, превышающей 1,80 м.

¹ Формула (12) представляет собой несколько видоизмененную формулу (6).

На уровне дна, т. е. на глубине 0 от кровли слоя, приведенная пористость графически не может быть определена, теоретически она по уравнению сжатия равна $+\infty$. Это можно трактовать как отсутствие резкого перехода от придонного слоя, где осаждающиеся глинистые частицы еще находятся во взвешенном состоянии, к слою прочно осевшего осадка с пористостью около 4, т. е. несколько миллиметров слоя осадка в самой верхней его части подвижны. Такое явление было в действительности установлено И. Ф. Шрейбером (1961) при изучении осадконакопления в оз. Карл Блекуэлл (Оклахома, США).

Для майкопских глин воспользуемся уравнением историко-геологической кривой сжатия:

$$E = 1,35 - 0,444 \lg p, \quad (13)$$

полученным по данным определения пористости на разных глубинах и соответствующей нагрузки (вопросы уплотнения майкопских глин разбираются в главе XIV).

Решая уравнение (13) относительно тех же давлений, получим (табл. 6):

Таблица 6

<i>p</i> , кг/см ²	1,0	0,1	0,01	0,001	0,0001
<i>h</i> , м	15,0	1,80	0,22	0,026	0,003
<i>E</i>	1,35	1,79	2,24	2,68	3,13

Сравнивая приведенные выше данные, можно видеть, что и начальная пористость и пористость на одних и тех же глубинах у верхнеюрских и у майкопских глин различны. Еще более четко отражается различие или сходство условий осадкообразования следующих древних осадков:

нижнекембрийский (северо-запад Русской платформы) $E_0 = 1,39$;

олигоценый (Предкавказье) $E_0 = 2,99$;

апшеронский (Предкавказье) $E_0 = 3,59$.

Этого и нужно было ожидать, так как по геологическим предпосылкам условия седиментации в кембрийском, майкопском и верхнеюрском морях были различными, а в майкопском, олигоценном и апшеронском — видимо, сходными.

Таким образом, с помощью анализа историко-геологической кривой сжатия впервые могут быть получены научно обоснованные данные о начальной пористости различных древних глинистых осадков.

СОПОСТАВЛЕНИЕ НАЧАЛЬНОЙ ПОРИСТОСТИ СОВРЕМЕННЫХ И ДРЕВНИХ ГЛИНИСТЫХ ОСАДКОВ

Полученные путем анализа историко-геологических кривых сжатия данные о начальной пористости древних осадков интересно сопоставить с данными о пористости современных илов (табл. 7).

Таблица 7

Место отбора пробы	Глубина отбора (от кровля ила), м	Метод отбора	E	Источник сведений
Прибрежные зоны морей	0—0,35	Грунтонос	5,00—6,27	В. И. Савельев, 1953
То же, глубина моря 10 м	0—2,0	"	2,85*	Г. М. Кузовлев, 1956
Тихий океан	0—0,20	Грунтовая трубка	1,96—1,93	Е. А. Романкевич, 1957
Берингово море	0—0,50	"	1,78—1,65	А. П. Лисицын, 1956
Каспийское море	0—0,05	Дночерпатель	2,04—1,65	С. В. Бруевич, 1940
Тюб-Караганский залив	0,05—0,10	"	"	"
Роттердамский канал	—	Землечерпалка	2,45*	П. Сантема, 1954
Соленое озеро Баскунчак	—	Грунтонос	1,8	Б. П. Богословский и Ф. М. Бочев, 1951
Пресноводное озеро Борисоглебское (Московская область)	2,5—3,5; 5,70; 7,0	"	12,0**; 9,0; 7,90	Ю. В. Мухин, 1958

* Осредненные данные.

** Ил содержит 42—64 % органического вещества.

Как видно из таблицы, начальная пористость осадков в современных морских, пресноводных и засоленных водоемах колеблется в довольно широком диапазоне, зависящем, по-видимому, от условий отложения, минералогического и гранулометрического состава

Мощность слоя осадка, см	Приведенная пористость E	
	в пресной воде	в 3,5%-ном растворе NaCl
1	3,7	3,3
13	2,6	2,8

и обогаченности его органической. Однако порядок величин начальной приведенной пористости примерно тот же, что и полученный методом экстраполяции историко-геологической кривой сжатия для древних глинистых осадков. В связи с этим интересно вернуться к опытам В. А. Приклонского по моделированию в лабораторных условиях начальной пористости древних осадков путем осаждения порошка породы (1948). Для апшеронской глины он получил ряд значений приведенной пористости E (см. выше).

Для получения начальной пористости E_0 эти данные следует обработать, сопоставив с соответствующими давлениями от веса осадка. Приняв удельный вес скелета равным $2,70 \text{ г/см}^3$ и произ-

ведя вычисления, получим объемный вес скелета (с учетом взвешивающего влияния воды) на глубине 1 см: для пресной воды = 0,36 г/см³ и для 3,5%-ного раствора = 0,435 г/см³, а на глубине 13 см соответственно 0,47 и 0,485 г/см³.

Давление же от веса осадка на глубине 1 см и 13 см составит соответственно: в пресной воде 0,00036 и 0,00540 кг/см², а в соленой 0,00043 и 0,00605 кг/см².

По этим данным можно построить полулогарифмические графики уплотнения полученного осадка под действием собственного веса (рис. 33) и путем экстраполяции этих графиков до давления 0,0001 кг/см²

определить начальную пористость полученного искусственного осадка на принятой нами минимальной глубине от кровли слоя, равной 3 мм. Тогда E_0 для пресной воды составит 4,1; для воды нормальной солености — 3,6.

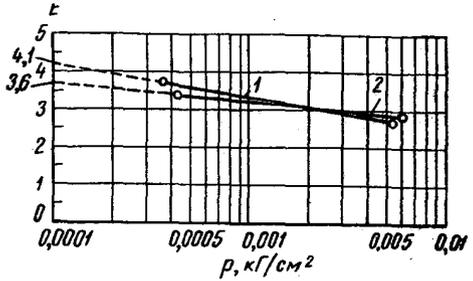


Рис. 33. Определение начальной пористости искусственных осадков логарифмическим методом.
1 — в пресной воде; 2 — в 3,5%-ном растворе NaCl.

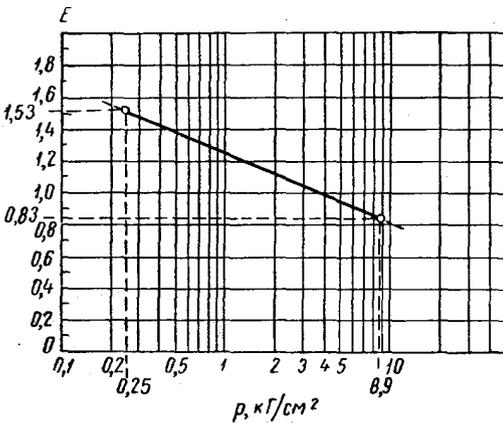


Рис. 34. Полулогарифмический график уплотнения апшеронского глинистого осадка.

Подставляя числовые значения, получим: $\text{tg } \alpha = 0,45$; $\alpha = 24^\circ$. Равным образом:

$$\frac{E_0 - E_f}{\lg p_f - \lg p_0} = \text{tg } \alpha = 0,45.$$

Отсюда, принимая $p_0 = 0,0001$ кг/см², можно получить значение начальной пористости осадка E_0 на глубине 3 мм от границы ил—вода. После подстановки цифровых значений известных величин имеем: $E_0 = 3,59$.

Разница в определении E_0 составляет 0,5, или 12—15%.

Сравним теперь эти величины с начальной пористостью осадка, определенной с помощью историко-геологической кривой сжатия, рассмотренной в главе VIII.

Построив по данным В. А. Приклонского график уплотнения апшеронского осадка в полулогарифмическом масштабе (рис. 34), имеем

$$\frac{E_f - E_p}{\lg p_p - \lg p_f} = \text{tg } \alpha.$$

Как видно, сходимость с результатами моделирования осаждения в соленой воде очень хорошая.

НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ

В результате обработки данных по моделированию начальной пористости древних осадков в лабораторных условиях могут быть сделаны некоторые важные выводы.

1. Моделирование начальной пористости древних осадков в лабораторных условиях путем осаждения порошка породы дает величины, близкие к определенным методами историко-геологической кривой сжатия и сопоставимые с начальной пористостью современных осадков.

2. Изменение минерализации воды от нормальной солености (морской) до пресной дает колебания величины начальной пористости моделируемого осадка порядка 15% в сторону ее завышения по мере опреснения воды.

3. Сопоставление величины начальной пористости осадка, полученной путем моделирования осаждения в морской воде нормальной солености (3,5% NaCl) с величиной начальной пористости осадка, полученной по историко-геологической кривой сжатия, позволяет составить представление о минерализации воды бассейна седиментации.

4. Моделирование осаждения следует продолжать в целях уточнения полученных зависимостей и сделанных выводов.

Глава X

ИЗУЧЕНИЕ ПРОЦЕССОВ СЖАТИЯ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД ПРИ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОМ АНАЛИЗЕ

До последнего времени гидрогеологи уделяли недостаточно внимания гидрогеологической роли уплотнения глинистых пород. Геологи, изучавшие глинистые породы с инженерно-геологических позиций (Н. Я. Денисов, 1946, 1948; В. Д. Ломтадзе, 1951, 1954), высказали в печати ряд соображений об огромных количествах иловой воды, выделяющейся из глинистых пород при их уплотнении. Однако переход к количественной оценке явления на разных этапах геологической истории был затруднен отсутствием критериев для оценки уплотненности осадка на том или ином геологическом этапе.

С применением метода построения историко-геологической кривой сжатия осадка этот вопрос получает принципиальное разрешение. Установив описанными выше методами начальную пористость осадка и зная его современную мощность и пористость, нетрудно определить и количество иловой воды, выделившейся из осадка на разных стадиях его уплотнения.

В качестве общих этапов можно выделить следующие характерные стадии:

I стадия — от начальной пористости до предела текучести ($E_0 - E_f$);

II стадия — от предела текучести до предела пластичности ($E_f - E_p$);

III стадия — от предела пластичности до современного состояния ($E_p - E_1$).

При детальном изучении влияния уплотнения на формирование подземных вод в конкретном регионе целесообразно приурочить границы стадий уплотнения осадка к отдельным этапам геологической истории (периодам, отделам или ярусам). Тогда роль иловых вод как вод седиментационных выступит более наглядно. В настоящей работе подобный прием применен в главе XIII.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ФОРМИРОВАНИЯ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ВОД

В свете современных представлений об уплотнении глинистых осадков формирование седиментационных вод, т. е. вод, связанных с осадкообразованием, представляется следующим образом: при осадкообразовании в осадке задерживается некоторое количество воды того водоема, в котором происходит седиментогенез. Эта вода состоит из свободной (гравитационной) воды в порах осадка, а также из рыхло и прочно связанной (под влиянием физико-химических процессов) со скелетом осадка.

Химический состав воды при этом претерпевает ряд изменений, обусловленных биохимическими, химическими и физико-химическими процессами, и, как правило, отличается от химического состава воды того водоема, в котором отлагался глинистый осадок.

При уплотнении слоя осадка под влиянием тяжести осадков, отлагающихся над ним, происходит ожимание воды из него. Сначала отжимается гравитационная вода, затем рыхло связанная, а затем при достаточно больших давлениях и прочно связанная. Возможность отжатия связанной воды из осадков обоснована Е. М. Сергеевым и С. С. Поляковым (1951).

При опытах отжатия глин большими нагрузками В. Д. Ломтадзе (1951—1958) и П. А. Крюков (1956—1958) показали, что по мере увеличения давления сначала отжимается свободная вода из пор, затем рыхло связанная и, наконец, прочно связанная. При этом оказалось, что химический состав отжимаемых вод не одинаков: по мере увеличения давления минерализация воды уменьшается, т. е. прочно связанная вода по существу должна представлять химически чистую воду.

Таким образом, при изучении вопросов формирования химического состава подземных вод далеко не безразлично, на какой стадии уплотнения осадка, при каких давлениях были отжаты седиментационные воды.

Часто наблюдающееся в природных условиях заметное понижение общей минерализации подземных вод на отдельных участках в зоне весьма замедленного водообмена на больших глубинах, трудно объяснимое с позиций динамики подземных вод, в ряде случаев может быть обусловлено опреснением за счет отжатия из осадков небольших по объему количеств пресной или слабо минерализованной воды.

О МИГРАЦИИ ОТЖИМАЕМЫХ ВОД ПРИ УПЛОТНЕНИИ ОСАДКА

Вопрос о направлении миграции вод, отжимаемых из глинистого осадка при его уплотнении, представляет существенный интерес. Как известно (Н. М. Герсегованов, 1933), в случае приложения внешней нагрузки к глинистому осадку приложенное давление воспринимается в начальный момент в основном жидкой фазой и лишь по мере уплотнения осадка постепенно распределяется на его скелет. В связи с этим в уплотняющемся осадке давление воды в порах выше, чем гидростатическое давление в водоеме седиментации, и даже выше, чем в подстилающих осадок проницаемых пористых или трещиноватых породах. Равным образом, если осадок перекрыт проницаемыми породами, то поровое давление в нем выше, чем пластовое давление в перекрывающей проницаемой породе. Следовательно, пути оттока воды из уплотняющегося осадка открыты и вверх и вниз.

Таково направление путей миграции отжимаемых вод в случае полной однородности осадка. При наличии же в нем малейшей неоднородности в виде опесчаненных лучше проницаемых прослоев возникает третье направление миграции — по напластованию, вдоль более проницаемых прослоев, даже если они имеют незначительную мощность (типа ленточных глин). Этот третий путь ведет к бортовым частям бассейна седиментации, где в силу изменения фациальных условий мелководные и прибрежные отложения, как правило, представлены более крупным, а следовательно, и более проницаемым материалом.

Надо полагать, что именно через прибрежные фации и осуществляется гидравлическая связь отжимаемых иловых вод с водами бассейна седиментации или с подземными водами в проницаемых породах, если уплотняющиеся глинистые отложения уже перекрыты более молодыми осадками. Совершенно однородные глинистые осадки большой мощности встречаются сравнительно редко. Для большинства из них типична слоистость, наличие неоднородных по гранулометрическому составу прослоек.

Как известно (Г. Н. Каменский, 1943), слоистые породы обладают анизотропностью в отношении фильтрации. Проницаемость таких пород по напластованию значительно выше, чем нормально к нему. Именно поэтому третий путь миграции отжимаемых из глинистых осадков вод является в природных условиях основным.

Однако на направление миграции существенно влияет и другой фактор — сопротивление на пути фильтрации, зависящее от

длины пути, проницаемости породы, изменения вязкости воды под влиянием изменения температуры недр. Так, С. А. Роза (1954) экспериментально установлено, что для того, чтобы в глинистой породе происходила фильтрация, необходимо наличие «начального фильтрационного градиента», т. е. определенного перепада давлений. Поэтому может оказаться, что условия для фильтрации отжимаемой при уплотнении из глинистого осадка воды будут оптимальными в направлениях, нормальных к слою уплотняющегося осадка, т. е. вниз и вверх, или только вверх. Последнее направление преобладает на этапе уплотнения осадка в бассейне седи-

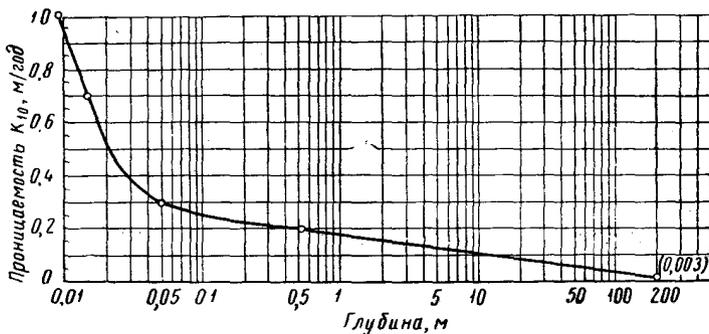


Рис. 35. Типовая кривая изменения проницаемости глинистых морских осадков в зависимости от глубины относительно кровли слоя осадка.

ментации. Об этом свидетельствует уменьшение проницаемости глинистых морских осадков по мере их уплотнения (рис. 35).

На кривой, построенной по нашим данным и данным Г. В. Сорокиной (1957), ясно видно, что на глубине от 0,9 до 2 см проницаемость осадка уменьшается очень резко — вдвое, причем это уменьшение находится в логарифмической зависимости от глубины. Зависимость эта выражается уравнением вида:

$$k = k_1 - c \lg \frac{H}{H_1}, \quad (14)$$

где k — коэффициент фильтрации на глубине H ;

k_1 — коэффициент фильтрации на глубине H_1 ;

c — угловой коэффициент = $\operatorname{tg} \alpha$; α — угол наклона прямой к оси абсцисс.

На глубине от 2 до 20—25 см существует переходная зона, в которой проницаемость осадка уменьшается по более сложной зависимости. С глубины 25 см и до 200 м изменение проницаемости глинистого осадка вновь происходит в логарифмической зависимости от глубины, но примерно в 7 раз медленнее (угловой коэффициент c в 7 раз меньше). Так, от глубины 0,5 м до глубины 10 м проницаемость осадка уменьшается только вдвое, а от 10 до 100 м — втрое.

Таким образом, в бассейне седиментации существуют благоприятные условия для оттока отжимаемой из верхних слоев осадка жидкости обратно в водоем. Что же касается нижних слоев, то здесь условия оттока будут контролироваться перепадом давлений в порах осадка и подстилающих его проницаемых породах.

Несмотря на уменьшение проницаемости сверху вниз, можно сказать, что в нижней части слоя осадка сопротивление фильтрации вниз будет меньше, чем вверх, а при наличии хорошо проницаемого подстилающего слоя вода из нижней части уплотняющегося осадка будет отжиматься только в этот слой. Граница зон

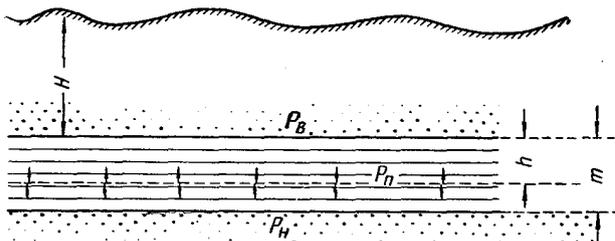


Рис. 36. Расчетная схема для определения направления фильтрации флюидов, отжимаемых из глинистого пласта.

фильтрации вверх и вниз будет проходить где-то ниже середины слоя осадка. Ее положение определяется условием равенства градиентов:

$$\frac{p_{\text{пор}} - p_v}{h} = \frac{p_{\text{пор}} - p_n}{m - h}, \quad (15)$$

где $p_{\text{пор}}$ — давление жидкости в порах осадка на границе зон фильтрации; p_v — пластовое давление в перекрывающем слое, или гидростатическое давление в водоеме у поверхности раздела ил — вода; p_n — пластовое давление в подстилающем слое; h — глубина поверхности раздела фильтрации вверх и вниз, считая от кровли слоя осадка; m — общая мощность осадка.

Рассмотрим, как будут изменяться условия оттока поровой жидкости из глинистого пласта мощностью m при его погружении под вышележащие осадки на глубину H . При этом предположим, что рассматриваемый глинистый пласт снизу и сверху контактирует со свободно дренирующими отжимаемую жидкость коллекторскими пластами (рис. 36).

Преобразуя уравнение (15), получим формулу, определяющую положение границы раздела фильтрации вверх и вниз в глинистом уплотняющемся пласте:

$$h = m \frac{p_{\text{пор}} - p_v}{2p_{\text{пор}} - (p_v - p_n)}, \quad (16)$$

которая показывает, что положение раздела фильтрации вверх и вниз зависит главным образом от соотношения порового давления с пластовыми давлениями в верхнем и нижнем дренирующих пластах.

Если принять, что поровое давление в уплотняющемся глинистом пласте примерно соответствует геостатическому, а пластовое давление в проницаемых дренирующих пластах — гидростатическому, тогда

$$p_{\text{пор}} = H\Delta; \quad p_{\text{в}} = H\gamma_{\text{в}} \quad \text{и} \quad p_{\text{н}} = (H + m)\gamma_{\text{в}},$$

где H — глубина залегания глинистого пласта, m — его мощность, Δ — средний объемный вес перекрывающих пород, $\gamma_{\text{в}}$ — средний удельный вес пластовой воды. Подставляя эти выражения в формулу (16), получим:

$$h = m \frac{H(\Delta - \gamma_{\text{в}})}{2H(\Delta - \gamma_{\text{в}}) - m\gamma_{\text{в}}}. \quad (17)$$

Так как объемный вес горных пород колеблется в пределах от 1,8 до 2,5 (в среднем 2,2—2,3), а удельный вес пластовых вод от 1,0 до 1,2 (в среднем 1,1), то отношение $\gamma_{\text{в}} : \Delta \approx 1 : 2$. При этих условиях формула (17) значительно упрощается:

$$h = m \frac{H}{2H - m}. \quad (18)$$

Если теперь выразить глубину погружения H слоя глинистого осадка под вышележащие через его мощность m , то можно проанализировать, как изменится положение границы фильтрации отжимаемых вверх и вниз флюидов в зависимости от глубины погружения слоя.

Глубина погружения слоя H	m	$2m$	$3m$	$5m$	$7m$	$10m$	$100m$	$1000m$
Положение границы фильтрации	m	$0,67m$	$0,60m$	$0,56m$	$0,54m$	$0,52m$	$0,50m$	$0,50m$

Проведенный анализ позволяет сделать очень интересные выводы, а именно: при погружении глинистого осадка под вышележащие породы на глубину, не превышающую мощности слоя осадка, весь отток отжимаемых флюидов направлен только вверх; при погружении на тройную мощность осадка вверх отжимается лишь 60% всех флюидов, а на десятикратную — только 52%. При погружении слоя осадка на глубину, превышающую десятикратную мощность, количество отжимаемых вверх и вниз флюидов приближается к 50% и может считаться одинаковым в обоих направлениях. Например, для майкопских глин Предкавказья,

рассмотренных в главе XII, при глубине их погружения $H=3100$ м и мощности $m=600$ м, раздел фильтрации вверх и вниз по формуле (18) будет находиться в 340 м от кровли. Эта глубина составит 57% от общей мощности слоя, что очень близко к полученной иным путем (см. главу XII).

Формулы (16) и (17) получены для условий, близких к идеальным, так как в действительности поровое давление в уплотняющемся пласте несколько меньше геостатического и соотношение средних объемных весов воды и породы может несколько отклоняться от 1:2. Поэтому в природных условиях могут наблюдаться некоторые отклонения от приведенной расчетной схемы, которые, однако, можно учесть в каждом отдельном случае по конкретным значениям пластовых и внутривпоровых давлений.

Так, для того же примера вычислены:

$$p_{\text{пор}} = \frac{2800 \cdot 2,25}{10} \approx 630 \text{ ат};$$

$$p_{\text{в}} = \frac{2500 \cdot 1,10}{10} \approx 275 \text{ ат};$$

$$p_{\text{н}} = \frac{3100 \cdot 1,10}{10} \approx 341 \text{ ат}.$$

По формуле (17) получим:

$$h = \frac{630 \cdot 2500 (2,2 - 1,1)}{5000 \cdot 1,1 - 600 \cdot 1,1} \approx 356 \text{ м}.$$

ОЦЕНКА КОЛИЧЕСТВА И СКОРОСТИ ВЫДЕЛЕНИЯ ОТЖИМАЕМОЙ ЖИДКОСТИ

Для оценки количества и скорости выделения иловой жидкости необходимо знать начальную пористость осадка E_0 и промежуточное значение пористости на разных геологических этапах, а также современные пористость и мощность. Начальную пористость осадка и промежуточные значения пористости определяют с помощью историко-геологической кривой сжатия. Современные пористость и мощность берут по данным геологических исследований. Зная пористость и мощность осадка на каждом выделенном этапе его уплотнения, нетрудно подсчитать и количество отжатой жидкости. Зная длительность каждого этапа, можно вычислить среднюю скорость поступления отжатой жидкости в водоносные горизонты или в водоем седиментации.

В качестве примера приведем расчет количества и скорости выделения жидкости при уплотнении верхнеюрских глинистых осадков в одном из центральных районов европейской части СССР.

Установив по логарифмическому графику сжатия (см. рис. 17) начальную пористость верхнеюрского осадка $E_0=4,10$, выделим две стадии его уплотнения: I — от начальной пористости до пре-

дела текучести ($E_f=1,46$) и II — от предела текучести до современной пористости ($E_1=0,70$).

Далее, пользуясь уравнением (1) и зная современную мощность осадка $H=10$ м, вычислим его мощность при начальной пористости и при пористости на пределе текучести.

Мощность осадка при начальной пористости $H_0=30$ м (мощность эта фиктивная, так как осадок все время уплотнялся). Мощность осадка по достижении им предела текучести $H_f=14,5$ м. Количество воды, которая выделилась на первой стадии уплотнения осадка, составит:

$$V_1 = \frac{E_0 - E_f}{1 + E_0} H_0 = 15,6 \text{ м}^3/\text{м}^2,$$

или 15,6 млн. $\text{м}^3/\text{км}^2$ площади распространения осадка.

Количество воды, выделившейся на второй стадии уплотнения, будет:

$$V_2 = \frac{E_f - E_1}{1 + E_f} H_f = 4,5 \text{ м}^3/\text{м}^2,$$

или 4,5 млн. $\text{м}^3/\text{км}^2$ площади распространения осадка. В целом же с каждого квадратного километра выделилось около 20 млн. м^3 воды. Мощность осадка за счет потерь воды при этом уменьшилась: на первой стадии от 30 до 14,5 м и на второй от 14,5 до 10 м, т. е. соответственно в два и в три раза против первоначальной.

Посмотрим теперь, как распределялось количество воды, выделившейся из осадка в течение геологической истории формирования породы. Из данных, приведенных в главе IX, следует, что по накоплению осадка мощностью 15 м пористость его в нижней части слоя под действием веса вышележащего осадка уменьшилась до пористости, соответствующей пределу текучести. Следовательно, из этого горизонта осадка и из нижележащих пород количество воды V_1 выделится за время, необходимое для отложения осадка мощностью 15 м при пористости E_0 .

Скорость отложения морских илов различна. Она зависит прежде всего от количества терригенного материала, поступающего в тот или иной участок моря.

Сопоставление имеющихся данных о скорости образования современных морских глинистых осадков для эпиконтинентальных морей и исследований ленточных глин позволяет оценить скорость отложения морских илов величинами порядка 0,1—1,0 мм/год. Следовательно, для отложения слоя глинистого осадка на дне верхнеюрского моря могло потребоваться от 15 до 150 тысяч лет, т. е. время, измеряемое десятками тысячелетий.

Сроки существования эпиконтинентальных морей определяются гораздо большими порядками величин и редко такими же. Например, время существования внутреннего пермского моря на территории Западной Европы оценивается по числу слоев соли приблизительно в 10 тыс. лет (Брукс, 1952, стр. 11).

Поэтому основное количество жидкости, отжимаемой из осадка на первой стадии уплотнения, должно выделиться в течение первых десятков тысячелетий со времени начала осадкообразования.

Это составляет (для рассматриваемого осадка) около $\frac{3}{4}$ всего количества воды, выделившейся при диагенезе и эпигенезе. Остальная часть жидкости (отжимаемой на второй стадии уплотнения) выделялась из осадка, как показывает историко-геологическая кривая сжатия верхнеюрского осадка (см. рис. 20), в течение 60—70 млн. лет. Этот вывод хорошо увязывается с резким уменьшением проницаемости осадков по мере уплотнения (см. рис. 35).

Таким образом, в условиях нормального осадко-накопления отжатие воды при уплотнении его от начальной пористости до пористости при пределе текучести происходит в течение тысячелетий или десятков тысячелетий, тогда как отжатие жидкости из породы, влажность которой меньше предела текучести, происходит в течение миллионов или десятков миллионов лет.

Это значит, что нужно различать две стадии выделения из осадка отжимаемой жидкости: первую — при текучей консистенции осадка и вторую — при пластичной и твердо-пластичной консистенциях.

На первой стадии вода или поровый раствор отжимаются из осадка в масштабе геологического времени сравнительно быстро, и так как время существования бассейна седиментации обычно исчисляется миллионами лет, а проницаемость слабо уплотненного осадка еще сравнительно велика и резко увеличивается снизу вверх, то преобладают восходящие токи фильтрации. Отжимаемый раствор в основном попадает в тот же бассейн седиментации и, следовательно, существенного влияния на формирование химического состава подземных вод оказывать не может.

Так, по историко-геологической кривой сжатия (см. рис. 20) можно видеть, что уже в начале нижнемелового периода приведенная пористость верхнеюрского осадка соответствовала или была меньше пористости на пределе текучести.

Следовательно, приток отжимаемой воды на первом этапе уплотнения при длительности его ~ 8 млн. лет составил $\frac{15600000}{8000000} \cong 2 \text{ м}^3/\text{год}$ с 1 км^2 площади распространения осадка, что равнозначно выпадению годового слоя атмосферных осадков в $0,002 \text{ мм}$. Как показано выше, большая часть отжатой поровой воды (надо полагать, не менее 60%) поступала в водоем седиментации.

Совершенно иные условия циркуляции отжимаемой жидкости преобладали на второй стадии уплотнения осадка. Жидкость отжималась в основном в толще перекрывающих и подстилающих проницаемых пород и могла в той или иной мере влиять на химический состав подземных вод в этих толщах. Масштабы влияния зависят и от химического состава отжимаемой жидкости, и от ее количества, иначе говоря, от мощности слоя уплотняющегося осадка.

Для верхнеюрского осадка мощностью 14,5 м (при переходе предела текучести) средний годовой приток жидкости на втором этапе уплотнения оценивается, исходя из того, что дальнейшее уплотнение осадка до пористости, близкой к современной, произошло за 70 млн. лет (см. рис. 20): $\frac{4\,500\,000}{70\,000\,000} = 0,07 \text{ м}^3/\text{год}$ с 1 км², что равнозначно годовому слою атмосферных осадков < 0,001 мм. Такая величина притока свидетельствует о небольших масштабах гидрогеологических явлений, которые могли происходить в этот период в водоносных горизонтах, принимавших отжимаемую жидкость.

Проведенные расчеты дают ясное представление о масштабах явлений, связанных с выжиманием «седиментационных» вод из глинистых осадков в проницаемые водоносные пласты, и о возможном влиянии этих вод на палеогидрогеологическую обстановку того времени. В связи с этим и существующие представления по этому вопросу должны базироваться на конкретных расчетах, производимых для отдельных водоносных горизонтов с учетом мощностей «питающих» их глинистых осадков. Так, например, при уплотнении майкопского осадка от начальной мощности $H_0 = 2250 \text{ м}$ до современной $H_1 = 600 \text{ м}$ было отжато 1645 млн. м³ жидкости с 1 км² площади распространения осадка, а при уплотнении кембрийского осадка от начальной мощности $H_0 = 800 \text{ м}$ до современной $H_1 = 440 \text{ м}$ было отжато 530 млн. м³ с 1 км².

Средний отток жидкости соответственно составил 55 и 1,7 м³/год с 1 км² площади распространения осадка. Несмотря на такую, казалось бы, небольшую цифру, как 1,7 м³/год, общий объем жидкости, отжатой из кембрийского осадка на площади Средне-Русской впадины, огромен (см. главу XIV), он вполне сопоставим с объемом пор проницаемых пород, выполняющих впадину.

Одновременно следует обратить внимание на явление, до сих пор не учитывавшееся в гидрогеологии, — разуплотнение глинистых пород под влиянием уменьшения нагрузки.

Если при уплотнении осадка и породы последние отдают воду в водоносные горизонты, то при разуплотнении они поглощают, вернее, впитывают в себя воду из прилегающих водоносных горизонтов. В результате состав поровой воды изменяется, и при повторном уплотнении из осадка (породы) выделяется вода уже измененного состава.

Таким образом, каждый цикл нагрузки и разгрузки может оказывать определенное влияние на химический состав воды прилегающих к глинистому пласту водоносных горизонтов. С гидрогеологических позиций далеко не безразлично, испытала ли глинистая порода циклы нагрузок и разгрузок или же она уплотнилась все возрастающим давлением. Каждая петля гистерезиса — это полная или частичная смена поровых вод в глинистой породе и изменение гидрохимической обстановки в прилегающих к ней водоносных горизонтах.

Исходя из изложенного, установление количества циклов нагрузок и разгрузок и расчеты количеств отжатой при уплотнении глинистых осадков и поглощенной при разбухании жидкости в ряде случаев могут оказаться эффективными при палеогидрогеологических исследованиях. Предпосылкой для такого анализа является построение историко-геологических кривых сжатия для глинистых толщ.

ВЛИЯНИЕ НАПРАВЛЕННОСТИ ПРОЦЕССА УПЛОТНЕНИЯ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД НА ИХ ПРОНИЦАЕМОСТЬ

В гидрогеологии издавна установилось представление о глинистых породах как о водоупорах. Однако по мере накопления фактического материала стало очевидным, что далеко не всегда глинистые породы можно рассматривать как водоупорные. Появился ряд работ (Мятнев, 1947, 1950; Шагоянц, 1948), в которых толщи глинистых отложений большой мощности (200 м и более) рассматривались как проницаемые и даже приводились подсчеты количеств воды, фильтрующихся через такие мощные толщи.

Эти новые взгляды привели к отрицанию роли глинистых пород как водоупоров. Между тем имеющиеся фактические данные показывают, что в водоносных горизонтах, разделенных глинистыми породами, часто имеют место различные гидродинамические режимы и разные гидрохимические условия (М. П. Толстой, 1958). Это свидетельствует о разобщенности водоносных горизонтов и о том, что глинистые разделы между ними действительно играют роль водоупоров.

В связи с этими противоречиями в гидрогеологии в настоящее время нет четко установившихся взглядов на роль глинистых разделов между водоносными горизонтами.

Глинистые разделы между проницаемыми пластами (под которыми понимают пласты с капиллярными и сверхкапиллярными порами и трещинами) могут играть двойственную гидрогеологическую роль. Она отчетливо выявляется при изучении истории образования и уплотнения того или иного глинистого раздела.

Используя метод построения историко-геологической кривой сжатия, можно выделить на ней участки: а) уплотнения рассматриваемого слоя осадка под действием веса осадков, отлагающихся

над ним; б) разуплотнения под влиянием уменьшения мощности и веса лежащих над ним осадков (влияние эрозии и денудации) и в) равновесия между действующей нагрузкой от веса вышележащих осадков и сопротивления рассматриваемой породы сжатию (рис. 37).

На рис. 37 показаны график изменения нагрузки на кровлю верхнеюрского глинистого осадка в одном из центральных районов европейской части СССР за геологическое время и кривая уплотнения этого осадка за то же время, построенная по данным, сня-

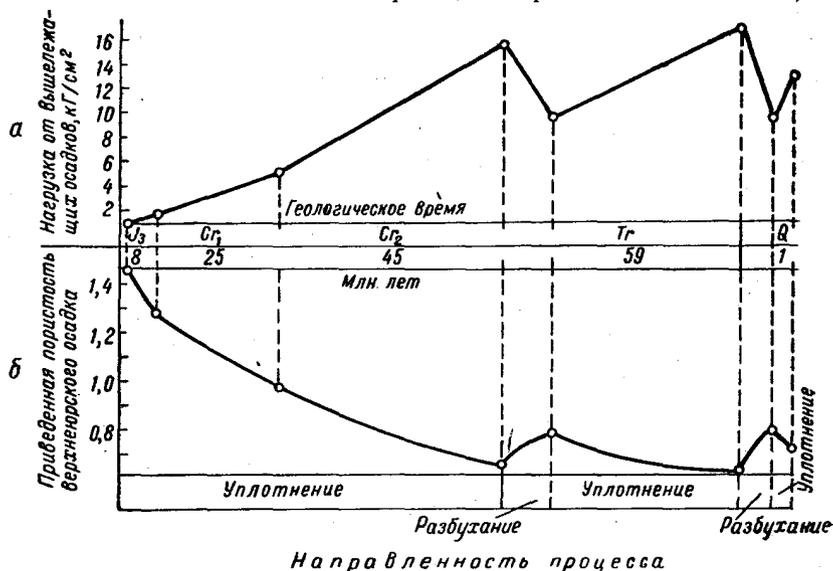


Рис. 37. Изменение нагрузки на верхнеюрский глинистый осадок (а) и кривая его уплотнения за геологическое время (б) для одного из центральных районов европейской части СССР.

тым с историко-геологической кривой сжатия этого осадка (Мухин, 1960).

Из рис. 37 можно видеть, что от верхнеюрской эпохи до конца верхнемеловой, т. е. в течение 70—80 млн. лет, под действием нагрузки, возраставшей от 0 до 15,6 кг/см², осадок уплотнился примерно в три раза по сравнению с первоначальной его мощностью, причем пористость его уменьшилась от 4,10 до 0,64.

На этом геологическом этапе происходило интенсивное выжимание воды из субкапиллярных пор осадка в подстилающие и перекрывающие проницаемые пласты и отток воды по ним. Последний был направлен в сторону пластовых давлений, меньших, чем пластовое давление в субкапиллярных порах осадка. Количество выделившейся при этом воды оценивается величиной порядка 20 млн. м³ воды с 1 км² площади осадка.

Следовательно, от верхней юры до верхнего мела включительно рассматриваемый глинистый осадок играл роль не только водоупорного раздела, но и области повышенных пластовых давлений со скрытым питанием прилегающих проницаемых пластов отжимаемыми из осадка водами.

В начале третичного периода под влиянием эрозии и денудации несколько уменьшилась мощность вышележащих отложений, с чем связано разуплотнение рассматриваемого осадка. В это время он впитывал в себя воду из окружающих водоносных пластов и при определенной разности пластовых давлений, обусловившей возникновение начального фильтрационного градиента, мог оказаться проницаемым для подземных вод.

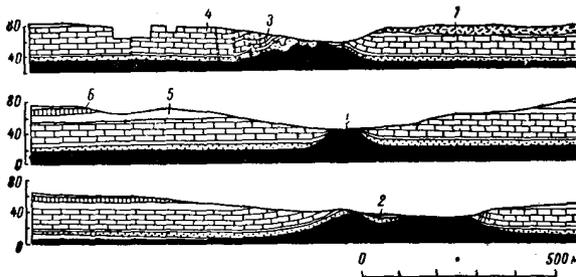


Рис. 38. Разуплотнение глин в долинах рек (по К. Заруба, 1960):

1, 3, 5 — глины; 2 — пески; 4, 6 — известняки; 7 — ледниковые отложения.

В середине третичного периода вновь произошло небольшое уплотнение осадка с выжиманием поровой воды, в основном поступившей в осадок на предыдущем этапе его разуплотнения. Следовательно, на этом этапе геологической истории осадок мог играть роль только водоупорного раздела.

С концом третичного периода вновь связано некоторое разуплотнение осадка и его вероятная гидрогеологическая роль как проницаемого раздела.

На современном этапе, в четвертичный период, вновь произошло небольшое уплотнение осадка со вторичным выжиманием воды, поступившей в его поры на предыдущем этапе.

Таким образом, верхнеюрский глинистый осадок на современном геологическом этапе развития в рассмотренных условиях залегания, т. е. под четвертичным покровом, должен рассматриваться как водоупорный раздел, что и наблюдается в действительности. Однако такую гидрогеологическую роль он играет только под мощным четвертичным покровом. Там же, где современной эрозией четвертичный покров уничтожен, например в глубоко врезанных долинах рек, снова происходит разуплотнение осадка, о чем свидетельствует возрастание его приведенной пористости до 0,8—0,9. Аналогичные явления мы отмечали в долине

р. Волги у Камышина еще в 1935 г. (Ю. В. Мухин, 1936, стр. 46). Позже их зафиксировали Г. К. Бондарик, 1959, К. Заруба, 1960 (рис. 38) и другие исследователи.

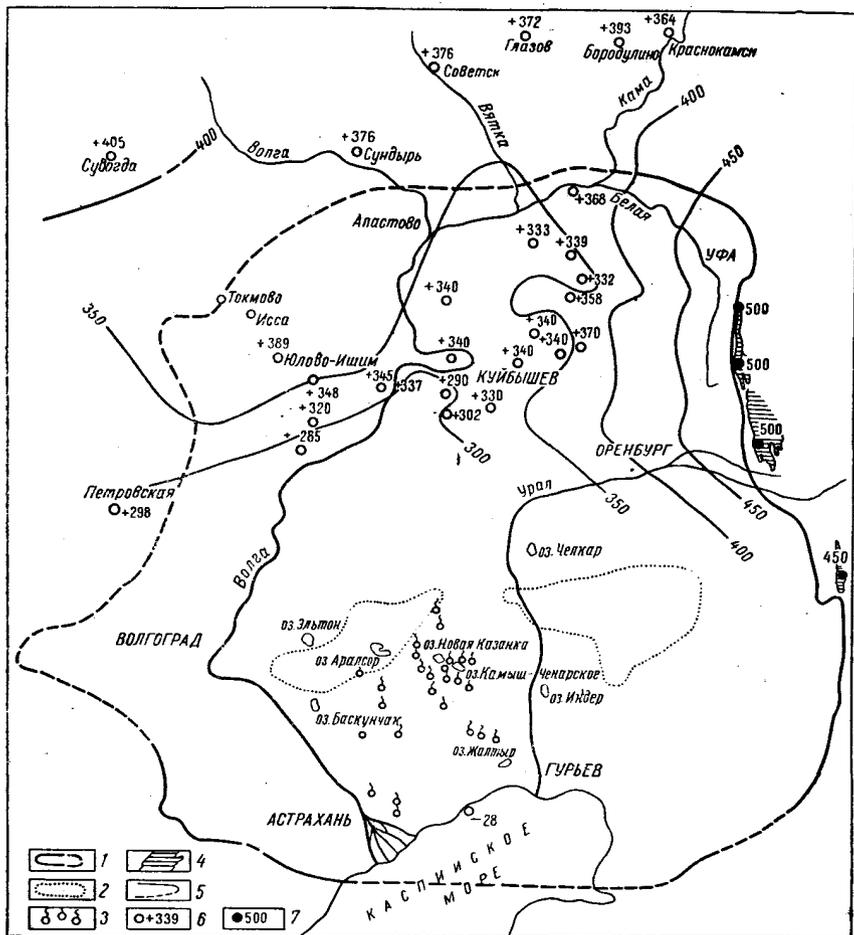


Рис. 39. Схема изопьез в терригенной толще девона Северо-Каспийского нефтегазоносного бассейна. (Составил Ю. В. Мухин, 1961)

1 — граница Северо-Каспийского бассейна; 2 — границы крупных структурных элементов; 3 — газопроявления на поверхности; 4 — область современной инфильтрации и создания напороз; 5 — изопьезы, приведенные к плоскости сравнения с абс. отметкой —2000; 6 — скважины (цифра обозначает напор подземных вод, приведенный к абс. отметке —2000, выраженный в м столба воды с удельным весом 1); 7 — примерные отметки уровней грунтовых или поверхностных вод в областях современного питания или разгрузки вод рассматриваемой толщи.

Соответственно изменяется и гидрогеологическая роль осадка — на таких участках он может оказаться и часто оказывается проницаемым для подземных вод. Об этом свидетельствует установленный многими исследователями дренаж глубоко залегающих и

перекрытых глинистыми породами водоносных горизонтов в долинах рек (Волга, Кама, Дон) и их притоков (Воронеж, Клязьма и другие), С. Г. Каштанов, 1956; Ю. В. Мухин, 1959, 1961; И. К. Зерчанинов, 1960 и другие).

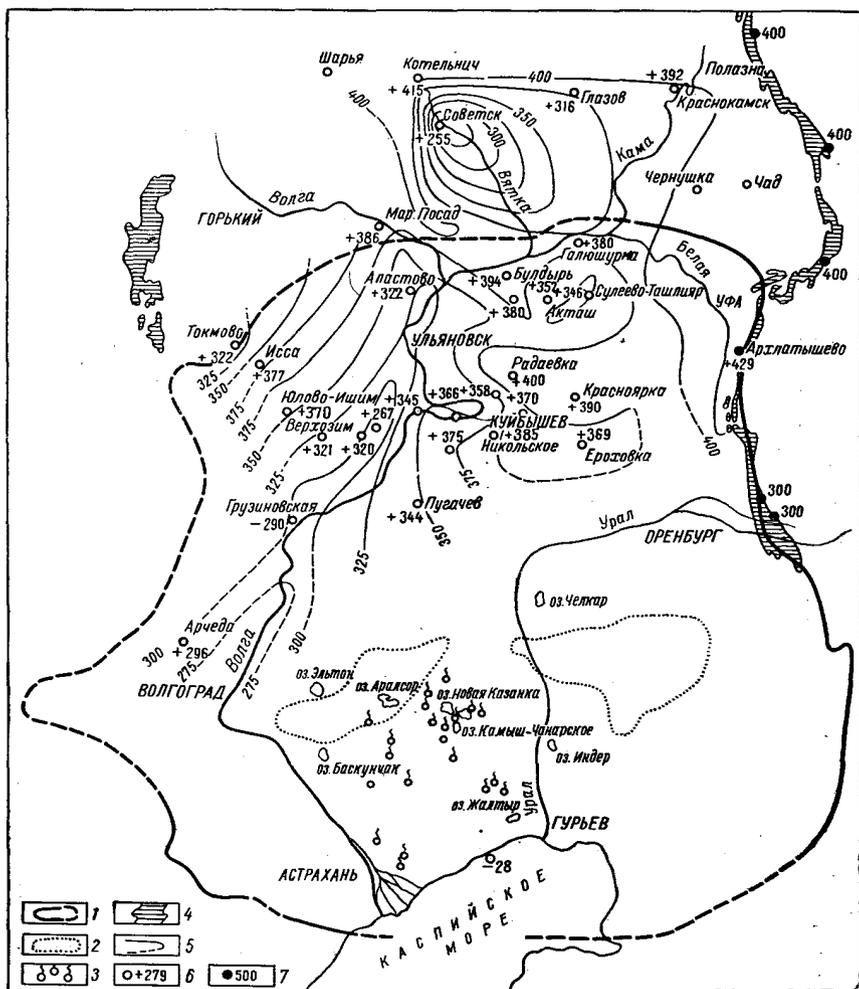


Рис. 40. Схема изопьез в терригенной толще карбона Северо-Каспийского нефтегазоносного бассейна. (Составил Ю. В. Мухин, 1961.) Условные знаки те же, что на рис. 39.

В качестве иллюстраций приводим две карты изопьез (рис. 39, 40), на которых ясно показано дренирующее влияние рек Волги и Камы на девонские и каменноугольные водоносные горизонты, и гидрогеологический профильный разрез через долину р. Клязьмы (рис. 41). По падению напоров здесь устанавливается разгрузка

минерализованных вод из каменноугольных отложений в долину р. Клязьмы через толщу верхнепермских и верхнеюрских глинистых пород.

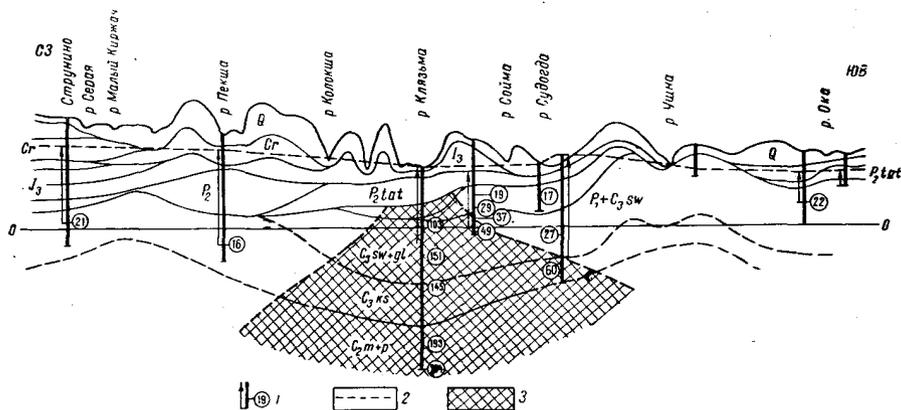


Рис. 41. Схематический гидрогеологический разрез через долину Клязьмы в среднем течении. (Составил Ю. В. Мухин, 1958). Q — четвертичные, Cg — меловые, J₃ — верхнеюрские, P₂ — верхнепермские, нерасчлененные отложения, P₂ tat — отложения татарского яруса, P₁+C₃sw — нижнепермские отложения и швагериновые слои верхнего карбона, C₃ — верхний карбон (sw — швагериновые слои, gl — гжельский и ks — касимовский ярусы). C₂ — средний карбон (m — мячковский, p — подольский горизонты).

1 — скважины (стрелкой показан напор подземных вод, в кружке — общая жесткость воды в градусах); 2 — пьезометрическая линия; 3 — зона восходящих минерализованных вод.

РОЛЬ ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАК ВОДОУПОРНЫХ РАЗДЕЛОВ

Гидрогеологическая роль глинистых осадков неоднократно меняется не только на отдельных этапах геологической истории, но и на одном и том же этапе при разных условиях залегания.

Чередование этапов уплотнения и разбухания осадка с выжиманием поровой воды и неоднократным впитыванием в субкапиллярные поры воды из окружающих водоносных пластов и выжиманием ее обратно, естественно, не может не повлиять на гидрохимический облик как самих поровых вод в глинистом осадке, так и вод в сопредельных водоносных горизонтах.

Механизм происходящих в субкапиллярных порах глинистого осадка явлений и соответствующие гидродинамические режимы можно представить следующим образом. При приложении внешней нагрузки к глинистому осадку только часть ее воспринимается скелетом осадка, а другая передается на поровую воду. Под влиянием дополнительной нагрузки в субкапиллярных порах возникает избыточное гидростатическое давление и поровая вода из них начинает выжиматься в более проницаемые прослойки или пласты, играющие роль дрен, по которым происходит отток жидкости, а сам осадок начинает уплотняться.

Уплотнение осадка с выжиманием из него поровой воды происходит до тех пор, пока вся приложенная нагрузка не перераспределится на минеральный скелет осадка (и на связанную воду).

На этапе уплотнения пластовое давление в глинистом осадке и в дренирующих его пластах будет выше, чем гидростатическое давление, соответствующее глубине залегания осадка. Это обусловлено тем, что часть давления от веса вышележащих осадков передается на воду, находящуюся в субкапиллярных порах.

Таким образом, на рассмотренном этапе существования глинистого осадка пластовое давление в субкапиллярных порах его, а также в более проницаемых прослоях и прилегающих в подошве и кровле слоев водоносных пластов всегда выше гидростатического и поэтому линии токов подземных вод направлены от глинистого раздела в сторону более проницаемых пластов.

Очевидно, что при таком соотношении напоров вопрос о проницаемости рассматриваемого глинистого слоя для вод, содержащихся в подстилающих и в перекрывающих его водоносных пластах, полностью исключается, т. е. уплотняющийся глинистый слой играет роль водоупорного раздела между водоносными горизонтами.

В случае снятия нагрузки (части или всей) от веса вышележащих пород произойдет разуплотнение рассматриваемого глинистого осадка с увеличением объема пор между его частицами. В субкапиллярах произойдет понижение давления, что вызовет всасывание пластовой воды из соседних водоносных горизонтов, и токи воды получат направление, обратное рассмотренному выше.

Если пластовое давление в субкапиллярных порах оказывается ниже гидростатического в подстилающих и перекрывающих глинистый раздел водоносных горизонтах, то проницаемость этого раздела будет зависеть от соотношения пластовых давлений в подстилающих и перекрывающих его водоносных горизонтах и величины начального градиента фильтрации для самого глинистого раздела.

Направление движения вод будет зависеть от алгебраической суммы указанных величин. Оно может быть направлено снизу вверх, если $p_n > p_v + p_k$; вниз, если $p_v > p_n + p_k$, или сверху и снизу в глинистый раздел, если $p_n - p_v = p_k$, где p_n — пластовое давление в подстилающем водоносном горизонте, p_v — в перекрывающем и p_k — гидравлические потери напора при движении воды через толщу глинистого раздела.

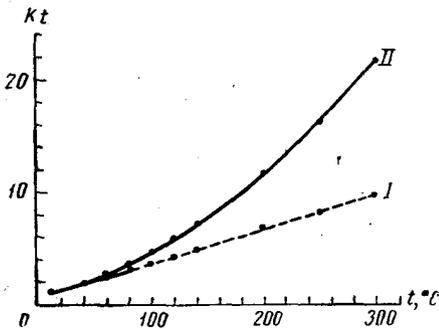
Таким образом, глинистый раздел, находящийся в стадии разуплотнения, может играть роль и водоупорного, и водопроницаемого разделов.

Если глинистый раздел находится в состоянии равновесия между нагрузкой от веса вышележащих пород и сопротивлением породы сжатию, то вся внешняя нагрузка распределена на скелет осадка и пластовое давление в субкапиллярных порах должно соответствовать гидростатическому. В этих

условиях проницаемость глинистого раздела будет зависеть от рассмотренных выше соотношений между пластовыми давлениями.

Кроме процессов уплотнения и разуплотнения, существенную роль играет также и температура водовмещающих пород и самих подземных вод.

Как известно, вязкость воды при повышении температуры уменьшается. В связи с этим уменьшаются капиллярные силы в субкапиллярах глинистых пород, следовательно, уменьшается и потеря гидравлического напора p_k . Это в свою очередь ведет к резкому повышению проницаемости глинистых разделов и



t °C	Проницаемость Kt по	
	I	II
10	1	1
20	1,3	1,2
40	1,9	1,8
60	2,5	2,7
80	3,1	3,6
100	3,7	4,6
120	4,3	5,8
140	4,9	7,1
200	6,7	11,6
250	8,2	16,3
300	9,7	21,8

Рис. 42. Зависимость проницаемости от температуры воды.

I — по Хазену; II — по Пуазейлю.

влияет на направленность фильтрации в них. Иными словами, глинистые разделы вблизи дневной поверхности при невысоких температурах могут играть роль региональных водоупоров, а на больших глубинах при высоких температурах сравнительно легко пропускать воду. Подобные явления уже были отмечены в некоторых глубоких скважинах, однако, на них до сих пор обращали мало внимания.

Если использовать широко применяемую в гидрогеологии (Г. Н. Каменский, 1933) зависимость изменения проницаемости от температуры: $k_t = k_{10}(0,7 + 0,03t)$, где k_t — коэффициент фильтрации при температуре t° ; k_{10} — коэффициент фильтрации при температуре 10°C ; t — температура $^\circ\text{C}$, то оказывается, что при повышении температуры от 10° до 40° проницаемость пород возрастает в 2 раза, до 80° — в 3 раза, до 140° — в 5 раз и до 300° — в 10 раз.

Однако эта зависимость проверена экспериментально (А. Хазен) лишь для невысоких температур (не превышающих температуру кипения при нормальном давлении). По Пуазейлю теоретическая зависимость изменения проницаемости от температуры — параболическая и при температуре 300° проницаемость в капиллярных порах возрастает в 20 с лишним раз (рис. 42).

Таким образом, можно сказать, что при высоких температурах, которые преобладают на больших глубинах, проницаемость в

капиллярных порах может увеличиться до 20 раз, а вместе с тем могут резко уменьшиться и гидравлические сопротивления, т. е. потери напора.

Для пород с субкапиллярными порами, к сожалению, нет экспериментальных данных по изменению их проницаемости для воды под влиянием повышения температуры. Это явление учитывается лишь введением коэффициента вязкости в расчетные гидродинамические формулы. Такой прием, вероятно, приемлем для движения вод в капиллярных порах, где решающее значение

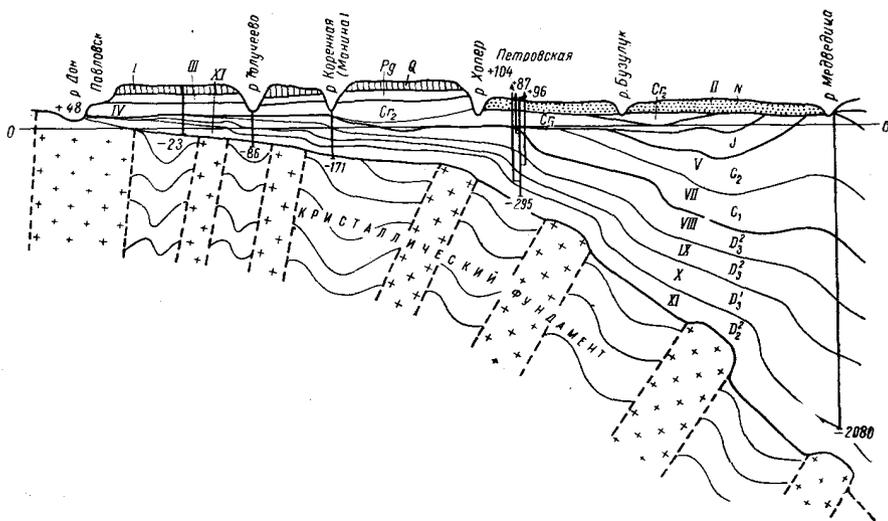


Рис. 43. Схематический гидрогеологический профильный разрез по линии Павловск—Урюпинск—Арчеда (по Н. Х. Платонову).
Водоносные горизонты:

I — грунтовых вод; II — ергенинский; III — каневский; IV — сеноманский; V — башкирский; VI — верейский; VII — нижевизейский; VIII — данково-лебедянский; IX — елецко-задовский; X — щигровско-семилукский; XI — надархейский. Стрелками у скважин показаны напоры подземных вод, цифрами — отметки их уровней.

имеют силы трения, и вряд ли справедлив для субкапиллярных пор, где основное значение приобретает капиллярные силы, также уменьшающиеся с повышением температуры. Поэтому можно ожидать, что проницаемость глинистых разделов с субкапиллярными порами при повышении температуры будет увеличиваться в большей степени, чем проницаемость пород с капиллярными порами.

Приведенный анализ влияния температуры на проницаемость показывает, что глинистый пласт, в котором приложенная внешняя нагрузка полностью воспринимается скелетом породы, в одних термодинамических условиях может играть роль водоупорного раздела, а в других — сравнительно легко пропускать воду и другие флюиды. Разность напоров в водоносных горизонтах является своего рода манометром, по которому можно судить о геологических и гидрогеологических процессах, происходящих в недрах.

В качестве примера рассмотрим нижнюю часть гидрогеологического разреза Петровской скважины, расположенной на восточном склоне Воронежского свода (рис. 43). Выбор этой скважины обусловлен тем, что температура подземных вод здесь невелика (7—10°) и влияние этого фактора на проницаемость поэтому исключается.

В нижней части скважины вскрыты девонские водоносные пласты и глинистые разделы, в которых обнаружены подземные воды: III водоносный горизонт — на глубине 260—272 м в пласте разнозернистых песков верхнедевонского возраста (евлановские слои). Вода напорная, приведенный напор составляет +94 м (в абсолютных отметках). Минерализация воды 2,3 г/л. Дебит при фонтанировании скважины равен 14 л/сек. IV водоносный горизонт — на глубине 311—337 м в семилукских глинах с прослойками песка. Вода напорная, приведенный напор равен +104 м (в абсолютных отметках). Минерализация воды 46 г/л при преобладании хлоридов, дебит при фонтанировании скважины около 12 л/сек.

Эти два водоносных горизонта имеют идентичные условия питания на склоне Воронежского свода, но совершенно разный гидродинамический и гидрохимический облик (Н. Х. Платонов, 1958): для верхнего характерны воды зоны интенсивного водообмена, для нижнего — замедленного.

Верхний горизонт заключен в промытом пласте с капиллярными порами, и гидростатический напор в нем непосредственно характеризует условия питания и промывания горизонта водами инфильтрационного генезиса.

Нижний (IV) горизонт заключен в слабо проницаемых глинистых отложениях с прослойками песка, играющими роль дрен в толще раздела с субкапиллярными порами. Обращают на себя внимание несколько повышенный гидростатический напор (на 10 м выше напора в третьем водоносном горизонте), резко повышенная минерализация воды, иной генетический тип ее и большой (для глинистых пород) дебит скважины. Все эти факторы связаны с рассмотренным выше явлением передачи части геостатического давления на воду, находящуюся в субкапиллярных порах глинистых осадков, и с их уплотнением. Поэтому надо полагать, что семилукские глины в настоящее время уплотняются, выделяют из своей толщи поровую минерализованную воду и должны рассматриваться как региональный водоупорный раздел. Возникает вопрос, с чем же связано современное уплотнение семилукских глин, которые за время, прошедшее от девона (344 млн. лет), давно уже должны были уплотниться в соответствии с действующей нагрузкой. Ответ на него можно получить, рассматривая рис. 43. Флексурообразные изгибы слоев свидетельствуют о более молодых тектонических движениях блоков кристаллического фундамента. Следовательно, современное состояние семилукских глин связано с тектоникой, а не с гравитационным их уплотнением. Из изложенного можно сделать ряд выводов.

1. Для того чтобы оценить роль глинистых толщ как региональных водоупорных разделов, нужно учитывать как минимум два фактора: а) современную фазу уплотнения рассматриваемого раздела на разных участках его залегания; б) влияние температуры на проницаемость субкапиллярных пор этого раздела на разных глубинах.

2. В зависимости от направленности современных процессов уплотнения глинистых разделов (уплотнение, разуплотнение) в водоносных слоях, залегающих в их толще и прилегающих к подошве и к кровле, могут наблюдаться пластовые давления, не соответствующие гидростатическому.

3. В случае уплотнения глинистого раздела пластовое давление может быть выше гидростатического, а при разуплотнении — ниже. В этих случаях на соответствующих участках залегания образуются локальные зоны повышенных и пониженных пластовых давлений, в гидрогеологическом отношении играющие роль скрытых очагов питания или разгрузки подземных вод.

4. Разность пластовых давлений в смежных водоносных горизонтах, разделенных глинистой породой, является своеобразным геологическим манометром, указывающим на геологические процессы, происходящие в недрах.

ИЗУЧЕНИЕ ПАЛЕОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

Из изложенного выше следует, что историко-геологический метод впервые позволил восстанавливать палеогидрогеологические условия для отдельных геологических этапов развития седиментационных бассейнов.

Для этих целей всю геологическую историю такого бассейна разбивают на ряд этапов, границы которых выбирают в зависимости от целей исследования, проводя их по возможности по четким выраженным геологическим границам (см. главу XIII). Это дает возможность определить промежутки геологического времени между отдельными этапами и выразить их в абсолютном летоисчислении. Затем для каждого из выделенных этапов по историко-геологической кривой сжатия рассматриваемого слоя глинистого осадка определяют начальную и конечную приведенные его пористости и по формуле (27) вычисляют количество флюидов, отжатых с единицы площади осадка на выделенном этапе. Зная площадь распространения осадка в изучаемом бассейне, можно подсчитать и общее количество отжатых флюидов, а зная длительность этапа в абсолютном летоисчислении, — и средний годовой приток жидкости в прилегающие проницаемые (коллекторские) пласты.

Произведя аналогичные вычисления для каждого глинистого слоя или группы слоев, можно восстановить для каждого выделен-

ного этапа и палеогидрогеологическую обстановку в изучаемом бассейне седиментации, границы которого обычно совпадают с границами современного артезианского бассейна.

Описанный принцип палеогидрогеологических реконструкций применен при оценке количества отжатых из майкопских глин флюидов (глава XIII) и при оценке перспектив нефтегазоносности Среднерусского артезианского бассейна (глава XIV).

Глава XI

ПЛАСТОВОЕ ДАВЛЕНИЕ И ПРОЦЕССЫ УПЛОТНЕНИЯ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

При бурении глубоких скважин было отмечено, что пластовые давления в ряде случаев значительно превышают гидростатическое. Впервые это явление было отмечено нефтяниками.

Если первоначально в зонах распространения нефти и газа превышение давлений объясняли особыми термодинамическими условиями, связанными с генерацией углеводородов, то по мере накопления фактов такое объяснение стало несостоятельным. Наиболее интересными оказались факты превышения пластовых давлений в зонах распространения пластовых вод, а не нефтяных и газовых залежей. Вопросами изучения таких «аномальных» пластовых давлений занимался ряд исследователей (А. К. Алиев, 1953; Б. С. Воробьев, 1950; А. Г. Дурмишьян, 1961; В. Ф. Линецкий, 1959; В. С. Мелик-Пашаев, 1956; Р. М. Новосилецкий, 1961; А. Н. Снарский, 1949, 1959, и другие). Однако до настоящего времени природа этого явления еще недостаточно ясна. В связи с этим в настоящей главе будут рассмотрены некоторые вопросы, связанные с указанным явлением и с уплотнением глинистых пород.

ГИДРОСТАТИЧЕСКОЕ ДАВЛЕНИЕ

Под гидростатическим давлением понимается давление столба воды на определенной плоскости сравнения, или на заданной глубине. В тех случаях, когда удельный вес воды является постоянной величиной, гидростатическое давление нарастает по прямолинейному закону:

$$p_r = H\gamma, \quad (19)$$

где p_r — гидростатическое давление; H — высота столба воды над плоскостью сравнения; γ — удельный вес воды.

Однако в природных условиях удельный вес воды не постоянен, он изменяется от величины, близкой к 1 для слабо минерализованных вод, до 1,20 — для рассолов. Таким образом, рассчитывать гидростатическое давление для подземных вод по прямоли-

нейному закону нельзя и в тех случаях, когда это делается, ошибка может достигать 10—20% от искомой величины.

Допустим, что удельный вес пластовой воды изменяется с глубиной по закону, который может быть выражен математически уравнением:

$$\gamma = f(H). \quad (20)$$

Для бесконечно малого отрезка глубины H приращение давления можно считать равным

$$dp = dH\gamma = dHf(H).$$

В интервале же от H_1 до H_2 приращение давления составит

$$\int_{p_0}^{p_1} dp = \int_{H_1}^{H_2} f(H) dH.$$

Задача правильного определения пластового давления сводится, следовательно, к тому, чтобы найти математическое выражение для уравнения (20).

В простейшем случае, если удельный вес воды изменяется по прямолинейному закону от некоторого начального значения γ_0 , т. е. если

$$\gamma = \gamma_0 + kH, \quad (21)$$

где k — постоянный коэффициент и γ — удельный вес на глубине H , то

$$\int_{p_0}^{p_1} dp = \int_{H_1}^{H_2} (\gamma_0 + kH) dH = \gamma_0 \int_{H_1}^{H_2} dH + k \int_{H_1}^{H_2} HdH.$$

Интегрируя это уравнение, получим:

$$p - p_0 = \gamma_0(H_2 - H_1) + \frac{k}{2}(H_2 - H_1)^2 = (H_2 - H_1) \left(\gamma_0 + k \frac{H_2 - H_1}{2} \right),$$

или

$$p = p_0 + \left(\gamma_0 + \frac{k(H_2 - H_1)}{2} \right) (H_2 - H_1).$$

Здесь p_0 — гидростатическое давление на глубине H_1 .

Эту же формулу можно представить и в ином виде: так как $kH_1 = \gamma_1$ и $kH_2 = \gamma_2$, то

$$p = p_0 + \frac{\gamma_0 + \gamma_1}{2} (H_2 - H_1).$$

Это значит, что только при прямолинейном законе изменения удельного веса воды для вычисления гидростатического давления можно брать среднее арифметическое значение удельного веса на исследуемом интервале глубин.

Если же закон изменения удельного веса воды с глубиной не прямолинейный, то может быть два решения: 1) определить вид функции (20) и 2) разбить исследуемый участок на ряд интервалов, в пределах которых изменение удельного веса воды заведомо

происходит по прямолинейному закону. Эта, казалось бы, простая задача на практике трудно осуществима, так как для ее решения нужно знать удельный вес воды в пластовых условиях в пределах всей исследуемой глубины, а не только в начальной и конечной ее точках. Пока же, к сожалению, такие определения из-за их громоздкости почти не производят.

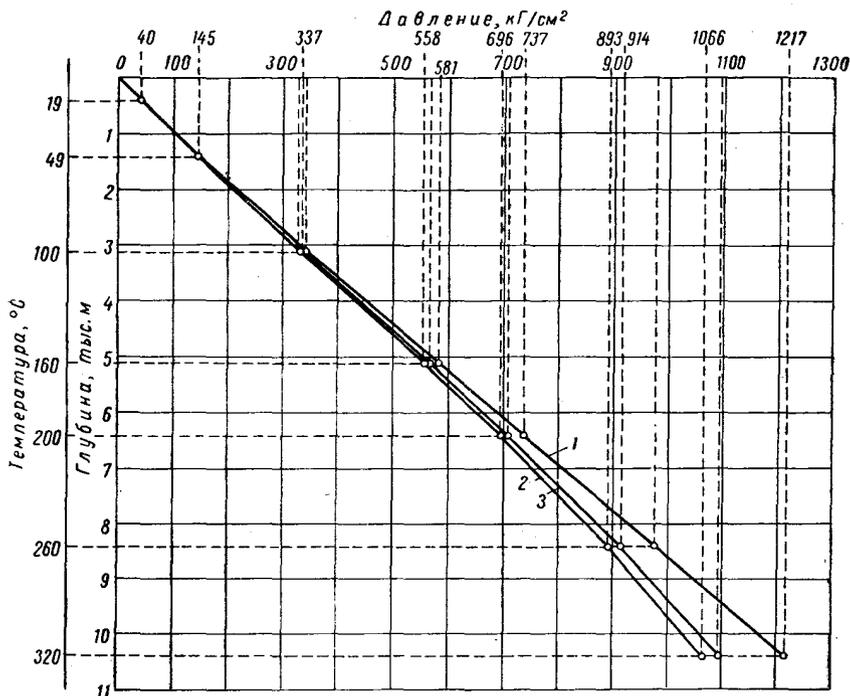


Рис. 44. Типовые кривые изменения гидростатического давления с глубиной. (Составил Ю. В. Мухин, 1961.)

1 — без поправок на расширение и сжатие воды; 2 — с поправкой на расширение; 3 — с поправками на расширение и сжатие воды.

Рассмотрим возможности определения вида функции $\gamma = f(H)$. Как известно, минерализация подземных вод с глубиной увеличивается, вместе с тем увеличивается и удельный вес подземных вод. Максимальные его значения, известные на Русской платформе, составляют около 1,20. Если принять, что увеличение удельного веса от границы зоны интенсивного водообмена и ниже происходит по линейному закону от $\gamma_0 = 1$ до $\gamma_1 = 1,20$, а температура воды постоянна, то пластовое давление можно выразить следующим образом:

$$p = p_0 + H_0 \cdot 1 + \frac{1 + 1,20}{2} (H - H_0) \text{ ат.},$$

или

$$H_0 + 1,10(H - H_0) \text{ ат.}$$

Приняв условно $H_0=300$ м и $H=3000$ м, получим следующий график возрастания пластового давления при постоянной температуре 4°C (рис. 44). Однако с увеличением глубины увели-

Таблица 8

Температура, $^\circ\text{C}$	Удельный вес воды, г/см^3	Отклонение, %
4	1,0000	0
10	0,9997	0,03
20	0,9982	0,18
30	0,9957	0,43
40	0,9922	0,78
50	0,9881	1,19
60	0,9832	1,68
70	0,9778	2,22
80	0,9718	2,82
90	0,9653	3,47
100	0,9584	4,16
110	0,9510	4,90
120	0,9435	5,65
130	0,9351	6,49
140	0,9296	7,04
150	0,9172	8,28
160	0,9076	9,24
170	0,8971	10,29
180	0,8866	11,34
200	0,8628	13,72
210	0,8500	15,00
220	0,8370	16,30
240	0,8090	19,10
260	0,7790	22,10
280	0,7500	25,00
300	0,7000	30,00
320	0,6600	34,00

вается и температура подземных вод. В связи с этим происходит расширение воды и уменьшение ее удельного веса.

Для дистиллированной воды экспериментальным путем получены данные по уменьшению ее плотности (С. Н. Ванков, 1936), приведенные в табл. 8.

Из этой таблицы следует, что при температурах до 50° отклонения оцениваются величиной порядка 1%. Дальше они заметно возрастают: при 110° — 5%, при 170° — 10%, при 210° — 15%, при 280° — 25%, при 300° — 30% и при 320° — 34%, или $\frac{1}{3}$ определяемого давления.

Для минерализованных вод систематизированных опытных данных по уменьшению удельного веса с повышением температуры не имеется. Однако, рассматривая физическую сущность этого явления, можно прийти к выводу, что удельный вес уменьшается главным образом за счет увеличения расстояния между молекулами чистой воды, количество же растворенных в ней солей остается без изменения и они распределяются

в молекулах воды равномерно. Поэтому в первом приближении можно считать, что уменьшение удельного веса минерализованных вод с повышением их температуры прямо пропорционально уменьшению удельного веса дистиллированной воды.

Исходя из этого положения, мы сделали соответствующие подсчеты для минерализованных вод с удельным весом 1,10 и 1,20 (табл. 9).

Уменьшение удельного веса вод с промежуточными значениями γ может быть вычислено с помощью значений отклонений в %, приведенных в таблице, а также получено интерполяцией между значениями, приведенными в табл. 8 и 9, или определено графически по рис. 45.

Таблица 9

Температура, °С	Отклонение, %	Удельный вес, г/см ³	
4	0	1,10	1,20
10	0,03	1,0997	1,1996
20	0,18	1,0979	1,1978
30	0,43	1,0953	1,1948
40	0,78	1,0914	1,1906
50	1,19	1,0869	1,1857
60	1,68	1,0815	1,1795
70	2,22	1,0756	1,1746
80	2,82	1,0690	1,1662
90	3,47	1,0618	1,1583
100	4,16	1,0543	1,1500
110	4,90	1,0462	1,1412
120	5,65	1,0380	1,1320
130	6,49	1,0286	1,1220
140	7,04	1,0225	1,1155
150	8,28	1,0090	1,1005
160	9,24	0,9985	1,0890
170	10,29	0,9870	1,0765
180	11,34	0,9750	1,0640
200	13,72	0,9492	1,0350
210	15,00	0,9350	1,0200
220	16,30	0,9205	1,0042
240	19,10	0,8900	0,9710
260	22,10	0,8470	0,9350
280	25,0	0,8250	0,9000
300	30,0	0,7700	0,8400
320	34,0	0,7260	0,7920

Из табл. 9 видно, что вода с удельным весом 1,10 при 4° при 150° имеет удельный вес ≈ 1 , а при 300° ее удельный вес меньше удельного веса керосина при 15° (0,79). Вода с удельным весом 1,20 при 4° при 150° имеет удельный вес 1,10, а при 220° — 1, при 300° ее удельный вес близок к удельному весу нефти при 15°.

Таким образом, повышение температуры минерализованной воды существенно уменьшает ее удельный вес и снижает величину гидростатического пластового давления.

Оценить влияние температуры недр на снижение гидростатического пластового давления можно, приняв нормальную геотермическую ступень 33 м на 1°С или геотермический градиент 3°С на 100 м глубины, считая от подошвы слоя постоянной температуры. Если примем последнюю для подземных вод этого слоя равной 7°, то получим следующие сравнительные величины (табл. 10).

Используя эти данные и учитывая поправки на изменение гидростатического давления за счет уменьшения удельного веса воды при повышении ее температуры, мы построили график измене-

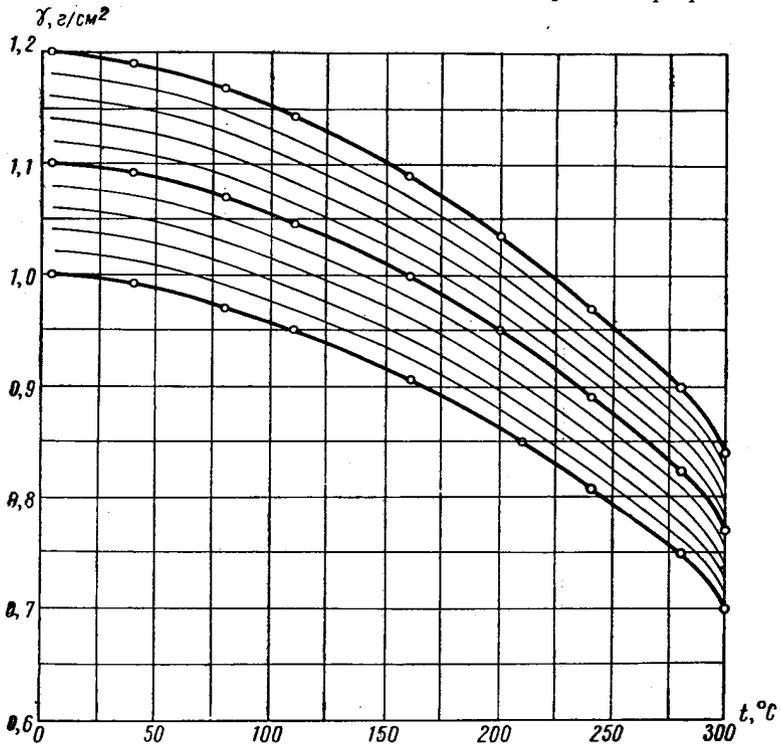


Рис. 45. Кривые изменения удельного веса воды в зависимости от температуры. (Составил Ю. В. Мухин, 1961.)

ния гидростатического давления. Граница зоны интенсивного водообмена с пресной водой ($\gamma_0 = 1$) принята условно на глубине 400 м.

Таблица 10

Глубина, м	Температура, °C	Глубина, м	Температура, °C
100	10	4100	130
400	19	4400	139
800	31	4800	151
1100	40	5100	160
1400	49	5400	169
1800	61	5800	180
2100	70	6100	191
2400	79	6400	200
2800	91	7400	230
3100	100	8400	260
3400	109	9400	290
3800	121	10400	320

На рис. 44 нанесены теоретические графики роста гидростатического давления с глубиной без учета расширения воды (кривая 1) и с учетом последнего (кривая 2). Первая кривая слабо вогнута, вторая — слабо выпукла.

Влияние температуры на величину гидростатического давления выявляется лишь при 100°С, при 200° оно уже значительно, а при 320° — весьма ощутимо. В табл. 11 приводятся сравнительные данные.

Таблица 11

Интервалы глубин, м	Температура в конце интер- вала, °С	Удельный вес воды в конце интервала	Гидростатическое давление, ат		Отклонение 2 от 1	
			1. без по- правки на t°	2. с по- правкой на t°	ат	%
0—400	19	1,00	40	39,6	—0,4	0,1
400—1400	49	1,10	145	143,8	—1,2	0,8
1400—3100	100	1,20	341	334	—7,0	2,1
3100—5100	160	1,20	581	557,9	—23,9	4,1
5100—6400	200	1,20	737	696	—41	5,6
6400—8400	260	1,20	977	893	—84	8,7
8400—10400	320	1,20	1217	1065,7	—151,3	12,4

Разумеется, при других значениях геотермического градиента, удельного веса воды и иных границах изменения минерализации получатся и несколько иные соотношения, однако, общий характер установленного влияния изменения температуры воды на величину гидростатического давления сохранится.

Поэтому кривые, изображенные на рис. 44, следует рассматривать как типовые. Из анализа этих кривых можно сделать очень важный для гидрогеологии вывод, а именно: при изучении статических уровней в глубоких скважинах точность измерения этих уровней оценивается гораздо более низкими категориями величин, чем при измерении статических уровней пресных вод на небольших глубинах.

Если для вод с постоянным удельным весом ≈ 1 и постоянной температурой точность измерения статических уровней оценивается сантиметрами или в крайнем случае первыми десятками сантиметров, то в глубоких скважинах при постоянном удельном весе ошибки измерения из-за неучета влияния сравнительно небольших колебаний температуры составляют около 1% от высоты всего водяного столба (или 4—12 м). Если же имеет место еще и изменение удельного веса воды вследствие изменения минерализации, то ошибка измерения оценивается в 2% всего водяного столба и выше, а в абсолютных значениях 20—70 м водяного столба.

К сожалению, гидрогеологи, изучавшие в основном пресные воды неглубокого залегания, об этом забывают и вычисляют

«статический уровень» в глубоких скважинах с точностью до сантиметров или дециметров, тогда как абсолютную ошибку 10—20 м в таких случаях следует считать хорошей точностью измерения. В результате ненужной детальности и недоучета категории точности возникают вопросы и ошибочные выводы.

В качестве примера можно сослаться на работу А. Г. Забирова и Е. Ф. Станкевича (1960), получивших в районе Среднего Поволжья колебания в отметках статических уровней глубоких горизонтов порядка 20 м на ограниченной территории и на этом основании отрицающих дренирующую роль долин Волги и Камы и движение глубоких вод вообще. Как же улавливать основные гидрогеологические закономерности при таких низких категориях точности измерения основного гидрогеологического элемента — статических уровней или напоров подземных вод? Ответ на это должен быть следующий: нужно рассматривать такие территории, на которых диапазон колебаний исследуемого элемента во много раз больше, чем диапазон колебаний точности измерения рассматриваемого элемента. Пример такого рассмотрения иллюстрируется рис. 39 и 40.

Остается недостаточно ясным влияние на изменение гидростатического давления еще одного фактора — сжатия воды под влиянием давления.

В. Н. Корценштейн (1960), в течение многих лет обобщавший огромный материал по Предкавказью, считает, что температурная поправка и поправка на сжатие воды, имеющие противоположные знаки, взаимно компенсируются до определенных глубин.

Чтобы уточнить этот вопрос, рассмотрим, к чему приводит введение поправки на сжатие воды в нашем примере.

Коэффициент сжимаемости воды β_v колеблется от $2,7 \cdot 10^{-5}$ до $5 \cdot 10^{-5}$ на 1 ат. Приняв для наших целей максимальное значение $\beta_v = 5 \cdot 10^{-5}$ на 1 ат, подсчитаем увеличение плотности воды при давлениях, соответствующих принятым выше глубинам (табл. 12).

Таблица 12

Интервалы глубин, м	Среднее давление без поправки, ат	Средний коэффициент сжатия	Средний удельный вес воды		Увеличение удельного веса, %	Гидростатическое давление с поправкой на температуру и сжатие, ат
			с поправкой на температуру	с поправкой на температуру и сжатие		
0—400	20	0,00100	0,999	1,0000	0,1	40
400—1400	92,5	0,00463	1,0425	1,0473	0,46	144,7
1400—3100	243	0,01215	1,1185	1,1320	1,2	337,1
3100—5100	461	0,02300	1,1195	1,1452	2,3	566,1
5100—6400	659	0,03300	1,0620	1,0970	3,3	708,7
6400—8400	857	0,04280	0,9850	1,0272	4,3	914,1
8400—10400	1097	0,05500	0,8635	0,9110	5,5	1096,3

Таким образом, учет сжимаемости воды может дать максимум 5,5% от удельного веса (и давления) с поправкой на температуру. Это значение является наибольшим, так как для расчета взяты максимальные коэффициент сжимаемости воды и давление (без поправок).

Если же взять минимальный коэффициент сжимаемости воды и давление с учетом температурного расширения, то значения поправок будут в 2—3 раза меньше, т. е. не будут превышать 2—3%.

В табл. 13 приводятся итоговые данные проведенных расчетов абсолютных и относительных погрешностей вследствие неучета фактора сжимаемости воды.

Таблица 13

Интервалы глубин, м	Температура в конце интервала, °С	Гидростатическое давление, ат			Отклонение значений в графе 5 от 3		Отклонение значений в графе 5 от 4	
		без поправок	с поправкой на температуру	с поправкой на температуру и сжатие	ат	%	ат	%
1	2	3	4	5	6	7	8	9
0—400	19	40	39,6	40	0	0,0	+0,4	0,1
400—1400	49	145	143,8	144,7	-0,3	0,2	+0,9	0,6
1400—3100	100	341	334	337,1	-3,9	1,2	+3,1	0,9
3100—5100	160	581	557,9	566,1	-14,9	3,1	+8,2	1,5
5100—6400	200	737	696	708,7	-28,3	3,9	+12,7	1,8
6400—8400	260	977	893	914,1	-62,9	6,4	+21,1	2,4
8400—10400	320	1217	1065,7	1096,3	-120,7	10	+30,6	2,9

Из табл. 13 видно, что поправки на расширение воды под влиянием температуры и на сжатие под действием пластового давления взаимно компенсируются лишь при температурах до 19° и давлениях до 40 ат и в этом диапазоне их можно полностью не учитывать.

В диапазоне температур 19—49° и давлений 40—145 ат неучет обеих поправок дает относительную ошибку 0,2%, поэтому при приближенных расчетах их можно также не учитывать.

При больших температурах и давлениях неучет поправки на сжатие воды дает относительные ошибки от 0,9 до 2,9%, выражающиеся в абсолютных значениях от 3 до 30 ат, что для гидрогеологических целей в связи с изложенным выше уже неприемлемо.

Если нанести на график кривую изменения гидростатического давления с учетом поправок на расширение и сжатие (под влиянием температуры и давления), то она займет промежуточное положение между кривой давления без учета поправок и кривой с уче-

том поправки на расширение воды, но более близкое к последней (см. рис. 44). По форме она аналогична кривой 2. Из этого следует вывод, что поправка на расширение воды под влиянием температуры гораздо более существенна, чем поправка на сжатие под влиянием давления.

Таким образом, при определении значений гидростатического давления конкретный анализ с учетом геотермических условий, удельного веса воды, интервалов его изменения и требований точности получаемых данных позволяет решить вопрос о необходимости введения тех или иных поправок.

ВЗВЕШИВАЮЩЕЕ ВЛИЯНИЕ ГИДРОСТАТИЧЕСКОГО ДАВЛЕНИЯ

По закону Архимеда всякое тело, погруженное в жидкость, теряет в весе столько, сколько весит вытесненный им объем жидкости.

В гидрогеологии и инженерной геологии этот закон используют для вычисления объемного веса пористых сред, находящихся ниже уровня подземных вод, в следующем виде:

$$\Delta = (1 - P)(\gamma_{п} - \gamma_{в}), \quad (22)$$

где Δ — объемный вес пористой породы, находящейся в воде; P — пористость породы; $\gamma_{п}$ — удельный вес минеральной составляющей породы; $\gamma_{в}$ — удельный вес воды.

Это простое и широко известное уравнение, в частности, применяется при вычислении размеров нагрузки от веса пористых пород, залегающих ниже уровня подземных вод. Однако до сих пор недостаточно ясно, при каких условиях следует учитывать взвешивающее влияние подземных вод на пористую породу. Специальных исследований по этому вопросу не проводилось, в связи с чем среди геологов нет единого мнения.

Между тем вопрос этот имеет существенное значение при рассмотрении уплотнения глинистых осадков под влиянием собственного веса, при построении историко-геологических кривых сжатия и других вопросах, связанных с вычислением природных нагрузок, так как при учете взвешивающего влияния воды по всему разрезу водонасыщенных пористых пород давление от собственного веса столба пород уменьшается весьма значительно. Так, при средней пористости $P=0,4$ и удельном весе скелета, равном 2,65, даже в пресной воде ($\gamma_{в}=1$) давление уменьшается почти вдвое по сравнению с давлением без учета взвешивающего влияния воды при объемном весе породы ≈ 2 , т. е. должно было бы приближаться к гидростатическому. Между тем из практики непосредственных измерений пластового давления известно, что в ряде глубоких скважин пластовое давление воды приближается к геостатиче-

скому, т. е. к весу столба пород, вычисленному без учета взвешивающего влияния воды, при объемном весе 2—2,5.

В нашу задачу входит рассмотрение лишь некоторых аспектов вопроса о взвешивающем влиянии подземных вод на глинистые осадки в свете историко-геологического метода их изучения.

Рассмотрим частицу пористой породы диаметром d , с удельным весом $\gamma_{п.}$ Взвешивающая сила гидростатического давления равна $\frac{\pi d^3}{6} \cdot \gamma_{в.}$ и приложена снизу вверх. Сила тяжести частицы, равная $\frac{\pi d^3}{6} \cdot \gamma_{п.}$, направлена сверху вниз. Сложение этих сил дает уменьшение веса в воде при условии, если рассматриваемая частица свободно лежит на других. Если же она связана с другими частицами структурными связями, то в последних возникают реактивные силы.

При этом может быть два положения. 1. Структурные связи настолько слабы, что равнодействующая возникающих реактивных сил меньше взвешивающей частицу силы. В этом случае структурные связи не могут обеспечить равного сопротивления и взвешивающая сила будет реагировать с силой тяжести. При этом будет проявляться взвешивающее действие гидростатического давления на частицу породы.

2. Структурные связи между частицами достаточно прочны, чтобы уравновесить взвешивающее влияние воды на частицу породы. В этом случае вода в порах породы является как бы «пленницей» достаточно жесткого каркаса, воспринимающего взвешивающую силу. Вес такой воды должен учитываться как составляющая объемного веса породы.

Из изложенного вытекает и методический подход к оценке взвешивающего влияния подземных вод на пористые породы. Объемный вес пористых пород, обладающих достаточно жесткими структурными связями между частицами, при расчетах геостатического давления необходимо вычислять без учета взвешивающего влияния подземной воды. К таким породам относятся разного рода песчаники, алевролиты.

В глинистых осадках возникновение структурных связей и упрочнение происходит, как было показано, преимущественно при влажности осадка, меньшей предела текучести. Поэтому взвешивающее влияние гидростатического давления при текучем состоянии необходимо учитывать.

При переходе осадка в пластичное состояние происходит его упрочнение, усиление структурных связей между частицами. Именно на этой стадии диагенеза сила сопротивления структурных связей достигает значений, равных по величине силе взвешивающего влияния воды. Таким образом, граница, до которой необходимо учитывать взвешивающее влияние воды, проходит где-то между пределами его текучести и пластичности. Она может быть

установлена, более точно в каждом отдельном случае путем оценки величин структурных связей по историко-геологической кривой упрочнения осадка и сравнения полученных величин с силами взвешивающего влияния воды.

Во всяком случае глинистые породы, находящиеся в твердопластичном состоянии, обладают достаточно большими структурными связями, в связи с чем мы не учитываем взвешивающее влияние в них подземной воды при вычислении объемного веса.

Из изложенного следует, что и для рыхлых обломочных пород взвешивающее влияние имеет смысл учитывать лишь при наличии свободного зеркала подземных вод.

Эти представления хорошо увязываются с величинами пластовых давлений на больших глубинах. Так, в Ираке, на месторождении Шина-Зарх, на глубине 3760 м расчетное геостатическое давление при среднем объемном весе пород $2,3 \text{ т/м}^3$ равно 2830 кг/см^2 , а пластовое фактически измеренное — 2760 кг/см^2 (Сооке, 1955). Расхождение (2,5%) лежит в пределах точности расчетов и измерений.

При строительстве бетонных подземных сооружений взвешивающее влияние подземных вод учитывалось в размере 50% его расчетной величины (В. Ф. Мильнер, 1959), при этом сооружения оказались достаточно устойчивыми, т. е. такой расчет содержит известный запас прочности.

Эти фактические данные подтверждают наши представления.

Таким образом, взвешивающее влияние подземной воды имеет существенное значение лишь на небольших глубинах при отсутствии в осадке достаточно прочных структурных связей.

ГЕОСТАТИЧЕСКОЕ ДАВЛЕНИЕ

Под геостатическим давлением понимают давление от веса столба пород, лежащих над плоскостью, для которой это давление определяется.

В предыдущем разделе была показана незначительная роль взвешивающего влияния подземной воды на формирование геостатического давления в осадочных породах на больших глубинах. Поэтому при дальнейшем рассмотрении вопроса о геостатическом давлении мы на ней не будем останавливаться.

Рядом исследований на фактическом материале глубоких скважин (В. Д. Ломтадзе, 1956—1958; Э. А. Прозорович, 1956; Э. Э. Фотиади, 1957 и другие) и геофизическими методами (Г. Ш. Шенгелая, 1959) за последнее время установлено, что плотность и объемный вес осадочных пород закономерно увеличиваются с глубиной.

Если близ дневной поверхности объемный вес осадочных пород в состоянии естественной влажности составляет $1,8—2,0 \text{ т/м}^3$ (без учета взвешивающего влияния воды), то на глубинах свыше

1—2 км он увеличивается до 2,3—2,5, а на глубине 3000 м — до 2,7 т/м³ (Г. Ш. Шенгелая, 1959).

Последняя величина уже весьма близка к удельному весу скелета большинства глинистых пород. Она свидетельствует о такой стадии уплотнения породы, при которой ее пористость стремится к нулю, т. е. к стадии метаморфизма.

Для определения геостатического давления по объемному весу пород обычно их средний объемный вес умножают на расчетную глубину и получают прямолинейную зависимость нарастания геостатического давления.

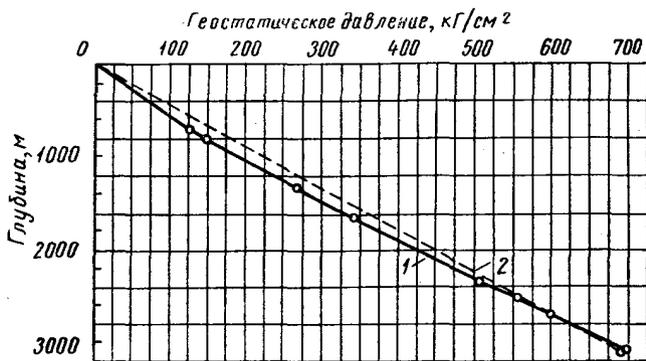


Рис. 46. Нарастание геостатического давления с глубиной.

1 — по фактическому объемному весу пород; 2 — по среднему объемному весу пород.

Такой метод определения геостатического давления является приближенным и не отражает действительного положения, так как не учитывает изменений объемного веса по вертикали. В первой части работы показано, что приведенная пористость осадков изменяется в логарифмической зависимости от веса вышележащих пород. Исходя из этого, объемный вес обломочной породы может быть определен теоретически на любой заданной глубине, если известны приведенная пористость осадка и удельные веса его скелета и пластовой воды:

$$\Delta = \gamma_{\text{ск}} \cdot \frac{1}{1+E} + \gamma_{\text{в}} \cdot \frac{E}{1+E}, \quad (23)$$

где Δ — объемный вес породы в пластовых условиях; $\gamma_{\text{ск}}$ — удельный вес скелета породы; E — приведенная пористость породы на данной глубине; $\gamma_{\text{в}}$ — удельный вес воды на той же глубине.

Например, для майкопских глин Предкавказья приведенная пористость на глубине 3100 м равна 0,09. Удельный вес скелета составляет 2,71 г/см³. Удельный вес воды примем равным 1,10 г/см³. Объемный вес глины по формуле (23) будет равен тогда 2,57, а фактически определенный в лаборатории по образцу породы 2,56 г/см³ (В. Д. Ломтадзе, 1956, стр. 64).

в значительной степени затушевывают отклонения влажности в отдельных точках от средних величин, достигающие, как было показано выше, 23%. Тем не менее общий характер уплотнения илов от поверхности раздела ил—вода до глубины 1,06 м также может быть выражен логарифмической зависимостью (рис. 6), причем

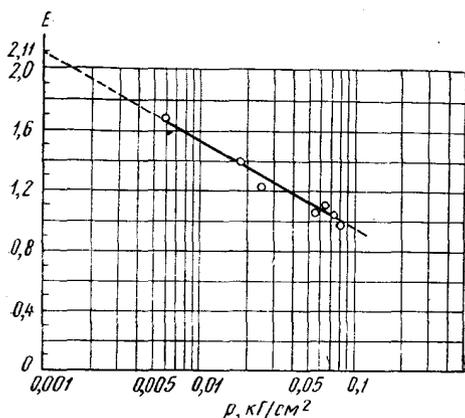


Рис. 6. Уплотнение современных илов Каспийского моря под действием собственного веса. Тюб-Караганский залив. (Составлено по данным С. В. Бруевича, 1945.)

начальная приведенная пористость осадка по графику его уплотнения 2,11, а по фактическим данным 2,04, т. е. здесь она также не соответствует границе раздела ил—вода. Приведенная пористость осадка на этой глубине в пробах, отобранных дночерпателем Петтерсена, составляет 1,90—2,01 (Бруевич, 1940).

Начальная приведенная пористость илов здесь выше, чем в Беринговом море, а пористость на глубине 1 м при нагрузках того же порядка значительно ниже (см. табл. 2). Это говорит о том, что процесс уплотнения

илов протекает в разных водных бассейнах совершенно различно. В самом деле, ил Берингова моря на глубине 1 м уплотнился лишь на 15%, а ил Каспийского моря на 53%.

Таблица 2

<i>H</i> , см	<i>W</i> , %	<i>E</i>	<i>P</i> , %	Δ , г/см ³	Нагрузка, кг/см ²
0—5	75,6	2,04	67	0,55	0,000
5—10	61,1	1,65	62	0,63	0,006
20—30	51,5	1,39	58	0,70	0,018
30—40	45,0	1,21	55	0,75	0,025
70—80	39,2	1,06	52	0,80	0,056
80—90	40,0	1,08	52	0,80	0,064
90—100	38,2	1,03	51	0,82	0,072
100—106	36,0	0,97	49	0,85	0,079

Примечание. Объемный вес ила вычислен с учетом взвешивающего влияния воды: $\Delta = (\gamma_{ск} - \gamma_{в}) (1 - P)$, $\gamma_{ск}$ принято = 2,70; $\gamma_{в}$ = 1,03. Давление от собственного веса вычислено аналогично приведенному в табл. 1.

Изучение верхних частей современных илов Тихого океана мощностью до 3,4 м, произведенное Е. А. Романкевичем (1957), показывает, что при наличии прослоев, обогащенных органическим веществом, в верхней части толщи ила до глубины 2—2,5 м

Таким образом, можно уточнить геостатическое давление на отдельных интервалах разреза, не исследуя объемного веса глинистых пород в лаборатории.

На рис. 46 приведены прямолинейный график нарастания геостатического давления до глубины 3100 м по среднему объемному весу и фактическая кривая, построенная по данным В. Д. Ломтадзе (1956). Как можно видеть, кривая нарастания геостатического давления имеет в верхней своей части слабо вогнутый характер, в нижней же, по мере приближения объемного веса пород к их пределу — удельному весу скелета, она постепенно выполаживается.

Прямолинейный график нарастания геостатического давления в пределах верхних 2,5 тыс. м дает завышенные его значения: для глубин порядка 1000 м завышение составляет 36 кГ/см^2 , или 19%, для 2000 м отклонение +25 кГ/см^2 , или 6%. С увеличением глубины ошибка уменьшается.

Таким образом, для достоверных сопоставлений геостатического давления с гидростатическим нужно строить кривую изменения геостатического давления по фактическому объемному весу пород в пластовых условиях и их мощности.

ПЛАСТОВЫЕ ДАВЛЕНИЯ В ГЛУБОКИХ СКВАЖИНАХ.

За последнее время в Советском Союзе и за рубежом целым рядом глубоких скважин вскрыты подземные воды с очень высокими давлениями (А. Г. Алексин, 1961; Р. М. Новосилецкий, 1961; Сооке, 1955 и другие). Пересчет этих давлений на гидростатический напор и сравнение последнего с отметками выходов водовмещающих пород в областях современной инфильтрации и создания напоров показывают, что такие высокие давления не могут создаваться за счет передачи гидростатического напора из областей современной инфильтрации.

Так, например, по А. Г. Алексиному (1961), в меловых отложениях Терско-Сунженской антиклинальной зоны, недавно вскрытых глубокими буровыми скважинами, пластовые давления достигают 500 ат, т. е. 5000 м, в то время как область выходов этих пород на моноклинали Большого Кавказа находится на отметках 1,5—2 тыс. м. Это показано на профиле, составленном А. В. Дановым и А. И. Поливановой (рис. 47).

Аналогичные данные приводятся для Ирака (Сооке, 1955), Пакистана (Кеер and Ward, 1934) и других нефтегазоносных территорий.

Целый ряд исследователей провел анализ геологической обстановки и дал объяснения причин таких высоких «аномальных» давлений для отдельных конкретных случаев (А. К. Алиев, 1953; С. Б. Воробьев, 1950; Terzaghi, 1929 и другие). В основном они объясняют это передачей на пластовую воду всего или части

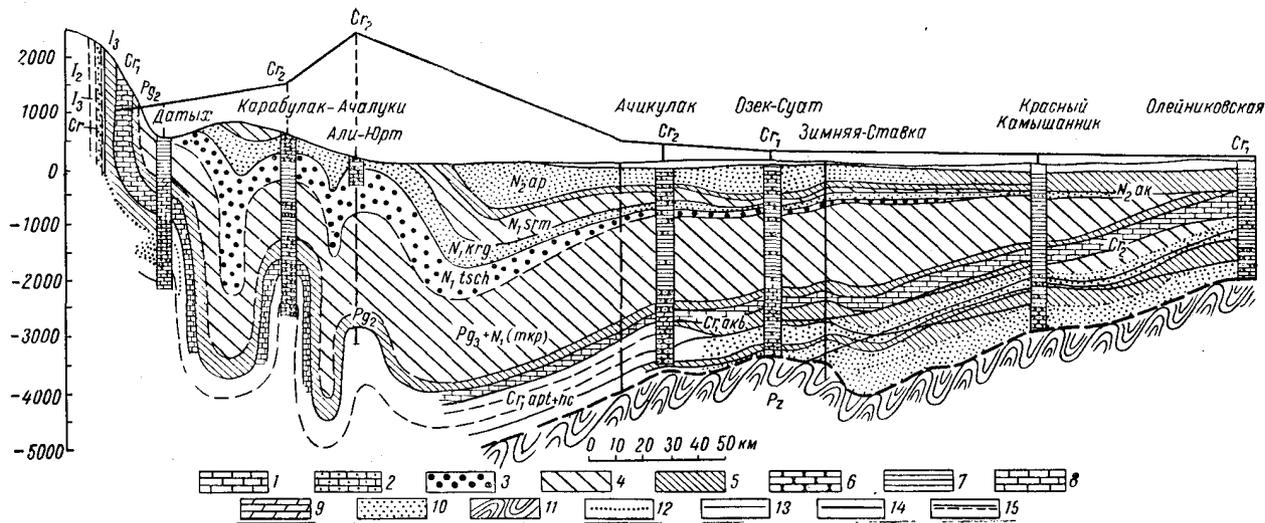


Рис. 47. Схематический гидрогеологический профильный разрез по линии Датых—Азау (по А. В. Данову и А. И. Поливановой, 1962).

Отложения: 1 — карбонатные; 2 — карбонатно-терригенные; 3 — терригенные проницаемые; 4 — водоупоры; 5 — относительные водоупоры; 6 — песчаники и алевролиты; 7 — глины; 8 — известняки; 9 — мергели; 10 — пески; 11 — породы фундамента; 12 — границы водоупоров и проницаемых толщ; 13 — стратиграфические границы; 14 — статические уровни в мезозойских отложениях; 15 — линии разрыва.

геостатического давления. Однако до настоящего времени остается неясным, почему в одних случаях это геостатическое давление передается на воду, а в других нет, и какова природа этого явления.

Накопившийся материал и наши личные наблюдения при изучении гидрогеологии нефтегазоносных бассейнов позволяют высказать некоторые положения с позиций историко-геологического изучения уплотнения глинистых осадков. Как показал ряд исследователей (Е. М. Сергеев и С. С. Поляков, 1951; П. А. Крюков, 1958; В. Д. Ломтадзе, 1953), при уплотнении глинистого осадка сначала отжимается свободная вода из пор осадка, затем при увеличении давления — полусвязанная (рыхло связанная) и наконец прочно связанная, причем никаких перегибов или скачков на кривой уплотнения в лабораторных условиях не отмечается. Нет их и на логарифмических кривых уплотнения осадка в природных условиях, построенных нами для осадков различного возраста (глава III).

Как правило, уплотнение древних глинистых осадков давно закончилось и в настоящее время их пористость соответствует современной нагрузке и сохраняющимися в осадке структурным связям — упрочнению осадка. Поэтому говорить о передаче части пластового давления на воду в порах такого осадка в настоящее время затруднительно. Вся нагрузка воспринимается скелетом осадка. Пластовое давление в порах осадка давно должно было бы уравновеситься с гидростатическим и примерно соответствовать ему или быть несколько выше (с учетом начального фильтрационного градиента). Такое соответствие действительно наблюдается, однако, лишь до некоторых, сравнительно небольших глубин порядка 1000—2000 м. Глубже отмечается повышение пластового давления до некоторых промежуточных величин, а еще глубже пластовое давление приближается по значению к геостатическому и близко совпадает с ним, причем для разных геологических условий эти глубины различны.

В этом отношении весьма характерны наблюдения, сделанные Кипом и Вардом (Keer and Ward, 1934) в Пакистане (рис. 48). Здесь совершенно отчетливо наблюдается плавный переход значений пластового давления от гидростатического к геостатическому с увеличением глубины, т. е. можно выделить определенную переходную зону от гидростатического давления к геостатическому. Если подсчитать нагрузку от веса вышележащих пород, то окажется, что до ее значений порядка 140—150 кГ/см^2 пластовое давление воды примерно равно гидростатическому, от значений 140—150 кГ/см^2 до 350 кГ/см^2 величины пластового давления воды занимают промежуточное положение между гидростатическим и геостатическим давлениями, закономерно возрастая по мере увеличения последнего и, наконец, при значениях свыше 350 кГ/см^2 пластовое давление воды

приближается к геостатическому, оставаясь все время несколько меньше его.

В Южно-Каспийском нефтегазоносном бассейне наблюдается аналогичная картина. Так, по В. В. Денисевичу (1961), на площади Котур-Тепе (юго-западная Туркмения) в песчано-глинистых отложениях красноцветной толщи на глубине 1500 м пластовое давление в 1,26 раза больше гидростатического, а на месторож-

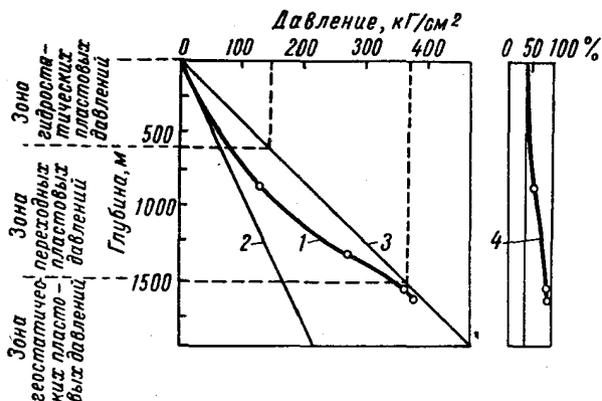


Рис. 48. Изменение пластового давления на площади Каур, Пакистан (по Keep and Ward, 1934; гидрогеологические зоны по Ю. В. Мухину, 1961). Давление: 1 — пластовое; 2 — гидростатическое; 3 — геостатическое; 4 — пластовое, в % от геостатического.

дении Камышлджа в аналогичных породах красноцветной толщи на глубине 2810 м пластовое давление уже в 1,6 раза больше гидростатического.

Используя рис. 44 и 46, можно получить следующие соотношения (табл. 14).

Таблица 14

Глубина, м	Гидростатическое давление, ат	Пластовое давление, ат	Геостатическое давление, ат	Пластовое давление, % от геостатического
1500	156	196	310	64
2810	300	480	620	77

Таким образом, и в совершенно иных геологических условиях наблюдается увеличение пластового давления с увеличением глубины и его приближение к геостатическому.

По наблюдениям Кука (Cooke, 1955) в Ираке, пластовое давление на глубинах порядка 4 тыс. м уже близко к геостатическому (рис. 49).

Эти ценные наблюдения позволяют выделить в подземной гидросфере три гидрогеологические зоны:

1) гидростатических пластовых давлений; 2) переходных пластовых давлений; 3) геостатических пластовых давлений и дать физическую интерпретацию выявленной закономерности с позиций историко-геологического изучения уплотнения осадков.

В зоне гидростатических пластовых давлений при сравнительно небольших нагрузках происходит отжатие из пор осадка гравитационной, свободной воды, которая подчиняется законам динамики подземных вод. Начальный градиент фильтрации из осадка вследствие его достаточной пористости невелик.

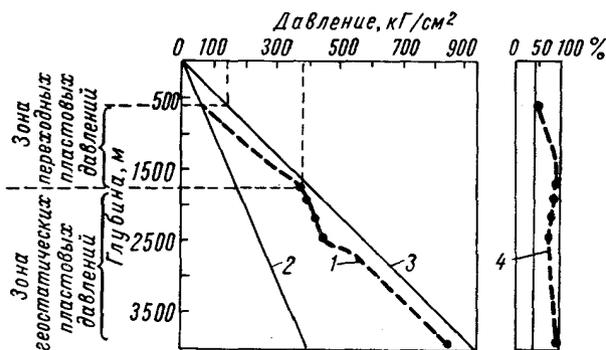


Рис. 49. Сближение пластового и геостатического давлений в Шина-Зурх, Ирак (по Cooke, 1955, гидрогеологические зоны по Ю. В. Мухину, 1961).
Условные обозначения те же, что на рис. 48.

Гидродинамическое равновесие с пластовой водой в более проницаемых породах устанавливается относительно быстро, и пластовое давление в осадке принимает значения, близкие к гидростатическому.

В зоне переходных пластовых давлений под влиянием все возрастающей нагрузки и вследствие почти полного отжатия свободной воды в вышележащей зоне начинает отжиматься полусвязанная (рыхло связанная) вода. Пористость осадка резко уменьшается, что влечет за собой резкое уменьшение его проницаемости и соответственное возрастание начального фильтрационного градиента. Поэтому давление отжатой полусвязанной воды в порах осадка заметно выше гидростатического, но ниже геостатического и увеличивается с глубиной.

В зоне геостатических пластовых давлений полностью заканчивается отжатие полусвязанной воды и начинается отжатие прочно связанной. Значительное возрастание нагрузки на породу ведет к еще большему уменьшению ее пористости и проницаемости, вследствие чего начальный фильтрационный градиент еще больше увеличивается и давление отжатой прочно связанной воды в порах осадка приближается к геостатическому.

Из рис. 49 видно, что зона геостатических пластовых давлений отбивается на глубине около 2000 м и прослеживается до глубины свыше 4000 м.

Так как все эти явления происходят на больших глубинах, в зоне, где влияние поверхностного водообмена почти не сказывается, то уравнивание избыточного (по сравнению с гидростатическим) давления происходит весьма медленно через зону переходных давлений. Это значит, что, начиная с определенных глубин, между нижними водоносными горизонтами и верхними все время существует перепад напоров и что линии фильтрационных токов в зоне переходных пластовых давлений направлены преимущественно снизу вверх в течение длительного (геологического) времени. С этим явлением, очевидно, связана и столь часто наблюдаемая на глубине миграция нефте- и газоносных флюидов из нижних горизонтов в верхние через, казалось бы, слабопроницаемые разделы.

Решающую роль при этом играют большие гидравлические градиенты, возникающие вследствие значительных перепадов пластового давления на коротких расстояниях и направленные вертикально вверх.

Так, в гидрогеологической зоне переходных пластовых давлений для Пакистана (см. рис. 48) перепад пластовых давлений на границах зоны составляет 300 ат при мощности зоны 900 м. Это дает гидравлический градиент $3000:900=3,3$. Для Ирака (см. рис. 49) перепад давлений равен 325 ат при мощности зоны 1150 м. Гидравлический градиент соответственно равен 2,8.

Для юго-западной Туркмении (см. табл. 11) перепад пластовых давлений в интервале 1500—2810 м составляет 284 ат, а гидравлический градиент на этом интервале в среднем составляет 2,2.

В зоне геостатических пластовых давлений гидравлический градиент (также направленный снизу вверх) пропорционален градиенту возрастания геостатического давления (см. рис. 49) и в среднем составляет около 2.

Такие градиенты несравнимы с гидравлическими градиентами в верхней гидрогеологической зоне «гидростатических» пластовых давлений, они в тысячи и десятки тысяч раз превышают последние. Для сравнения можно указать, что средние гидравлические градиенты в верхней гидрогеологической зоне для предгорного Средне-Каспийского нефтегазоносного бассейна не превышают 0,005—0,008 (Ю. В. Мухин и другие, 1960), а для платформенного Северо-Каспийского — 0,0004 (Ю. В. Мухин, 1961). В связи со сказанным в гидрогеологических зонах переходных и геостатических пластовых давлений нет условий для замедленного (затрудненного) и весьма замедленного водообмена («застойного режима»). Выделение в этих очень активных гидрогеологических зонах зон водообмена ни в коем случае не может быть

оправдано. Условия замедленного и весьма замедленного водообмена могут иметь и в действительности имеют место лишь в верхней гидрогеологической зоне гидростатических пластовых давлений.

В нижних гидрогеологических зонах давление, созданное весом толщ залегающих выше осадков (геостатическое давление), передается (полностью или частично) на гидравлическую систему флюидов, находящихся в порах, хотя само уплотнение осадка в основном уже давно закончилось. Разумеется, что в разных местах положение границ выделенных выше гидрогеологических зон по вертикали будет различно. Оно будет зависеть от величины действующей нагрузки, степени уплотнения осадка, его проницаемости и проницаемости прилегающих пород и прослоев в толще осадка.

Очевидно, что гидродинамические критерии нефтегазоносности, разрабатываемые в последнее время рядом исследователей без учета особенностей зон переходных и геостатических пластовых давлений, могут найти применение лишь в зоне гидростатических пластовых давлений. Для зон же переходных и геостатических пластовых давлений существуют свои закономерности, основными из которых являются: движение флюидов снизу вверх и по восстанию пластов от области наибольшего погружения осадка к областям менее глубокого его залегания, т. е. к периферическим частям бассейна седиментации. В указанных нижних гидрогеологических зонах эти закономерности контролируют движение флюидов и, очевидно, процессы нефтегазонакопления.

В качестве примера рассмотрим закономерности распределения пластовых давлений на площади Майли-Су (Ферганская котловина). Бурением здесь вскрыты юрские, нижнемеловые, верхнемеловые и палеогеновые водоносные горизонты, причем пластовые давления в нижних горизонтах превосходят гидростатические на ту или иную, иногда значительную, величину, тогда как в верхнем они соответствуют гидростатическому (рис. 50).

В связи с этим здесь очень четко выделяются упоминавшиеся выше гидрогеологические зоны: для самого нижнего юрского водонапорного комплекса пластовые давления на глубине 2280 м составляют 360 ат (скв. 13), в то время как максимальное значение гидростатического напора, вычисленное по отметкам выхода пласта на дневную поверхность в зоне современного создания напоров, не превышает 260 ат. Пластовое давление в этой скважине в 1,38 раза больше возможного максимального гидростатического и составляет 74% от геостатического.

В другой скважине (скв. 105), расположенной на периферической части прогиба, ближе к области современной инфильтрации и создания напоров (выход комплекса на дневную поверхность),

пластовое давление на глубине 1800 м составляет 221 ат, или только 56% от геостатического, и приближается к гидростатическому в области создания напоров.

В связи с тем, что пластовые давления уменьшаются от центральной части депрессии к ее периферии, движение флюидов в юрском водонапорном комплексе направлено по восстанию пла-

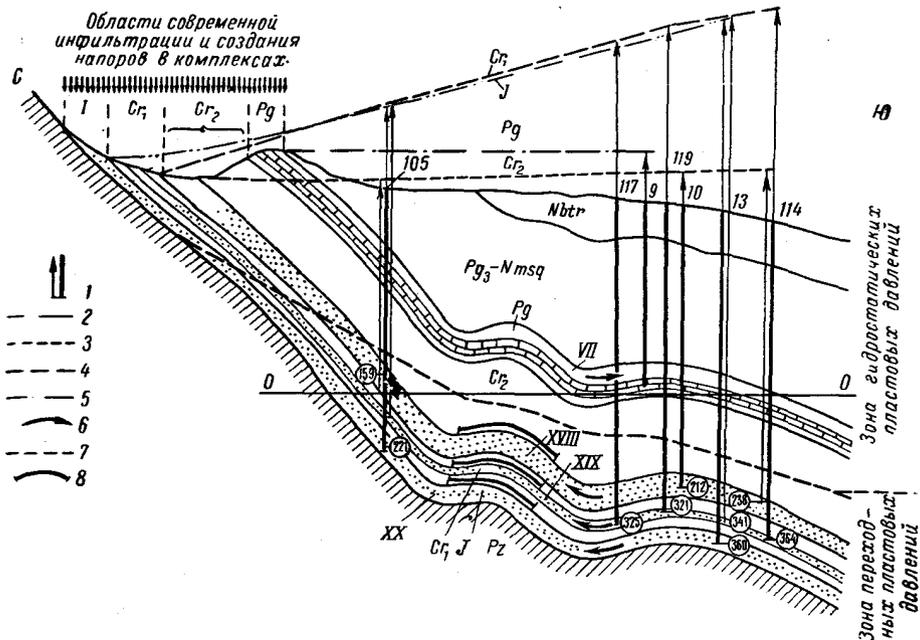


Рис. 50. Гидрогеологический профиль вкрест простирания антиклиналей Майли-Су (по А. М. Хуторову, 1960, с добавлениями Ю. В. Мухина, 1961). Nbtr — бактрийская серия, Pg₃ — N₁msg — массагетская серия, Pg — палеоген, Cr₂ — верхний мел, Cr₁ — нижний мел, J — юра, Pz — палеозой.

1 — скважины (стрелкой указан напор пластовых вод, приведенный к пресной воде); приведенные статические уровни: 2 — в VII пласте палеогена; 3 — в XVIII пласте верхнего мела; 4 — в XIX пласте нижнего мела; 5 — в оглознениях юры; 6 — направление движения флюидов; 7 — границы гидрогеологических зон; 8 — зоны, благоприятные для накопления углеводородов. Арабские цифры на поверхности — номера скважин; в кружке — пластовое давление, ат; римские цифры — номера пластов.

стов к периферической части бассейна. Естественно, что оно может иметь место лишь до тех пор, пока пластовое давление не сравняется с гидростатическим, формирующимся в зоне современной инфильтрации под влиянием выпадающих атмосферных осадков и гипсометрии выходов комплекса на дневную поверхность.

Очевидно, что в зоне равенства пластового и гидростатического давлений образуется застойная гидродинамическая зона, которая при наличии соответствующих ловушек может оказаться и зоной нефтегазонакопления. Такое происхождение имеет,

по-видимому, Бенойское месторождение в Средне-Каспийском нефтегазоносном бассейне, расположенное вблизи зоны современной инфильтрации и создания напоров в верхнемеловом водонапорном комплексе.

В нижнемеловом водонапорном комплексе картина распределения пластовых давлений идентична описанной для юрского комплекса, здесь также давления уменьшаются от центральной к периферической части прогиба и происходит соответствующее движение флюидов. Следовательно, оба эти комплекса располагаются в гидрогеологической зоне переходных пластовых давлений.

В верхнемеловом водонапорном комплексе пластовые давления в центральной части прогиба незначительно превышают гидростатическое давление в зоне современной инфильтрации и создания напоров, а в периферической части прогиба примерно равны ему. Поэтому можно считать, что этот комплекс располагается у верхней границы гидрогеологической зоны переходных пластовых давлений.

В палеогеновом водонапорном комплексе отчетливо прослеживается уменьшение пластовых давлений от периферии к центральной части прогиба, т. е. от области современной инфильтрации и создания напоров к очагам современной разгрузки, расположенным где-то южнее. Этот комплекс находится целиком в первой гидрогеологической зоне гидростатических пластовых давлений.

Таким образом, прежде чем использовать те или иные гидрогеологические закономерности в качестве критериев при оценке перспектив нефтегазоносности, необходимо установить, для какой гидрогеологической зоны они применимы. Существенное значение имеет также и геологическое время, т. е. палеогеологические условия.

Как было показано, в течение геологического времени существует постоянная тенденция к уменьшению пластовых давлений до гидростатических посредством перетока флюидов от областей с большими давлениями к областям с меньшими. В зависимости от величин проницаемости пластов и размеров перепада давлений этот процесс в разных водонапорных комплексах может занимать различные отрезки времени. Так, например (см. рис. 50), в палеогеновом водонапорном комплексе он уже закончился, в верхнемеловом — заканчивается, а в нижнемеловом и юрском — еще далек от завершения.

ПРИМЕНЕНИЕ ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КРИВОЙ СЖАТИЯ К ИЗУЧЕНИЮ ПРОЦЕССОВ НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЯ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОЦЕССОВ НЕФТЕ- И ГАЗООБРАЗОВАНИЯ

Общая характеристика процессов нефте- и газообразования дается в основном по материалам Совещания по проблеме происхождения нефти (1958), в частности, с использованием доклада Оргкомитета АН СССР, подготовленного ведущими геологами-нефтяниками нашей страны (А. А. Бакиров, И. О. Брод, В. В. Вебер, Н. А. Еременко, В. Д. Жабрев, С. П. Максимов, М. Ф. Мирчинк, А. А. Трофимук, С. Ф. Федоров, А. В. Ульянов, В. А. Успенский и другие, 1958), и с учетом работ, опубликованных после этого Совещания.

Основы учения о нефти в нашей стране разработаны академиками А. Д. Архангельским и И. М. Губкиным. В основу этого учения положены представления о нефтематеринских свитах, т. е. свитах осадочных пород глинистого характера, содержащих рассеянное органическое вещество, которое в процессе диагенеза осадка и его уплотнения преобразуется в углеводороды, покидающие нефтематеринские свиты и при дальнейшей миграции образующие скопления нефти и газа.

Со времени опубликования работ А. Д. Архангельского и И. М. Губкина накопился новый огромный фактический материал и были проведены очень интересные исследования современных морских осадков как аналогов нефтеносных фаций (В. В. Вебер, А. И. Горская, 1960 и другие). Эти новые данные позволили значительно расширить и углубить представления об образовании нефти и углеводородных газов в осадочных породах. Наиболее полное отражение эти представления нашли в работах И. О. Брода (1947, 1959, 1960), который на основе анализа огромного фактического материала и лабораторных исследований по содержанию органического вещества в осадках ввел понятие о сингенетично и эпигенетично нефтегазоносных свитах и сделал региональные обобщения, выделив крупные области прогибания земной коры с такими свитами в качестве известных или перспективно нефтегазоносных бассейнов (И. О. Брод, 1960).

Согласно этим представлениям по мере погружения на глубину глинистых осадков, содержащих рассеянное органическое вещество, под влиянием геохимических, геотермических факторов и все возрастающего давления происходит их битуминизация с выжиманием части битумов из слабопроницаемых (глинистых) пластов с субкапиллярными порами в более проницаемые (коллекторские) пласты с капиллярными порами. В процессе выжимания битумов происходит их превращение (полное или частичное).

в жидкие и газообразные углеводороды. Все это, конечно, происходит в условиях насыщения пород подземными водами.

Такова схема процесса нефте- и газообразования в современном представлении большинства геологов-нефтяников, которой придерживаемся и мы.

Однако до настоящего времени остается еще много неясных и нерешенных вопросов как в отношении термодинамических условий, при которых происходят процессы битумообразования и отжата битумов из битумообразующих глинистых осадков, так и в отношении длительности во времени этих процессов, а также условий перехода битумов в нефть и газ и форм, в которых находятся последние в подземных водах проницаемых (коллекторских) пластов.

Так, например, Г. М. Сухарев (1954) считал, что «миграция нефти и газа происходит по мере накопления осадков в виде эмульсии с иловой водой» ... (стр. 318) и что «в результате дальнейшего уплотнения под нагрузкой вышележащих толщ... из глинистых осадков отжимаются — мигрируют в песчаные образования добавочные объемы нефтяной эмульсии и газа» (стр. 322). Процесс этот он рассматривает как протекающий непрерывно, но постепенно затухающий.

Однако ни количество воды (а следовательно, и нефтегазовой эмульсии), остающееся в илах после их осаждения в бассейне, ни скорость выделения иловой воды и нефтяной эмульсии, как отмечал в свое время еще В. А. Сулин (1935), количественно оценить не удавалось. Этот процесс не получил и до сих пор определенного разрешения.

Целый ряд исследователей пытался подойти к этому вопросу и давал ту или иную качественную оценку процесса уплотнения осадка и связанного с ним выжимания седиментационной воды и газонефтяной эмульсии.

Так, например, Н. М. Страхов (1953) считал, что «резкая отдача воды из уплотняющихся глин происходит на глубинах до 250 м» и что «при дальнейшем погружении осадки переходят в плотные осадочные породы, лишь очень медленно отдающие воду».

В. Б. Порфирьев и В. Ф. Линецкий (1952) также считали, что миграция воды, обусловленная гравитационным уплотнением, протекает преимущественно на первых этапах накопления и консолидации глинистых осадков на сравнительно небольших глубинах, порядка нескольких сотен метров.

В. П. Батурич (1945) полагал, что седиментационное уплотнение осадков заканчивается на глубине 400 м.

В. Ц. Гуссоу (1955) считал, что первичная миграция нефти и газа из глинистых осадков происходит на стадии механической деформации частиц осадка, уменьшающей его пористость от 35 до 10% на глубинах 250—1800 м, т. е. при давлениях порядка 50—400 ат.

Несколько иной точки зрения придерживались другие исследователи. А. В. Мак-Кой и В. Росс-Кейт (1934), основываясь на сохранности в осадках хрупкой фауны, считали, что уплотнение глинистых осадков в основном завершается в процессе самого отложения или вскоре после его окончания.

Г. Хедберг (1936) считал, что перегруппировка частиц полужидкого осадка и выжимание свободной воды происходит на дне современных бассейнов на глубине 5—10 см ниже дна осадка; на глубинах от нескольких до 160 м (от поверхности осадка) более полно удаляется гравитационная вода и частично — вода адсорбированная. При глубине погружения осадка от 160 до 1900 м происходят дальнейшее отжатие адсорбированной воды, механическая деформация глинистых частиц, перекристаллизация и значительное уменьшение пористости осадка.

По В. А. Соколову (1956), выжимание из глин воды и нефти может происходить главным образом в процессе седиментационного уплотнения, когда глины еще «сохраняют пластичность» (стр. 120). Глубины, на которых происходит этот процесс, он оценивает величинами порядка 160—250 м от поверхности осадка.

Как видно из изложенного, среди исследователей нет единого мнения о том, на какой стадии уплотнения происходит выжимание основной массы жидкости из осадка. К конкретному решению этого вопроса можно подойти лишь тогда, когда удастся перейти от качественной оценки процессов уплотнения осадка и выжимания из него жидкости к количественной оценке этих процессов и определить скорость уплотнения осадка, начиная от момента его образования до превращения в глинистую породу современного облика, или, иными словами, получить количественную оценку процессов уплотнения в течение геологической истории битумопроизводящего осадка.

Таким образом, вопросы уплотнения глинистых осадков в процессе их седиментации и диагенеза представляют большой интерес и с точки зрения нефте- и газообразования. В частности, большой интерес представляет изучение скорости и величины уплотнения в различные этапы геологической истории тех глинистых осадков, которые содержат органические вещества и рассматриваются как нефтематеринские или битумопроизводящие свиты.

Отсюда следует, что в качестве метода, позволяющего получить количественную оценку уплотнения битумопроизводящих осадков, можно успешно использовать метод построения историко-геологической кривой сжатия, описанной в первой части настоящей работы.

УСЛОВИЯ ВЫДЕЛЕНИЯ НЕФТЕОБРАЗУЮЩИХ ВЕЩЕСТВ ИЗ БИТУМОПРОИЗВОДЯЩИХ СВИТ

Условия выделения нефтеобразующих веществ (битумов) из битумопроизводящих свит до настоящего времени еще во многом

неясны. Неясны и условия перехода выделившихся битумов в углеводороды.

По И. О. Броду (1959), переход битумов в углеводороды происходит в процессе или после отжатия первых из битумопроизводящих глинистых свит с субкапиллярными порами в пласты-коллекторы с капиллярными порами.

Целый ряд исследователей (М. Е. Альтовский, В. М. Швец и другие, 1958; Е. А. Барс и другие, 1958, 1961) доказал присутствие органических веществ в подземных водах в растворенном виде. Однако происхождение их трактуется этими исследователями с совершенно противоположных позиций. Если М. Е. Альтовский и его соавторы связывают происхождение растворенных органических веществ с процессами в зоне гипергенеза и инфильтрацией растворов из областей питания, то Е. А. Барс и ее последователи связывают содержание органики с растворением подземными водами скоплений углеводородов в процессе движения подземных вод вблизи таких скоплений.

Не отрицая возможностей ни того, ни другого происхождения части растворенных органических веществ, подчеркиваем, что для наших целей важна лишь та составляющая органических веществ, которая отжимается в процессе уплотнения битумопроизводящих глинистых осадков. При этом в нашем представлении отжатые нефтеобразующие вещества по термодинамическим условиям должны находиться в растворенном в воде состоянии, независимо от того, представляют ли они жидкость или газ в нормальных условиях. Такие представления подтверждаются произведенным за последнее время изучением предельной концентрации растворенных углеводородов в глубоких (до 3500 м) водоносных горизонтах Предкавказья (В. Н. Корценштейн, 1961), где в 1 л пластовой воды содержится до 4—5 л растворенных углеводородов, а для полного насыщения требуется около 6 л углеводородов на 1 л воды.

Полное растворение в воде генерирующихся в виде газовой фазы углеводородов очень хорошо иллюстрируется наблюдениями, проведенными на оз. Киву (Н. Д. Елин и Ю. В. Мухин, 1964). Здесь в настоящее время образуется метан, который на глубинах 275—475 м полностью растворяется в озерной воде, лишенной кислорода. Количество образующегося газа недостаточно для полного насыщения воды, в связи с чем в ней может раствориться еще столько же газа, сколько уже содержится (газовый фактор $\approx 0,5$). Возраст озера 10—20 тыс. лет.

Для оценки условий, при которых происходит отжатие нефтеобразующих веществ из глинистых осадков, очень интересны опыты В. Д. Ломтадзе (1959) по уплотнению образцов глин большими нагрузками. При этих опытах оказалось, что в отжатой при давлениях до 150 кг/см^2 поровой воде растворенные битумы обнаружены не были, но они были

выявлены анализом в порциях поровой воды, отжатых при давлениях, превышающих 150 кг/см^2 .

Эти ценные наблюдения проливают свет на условия отжима нефтеобразующих веществ из глинистых осадков и в природных условиях. Сопоставляя порядок величин давлений при опытах В. Д. Ломтадзе с порядком величин давлений, при которых в природных условиях отмечается нижняя граница «зоны гидростатических пластовых давлений», т. е. начинается отжатие из осадка связанной воды (глава XI), можно прийти к выводу, что нефтеобразующие вещества отжимаются из осадка лишь вместе или одновременно со связанной водой. Вместе с отжатой водой эти вещества поступают в более проницаемые пласты-коллекторы.

Как указывает И. О. Брод (1947, 1959), процессом перехода нефтеобразующих веществ из связанного состояния в свободное обусловлен и процесс образования из них или из их части углеводородов. Такие представления подтверждаются тем немногим фактическим материалом, которым мы располагаем в настоящее время.

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ЯВЛЕНИЯ

Количественная сторона явления — какая доля от суммарного количества органического вещества, содержащегося в битумопроизводящем осадке, отжимается при уплотнении последнего и какая доля отжатых битумов переходит в нефть и газ — на сегодня еще во многом не ясна, так как мы располагаем очень ограниченным количеством сравнительных подсчетов объема содержащегося в осадках органического вещества с объемом известных скоплений углеводородов (А. Д. Архангельский, 1927; П. Траск, 1932, 1942; М. А. Жданов, 1959).

Тем не менее и эти данные дают возможность подойти к количественной оценке явления генерации углеводородов на основе анализа объемов отжатых на разных этапах геологической истории флюидов из той или иной битумопроизводящей свиты и определенных количественных соотношений между органической и неорганической частью отжатого флюида. Разумеется, для разных битумопроизводящих свит эти соотношения могут и должны быть различными, так как они будут зависеть: во-первых, — от общего содержания органического вещества в осадке, во-вторых — от термодинамической обстановки, определяющей условия выжимания флюида из осадка, и в-третьих — от геохимической и термодинамической обстановок, определяющих условия перехода битумов в углеводороды в тех пластах-коллекторах, куда они были отжаты.

Все эти условия в настоящее время почти не поддаются количественной оценке, необходимой для получения конкретных соотношений. Поэтому мы их учитываем суммарно в виде процентных соотношений от количества органического вещества в битумопр-

изводящей свите, количества отжатых флюидов и количества известных скоплений нефти и газа с использованием в ряде случаев сравнительно-литологического метода.

В качестве примера рассмотрим вопрос об общем количестве нефти, которое могло выделиться при уплотнении верхнеюрских осадков в центральных районах европейской части СССР в течение геологического времени, если бы они были битумопроизводящей свитой и если бы происходило образование углеводородов.

Содержание органического углерода в современных морских илах, например, для Каспийского моря, по данным М. В. Кленовой и Л. А. Ястребовой (1956), составляет в среднем 1,36%, увеличиваясь местами до 2,35 и даже до 3,25%, что дает по подсчетам тех же авторов на 1 м² площади при толщине слоя 1 см содержание органического вещества в песчаных илах 225 г и в илах 275 г. В среднем эту величину можно принять равной 250 г. В пересчете на 1 м мощности слоя глинистого осадка среднее содержание органического вещества составит 25 кг/м² площади, или 25 тыс. т/км² площади осадка при его мощности в рыхлом состоянии 1 м.

Так как для верхнеюрских осадков рассматриваемого района данных о содержании органического вещества нет, то совершенно условно подсчитанное выше количество органики относим не к современным осадкам Каспийского моря, а к илам верхнеюрского моря и по этим данным подсчитываем общее количество органики в верхнеюрских осадках. Мощность последних в неуплотненном состоянии, как было показано выше, составляет 30 м, площадь их распространения ориентировочно равна 400 тыс. км². Тогда общее количество органического вещества в осадке будет $25 \times 400 = 10\,000$ млн. т/м мощности осадка, а всего 300 млрд. т.

В районах известных нефтегазопоявлений в нефтепроизводящих глинистых свитах содержится органическое вещество и существуют залежи нефти. Поэтому нужно считать, что только некоторая часть количества органики, содержащейся в илах, переходит в углеводороды.

Если принять, что при уплотнении осадков 10% органического вещества переходит в углеводороды, мигрирующие вместе с иловым раствором в процессе уплотнения глинистого осадка, то общее количество нефти и газа, которое могло бы образоваться при уплотнении верхнеюрских осадков, составило бы 30 млрд. т. При оговоренном выше равномерном выделении из этих осадков мигрировало бы с иловыми растворами на первом этапе их уплотнения, т. е. в течение верхнеюрской эпохи, около $\frac{3}{4}$, или около 22 млрд. т, а из последних по меньшей мере 60%, как было подсчитано в главе XI, должно было поступить обратно в водоем и рассеяться. Можно было бы рассчитывать на сохранение лишь около 9 млрд. т в более древних, доюрских коллекторах, в случае благоприятных условий дренирования. Остальные 8 млрд. т были отжаты с порвыми растворами в меловой период. При наличии

соответствующих коллекторов, ловушек и других подходящих условий в меловых и доюрских породах можно было бы рассчитывать на сохранение большей части этих углеводородов.

Приведенный подсчет, несмотря на его условность, показывает, что в самом благоприятном случае в проницаемых водоносных (коллекторских) пластах может содержаться не более 50% всех углеводородов, выделяющихся при образовании и уплотнении осадков, содержащих органические вещества.

Однако в данном примере наиболее интересно то, что при рассмотренных термодинамических условиях выделение углеводородов должно было полностью закончиться к концу верхнего мела, т. е. ко времени обжата осадка максимальной нагрузкой, а уплотнение его в течение третичного периода, как показывает историко-геологическая кривая сжатия (см. рис. 20), уже не могло вызвать дальнейшего отжимания битумов.

Таким образом, для изучения процессов нефтегазообразования имеют существенное значение история уплотнения осадка, время действия на него максимальной нагрузки и наличие этапов разуплотнения. Очевидно, что обжатие осадка после его разуплотнения повлечет за собой лишь отжатие воды, если новая нагрузка не превысит уже действовавшей.

О НАПРАВЛЕНИИ ПУТЕЙ МИГРАЦИИ ОТЖИМАЕМЫХ ФЛЮИДОВ

Даже общие представления о вероятных путях миграции углеводородов вслед за их выделением из битумопродуцирующих свит на том или ином этапе уплотнения могут быть полезны при оценке перспективности той или иной категории ловушек, того или иного коллектора, той или иной территории.

Выше были рассмотрены три гидрогеологические зоны пластовых давлений. Миграция углеводородов, находящихся в растворенном состоянии в подземных водах каждой из этих трех зон, обусловлена преобладающими направлениями движения подземных вод.

В верхней гидрогеологической зоне гидростатических пластовых давлений преобладает горизонтальное или близкое к нему направление движения подземных вод от областей современной инфильтрации и создания напоров к зонам и областям разгрузки, или к зонам перелива через подземные структурные барьеры в другие артезианские бассейны. Соответственно закономерности распределения мигрирующих вместе с подземными водами углеводородов обусловлены закономерностями движения подземных вод по напластованию в слабо наклонных или горизонтальных пластах. Основными гидрогеологическими критериями для оценки перспектив нефте- и газоносности в этой зоне являются: направление и скорость движения воды, температура и

пластовое давление, гидрохимические условия, обеспечивающие сохранность углеводородов от разрушения (окисления).

Примером таких условий являются гидрогеологические условия Средне-Каспийского нефтегазоносного бассейна для кайнозойских (В. Н. Корценштейн, 1960), а в платформенной его части и для мезозойских отложений. Миграция углеводородов в растворенном виде здесь в основном подчиняется закономерностям движения подземных вод в этих отложениях по напластованию, а выделение углеводородов из воды происходит при изменении термодинамических условий вследствие нарушения фазового равновесия при движении подземных вод по восстанию пластов.

В зоне переходных пластовых давлений гидрохимические условия, как правило, вполне благоприятны для сохранения отжимаемых углеводородов. Для этой зоны характерно снижение пластовых давлений снизу вверх по вертикали, гораздо большее, чем разность напоров по горизонтали в отдельных водонесных горизонтах и пластах. Поэтому здесь преобладает вертикальное или круто наклонное очень медленное движение подземных вод при движении вверх по восстанию пласта-коллектора, а вместе с ними и растворенных углеводородов. В связи с этой особенностью и закономерности распределения мигрирующих вместе с подземными водами углеводородов здесь отличны от верхней зоны. В нижних частях зоны условия для выделения растворенных углеводородов из-за преобладания больших давлений, как правило, неблагоприятны. В верхних частях зоны они становятся более благоприятными. Особенно благоприятны условия на границе с верхней зоной, где возможны небольшие перепады давлений и застойные зоны. Именно здесь должно происходить выделение растворенных углеводородов из воды, причем преимущественно в жидкой фазе.

В качестве примера можно привести Днепровско-Донецкий нефтегазоносный бассейн, где по данным ряда исследований (Б. С. Воробьев и Н. П. Патрикеева, 1961 и другие), устанавливается вертикальная миграция флюидов снизу вверх, а также зоны глубокого погружения мезозойских отложений в Средне-Каспийском нефтегазоносном бассейне. Здесь, например, по разности пьезометров в меловых и юрских отложениях в некоторых местах также установлено вертикальное движение вод снизу вверх. Есть основания полагать, что с этим перепадом напоров связано скопление нефти на больших глубинах. В Северо-Каспийском нефтегазоносном бассейне намечается аналогичная картина. При внимательном рассмотрении положения изопьез в терригенной толще карбона (см. рис. 40) можно отметить довольно причудливую конфигурацию изопьезы 375 в районе Ероховской и Никольской площадей. Здесь зона повышенных пластовых давлений как бы внедряется с юго-востока в направлении зоны Жигулевских дислокаций.

Из анализа этого факта следует, что в юго-восточной части Прикаспийской впадины в рассматриваемом комплексе вполне ве-

роятно наличие гидрогеологической зоны переходных пластовых давлений и что здесь при вскрытии пород комплекса скважинами можно ожидать повышенные («аномальные») пластовые давления.

В зоне геостатических пластовых давлений гидрогеологические закономерности изучены слабо. Надо полагать, что здесь господствуют условия, благоприятные для сохранения всех отжатых углеводородов полностью в растворенном виде. Гидрохимическая обстановка соответствует зоне весьма замедленного водообмена, движение подземных вод очень замедленное.

Существенным возрастанием давлений сверху вниз под влиянием тяжести столба пород обусловлена тенденция к замедленной фильтрации отжатых флюидов снизу вверх в направлении к зоне переходных пластовых давлений. Именно здесь на границе этой переходной зоны меняются, хотя, быть может, и не резко, термодинамические условия. Последнее может вызывать выделение части растворенных углеводородов.

Особенностью этой зоны является полное отсутствие свободной (гравитационной) воды, которая заполняла поры осадка при его седиментации в зоне гидростатических пластовых давлений. Здесь полностью господствуют связанная вода и органические вещества, отжатые из осадка геостатическим давлением и перешедшие в новое качество — флюидов, подчиняющихся силе тяжести. Поэтому есть основание полагать, что в составе этих флюидов будет значительно больше углеводородов, чем в вышележащей переходной зоне.

Таким образом, направление путей миграции отжимаемых из осадков флюидов с углеводородами в значительной мере зависит от того, в какой гидрогеологической зоне, т. е. при каких соотношениях пластовых и гидростатических давлений, происходит выделение флюидов. Исходя из этого, можно сказать, что для отжимаемых флюидов существуют три категории закономерностей миграции, которые нужно изучать для каждой из трех выделенных гидрогеологических зон отдельно. При этом следует учитывать, что эти закономерности имеют общий характер для зоны в целом, а для отдельных глинистых разделов в каждой зоне сохраняется рассмотренная в главе XI закономерность выжимания флюидов и в перекрывающие, и в подстилающие более проницаемые (коллекторские) пласты, а также и в более проницаемые прослои внутри самого глинистого раздела, если такие имеются.

Именно выжиманием флюидов в подстилающие более проницаемые отложения можно объяснить с позиций органического происхождения углеводородов факты присутствия последних в верхней трещиноватой зоне изверженных пород, представляющей относительно хорошо проницаемую дренирующую среду для отжимаемых из лежащих на ней менее проницаемых глинистых пород.

Так, например, в Азово-Кубанском нефтегазоносном бассейне на Майкопской (Калининской) площади в скв. 20 на глубине 3313—3327 м в каолинизированной коре выветривания гранитов получен приток горючего углеводородного газа (12 000 м³/сутки). Непосредственно на гранитах залегают мезозойские глинистые отложения, при уплотнении которых часть флюидов, содержащих углеводороды, очевидно, была отжата в более проницаемую кору выветривания гранитов.

Глава XIII

АНАЛИЗ УПЛОТНЕНИЯ МАЙКОПСКИХ ГЛИН ПРЕДКАВКАЗЬЯ КАК ПРИМЕР ПРИМЕНЕНИЯ ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КРИВОЙ СЖАТИЯ К ИЗУЧЕНИЮ ПРОЦЕССОВ НЕФТЕ- И ГАЗООБРАЗОВАНИЯ

В Предкавказье майкопская глинистая свита рассматривается как сингенетично-нефтегазоносная (И. О. Брод, 1959). В связи с этим представляет интерес изучение процесса уплотнения глинистых осадков майкопского моря со времени их отложения и до современного состояния в конкретных условиях, т. е. в определенном регионе. Такое изучение поможет осветить условия миграции подземных вод, а вместе с ними и углеводородов в коллекторах, залегающих в толще самой свиты и в перекрывающих и подстилающих ее отложениях.

Для восстановления хода уплотнения майкопских глинистых осадков применяется разработанный автором метод построения историко-геологических кривых сжатия (Ю. В. Мухин, 1956).

ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КРИВАЯ СЖАТИЯ

Используя данные о естественной пористости майкопских глин Предкавказья на различных глубинах (Ломтадзе, 1956) и вычисляя давление от веса вышележащих пород, мы получили данные об уплотненности этих глин при различных нагрузках (табл. 15).

Таблица 15

Глубина, м	325	1700	3100
Давление p , кг/см ²	65	319	694
Приведенная пористость E . . .	0,54	0,24	0,09

по логарифмическому закону и E — приведенная пористость осадка и p — давление от веса вышележащих пород).

На графике, построенном в полулогарифмическом масштабе, эти данные достаточно хорошо располагаются по прямой линии (см. рис. 11). Это значит, что уплотнение майкопского осадка за геологическое время происходило $E = f(\lg p)$ (E — приведенная пористость осадка и p — давление от веса вышележащих пород).

Полученная зависимость позволяет определить начальную пористость осадка, отнесенную к небольшой глубине от поверхности раздела ил—вода майкопского моря. Такое определение можно произвести графически, продолжая линию сжатия влево (см. рис. 11), или аналитически. В последнем случае нужно составить уравнение уплотнения осадка по конкретным данным.

Согласно рис. 11, наклон линии сжатия к оси $\lg p$ определяется:

$$\operatorname{tg} \alpha = k = \frac{E_1 - E_2}{\lg p_2 - \lg p_1} = \frac{0,24 - 0,09}{\lg 694 - \lg 319} = 0,444.$$

Тогда уравнение линии сжатия осадка будет иметь вид:

$$E_1 - E_2 = 0,444 (\lg p_2 - \lg p_1).$$

Подставляя вместо E_1 и p_1 их значения из табл. 12, после преобразования получим:

$$E = 1,35 - 0,444 \lg p. \quad (24)$$

Это — уравнение линии уплотнения майкопского осадка за геологическое время в рассматриваемом районе.

Приняв начальное давление $p_0 = 0,0001 \text{ кг/см}^2$, соответствующее примерно толщине слоя осадка 3 мм (считая от поверхности раздела ил—вода), получим из (24): $E_0 = 3,13$.

При давлении $p = 0,001$, примерно соответствующем глубине 3 см от кровли слоя, получим пористость осадка на этой глубине: $E_{0,03} = 2,68$; при $p = 1 \text{ кг/см}^2$ (глубина 8—10 м) $E_8 = 1,35$ и т. д., т. е. по уравнению (24) можно определить пористость осадка на любой глубине. Для этого надо знать соответствующее давление:

Таблица 16

Геологическое время	Приращение мощности над плоскостью сравнения, м	Средний объемный вес породы, т/м ³ *	Приращение нагрузки, кг/см ²	Суммарная нагрузка на плоскости сравнения, кг/см ²
Майкопское	380	2,53	96,2	96,2
Чокракско-караганско-конкское	170	2,49	42,3	138,5
Нижне- и средне-сарматское	220	2,44	53,7	192,2
Верхнесарматско-меотическое	680	2,395	163,0	355,2
Понтичско-акчагыльское	320	2,33	74,6	429,8
Апшеронское	530	2,225	118,0	547,8
То же	100	2,03	20,3	568,1
Четвертичное	700	1,80	126,0	694,1

* Исходя из постоянства объема твердой фазы осадка, для расчетов нагрузки берем современные мощность и объемный вес осадков.

Представление о возрастании давления от веса осадков, накапливающихся над определенной плоскостью сравнения, в данном случае над плоскостью, залегающей на глубине 380 м от кровли осадка (здесь и далее имеются в виду глубины и мощности осадков в состоянии их современной уплотненности), нетрудно получить, интерпретируя геологический разрез района, для которого производится исследование. Такая интерпретация приведена в табл. 16.

ЭТАПЫ УПЛОТНЕНИЯ ОСАДКА

Используя новейшие данные по абсолютной геохронологии (Н. И. Полевая, 1960) и данные табл. 16, возрастание нагрузки на майкопский глинистый осадок можно изобразить графически

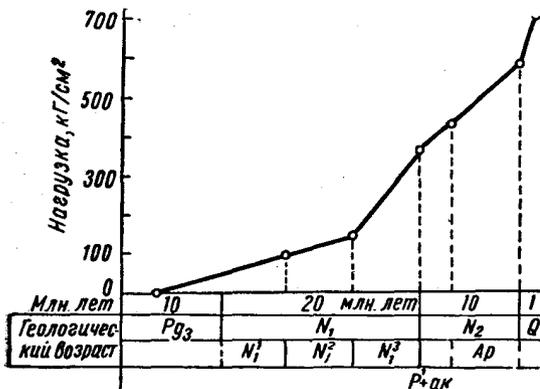


Рис. 51. Возрастание нагрузки на майкопский глинистый осадок от веса вышележащих отложений за геологическое время.

(рис. 51). На этом графике отчетливо выделяются три этапа уплотнения:

первый — по среднемиоценовое время включительно — характеризуется медленным, плавным и относительно небольшим возрастанием нагрузки (138 кг/см²), второй — от верхнего миоцена по плиоцен включительно — отличается более интенсивным и значительным увеличением на-

грузки (410 кг/см²) и третий — современный этап, — на котором за относительно короткое геологическое время нагрузка резко возрастает (на 146 кг/см²).

По кривой возрастания нагрузок (см. рис. 51) и графику уплотнения майкопского осадка за геологическое время (см. рис. 11) построена историко-геологическая кривая сжатия этого осадка (рис. 52) для плоскости, находящейся в настоящее время на глубине 380 м от кровли майкопских глин. Анализируя эту кривую, можно сказать, что к концу майкопского времени, когда верхние слои глинистого осадка еще отлагались и имели приведенную пористость около 3, на глубине 380 м за 12—15 млн. лет уже произошло значительное уплотнение того же глинистого осадка и пористость его уменьшилась от 3,13 до 0,47, т. е. приобрела значение, характерное для достаточно уплотненных глин.

В течение среднего миоцена (около 6 млн. лет) уплотнение осадка было незначительным, пористость его уменьшилась всего на 0,05. Значительно большим было уплотнение осадка в течение верхнего миоцена (около 7 млн. лет), когда пористость его умень-

шилась почти вдвое (от 0,42 до 0,22). Далее в течение плиоцена (10 млн. лет) и четвертичного периода, несмотря на увеличение нагрузки почти вдвое (от 355 до 694 кг/см^2), отмечается весьма медленное и небольшое уменьшение пористости, составляющее всего 0,04—0,05 для каждого из выделенных здесь этапов (понтический, акчагыльский, апшеронский, четвертичный).

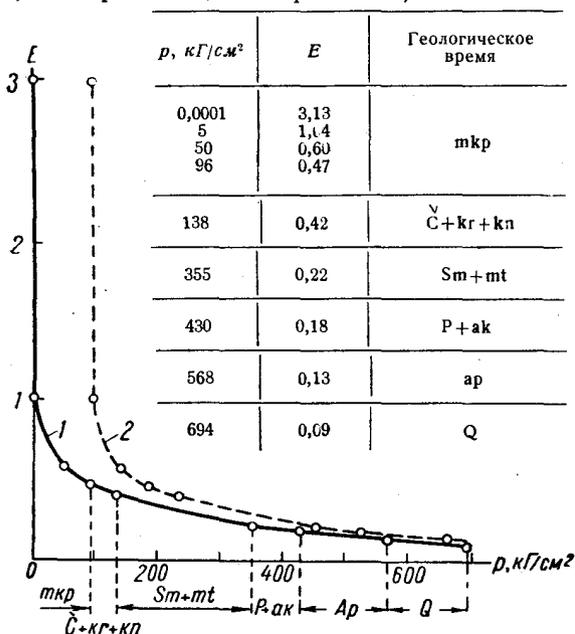


Рис. 52. Историко-геологические кривые сжатия майкопского глинистого осадка.

1 — для плоскости на глубине 380 м от кровли слоя; 2 — для кровли слоя осадка.

Эти данные позволяют сделать вывод о том, что уплотнение майкопских осадков, залегающих в нижней части слоя ниже плоскости 380 м, происходило наиболее интенсивно в течение майкопского, средне- и верхнемиоценового времени и к плиоцену в основном закончилось.

Для верхней части слоя (выше плоскости 380 м) историко-геологическая кривая сжатия осадка, очевидно, должна быть смещена по оси ординат на величину нагрузки, обусловленную уменьшением мощности вышележащей части слоя. В частности, для кровли слоя начало координат нужно перенести вправо на отрезок оси абсцисс, равный 96 кг/см^2 . Такая кривая нанесена на рис. 52 пунктиром. Анализ ее показывает, что уплотнение верхней части майкопских глинистых осадков в основном закончилось к началу верхнего плиоцена.

Таким образом, можно считать, что уплотнение всей мощной толщи майкопских осадков в рассматриваемом районе происхо-

дило наиболее интенсивно в течение майкопского и среднемиоценового времени и в основном закончилось к верхнему плиоцену, причем пористость осадка, превратившегося в сильно уплотненную глинистую породу, уменьшилась от 3,13 до 0,18 на глубине 380 м и до 0,22 в кровле слоя.

КОЛИЧЕСТВО ОТЖАТЫХ ФЛЮИДОВ

Имея данные об изменении пористости толщи майкопских осадков для отдельных этапов геологической истории, можно подсчитать количество флюидов, отжатых из пор осадка на различных этапах уплотнения. В качестве таких этапов естественно принять геологические этапы, выделенные на рис. 51.

В конце майкопского этапа уплотнения приведенная пористость осадка в кровле слоя $E_0 = 3,13$. Как было показано, уплотнение осадка в водоеме под действием собственного веса происходит по тому же логарифмическому закону. Это дает возможность, пользуясь уравнением (24), определить пористость осадка в подошве слоя в конце майкопского времени.

Для этого необходимо сначала вычислить давление в подошве слоя от собственного веса осадка при мощности его 600 м, снятой с геологического разреза:

$$p_2 = 96,2 + \frac{220 \cdot 2,56}{10} = 152,5 \text{ кг/см}^2.$$

Отсюда

$$E_{\text{под}} = 1,35 - 0,444 \lg 152,5 = 0,38.$$

Таким образом, в конце этапа седиментации распределение пористости осадка рисуется в следующем виде: в верхней придонной части слоя $E = 3,13$, на глубине 380 м — 0,47 и в подошве — 0,38, причем в пределах первых 8—10 м она уменьшается от 3,13 до 1,35.

Среднее значение E для конца майкопского этапа легче всего определить по теореме о среднем:

$$E_{\text{ср}} = f_{\text{ср}}(p) = \frac{\int_{p_1}^{p_2} f(p) dp}{p_2 - p_1},$$

где $f(p)$ представлена уравнением (24).

Производя интегрирование в пределах от $p_1 = 0,0001$ до $p_2 = 152,5$, после упрощения получим:

$$E_{\text{ср}} = 1,54 - 0,444 \frac{p_2 \lg p_2 - p_1 \lg p_1}{p_2 - p_1}, \quad (25)$$

откуда

$$E_{\text{ср}} = 0,57.$$

По законам механики грунтов каждый 1 м^3 слоя осадка с начальной пористостью E_0 при уплотнении до средней пористости $E_{\text{ср}}$ выделил воду в объеме

$$V = \frac{E_0 - E_{\text{ср}}}{1 + E_0}. \quad (26)$$

В данном случае 1 м³ майкопского осадка выделил воду в объеме 0,62 м³.

Начальная мощность майкопского осадка определится из соотношения (1), полученного ранее (глава II):

$$H_0 = \frac{H_1(1 + E_0)}{1 + E_1} = \frac{600(1 + 3,13)}{1 + 0,10} = 2250 \text{ м}^1.$$

Здесь H_1 и E_1 — мощность и средняя пористость майкопских глин в настоящее время на глубине 2700—3300 м, определенные по геологическому разрезу рассматриваемого района.

Приведенные вычисления показывают, что первоначальный осадок при погружении на глубину, в среднем равную 3000 м, за геологическое время уплотнился в 3,76 раза, а мощность его уменьшилась от 2250 до 600 м.

Общее количество воды, выделившейся на майкопском этапе уплотнения из всей толщи осадка, $V_1 = 0,62 \times 2250 = 1390 \text{ м}^3$ с каждого 1 м², или 1390 млн. м³ с 1 км² площади распространения осадка.

На следующем чокракско-конкском этапе уплотнения приведенная пористость осадка уменьшилась до 0,42 на глубине 380 м и 0,60 у кровли слоя (см. рис. 52). У подошвы слоя она легко определяется по уравнению (24): $1,35 - 0,444 \lg(138 + 56,3) = 0,33$. Среднее значение пористости для этого этапа ввиду небольшого диапазона изменений без большой погрешности можно определить как среднее арифметическое из приведенных выше значений. Тогда $E'_{cp} = 0,45$.

Общее количество флюидов, отжатых из пор на чокракско-конкском этапе уплотнения, определится:

$$V'' = \frac{E'_{cp} - E''_{cp}}{1 + E'_{cp}} \cdot H',$$

где E'_{cp} — средняя пористость осадка в начале данного этапа, или, что то же, в конце майкопского = 0,57; E''_{cp} — средняя пористость в конце данного этапа = 0,45; H' — мощность слоя осадка при пористости E'_{cp} , т. е. в начале данного этапа уплотнения, или в конце майкопского. Эта мощность легко определяется по соотношению (1):

$$H' = \frac{600(1 + 0,57)}{1 + 0,10} = 860 \text{ м}.$$

Тогда $V'' = 65 \text{ м}^3$ с 1 м², или 65 млн. м³ с 1 км² площади распространения осадка.

¹ Эта мощность фиктивная, так как осадок все время уплотнялся.

Вообще для вычисления количества отжатой поровой воды на том или ином этапе уплотнения осадка, используя соотношение (1), можно получить обобщенную формулу:

$$V_i = \frac{H_1}{1 + E_1} (E_{i-1} - E_i), \quad (27)$$

где V_i — объем воды, отжатой на данном этапе уплотнения; H_1 — современная мощность осадка; E_1 — современная средняя приведенная пористость осадка; E_{i-1} — средняя приведенная пористость осадка в начале этапа уплотнения; E_i — средняя приведенная пористость осадка в конце этапа уплотнения.

Используя эту формулу, соотношение (1) и уравнение (24), аналогично предыдущему можно вычислить средние значения приведенной пористости осадка и количество отжатой из пор жидкости для каждого выделенного этапа (табл. 17).

Таблица 17

Этапы уплотнения	Средняя приведенная пористость осадка	Мощность осадка, м	Количество отжатой жидкости, м ³ /м ²	Примечание
Майкопский:				
начало	3,13	0,003	—	
конец	0,57	860	1390	
Чокракско-конкский	0,45	795	65	В конце этапа
Сарматско-меотический	0,23	670	120	В конце этапа
Понтическо-акчагыльский	0,18	645	27	То же
Апшеронский	0,13	618	27	"
Четвертичный	0,10	600	16	"
Всего	—	—	1645	

Как видно из таблицы и рис. 50, сарматско-меотический этап характеризовался большим уплотнением осадка под влиянием резкого возрастания нагрузки, что повлекло выделение большого количества жидкости. Следующий этап характеризовался небольшим возрастанием нагрузки, соответственно незначительным уплотнением и небольшим количеством отжатой жидкости, однако, на следующем апшеронском этапе, несмотря на значительное приращение нагрузки (140 кг/см²), почти в два раза превосходящее приращение ее на предыдущем этапе, уплотнение осадка и количество отжатой жидкости остались такими же. Это свидетельствует о переходе осадка в стадию замедленной консолидации.

Нетрудно подсчитать, что из общего количества жидкости, выделившейся из осадка за все геологиче-

ское время, 85% ее выделилось в период седиментации.

В связи с этим интересно рассмотреть отдельно вопросы о выделении флюидов из осадка в период седиментации. Для этого подсчитаем отдельно количество флюидов, выделившихся из верхней и из нижней частей осадка при мощности его в конце седиментации 860 м. Такой подсчет может быть сделан, если предварительно определить объемный вес осадка на разных глубинах, т. е. при разных нагрузках.

По данным лабораторных исследований физических свойств майкопских глин (Ломтадзе, 1956) последние характеризуются: а) при глубине залегания 300 м объемным весом 2,14 и удельным весом 2,66 г/см³; б) при глубине залегания 1725 м объемным весом 2,66 и удельным весом 2,77 г/см³.

Отсюда, по интерполяции, объемный вес осадка в подошве слоя, т. е. на глубине 600 м, можно принять равным 2,16. В кровле слоя, в зоне, где осадок еще находится в текучем состоянии (первые 10 м от поверхности раздела ил—вода), объемный вес его определится как сумма весов объема скелета с учетом взвешивающего влияния воды и воды, находящейся в порах:

$$\gamma_0 = \frac{1}{1 + E_0} d_{ск} - \frac{1}{1 + E_0} d_v + \frac{F_0}{1 + E_0} d_v, \quad (28)$$

где γ_0 — объемный вес осадка; E_0 — приведенная пористость осадка = 3,13; $d_{ск}$ — удельный вес скелета осадка = 2,66; d_v — удельный вес морской воды = 1,03. Отсюда $\gamma_0 = 1,18$.

Переход осадка из текучего состояния в пластичное, по данным наших исследований, происходит обычно на глубине порядка 10 м от кровли слоя осадка. На осадке, перешедшем в пластичное состояние, взвешивающее влияние воды уже не сказывается и объемный вес его здесь можно вычислить как сумму весов скелета и воды в порах:

$$\gamma_f = \frac{1}{1 + E_f} d_{ск} + \frac{E_f}{1 + E_f} d_v, \quad (28a)$$

где γ_f — объемный вес осадка на пределе пластичности; E_f — приведенная пористость на пределе пластичности, остальные обозначения прежние. E_f определяется по уравнению (24) при $p_f = 10 \text{ м} \times \gamma_0$, откуда $E_f = 1,32$. Тогда по уравнению (25) $\gamma_f = 1,72$.

При небольшом диапазоне колебаний величины объемного веса осадка от глубины 10 м до глубины 430 м ($1/2$ мощности слоя) нагрузку от собственного веса осадка на этой глубине можно вычислить по среднему объемному весу:

$$p_{430} = \frac{10 \cdot 1,18}{10} + \frac{420}{10} \cdot \frac{1,72 + 2,16}{2} = 81,2 \text{ кг/см}^2.$$

Подставляя это значение в уравнение (24), получим приведенную пористость на глубине 430 м = 0,50.

Таким образом, к концу седиментации верхняя половина слоя осадка уплотнилась от пористости 3,13 до пористости 0,50, а нижняя — от 3,13 до 0,38.

Среднее значение пористости для каждой половины слоя по уравнению (25) составит:

для верхней половины $E_v = 0,69$ и для нижней $E_n = 0,43$, т. е. нижняя половина слоя уплотнилась примерно в 1,5 раза более, чем верхняя. Распределение пористости в толще осадка в конце седиментации показано на рис. 53.

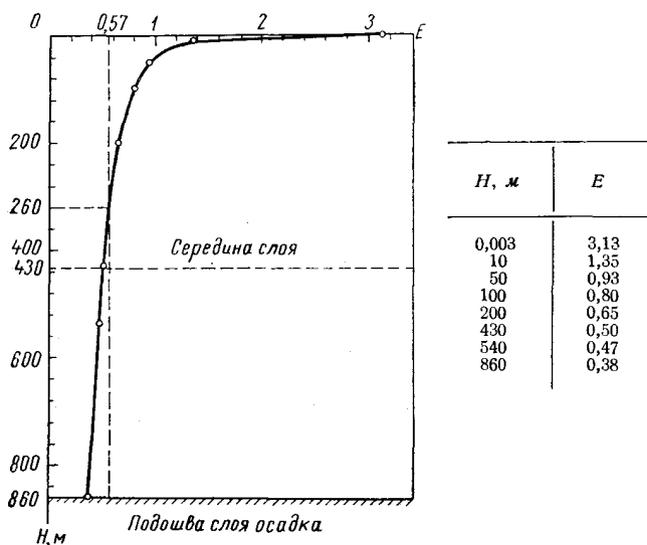


Рис. 53. Распределение приведенной пористости в толще майкопского осадка в конце его седиментации.

Количество жидкости, выделившейся при уплотнении из каждой половины слоя, по этим данным и уравнению (23) составит: для верхней половины — $600 м^3$ с $1 м^2$ площади, или 43%, и для нижней половины — $800 м^3/м^2$, или 57% от общего количества жидкости, выделившейся в период седиментации, что хорошо увязывается с анализом, сделанным в главе X.

Произведенные расчеты дают основание считать, что в период седиментации из нижней половины слоя осадка отжимается примерно 60%, а из верхней 40% общего количества жидкости, выделяющейся из поросадка. Это имеет существенное значение для выяснения путей ее миграции. Очевидно, что направление миграции вниз в верхней половине слоя сильно затруднено большей уплотненностью нижней половины слоя осадка и практически невозможно. Открытым остается лишь путь вверх, в сторону увеличения пористости, или в стороны, по более

проницаемым прослойкам. Оба пути ведут обратно в водоем. Из нижней половины слоя миграция может быть направлена в подстилающие более проницаемые породы и в стороны — по прослойкам. И в том, и в другом случае пути миграции более сложны, чем в верхней половине слоя.

Используя уравнение (1), можно также показать, что для образования нижней половины слоя нужен столб неуплотненного осадка мощностью около 1200 м, а для образования верхней — около 1000 м, т. е. соотношение начальных мощностей осадка с пористостью 3,13 составляет примерно 1 : 1,2. Это имеет существенное значение с точки зрения битумообразования, так как показывает, что нижняя половина слоя при отсутствии резких колебаний в осадконакоплении была несколько (в 1,2 раза) богаче органическим веществом до его эмиграции, чем верхняя.

ОЦЕНКА НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЯ

После выяснения основных закономерностей уплотнения майкопского осадка за геологическое время можно попытаться примерно оценить и количество выделившихся углеводородов при его уплотнении.

По А. Д. Архангельскому (1927), среднее содержание органического углерода в третичных отложениях Северного Кавказа составляет 2%, что в пересчете на органическое вещество дает примерно 40 кг его на 1 м³ осадков майкопского моря, или $40 \times 2250 = 90 \text{ т/м}^2$ поверхности осадка. Как показали А. Д. Архангельский и П. Д. Траск (1932), 2,5—3% от этого количества переходит в нефть, т. е. при уплотнении осадка до современного состояния с каждого 1 м² его площади выделяется 2700—2450 кг нефти, или округленно 2,5 т, а с 1 км² — 2,5 млн. т.

По исследованиям В. Д. Ломтадзе (1959), при уплотнении современных илов большими нагрузками (до 1000 кг/см²) отжатия органического вещества вместе с поровой жидкостью не происходит, однако, при обжати более древних глинистых осадков — ильдиевых и майкопских глин нагрузками более 150 кг/см² вместе с поровой жидкостью отжимается и органическое вещество «нефтяного типа».

Исходя из этих опытов, можно предполагать, что органические вещества, давшие начало жидким углеводородам, могли выделяться из майкопского осадка лишь после того, как давление в нем достигло 150 кг/см², т. е. одновременно с началом отжатия связанной воды. Это соответствует примерно концу майкопского этапа седиментации и уплотнения осадка в нашем случае.

Выделение нефтеобразующих органических веществ из осадка должно было происходить одновременно с выжиманием связанной воды и, по-видимому, было пропорционально количеству

последней. Тогда весь объем нефти, подсчитанный выше, должен быть отнесен к количеству жидкости, выделившейся после майкопского этапа уплотнения.

Процентное содержание органических веществ в пересчете на нефть от общего количества жидкости составит $(2,5 : 255) \times 100 = 1\%$. Это позволяет нарисовать следующую картину нефтеобразования применительно к выделенным геологическим этапам (табл. 18 и рис. 54).

Таблица 18

Геологические этапы	Количество выделившейся жидкости, млн. m^3/km^2	Часть от общего количества, %	Количество выделившейся нефти, млн. t/km^2	Часть от общего количества, %
Майкопский, всего	1390	85	0	0
в том числе: верхняя полов. слоя	~600	37	0	0
нижняя половина	~800	48	0	0
Чокракско-конкский	65	4	0,65	25
Сарматско-меотический	120	7	1,20	47
Повтгическо-акчагыльский	27	1,5	0,27	11
Апшеронский	27	1,5	0,27	11
Четвертичный	16	1,0	0,16	6
Итого	1645	100	2,55	100

Полученные данные, разумеется, можно отнести лишь к тем нефтесборным площадям, геологические условия которых (глубина погружения, уплотненность осадка) соответствуют рассмотренным. Зная размеры таких площадей, нетрудно произвести подсчет количества выделившихся флюидов (общего и по этапам), в том числе битумов.

Так, для условной площади размерами около 10 тыс. km^2 общее количество отжатых битумов в пересчете на нефть составит 25 млрд. t .

Несмотря на огромную величину, такую цифру нельзя считать завышенной. Так, по данным Ломтадзе (1959), в Азово-Кубанском нефтегазоносном бассейне майкопские глины в бассейне р. Пшиш близ дневной поверхности имеют приведенную пористость $E=0,85$ и содержат 0,13% битумов, поддающихся экстракции хлороформом, а на промысле Ключевом, на глубине 2390 м — лишь 0,05⁰/₀ битумов от веса сухого вещества.

Пересчет этих данных на объем породы, приведенной к одной и той же пористости, показывает, что при погружении майкопских глин от дневной поверхности до глубины 2390 м из каждого 1 m^3 породы было отжато 1,22 кг битумов, что при мощности осадка 850 м дает около 1 млн. t/km^2 площади распространения осадка,

или 10 млрд. *t* на всю рассматриваемую площадь (10 тыс. км²).

Уплотнение майкопских глин в Азово-Кубанском бассейне, в районе промысла Ключевого, было значительно меньшим ($E = 0,31$), чем в рассмотренной Терско-Каспийской депрессии ($E = 0,10$). Количество же битумов, отжатых из осадка в Терско-Каспийской депрессии (см. табл. 17, 18) при его уплотнении до пори-

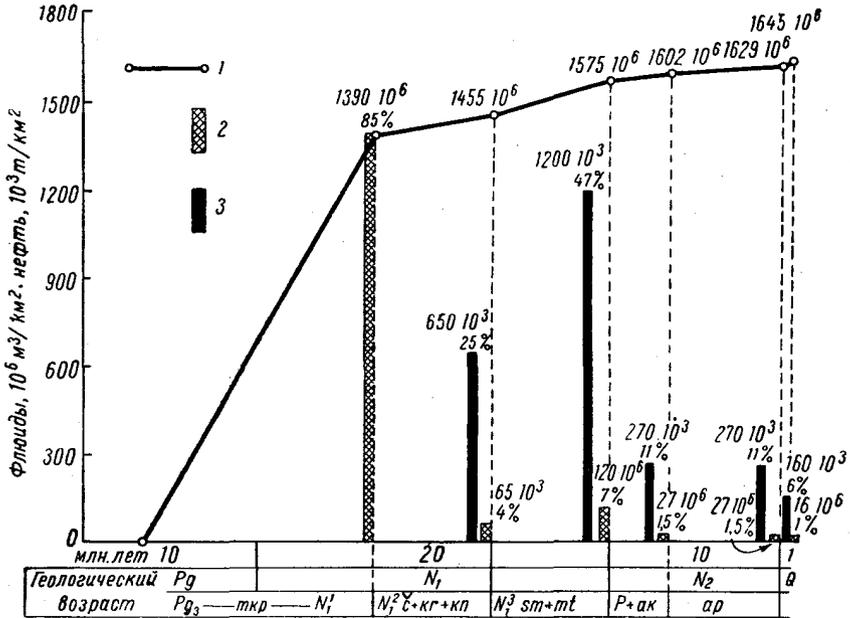


Рис. 54. График выжимания флюидов из майкопского осадка за геологическое время.

1 — суммарное количество отжатых флюидов; 2 — количество флюидов; 3 — количество углеводородов, отжатых на данном геологическом этапе; цифры над столбиками обозначают абсолютные (в м³ или т) и относительные (в %) количества флюидов, отжатых суммарно и поэтапно.

стости 0,31, составляет 12 млрд. *t*, что весьма близко к вычисленному по фактической потере битумов в районе промысла Ключевого (10 млрд. *t*).

Естественно, что далеко не все количество отжатых битумов, превратившихся в нефть и газ, задерживалось в тех или иных ловушках, часть их, безусловно, рассеялась или окислилась и не сохранилась до настоящего времени. Тем не менее сделанные подсчеты дают ясное представление о масштабах нефте- и газообразования и о более перспективных направлениях поисков сохранившихся залежей углеводородов.

**ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ
СРЕДНЕРУССКОГО АРТЕЗИАНСКОГО БАССЕЙНА
КАК ПРИМЕР ПРИЛОЖЕНИЯ
ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКОГО МЕТОДА К ОЦЕНКЕ
ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ АРТЕЗИАНСКИХ
БАССЕЙНОВ**

**ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СРЕДНЕРУССКОГО АРТЕЗИАНСКОГО
БАССЕЙНА**

Вопрос о газо- и нефтеносности центральных областей европейской части СССР до настоящего времени окончательно не решен. Среди геологов по этому вопросу существуют самые разнообразные мнения.

Если до Великой Отечественной войны и в первые послевоенные годы перспективы газо- и нефтеносности центральных частей Русской платформы оценивались преимущественно положительно, то после бурения в 1948—1952 гг. небольшого количества опорных и других глубоких скважин эта оценка изменилась и поисковые работы на нефть и газ по существу были прекращены.

За последнее время в связи с большими успехами в открытии крупных газовых и нефтяных месторождений в новых районах (Украина, Западная Сибирь, Средняя Азия и другие), с развитием науки о геологии нефти, и в частности с возникновением представления о нефтегазоносных бассейнах, в геологической печати снова стали появляться указания на возможную газо- и нефтеносность центральной части Русской платформы в пределах Среднерусского артезианского бассейна.

Однако строго проверенных научных данных, соответствующих современному уровню развития геологии нефти, для этого бассейна чрезвычайно мало, совершенно недостаточно для уверенного однозначного решения вопроса о газо- и нефтеносности его территории. И никто не может поручиться, что где-нибудь в недрах Средне-Русской впадины на больших глубинах не существует неизвестного еще месторождения газа, аналогичного по размерам Шебелинскому на Украине или Лак во Франции, или месторождения «кембрийской» нефти, аналогичного недавно открытым в Восточной Сибири и в Прибалтике. Нетрудно представить, что одна такая находка, скажем, в районе Валдая, Ярославля, Череповца, Сухоны или любом другом месте избавила бы страну от необходимости прокладки многих тысяч километров газопроводов или нефтепроводов в центральные промышленные районы и от сооружения многих подземных газохранилищ.

Пробуренная в 1948—1952 гг. на Русской платформе редкая сеть опорных скважин не дала исчерпывающего материала для

однозначной оценки перспектив газо- и нефтеносности, в частности, она не осветила в достаточной мере термодинамических условий недр и насыщенности подземных вод газами на больших глубинах. Однако в процессе бурения был впервые получен ряд очень интересных данных, которые позволили нам подойти к оценке палеогидрогеологических обстановок путем восстановления истории уплотнения древних (кембрийских) глинистых осадков и к оценке влияния отжатых флюидов на процессы нефтегазообразования. Это в свою очередь позволяет сделать некоторые выводы в отношении перспектив газонефтеносности Среднерусского артезианского бассейна, которые дополняются новыми данными по содержанию и составу растворенных газов, полученными в глубоких скважинах, пробуренных в центральных районах европейской части СССР за последние годы.

Современная региональная гидрогеологическая обстановка в бассейне достаточно сложна: явно выраженные области современной инфильтрации и создания напоров располагаются на северо-западе (Балтийский кристаллический щит) и на северо-востоке (Тиманское складчатое сооружение). Кроме того, областями современной инфильтрации и создания напоров являются участки неглубокого залегания кристаллического фундамента: Токмовский и Воронежский своды, Белорусский выступ.

Сложное расположение областей современной инфильтрации и создания напоров и гипсометрия кровли фундамента, наличие местных зон питания и разгрузки, обусловленных структурными формами второго и низших порядков с глубокими эрозионными врезами, приводят к сложной картине динамики подземных вод: в западной части бассейна преобладает направление движения глубоких подземных вод с юга-юго-запада на север-северо-запад к Финскому заливу с частичной их разгрузкой в районе Старой Руссы; в центральной, наиболее погруженной части бассейна преобладают северо-восточное—северное направления с частичной разгрузкой у северного борта Средне-Русской впадины и выходом к Белому морю. Восточную границу бассейна мы проводим условно по Котельническому выступу фундамента и далее по Опаринскому своду на Тиманский кряж, так как восточнее господствует южное направление движения подземных вод (Ю. В. Мухин, 1964): по девонскому терригенному комплексу в районе Татарского свода они перетекают из этой части Среднерусского бассейна в Северо-Каспийский нефтегазоносный бассейн. Это установлено по падению напоров и наклону нефтеводных контактов (Ю. В. Мухин, 1961). Вообще по гидрогеологическим особенностям восточную часть платформы можно рассматривать обособленно.

Исходя из диагностических признаков процессов битумообразования и нефтегазообразования (И. О. Брод, 1959), в каждом комплексе напорных водоносных горизонтов. В Среднерусском артезианском бассейне мы выделили ряд таких комплексов.

I. Комплекс коры выветривания кристаллического фундамента с подземными водами в верхней трещиноватой зоне кристаллических пород архейского и нижнепротерозойского возраста и в трещиноватых тектонических зонах. Этот комплекс может быть только эпигенетично-нефтегазоносным.

II. Рифейский терригенный комплекс, представленный чередованием буроватых и зеленовато-серых глин, песчаников, алевролитов и аргиллитов, может рассматриваться как сингенетично-нефтегазоносный. Подземные воды здесь приурочены к проницаемым пластам песчаников и алевролитов.

III. Нижнепалеозойский терригенный комплекс (чередование слоев глин, песчаников и алевролитов, местами в верхней части разреза карбонатные породы). В целом рассматривается как сингенетично-нефтегазоносный. В восточных районах Русской платформы он содержит признаки нефти, а на Сибирской платформе и в Прибалтике нефтегазоносность его доказана.

IV. Девонский терригенный комплекс включает отложения девона по нижнефранские включительно (в основном чередование песчаных пород, глин, алевролитов, карбонатных, а местами и гидрхимических осадков), также может рассматриваться как сингенетично-нефтегазоносный.

V. Девонско-нижнекаменноугольный карбонатный комплекс объединяет карбонатные отложения от верхнефранского подъяруса верхнего девона по турнейский ярус нижнего карбона и рассматривается как возможно эпигенетично-нефтегазоносный.

VI. Нижнекаменноугольный карбонатный комплекс включает терригенные песчано-глинистые отложения яснополянского и окского подъярусов, содержит местами пласты углей.

VII. Каменноугольный карбонатно-терригенный комплекс представлен карбонатными породами с подчиненными пластами и прослоями глин. Переслаивание карбонатных коллекторов с глинистыми пластами позволило И. О. Броду, П. Г. Суворову и М. С. Шлейферу (1960) расценивать этот комплекс как сингенетично-нефтегазоносный.

VIII. Средне-верхнекаменноугольный карбонатный комплекс включает каширские и вышележащие карбонатные отложения с красноцветными глинистыми и мергелистыми прослоями.

IX. Нижнепермский карбонатно-химический комплекс представлен чередованием карбонатных пород и гидрхимических осадков.

X. Верхнепермский терригенный комплекс сложен преимущественно красноцветами: загипсованными глинами и песчаниками с подчиненными пачками известняков и доломитов, генетически связанными с окислительной обстановкой.

XI. Комплекс мезо-кайнозойских и четвертичных терригенных отложений.

ДРЕВНИЕ ГЛИНИСТЫЕ ОСАДКИ

По данным бурения глубоких скважин кембрийские глины, залегающие на разных глубинах, характеризуются разной пористостью (см. главу III). Эти данные позволили вычислить приведенную пористость кембрийских глин и давление вышележащих пород на разной глубине их залегания (табл. 19).

Таблица 19

Место залегания	Глубина залегания, м	Средний объемный вес, г/см ³	Давление на глубине залегания, кг/см ²	Приведенная пористость
Северо-западные районы	100	2,08	20,8	0,43
Крестцы	900	2,24	200	0,25
Вологда	2000	2,32	463	0,19

Прямолинейный график (см. рис. 10) свидетельствует о том, что уплотнение кембрийских глин в течение геологической истории происходило по логарифмическому закону зависимости приведенной пористости от давления. Этот закон выражается уравнением:

$$E = E_0 - k(\lg p - \lg p_0),$$

где

$$k = \operatorname{tg} \alpha = \frac{E_1 - E_2}{\lg p_2 - \lg p_1}.$$

Для кембрийского глинистого осадка по данным табл. 19 $k = 0,18$.

Уравнение тогда принимает вид:

$$E = 0,67 - 0,18 \lg p. \quad (29)$$

Оно дает возможность определить начальную пористость кембрийского осадка и его пористость при любом заданном давлении, т. е. на любой глубине залегания.

Зная закон уплотнения кембрийского глинистого осадка, определим его начальную пористость на глубине 3 м от кровли слоя. Подставляя значение $p_0 = 0,0001$ кг/см² в уравнение (29), получим начальную пористость $E_0 = 1,39$. Эта величина по сравнению с начальной пористостью глинистых осадков других древних и современных морей ($E_0 = 3 \div 4$ и более) относительно невелика. Очевидно, она отражает условия седиментации в кембрийском водоеме, где преобладали более грубые песчано-алевролитовые осадки и соленость воды была близка к нормальной. Из современных аналогов к пористости кембрийских осадков приближается начальная пористость глинистых осадков Каспийского ($E_0 = 1,65 \div 2,02$, по С. В. Бруевичу, 1940) и Берингова ($E_0 = 1,78 \div 1,65$, по А. П. Лисицыну, 1956) морей. Первоначальная мощность кембрийского глинистого осадка по формуле (1) рассчитывается по данным ряда опорных скважин. Современная мощность

кембрийских глинистых осадков в центральной части Средне-Русской впадины весьма непостоянна и колеблется от 170 до 951 м (табл. 20).

Таблица 20

Местонахождение скважины	Глубина залегания (от—до), м	Мощность слоев, м				
		гдовские	ляминаритовые	надляминаритовые	синяя глина	всего
Вологда	1823—2150	10	—	20	140	170
Солигалич	1765—2300	20	95	—	143	258
Шарья	2189—2600	225	61	10	120	416
Коноша	759—987	41	87	35	65	228
Котлас	1473—2147	422	252	—	277	951
Яренск	1312—1944	50	452	41	89	632
Среднее	1800	128	158	18	139	443
%		29	36	4	31	100

Как видно из таблицы, средняя мощность, а следовательно, и относительная роль гдовских, ляминаритовых глинистых слоев и слоя синей глины примерно одинаковы, а надляминаритовые глинистые слои играют незначительную роль. Исходя из возможности распространения данных опорного бурения на всю центральную наиболее глубокую часть Средне-Русской впадины, примем среднюю мощность для кембрийских глинистых осадков равной 440 м. Тогда начальная мощность кембрийских глинистых осадков, отлагавшихся в этой части впадины, по уравнению (1) будет

$$H_0 = \frac{440(1 + 1,39)}{1 + 0,19} = 800 \text{ м,}$$

где 0,19 — современная средняя пористость кембрийских глин на глубине 2000 м.

Это значит, что отложившиеся кембрийские глинистые осадки уплотнились к настоящему времени в 1,8, или почти в 2 раза. Следует оговориться, что в кембрийском море фактическая мощность осадка была меньше полученной по расчету, так как в процессе седиментогенеза он все время уплотнялся, т. е. в то время как верхний придонный слой осадка имел начальную пористость $E_0 = 1,39$, нижние слои его уже были значительно уплотнены действием веса вышележащих. Эта фактическая мощность может быть также определена по уравнению (1) и средней пористости осадка в конце седиментогенеза. Последняя определяется по уравнению (25) при граничных значениях давлений p в кровле и подошве слоя осадка. В кровле давление принимается равным $0,0001 \text{ кг/см}^2$, а в подошве слоя рассчитывается по современным

мощности и объемному весу осадка, залегающего теперь на глубине от 1835 до 2275 м:

$$p = 440 \frac{2,455 + 2,525}{2,10} = 110 \text{ кг/см}^2.$$

Средняя пористость кембрийских глин в конце седиментации определится:

$$E_{\text{ср}} = 0,75 - 0,18 \frac{p_2 \lg p_2 - p_1 \lg p_1}{p_2 - p_1} \approx 0,38,$$

фактическая мощность кембрийского глинистого осадка будет:

$$H_{\text{ф}} = \frac{440 (1 + 0,38)}{1 + 0,19} \approx 510 \text{ м},$$

т. е. за время существования кембрийского морского бассейна в процессе седиментогенеза осадок уплотнился от 800 до 510 м, или примерно на 80%, а за все остальное время от 510 до 440 м, или на 20% от общей величины его уплотнения, равной 360 м.

ЭТАПЫ УПЛОТНЕНИЯ

Исходные данные по общему уплотнению кембрийского глинистого осадка позволяют восстановить и картину его уплотнения по этапам методом построения историко-геологической кривой сжатия.

Таблица 21

Геологические этапы	Характер осадков	Мощность, м*	Средний объемный вес, г/см ³ *	Приращение нагрузки за этап, кг/см ²	Суммарная нагрузка на кровлю осадка, кг/см ²	Средняя пористость E	Мощность осадка, м	Уменьшение мощности за этап, м	Примечание
Нижнекембрийский	Глинистый	—	—	—	0	0,38	510	290	
Средне-верхнекембрийский	Песчано-глинистый	119	2,3	27	27	0,35	499	11	
Ордовикский	Карбонатно-терригенный	196	2,4	47	74	0,30	480	19	
Силурийский	Неизвестен	0	—	0	74	0,30	480	0?	
Нижнедевонский	То же	0	—	0	74	0,30	480	0?	
Среднедевонский	Карбонатно-терригенный	253	2,3	58	132	0,26	465	15	
Верхнедевонский	То же	541	2,3	124	256	0,23	456	9	
Каменноугольный	Карбонатный	312	2,5	78	334	0,21	448	8	
Пермский	Карбонатно-терригенный	350	2,2	77	411	0,19	440	8	
Мезо-кайнозойский	Неизвестен	0	—	0	411	0,19	440	0	
Четвертичный	Терригенный	52	1,8	9	420	0,19	440	0	
То же	Ледовые	160	0,8	130	550	0,18	435	5	
Всего . .		1823	—	—	—	—	—	365	

* Для расчетов нагрузки можно применить современные мощность и объемный вес.

Для этого необходимо сначала восстановить историю возрастания нагрузки на кровлю кембрийского осадка за геологическое время. За основу для этого восстановления нами принят осредненный разрез по Вологодской и другим опорным скважинам (табл. 21).

Такая уплотненность осадка соответствует погружению его кровли на глубину 1800 м и подошвы на 2240 м, т. е. в среднем примерно на 2000 м. Максимальная глубина залегания кристаллического фундамента в Средне-Русской впадине в настоящее время бурением еще не установлена. По геофизическим данным она оценивается в 3,5—4 тыс. м. В связи с этим рассмотрим, какова будет уплотненность кембрийских осадков на этих, пока еще не достигнутых глубинах.

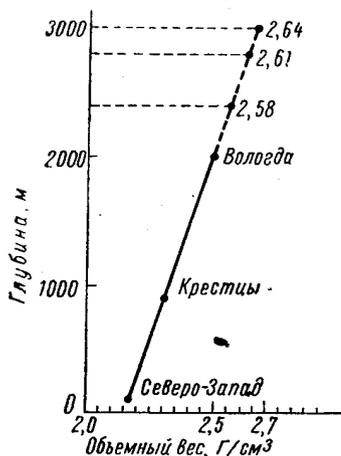


Рис. 55. Увеличение объемного веса кембрийских глин с глубиной.

Геостатические давления здесь можно оценить, исходя из закономерного увеличения объемного веса глин, который можно ожидать на глубине, (рис. 55):

- 2400 м — 2,58 г/см³;
- 2800 м — 2,61 г/см³;
- 3000 м — 2,64 г/см³;
- 3500 м — 2,70 г/см³.

Тогда давление соответственно составит на глубине:

$$2400 \text{ м} - 463 + \frac{2,48 + 2,58}{2 \cdot 10} \cdot 400 = 574 \text{ кг/см}^2,$$

$$2800 \text{ м} - 574 + \frac{2,58 + 2,61}{2 \cdot 10} \cdot 400 = 678 \text{ кг/см}^2,$$

$$3000 \text{ м} - 678 + \frac{2,61 + 2,64}{2 \cdot 10} \cdot 2000 = 730 \text{ кг/см}^2,$$

$$3500 \text{ м} - 730 + \frac{2,67}{10} \cdot 500 = 863 \text{ кг/см}^2.$$

ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КРИВАЯ СЖАТИЯ

Приведенная пористость глин на этих глубинах согласно уравнению (29) будет следующая (табл. 22).

Данные табл. 22 позволяют восстановить историю уплотнения кембрийских глинистых осадков в Средне-Русской впадине за геологическое время и подсчитать количество жидкости, отжатой из пор осадка на каждом этапе уплотнения.

На рис. 13 приведена кривая возрастания нагрузки на кровлю кембрийского глинистого осадка за геологическое время, а на рис. 56 — историко-геологическая кривая его уплотнения при по-

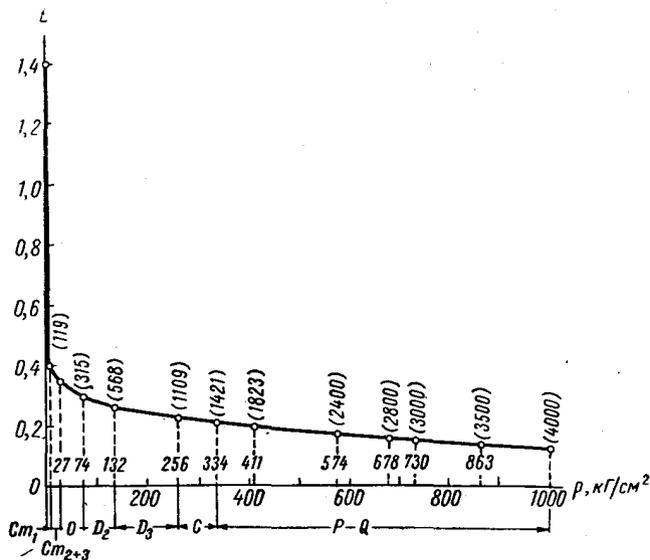


Рис. 56. Историко-геологическая кривая сжатия кембрийского осадка при погружении на глубину 4000 м. Цифры в скобках — мощность осадков, перекрывающих нижекембрийские.

Геологические этапы	Глубина погружения кровли осадка, м	Давление на кровлю от перекрывающих осадков, кг/см ²	Характеристика уплотняющегося осадка	
			мощность, м	приведенная пористость E
Cm ₁	начало	0	0,003	1; 39
	конец	0	510	0,38
Cm ₂₊₃	119	27	499	0,35
O	315	74	480	0,30
D ₂	568	132	465	0,26
D ₃	1109	256	456	0,23
C	1421	334	448	0,21
P-Q	1823	411	440	0,19
	2400	574	433	0,17
	2800	678	429	0,16
	3000	730	425	0,15
	3500	863	421	0,14
	4000	1000	418	0,13

гружении до глубины 4000 м и при воздействии ледниковой нагрузки. В отношении последней следует отметить, что дополнительная пригрузка порядка 130 кг/см² от веса наступавшего ледника

незначительно сказалась на уплотнении кембрийских глинистых осадков, уже погруженных на большую глубину и уплотненных весом мощной толщи лежащих над ними пород (рис. 57).

Таблица 22

Средняя глубина погружения, м	Давление, кг/см ²	Средняя пористость	Мощность осадка, м	Уменьшение мощности, м
2400	574	0,17	433	7
2800	678	0,16	429	4
3000	730	0,15	425	4
3500	863	0,14	421	4
4000	1000	0,13	418	3
Всего	—	—	—	22

Как видно из графика возрастания нагрузки на кровлю кембрийского осадка, уплотнение последнего происходило по меньшей мере с двумя перерывами — первый в течение силура и нижне-

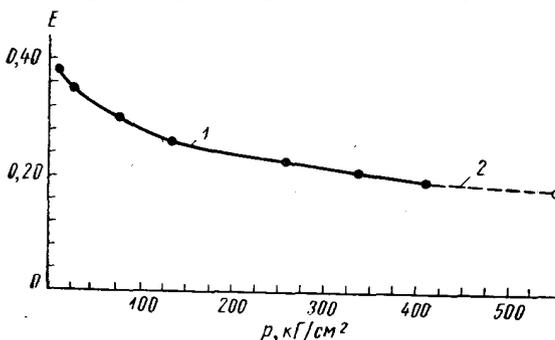


Рис. 57. Кривая уплотнения кембрийского осадка

1 — при погружении на глубину 1800 м; 2 — при воздействии ледниковой нагрузки.

го девона, продолжительностью около 60 млн. лет, и второй — в течение мезозоя и кайнозоя, продолжительностью около 220 млн. лет. В самом конце этого длительного этапа имело место трехкратное периодическое увеличение нагрузки за счет веса наступавшего ледника, оцениваемое по Ф. П. Саваренскому (1937), величиной пригрузки 100—

130 кг/см². Однако (табл. 21 и рис. 57) пригрузка эта существенно не влияла на уплотнение глин и пористость их изменялась в пределах 0,01. Гораздо большее влияние оказало погружение на глубину более 2000 м в центральной части впадины, в результате которого приведенная пористость глин изменилась от 0,19 до 0,14—0,13, т. е. на 0,05—0,06.

КОЛИЧЕСТВО ОТЖАТЫХ ФЛЮИДОВ

Получив количественную оценку уплотнения кембрийских глинистых осадков по этапам, нетрудно подойти к определению количества отжатой жидкости на каждом этапе и суммарно (формула 27, глава XIII).

В нижнекембрийское время, в период седиментации осадка, средняя пористость его изменилась от 1,39 до 0,38. Количество отжатой жидкости составляло:

$$V_i = \frac{440}{1 + 0,19} (1,39 - 0,38) = 372 \text{ м}^3 \text{ с } 1 \text{ м}^2 \text{ площади осадка.}$$

В период диагенеза и эпигенеза из осадка было отжато при глубине погружения до 1800 м в среднем:

$$V_{1800} = \frac{440}{1 + 0,19} (0,38 - 0,19) = 70 \text{ м}^3 \text{ с } 1 \text{ м}^2 \text{ площади;}$$

при глубине погружения от 1800 до 3000 м в среднем:

$$V_{3000} = \frac{440}{1 + 0,19} (0,19 - 0,15) = 14,8 \text{ м}^3 \text{ с } 1 \text{ м}^2 \text{ площади;}$$

при погружении от 3 до 4 тыс. м дополнительно было отжато

$$V_{4000} = \frac{440}{1 + 0,19} (0,15 - 0,13) = 7,4 \text{ м}^3 \text{ с } 1 \text{ м}^2 \text{ площади.}$$

Всего при погружении на 4000 м было отжато $92,2 \cdot 10^6 \text{ м}^3$ с 1 м² площади распространения кембрийских глинистых осадков, или $99,2 \cdot 10^6 \text{ м}^3$ с 1 км².

Вся площадь Средне-Русской впадины, ограниченная изолинией кровли кристаллического фундамента — 2000 м, составляет примерно 300 тыс. км², что дает общее количество отжатой жидкости $3 \cdot 10^5 \cdot 70 \cdot 10^6 = 21 \cdot 10^{12} \text{ м}^3$. Кроме того, по геофизическим данным не менее 1/3 площади впадины имеет глубины более 3000 м. На этих участках из кембрийских осадков было отжато дополнительно $10 \cdot 10^4 \cdot 14,8 \cdot 10^6 = 1,48 \cdot 10^{12} \text{ м}^3$.

Всего, таким образом, было отжато $22,5 \cdot 10^{12} \text{ м}^3$ жидкости, что в среднем составляет 42 500 м³/год, или 116 м³/сутки.

Отжатие жидкости не было равномерным и постоянным. В континентальные периоды, когда нагрузка на кровлю изучаемого осадка не возрастала, а скорее уменьшалась под действием процессов денудации, отжатие жидкости из осадка прекращалось. Возобновление отложения осадков вызывало новую пригрузку и вновь выдавливание поровой жидкости.

Картина поэтапного выделения жидкости из осадка при погружении его кровли на 1800 м представлена в табл. 23. Из этой таблицы видно, что наибольшее количество жидкости (25%) было отжато на ордовикском этапе уплотнения осадка, хотя действовавшие в то время на его кровлю нагрузки были невелики (74 кг/см²).

Значительные количества жидкости были отжаты также в средне- и верхнедевонский этапы уплотнения осадка, на которые приходится в сумме около 1/3 всей отжатой жидкости. Отжатие жидкости происходило в это время уже при значительно больших нагрузках (132—256 кг/см²). Наибольший среднегодовой отток жидкости приурочен именно к этим этапам. Он в 5—6 раз превосходит средний отток за весь период уплотнения осадка.

Каменноугольный и пермский этапы уплотнения характеризовались небольшим количеством отжатой жидкости при все возрастающих нагрузках, размеры которых достигали 411 кг/см^2 . Тем не менее уплотнение осадка увеличивалось медленно и он на этих этапах, по-видимому, вступил в стадию замедленной консолидации. Об этом можно судить по тому, что ледниковая нагрузка размерами $100\text{—}130 \text{ кг/см}^2$ в четвертичный период вызвала уменьшение приведенной пористости осадка лишь на $0,01$. Тем не менее этот последний этап уплотнения очень интересен тем, что в течение относительно короткого времени из осадка были отжаты большие массы жидкости, что обусловило большой отток ее по проницаемым пластам, достигающий $75\text{—}50\%$ размеров оттока на средне- и верхнедевонском этапах.

Таблица 23

Геологические этапы		Средняя пористость E	Количество отжатой жидкости			Средний отток жидкости		Примечание
название	длительность, млн. лет		с 1 км^2 , млн. м^3	со всей площади, млрд. м^3	со всей площади, %	тыс. $\text{м}^3/\text{год}$	$\text{м}^3/\text{сутки}$	
Средне- и верхнекембрийский	47	0,39	11,1	3330	15	70,7	194	В начале
Ордовикский	43	0,30	18,5	5550	25	127	349	В конце
Силурийский	27	0,30?	Нет	—	—	—	—	То же
Нижнедевонский	33	0,30?	Нет	—	—	—	—	" "
Среднедевонский	20	0,26	14,8	4440	20	222	614	" "
Верхнедевонский	20	0,23	11,1	3330	15	166,5	460	" "
Каменноугольный	66	0,21	7,4	2220	10	33,3	92	" "
Пермский	54	0,19	7,4	2220	10	40,7	111	" "
Мезо-кайнозойский	219	0,19?	Нет	—	—	—	—	" "
Четвертичный	1	0,18	3,7	1110	5	111	278	От ледниковой нагрузки
Всего	530	—	74	22 200	100	42	110	

ПАЛЕОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Восстановление картины уплотнения кембрийских глинистых осадков за геологическое время позволяет выяснить и палеогидрогеологическую обстановку, существовавшую в глубоко погруженных частях Средне-Русской впадины на всех этапах ее развития. Можно утверждать, что в течение среднего и верхнего кембрия, а также ордовика из недр впадины происходил постоянный отток отжатой поровой жидкости, оцениваемый величинами от 70 до 127 тыс. $\text{м}^3/\text{год}$. Этот отток мог осуществляться только по проницаемым песчаным пластам, подстилающим и перекрывающим глинистые осадки, и был направлен от центра впадины к ее периферии.

В течение силурийского и нижнедевонского этапов, общей продолжительностью около 60 млн. лет, дальнейшего уплотнения кембрийского глинистого осадка не происходило, наоборот, можно ожидать, что под действием денудации нагрузка от веса вышележащих пород уменьшалась и глинистые осадки несколько разуплотнялись. В процессе разуплотнения они должны были поглотить некоторое количество пластовой воды из прилегающих коллекторов. Таким образом, на этом геологическом этапе преобладало движение подземных вод от периферии впадины к ее центральным частям. В среднедевонском этапе вновь продолжалось осадкообразование. Под действием все увеличивающейся толщи перекрывающих осадков кембрийские глинистые породы вновь начали уплотняться. При этом сначала из их пор отжималась та пластовая вода (измененная), которая могла быть поглощена при разуплотнении осадка на предыдущем этапе, а затем начала отжиматься и поровая жидкость.

К сожалению, мы не располагаем данными, позволяющими восстановить размеры разуплотнения осадка и количество поглощенной им пластовой воды на предыдущих континентальных этапах, но, если даже допустить, что разуплотнение осадка совершенно не происходило, т. е. денудация отсутствовала, то и в этом случае уплотнение осадка было чрезвычайно интенсивным, а отжатие поровой жидкости во времени — максимальным за всю геологическую историю. Средний годовой отток жидкости из впадины достигал 222 тыс. м³ и был направлен от ее центральной части к периферическим.

Следующий, верхнедевонский, этап аналогичен среднедевонскому как по направленности движения, так и по количеству отжатой поровой жидкости. Отжатие жидкости на этом этапе (и на последующих) происходило уже при повышенных давлениях (132—256 кг/см²), а следовательно, изменился и качественный характер отжимаемого флюида. На этом этапе начали отжиматься связанная вода и битуминозные вещества, дающие начало углеводородам.

Отток отжимаемой жидкости по-прежнему был направлен от центральных частей впадины к ее периферии.

В течение каменноугольного и пермского этапов продолжалось медленное уплотнение осадка и связанный с этим постоянный отток небольших количеств отжатой жидкости от центральных частей впадины к ее периферии. Эти этапы также необходимо рассматривать как вероятные этапы нефте- и газообразования за счет отжатых флюидов.

Следующий, мезо-кайнозойский, весьма длительный этап может быть охарактеризован как этап вероятного разуплотнения глинистого осадка под влиянием господствующих процессов денудации отложившихся ранее осадков. В связи с этим возможно некоторое всасывание пластовых вод в поры разбухающих глинистых осадков и передвижение вод от периферии к центральным частям

впадины, при этом в периферических частях впадины вероятно появление вод окислительной обстановки из областей питания и возможны процессы разрушения скоплений углеводородов, выделившихся из флюидов на предыдущих этапах и аккумулировавшихся в ловушках преимущественно в бортовых частях впадины. В целом этот этап должен быть охарактеризован как этап промывания коллекторов и разрушения скоплений углеводородов преимущественно в периферических частях впадины. Как далеко зашел этот процесс на глубину и достиг ли он центральной части впадины, можно судить по составу и упругости растворенных газов. Имеющиеся в настоящее время весьма ограниченные данные говорят о том, что в верхних 1000—1500 м за длительный период (220 млн. лет) произошли существенные геохимические изменения.

Наконец, последний, четвертичный этап является по существу продолжением предыдущего. Лишь трехкратное наступание и отступление ледника вызвало очень слабо осязаемое уплотнение кембрийских глинистых (а также, очевидно, и вышележащих) осадков. Результатом этого уплотнения явилось, однако, отжатие огромного количества поровой жидкости. Скорее всего это пластовая вода, впитанная осадком на предыдущем континентальном этапе вследствие разуплотнения, количественно оценить которое мы еще не можем.

В связи с относительно малой длительностью четвертичного этапа и большой площадью впадины даже незначительное уплотнение осадка дает значительное количество годового оттока отжатой жидкости, достигающее только для кембрийских глинистых осадков 42 000 м³/год. Именно поэтому на современном геологическом этапе мы наблюдаем отток этой жидкости из недр впадины и ее разгрузку в виде восходящих напорных вод по северной и северо-западной окраинам впадины (Старая Русса, Сольвычегодск, Архангельск и другие).

МАСШТАБЫ И ВРЕМЯ НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЯ

Уяснив палеогидрогеологическую обстановку в центральной части впадины и располагая данными о количестве флюидов, отжатых на разных геологических этапах, можно подойти и к вопросу об оценке процессов нефтегазообразования в недрах этой впадины.

Нижнекембрийские глинистые осадки и, в частности, нижняя глинистая пачка гдовских слоев, ламинаритовые слои и отчасти синие глины целый ряд исследователей (Е. М. Люткевич, М. И. Пейсик, П. Г. Суворов, 1957) рассматривает как возможные нефтематеринские свиты. Эти исследователи при изучении содержания органического вещества и битумов получили следующие данные (табл. 24).

Для наших целей очень важными показателями являются небольшое содержание (доли %) органического вещества и кислый характер битумов, обнаруженных в глинистых осадках нижнекем-

брийского возраста. Мы подчеркиваем, что эти данные относятся к современному состоянию глинистых осадков. На это до сих пор не обращали должного внимания, между тем не представляет сомнений, что те количества органики и битумов, которые мы обнаруживаем в современных глинистых породах, являются остаточными, т. е. количествами, которые

Таблица 24

Скважины	Органическое вещество, %	Битум, %	Автор
----------	--------------------------	----------	-------

Современные гдовские глинистые осадки

Поварово	0,42—2,27	0,07—0,019 (κ)	П. Г. Суворов
Редкино	0,44—2,08	0,01—0,17 (κ)	То же

Ляминаритовые глины

Солигалич	0,15	—	П. Г. Суворов, 1957 г.
Котлас	0,12	—	То же
Непейцино	0,45	—	" "
Редкино	0,16	—	" "
Поварово	0,34	0,008 (κ)	" "
Калуга	0,27	—	" "
Сердобск	0,43	0,03 (κ)	" "
Мосолово	10,77	0,07 (н)	" "
Морсово	4,33	0,14 (н)	" "

Синие глины

Солигалич	0,162	—	П. Г. Суворов, 1957 г.
Непейцино	0,462	0,04	То же
Редкино	0,73	0,04	" "
Поварово	0,42	0,076	" "
Серпухов	0,27	0,054	" "

в данных термодинамических условиях (t ; p) не смогли покинуть породу посредством первичной миграции. Об этом свидетельствует аномально высокое содержание органического вещества в ляминаритовых глинах Морсовской и Мосоловской скважин и содержание в них остатков битумов нефтяного, а не кислого ряда. Эти факты при сопоставлении с данными других скважин свидетельствуют о том, что в районе Морсово—Мосолово подавляющая часть органического вещества и часть битумов нефтяного ряда остались в осадке, так как геохимические и термодинамические условия здесь были неблагоприятными для нефте- и газообразования. Там же, где в со-

временной глинистой породе осталось мало органического вещества и сохранились лишь битумы кислого ряда, можно предполагать, что геохимические и термодинамические условия были благоприятными для нефте- и газообразования.

Исходя из этих позиций, для количественной оценки масштабов нефтегазообразования нужно брать в качестве исходных не те количества органики, которые сохранились до настоящего времени в глинистых породах современного облика, а те, которые были в глинистом осадке при его седиментации.

Таким образом, для оценки масштабов нефтегазообразования в глубоких частях Средне-Русской впадины нужно установить количество органического вещества, мигрировавшего с флюидом из глинистых осадков кембрийского моря. Начальное количество органического вещества в глинистых осадках кембрийского моря можно установить на основе сравнительно-литологического метода, используя современные осадки в качестве аналогов. Выше отмечалось, что по начальной пористости и условиям осадкообразования кембрийские осадки довольно близки к современным осадкам Каспийского моря.

По исследованиям, проведенным М. В. Кленовой и Л. А. Ястребовой (1956), содержание органического вещества в современных глинисто-алевритовых осадках Каспийского моря составляет в среднем 250 г/м^2 площади осадка при толщине слоя 1 см . Это дает 25 кг органического вещества в 1 м^3 свежееотложенного, рыхлого ила. На то, что такие и даже большие количества органического вещества могли накапливаться в осадках кембрийского моря, прямо указывают данные по Мосоловской и Морсовской скважинам, где содержание сохранившегося до настоящего времени органического вещества составляет от $107,7$ до $43,3 \text{ кг/т}$ кембрийской глины. В пересчете на объем рыхлого осадка это дает от 136 до 55 кг/м^3 , т. е. гораздо больше, чем в илах Каспийского моря, а в Поваровской скважине примерно столько же — 28 кг . За последнее время получены новые данные о развитии органического мира на границе кембрия и докембрия (В. В. Миссаржевский и Л. Ю. Розанов, 1962), которые опровергают прежние представления о его бедности, отрицают гипотезу отсутствия условий для накопления достаточного количества органического вещества и, следовательно, нефтегазообразования. С открытием «кембрийской» нефти Марковской опорной скважиной на Сибирской платформе и в Прибалтике эта гипотеза утратила всякую вероятность.

Итак, принимая начальное среднее содержание органического вещества 25 кг/м^3 рыхлого кембрийского осадка по аналогии с современными сходными осадками Каспийского моря, мы не делаем никаких произвольных допущений, а поступаем в соответствии с известными в настоящее время научными данными, причем принятую нами среднюю цифру нужно считать скорее заниженной, нежели завышенной, так как в Мосоловской и в Морсовской скважинах мы

фактически имеем в 2—5 раз большее содержание органического вещества.

В настоящее время в кембрийских, гдовских, ламинаритовых и синих глинах содержится в среднем 0,755% органического вещества. В пересчете на объем при объемном весе глины 2,5 это дает $1 \cdot 2,5 \cdot 0,00755 \cdot 1000 = 1,9 \text{ кг/м}^3$ глины при современной ее уплотненности. В пересчете же на рыхлый осадок, объем которого был в 1,8 раза больше, это дает 1,05 кг оставшегося в осадке органического вещества, или округленно 1 кг. Следовательно, не менее 24 кг органического вещества мигрировало из каждого 1 м^3 осадка в процессе его диагенеза и эпигенеза.

Исходя из этих данных, нетрудно подсчитать общее количество органического вещества, мигрировавшего из кембрийских глинистых осадков за геологическое время на всей площади глубокой части Средне-Русской впадины ($300\,000 \text{ км}^2$) до глубины ее порядка 2200 м. Средняя мощность неуплотненного осадка для этой части впадины, определенная выше, составляет 800 м. Следовательно, с каждого 1 м^2 площади осадка мигрировало $800 \times 24 = 19\,200 \text{ кг}$, а с $1 \text{ км}^2 = 19,2 \cdot 10^6 \text{ т}$. Со всей же площади впадины мигрировало $19,2 \cdot 10^6 \cdot 300\,000 = 5760 \cdot 10^9 \text{ т}$. Если принять, по П. Д. Траску, что лишь 2,5—3% от этого количества отжатого органического вещества перешло в углеводороды, то получится следующая цифра: $5760 \cdot 10^9 \cdot 0,03 = 172,8 \cdot 10^9 \text{ т}$. Ее следует считать минимальной, так как по современным данным в углеводороды переходит до 10—40% органического вещества. Таким образом, минимальные размеры вероятного нефтегазообразования в центральной наиболее глубокой части впадины при погружении кровли кембрийских осадков в среднем на 1800 м оцениваются в 173 млрд. т.

Рассмотрим теперь когда, в какое геологическое время, на каких этапах уплотнения осадка могла происходить первичная миграция углеводородов. Это поможет уяснить, в какие коллекторские пласты и резервуары они могли поступать.

Как указывалось, отжатие нефтеобразующих веществ из глинистых осадков начинается при давлениях 150 кг/см^2 и выше. Следовательно, в Средне-Русской впадине эти вещества могли отжиматься, лишь начиная с верхнедевонского этапа уплотнения. С этого этапа и по пермский включительно было отжато всего $7770 \cdot 10^9 \text{ м}^3$ флюидов (см. табл. 23), и в том числе $173 \cdot 10^9 \text{ т}$ углеводородов, что составляет 2,24%¹.

Считая, что количество образовавшихся углеводородов пропорционально количеству отжатых флюидов, получим следующую вероятную картину нефтегазообразования в глубоких частях Средне-Русской впадины² (табл. 25).

¹ Напомним, что в жидкости, отжатой из майкопских глин Предкавказья, содержится лишь 1% растворенных углеводородов.

² Эта картина не учитывает, однако, нефтегазообразования в самых глубоких частях впадины (3—4 тыс. м) из-за недостаточной ясности размеров ее частей.

Таблица 25

Этапы уплотнения	Количество отжатых флюидов, млрд. м ³	Часть от об- щего количе- ства, %	Количество от- жатых угле- водородов, млрд. т	Часть от об- щего количе- ства, %	Примечание
Средне- и верхнекем- брийский	3330	15	0	0	
Ордовикский	5550	25	0	0	
Силурийский и ниже- девонский	Нет	—	—	—	
Среднедевонский	4440	20	0	0	
Верхнедевонский	3330	15	74,0	42	
Каменноугольный	2220	10	49,5	29	
Пермский	2220	10	49,5	29	
Мезо-кайнозойский . . .	Нет	—	—	—	
Четвертичный	1110	5	0	0	
Итого	22 200	100	173	100	

Как отмечалось выше, в четвертичный период происходило отжатие пластовой воды, а не поровой жидкости (флюида), в связи с чем мы исключаем этот период из активных этапов нефтегазообразования. Как видно из рис. 58, наиболее активным в отношении нефтегазообразования следует считать верхнедевонский этап уплотнения кембрийских глинистых осадков, когда было отжато 42% всех учтенных углеводородов. Менее активными, но достаточно производительными являются каменноугольный и пермский этапы уплотнения осадка.

Судя по геологическим разрезам опорных скважин, отжатые углеводороды должны были поступать в кембрийские песчаные, ордовикские карбонатные, а может быть, и в девонские терригенные коллекторы и передвигаться по ним вместе с отжатыми флюидами от области наибольших пластовых давлений к области наименьших, т. е. от центра впадины к ее периферии, аккумулируясь в подходящих ловушках, если последние имелись на пути их движения. Следы такой миграции углеводородов были обнаружены в северо-западной периферической части впадины, в области вероятной разгрузки флюидов в виде твердых битумов в известняках и в виде битумных «лепешек» в породах нижнего палеозоя. При бурении некоторых опорных скважин (Любим, Пестово и другие) также были встречены нефтегазопроявления. (П. Г. Суворов, Е. М. Люткевич и М. И. Пейсик, 1957). В региональном плане возможные зоны аккумуляции углеводородов приурочены к бортовым и прибортовым частям впадины.

НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ

На основе анализа палеогидрогеологической обстановки при уплотнении глинистых осадков в центральной части Средне-Русской впадины представляется вполне уместным проведение направленных комплексных исследований (геологическими, геофизиче-

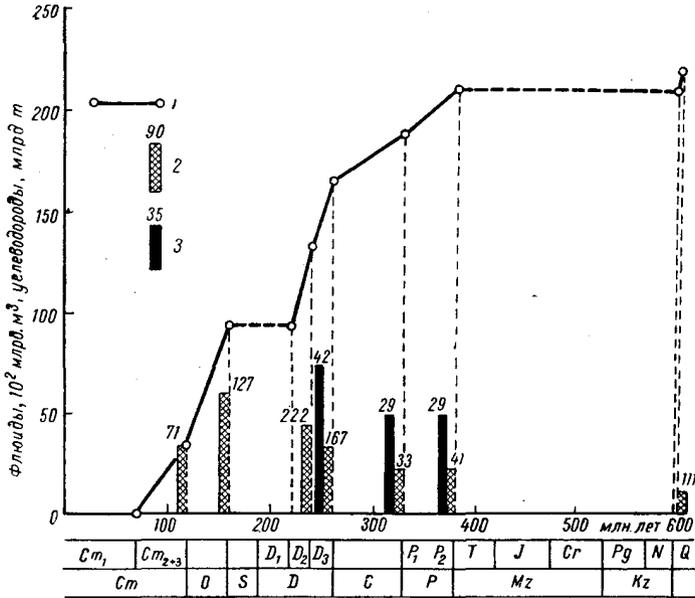


Рис. 58. График выжимания флюидов из кембрийского глинистого осадка за геологическое время.

1 — суммарное количество отжатых флюидов; 2 — количество флюидов, отжатых на данном геологическом этапе, цифра над столбиком — средний годовой отток жидкости в тыс. м³; 3 — количество углеводородов, отжатых на данном геологическом этапе, цифра над столбиком — их отношение (в %) к углеводородам, отжатым на всех этапах.

скими, гидрогеологическими и геохимическими методами) для выяснения, где, при каких условиях могла сохраниться до настоящего времени и сохранилась ли часть отжатых углеводородов, а также для выявления и оконтуривания участков с такими благоприятными условиями с целью дальнейшей их разведки и обнаружения залежей углеводородов, сохранившихся от разрушения.

Для этих целей необходимо тщательно исследовать и прибортовые участки и наиболее глубокие части Средне-Русской впадины.

ПРИЛОЖЕНИЕ ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКОГО МЕТОДА К НЕКОТОРЫМ ВОПРОСАМ ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ

Историко-геологическая кривая сжатия представляет гигантскую по диапазону компрессионную кривую, осуществленную в природных условиях. Кривая эта является осредненной. Главным осредняющим фактором служит фактор времени (В. В. Белоусов, 1942). Циклы нагрузок и разгрузок, испытанные породой в течение геологической истории, отражаются на этой кривой в виде соответствия современной пористости породы геостатическому давлению. В силу этих особенностей историко-геологическая кривая сжатия может гораздо полнее и точнее отражать современные физико-механические свойства глинистой породы, чем обжатие небольших образцов этой породы в лабораторных условиях.

Поэтому вполне закономерно стремление использовать названную кривую для инженерно-геологической оценки глинистых пород, без проведения лабораторных опытов по обжатию этих пород. При этом подразумевается, что будут учтены основные условия применимости метода, изложенные в главе II.

АНАЛИЗ ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КРИВОЙ СЖАТИЯ

Как было показано в части I, историко-геологическая кривая сжатия породы представляет логарифмическую кривую. Будучи построена в координатах E и $\lg p$, она представляет прямолинейный график уплотнения (см. рис. 17). Уравнение этой прямой может быть написано в следующем виде:

$$\frac{E - E_1}{\lg p_1 - \lg p} = \operatorname{tg} \alpha, \quad (30)$$

где E_1 — современная пористость породы; p_1 — современное геостатическое давление; α — угол наклона линии сжатия к оси $\lg p$. Этот угол может быть определен графически (при условии соответствия масштабов E и $\lg p$) или вычислен аналитически по известным значениям E_1 ; p_1 и E_2 ; p_2 ¹.

Обозначив полученное значение $\operatorname{tg} \alpha = k$, из уравнения (30) будем иметь

$$E = E_1 + k(\lg p_1 - \lg p). \quad (31)$$

Это основное уравнение историко-геологической кривой сжатия, с помощью которого, задаваясь значениями давления p , можно определить промежуточные значения E и построить логарифмическую кривую сжатия в координатах (E ; p) для заданных

¹ При большем количестве точек и некотором их разбросе определение угла наклона линии сжатия α может производиться по методу наименьших квадратов.

значений p . Кривую можно также построить путем графического снятия координат E и p с прямолинейного графика уплотнения.

ПОСТРОЕНИЕ КОМПРЕССИОННОЙ КРИВОЙ ПОРОДЫ

Очевидно, что продолжение прямолинейного графика уплотнения (см. рис. 17) вправо, в сторону давлений, превышающих современное геостатическое давление p_1 , представляет прогнозную компрессионную кривую породы при возрастании нагрузки на нее. Это дает возможность по уравнению (31) построить компрессионную кривую исследуемой породы, не производя лабораторного обжатия образцов, и вычислить модули осадки, или коэффициенты уплотнения на разных интервалах изменения нагрузки.

Выше было показано (глава VII), что при экстраполяции историко-геологической кривой сжатия до нагрузки p_x , равной полуторной геостатической (т. е. $p_x = 1,5 p_1$), наибольшая абсолютная ошибка составит 0,02, а наибольшая относительная ошибка 3,4%.

При экстраполяции до $p_x = 2p$ по формуле (9) и числовым значениям, приведенным в главе VII, получим:

$$\Delta E_x = \frac{\lg 2}{\lg 13 - \lg 0,9} \left(0,15 - \lg \frac{1,0}{0,9} \lg 35^\circ \right) = +0,048, \text{ или } \sim 5\%.$$

$$\text{Относительная ошибка} = \frac{0,048}{0,58} = +0,083, \text{ или } 8\%.$$

При грубых определениях E_f и p_f с ошибками в 25—50% максимальная относительная ошибка при экстраполяции в тех же пределах оценивается величинами порядка 10—16%. При интерполяции в сторону уменьшения давлений ($p_x < p_1$) в тех же пределах будем иметь тот же порядок величин абсолютных и относительных ошибок в определении величины, только с обратным знаком.

Таким образом, точность построения компрессионной кривой породы по параметрам историко-геологической кривой сжатия составляет ± 10 —16%. Такая точность вполне достаточна для предварительной оценки сжимаемости грунта с вычислением соответствующих параметров уплотнения (модуль осадки, коэффициент уплотнения).

Например, для одного из образцов верхнеюрских глин были получены следующие данные: $E_f = 1,46$; $E_1 = 0,76$; $p_1 = 16 \text{ кг/см}^2$; p_f было принято равным 1 кг/см^2 .

По этим данным был построен полулогарифмический график уплотнений осадка (рис. 59) и по нему определено графически значение E_x при давлении $p_x = 2p_1 = 32 \text{ кг/см}^2$. Это значение E_x оказалось равным 0,58.

Непосредственное обжатие образца породы в компрессионном приборе при той же нагрузке 32 кг/см^2 дало значение $E_x = 0,60$.

Абсолютная ошибка в определении E_x методом экстраполяции историко-геологического графика сжатия составила $-0,02$, а относительная $-\frac{0,02 \cdot 100}{0,60} = -0,033$ или, $-3,3\%$.

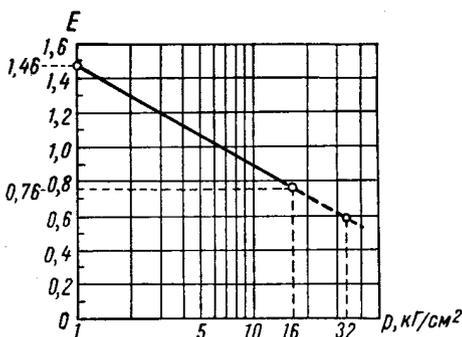


Рис. 59. Определение компрессионных свойств породы по полулогарифмическому графику уплотнения осадка за геологическое время.

Так, например, рассмотренные выше верхнеюрские глины на глубине около 100 м при нагрузке 13 кг/см^2 имеют пористость $E_1 = 0,70$, но при полном снятии нагрузки разуплотняются лишь до пористости $E = 0,90$. Этой пористости по историко-геологическому графику сжатия (рис. 60) соответствует давление $6,5 \text{ кг/см}^2$.

Таким образом, величиной давления оценивается сопротивление структурных связей разуплотнению породы, которое может отличаться от сопротивления уплотнению. Следовательно, пределом интерполяции в сторону уменьшения нагрузок в данном случае является давление $6,5 \text{ кг/см}^2$ (точка O).

Компрессионная кривая для рассматриваемой верхнеюрской глины может быть построена по данным, снятым с графика (см. рис. 60).

Несколько сложнее определение изменения пористости при уменьшении нагрузок. Интерполяция по историко-геологической кривой сжатия свидетельствует о том, что при $p_x < p_1$ будут проявляться упругие свойства породы и последняя должна увеличивать свою пористость до первоначальной. Однако на самом деле этого не происходит и разуплотнение породы имеет некоторый предел, обусловленный возникшими в процессе эпигенеза структурными связями.

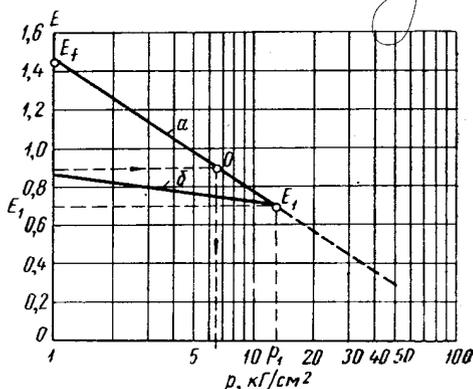


Рис. 60. Полулогарифмические графики уплотнения и разуплотнения верхнеюрского осадка за геологическое время.

a — график уплотнения; b — график разуплотнения; точка O — предел интерполяции по графику уплотнения.

$p, \text{ кг/см}^2$	6,5	13	20	25	30	34
E	0,90	0,70	0,57	0,50	0,44	0,40

Эта кривая (рис. 61, кривая *a*) может быть использована для прогнозной оценки сжимаемости верхнеюрской глины в пункте исследования при нагрузках от 6,5 до 25—30 кг/см². Она может быть использована и при региональных инженерно-геологических исследованиях для общей характеристики сжимаемости конкретного слоя глины, залегающего на определенной глубине, т. е. под давлением вышележащих пород.

Для оценки сжимаемости глин, разуплотнившихся вследствие снятия нагрузки, используется петля гистерезиса (см. рис. 20, кривая *b*).

На полулогарифмическом графике эта петля может быть изображена в виде линии разуплотнения (рис. 60, линия *b*), с которой снимаются соответствующие значения E и p для построения прогнозной компрессионной кривой в данных условиях.

В рассматриваемом случае такая прогнозная кривая может быть построена по следующим данным (рис. 61, кривая *b*):

$p, \text{ кг/см}^2$	1	2	3	* 4	5	6	10	13
E	0,90	0,84	0,80	0,78	0,77	0,76	0,71	0,70

Обычно в компрессионных приборах и снимается компрессионная кривая образца породы, в той или иной степени разуплотнившегося вследствие снятия нагрузки при извлечении его с некоторой глубины. Поэтому компрессионные кривые, снятые в лабораторных условиях при нагрузках, не превышающих естественную нагрузку на пласт породы, по существу являются обратными ветвями петель гистерезиса разуплотнившегося образца и не могут дать правильного представления о сжимаемости породы *in situ*. В связи с этим нам

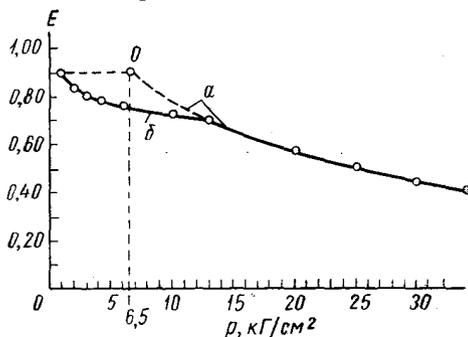


Рис. 61. Прогнозная компрессионная кривая верхнеюрской глины

Кривая построена:

a — по данным историко-геологической кривой сжатия; *b* — по данным кривой разуплотнения; точка *O* — предел интерполяции кривой сжатия.

представляется недостаточно убедительным приводимое В. А. Приклонским и В. Ф. Чепик (1959, стр. 50) объяснение несоответствия фактической и вычисленной по лабораторным компрессионным испытаниям осадки сооружений. Последняя оказывается почти всегда больше фактической.

АНАЛИЗ УПРОЧНЕНИЯ ПОРОДЫ И ИССЛЕДОВАНИЕ ЕЕ КОМПРЕССИОННЫХ СВОЙСТВ

В главе VIII даны общая оценка диагенетических процессов и метод количественной оценки их влияния на упрочнение осадка. Однако, как показано в этой главе, при анализе условий уплотнения современных илов Берингова моря, упрочнение осадка в ряде случаев является неустойчивым и под влиянием возрастающего давления структурные связи нарушаются.

На эти явления впервые обратил внимание Н. Я. Денисов (1948). Аналогичные явления при исследованиях сжимаемости образцов глин с нарушенной структурой отмечал и С. Р. Месчан (1959). Поэтому теоретически вполне возможно существование таких глинистых пород, у которых на современном этапе уплотнения структурные связи нарушены и показатель упрочнения $R_c = 0$.

Существование таких пород в природе подтверждается одинаковыми результатами лабораторных опытов по обжатию образцов одной и той же породы с нарушенной и с ненарушенной структурами. Историко-геологическая кривая сжатия в этом случае также должна совпадать или быть очень близкой к компрессионной кривой образца с нарушенной структурой (см. главу VIII).

Отсюда следует, что в случае совпадения историко-геологической кривой сжатия с компрессионной кривой образца с нарушенной структурой, снятой при тех же нагрузках, нет необходимости исследовать сжимаемость образцов с ненарушенной структурой.

Этот вывод позволяет в ряде случаев значительно облегчить и упростить методику отбора образцов (отпадает необходимость отбора монолитов) и методику лабораторных исследований сжимаемости породы (обжатие монолитов заменяется обжатием образцов с нарушенной структурой). Для решения вопроса о возможности упрощения методики исследования сжимаемости породы достаточно предварительно построить историко-геологическую кривую ее сжатия и сравнить ее с компрессионной кривой образца породы с нарушенной структурой при одинаковых или близких нагрузках.

Таким образом, для получения полноценных результатов далеко не всегда нужно отбирать монолиты и производить их обжатие в компрессионных приборах. При предварительном проведении указанного выше анализа в ряде случаев возможно упрощение методики отбора образцов и лабораторных испытаний.

ПОЛУЧЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ФИЗИКО-ТЕХНИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПОРОДЫ С ПОМОЩЬЮ ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КРИВОЙ СЖАТИЯ

Основные предпосылки

На основе использования характеристик некоторых физико-технических свойств глинистых пород можно построить историко-геологическую кривую сжатия глинистого осадка. Можно решить и обратную задачу, т. е. с помощью историко-геологической кривой сжатия получить данные о некоторых физико-технических свойствах глинистой породы. Решение обратной задачи может потребоваться в тех случаях, когда данные непосредственных определений тех или иных физико-технических свойств в лаборатории отсутствуют, но о них нужно иметь хотя бы приближенное представление.

Разумеется, по историко-геологической кривой сжатия можно определить только те физико-технические показатели, которые не были использованы для построения полулогарифмического графика уплотнения осадка. Кроме того, следует иметь в виду, что точность построенного графика уплотнения оценивается величинами порядка 10—16%. Поэтому получаемые при решении обратной задачи физико-технические показатели будут иметь характер приближенных значений или ориентировочных величин и могут несколько отличаться от соответствующих значений, полученных лабораторными методами. Однако быстрота и простота получения нужных данных могут иметь преимущество в ряде случаев, когда не требуется большой точности. Решение обратной задачи может также явиться методом контроля правильности построения историко-геологической кривой сжатия.

Методика получения характеристик. Примеры

Методика получения характеристики сжимаемости породы рассмотрена выше.

В настоящем разделе рассматривается методика получения таких характеристик, как пористость и влажность на пределе текучести и на пределе пластичности, давления, соответствующие этим состояниям. Для этих целей широко применяется метод интерполяции и экстраполяции. Определения могут производиться или графически, по прямолинейному графику сжатия, или аналитически — по уравнению линии сжатия.

Например, требуется определить неизвестное значение влажности грунта на пределе текучести. Приняв p_f согласно изложенному выше равным $0,25 \text{ кг/см}^2$, по графику сжатия находим соответствующее значение E_f и вычисляем $W_f = \frac{E_f}{\gamma_{ск}}$, где $\gamma_{ск}$ — удельный вес скелета грунта.

Может быть решена и обратная задача — определение p_f и p_p , если известны W_f и W_p (см. рис. 26). Вообще по графику сжатия

можно определить любое давление, соответствующее заданной влажности или пористости и, наоборот, пористость, соответствующую заданному давлению.

Глава XVI

ПРИЛОЖЕНИЕ ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КРИВЫХ СЖАТИЯ И УПРОЧНЕНИЯ ОСАДКА К ИЗУЧЕНИЮ НЕКОТОРЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

ИСТОРИЯ ВОПРОСА

Идея использования степени уплотненности глинистых пород для восстановления отдельных этапов геологической истории не нова. Первые исследования в этом направлении предпринял А. С. Храмушев (1937, 1939). В главе I мы уже рассматривали эти работы. Путь, избранный А. С. Храмушевым, не дал ожидаемых результатов, и исследования в этом направлении долгое время не проводились.

В последнее время этими вопросами вновь занялся ряд исследователей (Г. П. Мазуров, 1947; В. В. Охотин, 1947; В. В. Охотин и Ш. М. Шнайдер, 1950; Н. Б. Вассоевич и В. Т. Вычев, 1958). В их работах уплотненность глинистых пород берется за основу при восстановлении отдельных этапов геологической истории. Не останавливаясь на анализе упомянутых исследований, подробно рассмотренных В. А. Приклонским и В. Ф. Чепик (1959), отметим, что перегибов компрессионной кривой в переходных условиях (как показано в главе III) не наблюдается. О том же свидетельствуют результаты опытов В. Д. Ломтадзе (см. рис. 2, 8) и работ П. А. Крюкова (1958) по уплотнению образцов глинистых пород большими нагрузками в лабораторных условиях.

Именно поэтому восстановление отдельных этапов геологической истории по перегибам компрессионной кривой образца породы не имеет реальной основы.

Как было показано (главы III, VIII), уплотнение глинистого осадка происходит под влиянием двух факторов — его упрочнения под воздействием процессов диагенеза и эпигенеза и давления от веса столба залегающих над ним отложений. Только всесторонний учет этих факторов позволит подойти к восстановлению того или иного этапа геологической истории.

В частности, нельзя признать полностью обоснованной критику В. А. Приклонского и В. Ф. Чепик (1959) в отношении предложений В. В. Охотина и Г. П. Мазурова (1947), В. В. Охотина и Ш. М. Шайдера (1950) — определять действовавшую на глинистую породу нагрузку по точке слияния компрессионных кривых образцов этой породы с нарушенной и ненарушенной структурами в области возрастающих давлений.

Исходя из рассмотренных выше особенностей уплотнения глинистых осадков в природных условиях, можно утверждать, что слияние компрессионных кривых образцов с нарушенной и ненарушенной структурами в области возрастающих давлений может и должно иметь место, так как обе кривые приближаются к пределу уплотнения и при возрастании давления до определенной величины обязательно сольются. Точка их слияния будет характеризовать нагрузку, при которой происходит уменьшение сопротивления структурных связей в образце с ненарушенной структурой до нуля или до величины, соответствующей величине структурных связей в образце с нарушенной структурой, возникших в процессе его уплотнения. Именно поэтому такая точка никак не может характеризовать нагрузку, действовавшую на породу в отдельные геологические этапы.

До сих пор при изучении уплотнения осадка за основу обычно принимали изменение его пористости без учета фактора времени, т. е. без учета геологической истории (историко-геологической кривой сжатия).

Вопросам диагенеза и эпигенеза осадков посвящена обширная литература (Н. М. Страхов, 1950, 1953, 1960; сборники АН СССР, 1959 и другие). В этих трудах преобладает физико-химическое направление изучения диагенеза и эпигенеза. Это направление раскрывает природу явлений, однако не дает возможности произвести количественную оценку влияния процессов диагенеза и эпигенеза на уплотнение осадка. Поэтому с нашей точки зрения оно значительно выиграет, если удастся дополнить физико-химическую характеристику явлений диагенеза и эпигенеза еще и количественной оценкой их влияния на упрочнение осадка.

Такие возможности заложены в историко-геологической кривой упрочнения осадка (см. рис. 30), где суммарное, результирующее влияние процессов диагенеза или эпигенеза на отдельных этапах истории уплотнения осадка получает свое количественное выражение в виде сопротивления возникающих в осадке (породе) структурных связей уплотнению возрастающей нагрузкой.

Таким образом, анализ историко-геологических кривых сжатия и упрочнения осадка открывает новые возможности для восстановления отдельных этапов его геологической истории и количественного изучения процессов диагенеза и эпигенеза.

АНАЛИЗ КРИВОЙ СЖАТИЯ

Историко-геологическая кривая сжатия является суммарной (результатирующей) кривой процессов упрочнения и уплотнения осадка. Поэтому на ее основе можно решать обратную задачу: определение давления, действовавшего на осадок на том или ином геологическом этапе. Для этого нужно знать приведенную пористость осадка E_i на нужном этапе. Эта пористость легко определяется на основе геохронологической шкалы, нанесенной ниже оси абсцисс историко-геологической кривой сжатия.

Зная пористость осадка E_i , соответствовавшую искомому геологическому этапу, нетрудно найти по историко-геологической кривой сжатия и отвечающее этой пористости давление p_i . Последнее соответствует высоте столба (мощности) перекрывающих пород, умноженной на средний объемный вес их.

По значению давления p_i и типовому графику нарастания геостатического давления (см. рис. 46) можно определить примерно общую мощность перекрывающих осадков пород H_i . Более точно мощность H_i можно вычислить по формуле

$$H_i = \frac{10p_i}{\gamma_{\text{ср}}},$$

где $\gamma_{\text{ср}}$ — средний объемный вес перекрывающих пород.

Средний объемный вес перекрывающих пород нетрудно определить, вычислив объемный вес нижнего слоя породы по формуле (28), используя для этого значение E_i , снятое с историко-геологической кривой сжатия.

Зная общую мощность пород H_i на рассматриваемом этапе и ту мощность, которая сохранилась до настоящего времени, можно судить о характере происходивших геологических процессов и по совокупности с остальными геологическими данными восстановить некоторые этапы геологической истории.

АНАЛИЗ КРИВОЙ УПРОЧНЕНИЯ

Историко-геологическая кривая упрочнения осадка показывает, в каких размерах возрастало сопротивление осадка сжатию под воздействием процессов диагенеза и эпигенеза. С этой точки зрения анализ такой кривой в сопоставлении с относящимися к изучаемому осадку (породе) физико-химическими, минералогическими и геологическими данными позволяет еще глубже заглянуть в геологическое прошлое.

В качестве примера вернемся к историко-геологической кривой упрочнения апшеронской глины, рассмотренной в главе VIII. Процессы устойчивого диагенеза осадка здесь начались на глубинах порядка 4—5 м, примерно через 60 тыс. лет после его отложения и продолжались с возрастающей интенсивностью в течение всего времени, пока осадок находился в пластичном состоянии. Эти процессы были очень интенсивными: суммарное сопротивление структурных связей, возникших в осадке за этот период, оценивается величиной порядка 8,35 кг/см². В противоположность этому процессы эпигенеза после перехода осадка в полутвердое состояние были незначительными, так как сопротивление структурных связей в породе на этом этапе почти не изменилось.

Таким образом, можно прийти к выводу, что формирование свойств современной глины апшеронского возраста в основном произошло в период диагенеза осадков апшеронского моря и закончилось примерно через 1,5 млн. лет после его отложения. За осталь-

ные же 4—5 млн. лет существенных эпигенетических процессов в породе не происходило.

Эти данные дополняют детальные исследования минералогического состава и физико-технических свойств современных апшеронских глин, позволяя полнее объяснить их особенности, отмеченные А. К. Гюлем (1961) и другими исследователями.

НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ

Из краткого рассмотрения перечня вопросов, затронутых в настоящей главе, следует, что при всестороннем геологическом изучении глинистых водноосадочных пород в комплекс вопросов должно включаться исследование геологической истории уплотнения осадка от начала отложения до настоящего времени и его упрочнения под влиянием процессов диагенеза и эпигенеза с количественной оценкой развития последних во времени. Такое изучение нужно проводить методом построения историко-геологических кривых сжатия и упрочнения осадка. В ряде случаев по историко-геологической кривой сжатия можно восстановить примерные мощности пород, перекрывавших изучаемый осадок, но размытых в последующее геологическое время.

Глава XVII

ОБ УПЛОТНЕННОСТИ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД НА БОЛЬШИХ ГЛУБИНАХ

Самая глубокая скважина («Юниверсити 1-ЕЕ», США, Техас) достигла глубины 7724 м. Составляются и частично уже осуществляются проекты (СССР, США) бурения сверхглубоких скважин глубиной 10—15 тыс. м (Вестник АН СССР, 1961). Назначение этих скважин — пройти всю толщу осадочных пород и достигнуть поверхности Мохоровичича для изучения гранитного и базальтового слоев. В связи с этим при обсуждении вопроса о сверхглубоких скважинах основное внимание уделяется вопросам изучения гранитного слоя и верхней части мантии Земли.

Вместе с тем чрезвычайно большое научное и практическое значение имеет вопрос о состоянии и степени уплотненности глинистых осадков на больших и сверхбольших глубинах, что справедливо отмечает ряд ученых (В. В. Белоусов, 1961 и другие).

В настоящей главе рассматриваются некоторые возможности предварительной оценки уплотненности глинистых осадков на больших глубинах.

ПРЕДЕЛЬНОЕ УПЛОТНЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ ОСАДКОВ И ИХ ПРЕДЕЛЬНАЯ МОЩНОСТЬ

Как видно из табл. 17, составленной для майкопского глинистого осадка (глава XIII), с увеличением глубины погружения осадка под вышележащие породы пористость его уменьшается от 3,13 до 0,10. В пределе она стремится к нулю. Соответственно изменяется и мощность осадка. Можно себе представить настолько уплотненный осадок, что приведенная пористость его равна нулю. Такой осадок мы будем называть находящимся в стадии предельного уплотнения. Правда, в природных условиях таких осадков мы пока не знаем, но на больших, еще не достигнутых глубинах они, по-видимому, существуют.

Очевидно, что стадия предельного уплотнения находится у верхней границы зоны метаморфизма осадка.

Мощность осадка на стадии предельного уплотнения при $E \rightarrow 0$ мы будем называть предельной мощностью и обозначать $H_{пр}$. Она может быть вычислена по соотношению (1), откуда при $E_{пр} = 0$ получим простую формулу:

$$H_{пр} = \frac{H}{1 + E_{ср}}, \quad (32)$$

где H — современная мощность осадка и $E_{ср}$ — средняя приведенная его пористость.

Например, для рассмотренного выше майкопского осадка $H_{пр} = 600 : 1,10 = 546$ м.

Сравнение современной мощности осадка с его предельной мощностью позволяет судить о достигнутой стадии уплотнения и количественно оценить ее. Так, при изучении условий уплотнения майкопского осадка (глава XIII) можно выделить следующие стадии уплотнения (по Ломтадзе):

1) свободного уплотнения (майкопский этап) — нагрузка от собственного веса 0—150 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$, отношение $H : H_{пр} = 1,57$;

2) затрудненного уплотнения (этапы с чокракского по меотический) — нагрузка 150—400 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$, $H : H_{пр} = 1,46—1,23$;

3) замедленной консолидации (этапы понтический — современный) — нагрузка 400—750 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$, $H : H_{пр} = 1,18—1,10$.

К выделенным В. Д. Ломтадзе стадиям следует добавить еще две стадии:

4) метаморфизации осадка, характеризующуюся началом перехода глинистого осадка в глинистый сланец; приведенная пористость глинистых сланцев оценивается по многочисленным определениям величинами 1,04—1,05, следовательно, при $H : H_{пр} = 1,04—1,05$ осадок уже вступает в стадию метаморфизации; мощ-

ность осадка H_m , при которой начинается его метаморфизация, легко определяется из соотношения (1):

$$H_m = 1,05 \frac{H}{1 + E_{cp}}, \quad (33)$$

где значения H и E_{cp} те же, что в уравнении (32);

5) предельного уплотнения осадка, при которой $E \rightarrow 0$; ее, очевидно, следует рассматривать как стадию глубокой метаморфизации осадка с предельным уплотнением между его частицами.

ЗНАЧЕНИЕ ОЦЕНКИ ПРЕДЕЛЬНОЙ УПЛОТНЕННОСТИ ОСАДКА

Стадия метаморфизации осадка представляется нам как конечный этап нефтегазообразования: все битумы, еще способные к передвижению в данных термодинамических условиях, будут, по-видимому, отжаты из осадка и вместе с флюидами перейдут в пласты-коллекторы. Стадия предельного уплотнения представляется как этап, на котором процесс выделения битумов из осадка полностью завершен. В связи с этим соотношение современной и предельной мощностей осадка может служить простым и удобным показателем его уплотненности и использоваться как характеристика битумопроизводящих свит. Это значит, что чем меньше отношение современной мощности осадка к его предельной мощности (которую легко определить по формуле 32), тем больше битумов уже отжато из осадка в природных термодинамических условиях и тем меньше их может сохраниться в осадке и выделиться при дальнейшем его уплотнении до предельной мощности.

Так, например, для майкопского осадка предельная мощность составляет 546 м, а современная 600 м. Отношение $\frac{H}{H_{пр}} = 1,10$ показывает, что возможности дальнейшего уплотнения осадка очень ограничены. Мощность осадка H_m , при которой начинается его метаморфизация, определяется по уравнению (33) величиной порядка 573 м.

Майкопский осадок при дальнейшем уплотнении до стадии метаморфизации может выделить максимально, судя по табл. 16 и 17 (глава XIII), не более 27 млн. м³ флюидов, в том числе 0,2 млн. т нефти с 1 км² площади.

Из нижнеюрских глинистых осадков Предкавказья, превращенных к настоящему времени в сильно метаморфизованные глинистые сланцы с соотношением $H : H_{пр}$, близким к 1 (объемный вес = 2,70), отжаты, по-видимому, уже все флюиды.

Большой практический интерес имеет также конкретное представление о глубинах погружения осадка, на которых он переходит в стадию метаморфизации и стадию предельного уплотнения.

Эти глубины можно определить, решая уравнения историко-геологической кривой сжатия осадка относительно давления p при

заданных значениях E , равных для стадии метаморфизации 0,05 и для стадии предельного уплотнения нулю. Величина p в данном случае будет представлять значение геостатического давления, по которому нетрудно вычислить и глубину погружения осадка.

Давление, при котором начинается метаморфизация осадка, (т. е. глубина погружения), может быть вычислено по уравнению уплотнения осадка. Так, для рассматриваемого майкопского осадка давление, определяющее начало метаморфизации по уравнению (24) историко-геологической кривой сжатия, при $E=0,05$ составит около 900 кг/см^2 , что соответствует глубине погружения около 4 км. Решение того же уравнения при $E=0$ дает величины

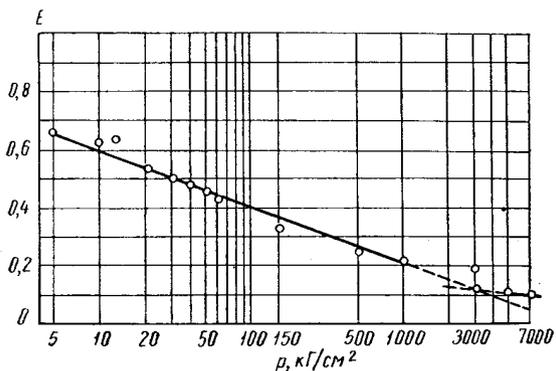


Рис. 62. Осредненный график уплотнения кембрийской глины при больших нагрузках.

давлений порядка 1200 кг/см^2 . Такое геостатическое давление соответствует глубине погружения около 6 км. При расчетах глубины погружения геостатическое давление до глубины 3100 м принято, исходя из рис. 46, а для больших глубин рассчитано по среднему объемному весу, равному $(2,56 + 2,70) : 2$.

Следует, однако, оговориться, что такой метод определения достаточно точен лишь при значениях p , не превышающих 1000 кг/см^2 , так как именно в этих пределах установлено достаточное постоянство параметров для логарифмического закона уплотнения осадка.

Для значений p от 1 до 5 тыс. кг/см^2 решение будет приближенным, так как в этом диапазоне на основании лабораторных опытов (данных об уплотнении в природных условиях для этого интервала пока нет) намечается некоторое изменение параметров логарифмического закона уплотнения осадка (рис. 62). При этом значения p , а следовательно, и глубина погружения осадка могут получаться заниженными, так как угловой коэффициент линии сжатия осадка в интервале давлений от 1 до 3 тыс. кг/см^2 несколько уменьшается.

Для более точных расчетов при геостатических давлениях от 1 до 3 тыс. кг/см^2 нужно учитывать изменение параметров в уравне-

нии историко-геологической кривой сжатия по формуле (7). Во всяком случае, приведенные выше подсчеты показывают, что майкопские осадки на глубине около 4 км находятся в стадии метаморфизации, а на глубине 6 км — в стадии предельного уплотнения. Интересно отметить, что по данным В. Д. Ломтадзе (1956), вскрытие этих осадков скважинами на глубине 3200 м показало весьма высокую степень метаморфизации. При уплотнении образцов этих глин большими нагрузками (1000 кг/см^2) тот же исследователь (1956, 1958) отмечал признаки перехода осадка в глинистые сланцы (появление сланцеватости и другие), т. е. в стадию метаморфизации, которая, согласно приведенным выше расчетам, должна иметь место при давлении 900 кг/см^2 .

Таким образом, анализ уплотнения майкопского осадка с помощью историко-геологической кривой сжатия хорошо увязывается с экспериментальными данными В. Д. Ломтадзе. Очевидно, что для осадков с другими параметрами уплотнения глубины погружения, на которых осадок вступает в стадии метаморфизации и предельного уплотнения, будут иными.

Предложенный метод определения стадии уплотненности осадка, рассматриваемого как битумопродуцирующая свита, для площадей с разной глубиной его погружения в сочетании со структурно-геологическим анализом и с изучением возможных направлений миграции флюидов с учетом особенностей выделенных выше гидрогеологических зон, позволит более обоснованно решать вопросы поисков скоплений углеводородов.

Историко-геологическая кривая сжатия осадка, построенная по конкретным данным о его современных физических свойствах и глубине залегания, дает гораздо более правильные и ясные количественные представления об условиях уплотнения, выделения и движения флюидов, чем механически обобщенные « типовые кривые уплотнения » абстрактных глинистых осадков (J. M. Wellr, 1959; Н. Б. Вассоевич, 1960 и другие), построенные по разрозненным данным об уплотненности разновозрастных и разнородных глинистых осадков, без учета их минералогического состава, начальной пористости, условий образования и истории уплотнения. Это наглядно видно из сопоставления « типовых » кривых с историко-геологическими кривыми сжатия различных осадков (рис. 63, 64).

ОБ УПЛОТНЕННОСТИ ГЛИНИСТЫХ ОСАДКОВ НА БОЛЬШИХ ГЛУБИНАХ

Проблема бурения сверхглубоких скважин вызвала огромный интерес к целому ряду вопросов, и в частности к вопросу о вероятной предельной глубине нахождения углеводородов в земной коре.

Как указывается в одной из работ («Проблема бурения сверхглубоких скважин», 1961), «углеводороды теоретически встречаются на глубине 20 тыс. м в песчаниках и около 15 тыс. м

в известняках. Однако на такой глубине огромное горное (вернее, геостатическое. — Ю. М.) давление может разрушить поры коллекторов».

Нам представляется маловероятным присутствие углеводородов органического происхождения на таких больших глубинах, исходя из следующих соображений.

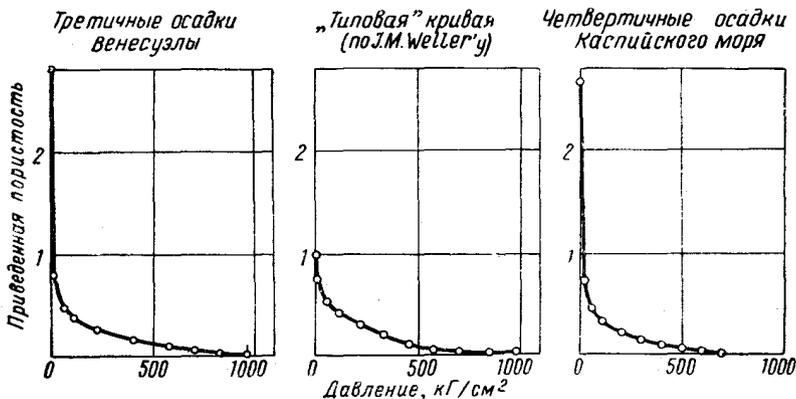


Рис. 63. Сопоставление историко-геологических кривых сжатия третичных осадков Венесуэлы и четвертичных Каспийского моря с «типовой» кривой уплотнения глинистых осадков I. M. Wellerá.

Третичные осадки Венесуэлы

Глубина погружения, м	Давление, кг/см ²	Приведенная пористость
0,003	0,0001	28
10	1,19	1,17
60	10,0	0,80
100	20,6	0,67
250	53	0,47
500	104	0,39
1000	218	0,26
1500	394	0,16
2000	455	0,14
2500	580	0,10
3000	705	0,06
3500	830	0,03
4000	955	0,01
4220	1000	0,01

«Типовая» кривая

Глубина погружения, м	Давление, кг/см ²	Приведенная пористость
0	0	0,98
250	50	0,52
500	110	0,42
1000	220	0,30
1500	330	0,19
2000	450	0,10
2500	570	0,04
3000	700	0,02
3500	850	0,01
4000	980	0,007
4500	1120	0,005
5000	1230	<0,005

Четвертичные осадки Каспийского моря

Глубина погружения, м	Давление, кг/см ²	Приведенная пористость
0,003	0,0001	2,66
10	0,01	1,86
60	1,19	1,07
100	10	0,72
250	20	0,60
500	50	0,45
1000	100	0,33
1500	200	0,22
2000	300	0,15
2500	400	0,10
3000	500	0,06
3500	600	0,03
4000	700	0,01

После того как нефтематеринская свита, представляющая глинистый осадок, после погружения на определенную глубину достигла стадии предельного уплотнения, из нее оказались отжатыми все битумы, способные к передвижению в данных термодинамических и физико-химических условиях. Эти битумы, входившие в состав флюида, отжимались в ближайший подстилающий коллектор, в перекрывающие и в бортовые части области погружения (так

как зона предельного уплотнения осадка представляет гидрогеологическую зону геостатических пластовых давлений). Следовательно, ниже глубины залегания коллекторского пласта, подстилающего нефтематеринский осадок в стадии предельного уплотнения, нет условий для образования углеводородов органического происхождения. Можно было бы лишь допустить, что они сохранились в процессе погружения всей толщи пород вместе с битумопродуцирующей свитой, ранее достигшей стадии предельного уплотнения. Однако все возрастающее в процессе погружения геостатическое давление, почти полностью передающееся в гидрогеологической зоне геостатических пластовых давлений на флюид, заставило бы последний мигрировать более интенсивно и в течение геологического времени он оказался бы отжатым в краевые части бассейна погружения или в вышележащие слои через гидрогеологические окна, т. е. зоны нарушений, несогласного залегания и вообще повышенной проницаемости.

При существующих на больших глубинах термодинамических условиях (измеренная температура на глубине 7724 м = 181°, расчетная температура на глубине 15 240 м = 538°) отжатые битумы и образовавшиеся из них углеводороды должны, как правило, находиться в растворенном состоянии и мигрировать вместе с флюидом до тех пор, пока термодинамические условия не изменятся настолько, что они смогут выделиться из последнего.

Исходя из этих теоретических представлений, можно сказать, что возможности нахождения скоплений углеводородов в коллекторах, подстилающих глинистые битумопродуцирующие осадки, в стадии предельного уплотнения невелики.

В связи с этим возникает вопрос, на каких глубинах должны залегать битумопродуцирующие глинистые осадки в стадии предельного уплотнения при условии нормального хода процесса их погружения? Чтобы ответить на него, рассмотрим сначала геостатические давления на больших глубинах. Согласно рис. 46, геостатическое давление на глубине 3100 м = 700 кг/см², а объемный вес глинистого осадка 2,56 г/м³. На глубине предельного уплотнения объемный вес осадка должен быть равен удельному весу скелета глинистой породы, в среднем составляющему 2,70 т/м³.

Исходя из этого, геостатическое давление на глубине 7800 м, достигнутой самой глубокой скважиной, равно 1930 кг/см², на глубине 10 тыс. м — 2525 кг/см², на глубине 15 тыс. м — 3875 кг/см² и на глубине 20 тыс. м — 5225 кг/см².

При таких диапазонах давлений приближенный, очень грубый расчет погружения осадка до стадии предельного уплотнения, как показано в предыдущем разделе, может быть сделан по уравнению историко-геологической кривой сжатия осадка. С учетом изменения параметров логарифмического закона уплотнения (перегиба линии сжатия на полулогарифмическом графике) расчет будет более точным.

Так, например, проэкстраполировав осредненный график уплотнения кембрийской глины (см. рис. 62) без учета изменения параметров закона уплотнения, можно ожидать, что порода вступит в стадию метаморфизации ($E=1,04$) при давлении около 7 тыс. кГ/см^2 , или при погружении на глубину около 27 км. Если же учесть, что при давлении ≈ 3 тыс. кГ/см^2 происходит изменение параметров закона уплотнения, то можно утверждать, что и на этой глубине порода в стадию метаморфизации не вступит.

Если же при давлениях свыше 7 тыс. кГ/см^2 параметры закона уплотнения не изменятся, то необходимая глубина погружения определится из уравнения линии сжатия после изменения ее углового коэффициента. Последний до изменения имел значение: $\frac{0,492 - 0,208}{\lg 1000 - \lg 30} = 0,12$, а после изменения уменьшился до $\frac{0,114 - 0,09}{\lg 7000 - \lg 3000} = 0,065$, т. е. примерно в 2 раза.

Уравнение линии сжатия до изменения параметров имеет вид

$$E = 0,6492 - 0,12(\lg p - \lg 30) = 0,670 - 0,12 \lg p, \quad (34)$$

а после изменения

$$E' = 0,114 - 0,065(\lg p - \lg 3000) = 0,338 - 0,065 \lg p. \quad (35)$$

Из последнего уравнения при $E=0,04$ имеем:

$$\lg p = 4,53,$$

откуда

$$p = 33\,900 \text{ кГ/см}^2.$$

Таким образом, экстраполяция историко-геологической кривой сжатия в область больших давлений ($>1-3$ тыс. кГ/см^2) без учета изменения углового коэффициента графика уплотнения может привести к значительному занижению глубины зоны метаморфизации глинистого осадка.

Такое занижение, по-видимому, имело место и в рассмотренном примере. В. Д. Ломтадзе (1955), по данным которого мы воспользовались, сообщает, что «глина, уплотненная нагрузками 500, 1000 и 3000 кГ/см^2 , в шлифах имеет примерно одинаковый облик... после уплотнения глины нагрузками 3—5 тыс. кГ/см^2 она приобретает свойства, типичные для глинистых пород, достигших почти (курсив наш. — Ю. М.) наивысшего предела литификации».

Следует заметить, что опыты по обжатию глин производились при низких температурах, свойственных дневной поверхности. На сверхбольших глубинах температуры, как уже отмечалось, должны достигать 500—600°. Как будут влиять высокие температуры на изменение параметров уплотнения глинистых осадков, пока можно лишь предполагать. По всей вероятности, следует ожидать повышения их пластических свойств, что вызовет уменьшение глубин залегания зон метаморфизации и предельного уплотнения осадка. Поэтому на современной стадии изученности вопроса можно

наметить лишь крайние положения для этих зон — наивысшее и наинизшее. Первое определится по уравнению сжатия без учета изменения параметров уплотнения, а второе — с учетом последних.

Сопоставление угловых коэффициентов в уравнениях (34) и (35) показывает, что для таких хорошо уплотненных и упрочненных длительными геологическими процессами глинистых осадков, как кембрийские, угол наклона линии сжатия при очень больших давлениях уменьшается не более чем вдвое.

Для осадков, менее уплотненных и упрочненных, уменьшение углового коэффициента находится между 1 и 2. Это дает возможность сделать ориентировочные подсчеты даже в тех случаях, когда действительное значение углового коэффициента после изменения параметров неизвестно.

Если угловой коэффициент k_2 определить нельзя, его принимают $\approx 0,5 k_1$. Тогда получится приближенная формула:

$$E' = a - 0,5k_1(\lg p_n - \lg p). \quad (36)$$

Например, достоверно известно, что полученное выше уравнение уплотнения майкопских осадков справедливо до давления 700 кг/см^2 (см. рис. 11). Если принять согласно изложенному, что для этих осадков угловой коэффициент линии сжатия уменьшается вдвое при давлениях от 700 кг/см^2 и выше, можно подсчитать, на каких глубинах в этом случае могут залежать зоны метаморфизации и предельного уплотнения осадка.

Подставляя из уравнения (24) известные величины a и k_1 и принимая $p_n = 700 \text{ кг/см}^2$, получим из (36): $E' = 0,72 - 0,222 \lg p$.

Отсюда при $E' = 0,05$, $p = 1150 \text{ кг/см}^2$ и глубина зоны метаморфизации осадка составляет около 4800 м . При $E' = 0$, $p = 1740 \text{ кг/см}^2$, а глубина зоны предельного уплотнения составляет примерно 7000 м .

Из сравнения этих глубин с полученными без учета изменения параметров уплотнения майкопского осадка можно видеть, что в рассмотренном случае неучет изменения параметров закона уплотнения осадка при больших давлениях дает ошибку в сторону уменьшения оценки глубины примерно в 1 км .

Рассмотрение вопроса об уплотненности глинистых осадков на больших глубинах приводит к выводу о том, что на этих глубинах могут быть встречены глинистые осадки как достигшие стадии предельного уплотнения, так и не достигшие стадии метаморфизации. В связи с этим нет оснований утверждать, что на больших глубинах не могут быть встречены скопления нефти и газа.

Не менее важным также является наличие на этих глубинах специфических гидрогеологических условий, характерных для зоны геостатических пластовых давлений. Следует ожидать, что вскрываемые в проницаемых пластах флюиды будут находиться под давлениями, по размерам приближающимися к геостатическим.

ким, а напоры их над поверхностью земли при вскрытии скважинами могут достичь огромных, еще не виданных величин. Это обстоятельство следует учитывать при проектировании буровой и фонтанной аппаратуры для сверхглубоких скважин.

ОЦЕНКА ВЕЛИЧИН ДАВЛЕНИЙ ПРИ ГОРООБРАЗОВАТЕЛЬНЫХ ПРОЦЕССАХ

Из сравнения глубины зон метаморфизации древнего кембрийского осадка, пережившего сложную историю развития, и относительно молодого майкопского осадка, не претерпевшего такого развития, можно видеть, что для первого эта глубина во много раз больше, чем для второго. Можно даже утверждать, что метаморфизация кембрийского осадка без участия тектонических сил не может происходить вообще, так как для этого потребовалось бы его погружение на глубину около 100 км, большую, чем мощность всей осадочной толщи земной коры, т. е. на глубину, где давление достигает величины порядка 34 тыс. $\text{кг}/\text{см}^2$.

Если же где-либо близ дневной поверхности встречаются кембрийские глинистые осадки, превращенные в глинистые сланцы, то это значит, что при горообразовательных процессах они подвергались давлениям порядка 34 тыс. $\text{кг}/\text{см}^2$.

Если сланцы подверглись сильной метаморфизации, то это значит, что глинистый осадок достиг стадии предельного уплотнения. Давление, необходимое для этого, может быть рассчитано по методике, изложенной в предыдущем разделе.

Отсюда следует очень важный вывод о возможности количественной оценки давлений, действующих при тектонических процессах, по историко-геологическим кривым сжатия глинистых осадков, для которых известны аналоги, превращенные в глинистые сланцы. Для этих целей следует вычислять давления, соответствующие стадии метаморфизации и стадии предельного уплотнения осадка. Сопоставление их с геостатическими давлениями на глубинах вероятного максимального погружения осадка укажет на порядок величины тектонического давления.

Общие выводы

Рассмотрение отлагавшихся в водоемах глинистых осадков в историко-геологическом аспекте в процессе их возникновения в природной обстановке и изменения под влиянием погружения под вышележащие осадочные толщи в течение геологического времени позволило установить определенные закономерности уплотнения осадка под влиянием силы тяжести и упрочнения под влиянием процессов диагенеза и эпигенеза и выразить эти закономерности в виде определенных математических зависимостей с известной степенью точности.

Получение этих зависимостей дает возможность восстановить кривую уплотнения осадка в течение геологической истории и кривую его упрочнения за тот же отрезок геологического времени. Это позволяет рассматривать конкретные глинистые породы водноосадочного происхождения как естественно-исторические тела в их возникновении и развитии, т. е. в движении, и выражать процесс развития количественно с известной достоверностью, а не описательно, как это имело место до настоящего времени.

Применение полученных зависимостей к вопросам седиментации впервые дало возможность получить данные о начальной пористости древних глинистых осадков, оказавшейся различной для осадков разного возраста и состава, т. е. отражающей условия их образования. Привлечение таких данных к палеогеогеологическим и палеогеографическим исследованиям позволяет полнее изучить древние геологические обстановки.

Применение полученных зависимостей в гидрогеологии позволяет дать количественную оценку объемов жидкости, выделившейся при уплотнении глинистых осадков на определенных геологических этапах, и произвести оценку количества так называемых седиментационных вод и их роли в гидрогеологии глубоких водоносных горизонтов на современном и на прежних этапах развития, восстановить палеогеогеологические обстановки.

Впервые установлено, что на больших глубинах существуют особые гидрогеологические условия в виде зон повышенных (переходных) и высоких (геостатических) пластовых давлений, где преобладает восходящее движение подземных вод, в отличие от верхней зоны «гидростатических» пластовых давлений, где преобладает горизонтальное движение подземных вод от областей питания к областям разгрузки. Собственно говоря, все гидрогеологические процессы до сих пор рассматривались и изучались с позиций закономерностей, известных лишь для верхней гидрогеологической зоны, в пределах которой и выделялись три известные гидродинамические зоны (интенсивного, замедленного и весьма замедленного водообмена).

Следует подчеркнуть, что выделенные нами гидрогеологические зоны (гидростатических, переходных и геостатических пластовых давлений) нельзя отождествлять с перечисленными выше гидродинамическими зонами, так как и природа их, и принципы выделения совершенно различны.

Установление закономерной связи пластовых давлений жидкостей с процессами уплотнения глинистых осадков на больших глубинах дает возможность подойти к предварительной оценке давлений и напоров флюидов в сверхглубоких скважинах, что имеет важное практическое значение.

Применение историко-геологического метода — историко-геологических кривых сжатия и упрочнения глинистого осадка (порбды) в инженерной геологии — дает возможность приближенной, но быстрой оценки сжимаемости глинистых пород без проведения

компрессионных испытаний, что очень важно при региональных и предварительных инженерно-геологических исследованиях. Представляется возможным охарактеризовать геологическое время и условия, при которых произошло возникновение структурных связей в осадке или в породе, произвести их количественную оценку и определить относительное и абсолютное значение для характерных этапов развития, включая современный. Это позволит в некоторых случаях упростить методику и объем лабораторных исследований.

При помощи анализа историко-геологической кривой сжатия можно получить некоторые характеристики физико-механических и водных свойств породы, такие, как модуль осадки, коэффициент уплотнения, характерные влажности или соответствующие им давления, и охарактеризовать современное состояние породы, включая сопротивление структурных связей сжатию или разбуханию.

Приложение историко-геологического метода изучения уплотнения глинистых осадков к некоторым вопросам геологии, особенно к геологии нефти и газа, позволяет глубже вникать в природу отдельных геологических процессов, с большей детальностью восстанавливать этапы геологической истории и подойти к оценке величин давлений при пликативных дислокациях. В частности, становится возможным восстановление мощности денудированных осадков, оценка уплотненности глинистых пород на больших, еще не достигнутых бурением глубинах и глубины залегания зон метаморфизации и предельного уплотнения глинистых осадков. Также возможна оценка величин тектонических давлений, количественная характеристика процессов диагенеза и эпигенеза, отжимаемых из осадка нефтеобразующих органических веществ, времени и вероятных путей миграции флюидов, прогноз пластовых давлений в сверхглубоких скважинах и предельных глубин выделения битумов из нефтепроизводящих свит, а также некоторые другие приложения метода.

В случае приложения рассматриваемого метода к тем или иным вопросам теоретической или прикладной геологии следует учитывать его применимость только к глинистым осадкам, не затронутым процессами гипергенеза. Рассматриваемый метод является методом геологическим, в связи с чем к нему не могут быть предъявлены такие требования точности, как к физико-математическим методам, хотя он и дает оценку геологических процессов в количественном выражении. Поэтому получаемые количественные значения нужно рассматривать с позиций категорий точности геологических исследований.

В целом историко-геологический метод изучения уплотнения глинистых осадков в комплексе с другими методами геологических исследований открывает перед геологами новые возможности в изучении геологических закономерностей и особенностей геологического строения.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексин А. Г. Нефтяная и газовая промышленность Предкавказья. Новости нефт. и газ. техн., сер. геология, вып. 10, 1961.
- Алиев А. К. О пластовых давлениях в недрах нефтяных месторождений. Азерб. нефт. хоз., № 11, 1953.
- Альтовский М. Е., Швецов В. М. и др. Образование нефти и формирование ее залежей. Гостехиздат, 1958.
- Антропова Л. В. Изменение плотности и электросопротивления горных пород с глубиной. Труды ВНИИ, Методика и техника разведки, сб. 2, 1959.
- Архангельский А. Д. и Залманзон Э. С. Сравнительно-литологические исследования по вопросу о происхождении подземных вод Грозненских нефтяных месторождений. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 9, 1931.
- Архангельский А. Д. Условия образования нефти на Северном Кавказе. Нефт. хоз., 1927.
- Бабинцев Е. А. О составе поровых растворов из глинистых пород кайнозой Причерноморской впадины. Совещание по исследованию и использованию глин. Тезисы докладов. Львов, 1957.
- Баженова К. Т. и Чайковская Э. В. К методике люминесцентно-битумологических исследований пород. Труды СНИИГГИМСа, вып. 1, Гостехиздат, 1959.
- Бакиров А. А. Состояние и задачи исследования процессов миграции нефти в земной коре. Сов. геология, № 47, 1955.
- Барс Е. А. и Носова Л. Н. Растворенное органическое вещество как показатель перспектив нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. Новости нефт. и газ. техн., сер. геология, вып. 8, 1961.
- Батурин А. П. Происхождение нефти. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 80, № 1—2, 1945.
- Безруков П. Л. и Петелин В. П. Опыт работы с грунтовыми ударными трубками. Труды Ин-та океанологии АН СССР, т. 5, 1951.
- Белоусов В. В. В глубины земли. «Правда» от 20/XI 1961 г.
- Белоусов В. В. Роль времени в геологических процессах. Природа, № 1—2, 1942.
- Богословский Б. П. и Бочеввер Ф. М. Инженерно-геологические свойства засоленных иловых осадков. Материалы по инженерной геологии, вып. 1, Металлургиздат, 1951.
- Бондарик Г. К. Трещины донного отпора и зона разгрузки в речных долинах. Разв. и охр. недр., № 10, 1959.
- Брайт П. И. Организация наблюдений за осадками высотных зданий в Москве. Труды НИИ оснований и фундаментов, сб. 21, Стройиздат, 1953.
- Брод И. О. Об основном условии нефтегазоаккумуляции. ДАН СССР, т. 57, № 6, 1947.
- Брод И. О. Миграция углеводородных флюидов в земной коре. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1947.
- Брод И. О. Диагностические признаки процессов битумообразования и нефтеобразования. Новости нефт. техн., сер. геология, вып. 9, 1959.
- Брод И. О. Проблема формирования скоплений нефти и газа в свете гео-

рий нефтематеринских свит. Сб. Проблема миграции нефти и формирования скоплений нефти и газа. Гостоптехиздат, 1959.

Брод И. О. Современные взгляды на формирование и закономерности в распространении скоплений нефти и газа. Геология нефти и газа, № 11, 1960.

Брод И. О. и Мухин Ю. В. О методике гидрогеологических исследований при изучении нефтегазоносных бассейнов. Новости нефт. техн., сер. геология, вып. 4, 1960.

Брод И. О., Суворов П. Г., Шлейфер М. С. О перспективах нефтегазоносности Средне-Русского артезианского бассейна. Новости нефт. техн., сер. геология, вып. 9, 1960.

Брод И. О. и Васильев В. Г. О развитии добычи нефти и газа и основных итогах поисково-разведочных работ в период между XXI и XXII съездами КПСС. Новости нефт. и газ. техн., сер. геология, вып. 10, 1961.

Бруевич С. В. Влажность грунтов Каспийского моря. ДАН СССР, т. 47, № 4, 1945.

Бруевич С. В., Виноградова Е. Г. Накопление биогенных элементов в грунтовых растворах Северного Каспия. ДАН СССР, т. 27, № 6, 1940. Брукс К. Климаты прошлого. ИЛ, 1952.

Бунеев Н. А., Крюков П. А. и Ренгартен Е. В. Опыт отжимания растворов из осадочных пород. ДАН СССР, т. 57, № 7, 1946.

Ванков С. Н. Технический справочник, ч. 1, ОНТИ, 1936.

Вассоевич Н. Б. О происхождении нефти. XX Междунар. геолог. конгресс. Материалы по геологии нефти, т. 1, докл. сов. геологов, Гостоптехиздат, 1958.

✓ Вассоевич Н. Б. Опыт построения типовой кривой гравитационного уплотнения глинистых осадков. Новости нефт. техн., сер. геология, вып. 4, 1960.

✓ Вассоевич Н. Б. и Вычев В. Т. О методике определения стратиграфического положения свит по физическим свойствам входящих в их состав глин. Новости нефт. техн., сер. геология, вып. 8, 1958.

Вебер В. В., Горская А. И., Глебовская Е. А. Битумообразование в четвертичных осадках и генезис нефти. Гостоптехиздат, 1960.

Вебер В. В. Вопросы нефтеобразования по данным изучения современных морских осадков. Сов. геология, сб. 47, 1955.

Виколова М. Ф. Электронномикроскопические исследования глин. Госгеолиздат, 1952.

В океане на глубине 3670 м бурят опытную скважину по проекту «Мохоул». Инженер-нефтяник, № 5 (переводное издание), 1961.

Вопросы седиментации. Докл. сов. геологов к VI Международному конгрессу по седиментологии, Госгеолтехиздат, 1960.

Воробьев Б. С. Опыт аналитического решения вопроса о величине пластического давления. Азерб. нефт. хоз., № 6, 1950.

Воробьев Б. С. и Патрикеева Н. П. Белорусско-Украинский нефтегазоносный бассейн. Новости нефт. и газ. техн., сер. геология, вып. 5, 1961.

✓ Гаджиев Р. М. Плотность осадочных пород Восточного Азербайджана. Азерб. нефт. хоз., № 1, 1960.

Гельвиц Г. О горообразовании. Докл. на юбилее ун-та в Галле. Реферат. журн. «Геология», № 3, стр. 24, 1955.

Герсеванов Н. М. Основы динамики грунтовой массы. Госстройиздат, 1933.

Герсеванов Н. М. и Польшин Д. Е. Теоретические основы механики грунтов и их практические применения. 1948.

Гольдштейн М. Н. Механические свойства грунтов. Гос. изд. по строительству и архитектуре, 1952.

Горькова И. М., Душкина Н. А., Рябичева К. Н. Изменение структурно-механических свойств четвертичных илов Черного моря в процессе диагенеза. Сб. К познанию диагенеза осадков. Изд. АН СССР, 1959.

Горькова И. М. и Рябичева К. Н. Опыт изучения структурно-механических свойств некоторых глинистых пород. Труды лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, т. 22, 1959.

- Губкин И. М. Учение о нефти. Изд. 1, ОНТИ, 1932.
- Губкин И. М. К вопросу о генезисе нефтяных месторождений Северного Кавказа. Труды XVII сессии Международного геол. конгресса, т. IV, 1940.
- ✓ Гуревич М. С. Общие гидрохимические закономерности артезианских бассейнов. Сб. Проблемы гидрогеологии, Госгеолтехиздат, 1960.
- Гюль А. К. О сопротивляемости сжатию глин апшеронского яруса на Апшеронском полуострове. Изв. АН Азерб. ССР, сер. геол.-геогр., № 3, 1961.
- Дацко В. Г. Растворенное органическое вещество и накопление его в осадочных толщах. ДАН СССР, т. 59, № 3, 1948.
- ✓ Денисов Н. Я. Уменьшение пористости глинистых пород и его геологическое значение. ДАН СССР, т. 53, № 5, 1946.
- Денисов Н. Я. и Ребиндер П. А. О коллоидно-химической природе связности глинистых пород. ДАН СССР, т. 54, № 6, 1946.
- Денисов Н. Я. О природе деформации глинистых пород. Изв. АН СССР, отд. техн. наук, № 6, 1946.
- Денисов Н. Я. Влияние связности глинистых пород на процесс их гравитационного уплотнения. ДАН СССР, т. 55, № 5, 1947.
- Денисов Н. Я. О стадийности деформаций глинистых пород. ДАН СССР, т. 56, № 1, 1947.
- Денисов Н. Я. К теории прочности глинистых пород. ДАН СССР, т. 58, № 6, 1947.
- Денисов Н. Я. К теории деформаций глинистых пород. ДАН СССР, т. 59, № 2, 1948.
- Денисов Н. Я. Структурно-механические свойства глинистых пород и их изменение. ДАН СССР, т. 60, № 7, 1948.
- Денисов Н. Я. О природе деформаций глинистых пород. Речиздат, 1951.
- ✓ Денисов Н. Я. О природе прочности глинистых пород. Труды лабор. геотехники ВОДГЕО, Стройиздат, 1957.
- Денисевич В. В. О результатах геологоразведочных работ в Туркменской ССР за 1959—1960 гг. Новости нефт. и газ. техн. сер. геология, вып. 10, 1961.
- Дружинин Т. Н. Методы изучения свойств грунтов, находящихся в скрытотекущем состоянии. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 36, № 3, 1961.
- Дурмишьян А. Г. Значение аномально высоких пластовых давлений при поисках газовых и газоконденсатных залежей. Газ. пром., № 7, 1961.
- Елин Н. Д. и Мухин Ю. В. Промышленные запасы горючего газа в поверхностных водоемах. ЦНИИТЭнефтегаз, Нефтегазовая геология и геофизика. Текущая информация, вып. 15, 1964.
- Жданов М. А. Методы оценки перспективных запасов нефти и газа. ГОСИНТИ, 1959.
- Забиров А. Г. и Станкевич Е. Ф. О статическом уровне подземных вод в Нижнем Прикамье и Центральном Поволжье. Геология нефти и газа, № 10, 1960.
- Золотарев Г. С. Выветривание глинистых пород Поволжья и его влияние на устойчивость природных откосов. Сов. геология, № 35, 1948.
- ✓ Калинин О. А. Сводные данные о плотности и пористости горных пород и опыт их геологического истолкования. Труды ВНИГРИ, вып. 133, 1959.
- Каменский Г. Н. Основы динамики подземных вод, ч. I, ОНТИ, 1933, и ч. II, ОНТИ, 1935; 2 изд. 1943.
- Кассин Н. Г. Диаграмма геологических процессов. Проблемы сов. геологии, т. 3, № 8, 1933.
- Каштанов С. Г. К вопросу формирования подземных вод Татарского свода. ДАН СССР, т. 108, № 4, 1956.
- Кленова М. В. и Ястребова Л. А. Осадки северной части Каспийского моря. Сб. Современные осадки Каспийского моря. Изд. АН СССР, 1956.
- Козлов А. Л. О закономерностях формирования и размещения нефтяных и газовых залежей. Гостоптехиздат, 1959.
- Козлов В. П. Значение регионального метаморфизма осадочных пород при поисках нефти и газа. Сов. геология, № 5, 1958.

Коломенский Н. В. Методические указания по изучению процессов выветривания горных пород для инженерно-геологических целей. Госгеолиздат, 1952.

Коломенский Н. В. Инженерная геология, ч. I и II. Госгеолтехиздат, 1951—1956.

Коломенский Н. В. Современные методы установления обобщенных и расчетных показателей физико-технических свойств пород. Сов. геология, сб. 56, 1957.

Комаров И. С. и Шнейдер М. М. Оценка илов и илистых грунтов при железнодорожном строительстве. Железнодорожное строительство, № 5, 1953.

Конопляцев А. А., Маринов Н. А. и др. Инженерно-геологические исследования в Германской Демократической Республике. Разв. и охр. недр, № 7, 1958.

К познанию диагенеза осадков. Сб. изд. АН СССР, 1959.

Корценштейн В. Н. Гидрогеология газоносной провинции Центрального Предкавказья, Госгиптехиздат, 1960.

Корценштейн В. Н. Доклады АН СССР, т. 137, № 1, 1961.

Крымов В. П. Деформации смятия пород как энергетический источник нефтегазообразования. Изв. Высш. учебн. завед. Нефть и газ, № 6, 1961.

Крюков П. А. и Комарова Н. А. Исследование растворов почв, илов и горных пород. Докл. VI Междунар. конгр. почвоведов. Химия почв, 1956.

Крюков П. А. Об изучении растворов, извлеченных методом отпрессовывания из осадочных пород. Труды лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, т. 16, 1958.

Кузовлев Г. М. Строительство ряжевых конструкций на илистых грунтах. Гидротехническое строительство, № 1, 1956.

Лебедева Н. Б. О механизме образования глиняных диапиров. Сов. геология, № 11, 1958.

Легар А. П. Исследование зависимости временного сопротивления грунта сжатно от объемного веса и влажности. Изв. Высш. учебн. завед. Горный журнал, № 12, 1960.

Линецкий В. Ф. Гравитационное уплотнение глин как фактор миграции нефти. Материалы дискус. по пробл. происх. нефти. Изд. АН УССР, 1956.

Линецкий В. Ф. Аномальное пластовое давление как критерий времени формирования нефтяных залежей. Сб. Материалы Львовской дискуссии, Госгиптехиздат, 1959.

Лисицын А. П. Изменение влажности в длинных колонках из Берингова моря. ДАН СССР, т. 108, № 2, 1956.

Лисицын А. П. и Петелин В. П. К методике предварительной обработки проб морских осадков в судовых условиях. Труды Ин-та океанологии АН СССР, т. 19, 1956.

Ломтадзе В. Д. Условия выжимания воды и нефти из глин. Ученые записки ЛГИ, т. 25, вып. 2, 1951.

Ломтадзе В. Д. Изменение влажности глин при уплотнении их большими нагрузками. Ученые записки ЛГИ, т. 29, вып. 2, 1953.

✓ Ломтадзе В. Д. О роли процессов уплотнения глинистых осадков в формировании подземных вод. ДАН СССР, т. 98, № 3, 1954.

Ломтадзе В. Д. Стадии формирования свойств глинистых пород при их литификации. ДАН СССР, т. 102, № 4, 1955.

✓ Ломтадзе В. Д. О формировании свойств глинистых пород. Ученые записки ЛГУ, т. 32, вып. 2, 1956.

Ломтадзе В. Д. Изменение состава, структуры плотности и связности глин при уплотнении их большими нагрузками. Труды лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, т. 12, 1955.

Ломтадзе В. Д. Структурно-механические свойства глинистых пород как показатели степени их литификации. ДАН СССР, т. 113, № 6, 1957.

Ломтадзе В. Д. Формирование физико-механических свойств глинистых пород при литификации. Автореферат диссертации, МГУ, 1958.

- ✓ Ломтадзе В. Д. Роль процессов уплотнения глинистых осадков в формировании подземных вод. Труды лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, № 16, 1958.
- Ломтадзе В. Д. Результаты исследования воды, отжатой из глинистых отложений различной степени их литификации. Изв. Высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 9, 1959.
- Лу́га А. А. Об обжатии древних грунтовых толщ Каспийской низменности. ДАН СССР, т. 90, № 6, 1953.
- Лу́га А. А. О некоторых свойствах казарских глин Прикаспия. ДАН СССР, т. 94, № 5, 1954.
- Лу́га А. А. Влияние ледниковых нагрузок на обжатие некоторых грунтовых толщ Прибалтики. ДАН СССР, т. 99, № 2, 1954.
- Мазуров Г. П. Компрессионные кривые как метод геологического исследования рыхлых горных пород. Научн. бюлл. ЛГУ, № 19, 1947.
- Ма́кеев З. А. К методике историко-геологического изучения района строительства для инженерно-геологических целей. Разведка недр, № 5, 1937.
- Ма́сло́в В. Н. К уплотнению глинистых грунтов во времени. Гидротехническое строительство, № 10, 1951.
- Ма́сло́в Н. Н. Условия устойчивости склонов и откосов. Госэнергоиздат, 1955.
- Ме́дков Е. И. Исследование деформированного состояния грунтов естественных оснований под стабилизированными нагрузками во времени. Ученые записки Всес. заочн. ин-та инженеров жел.-дор. транспорта, вып. 6, 1959 (1960).
- Ме́лик-Па́шаев В. С. Аномально высокое давление в нефтяных и газовых месторождениях. Газ. пром., № 8, 1956.
- Ме́счян С. Р. О влиянии скорости загрузки на деформативные свойства связных грунтов. Изв. АН Арм. ССР, сер. физ.-матем. наук, 12, № 4, 1959.
- Ме́счян С. Р. О влиянии длительности испытания на сопротивление грунтов сдвигу. ДАН Арм. ССР, т. 32, № 1.
- Ми́льнер В. Ф. Влияние скоростей движения грунтовых вод на характер разрушения бетона подземных частей сооружения. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1959.
- Морская геология. Докл. сов. геологов. XXI сессия Междунар. геол. конгресса. Изд. АН СССР, 1960.
- Му́хин Ю. В. Инженерно-геологические условия сооружения плотины на р. Волге, в 6,5 км ниже г. Камышина. Фонды МГРИ им. С. Орджоникидзе, 1936.
- Му́хин Ю. В. Об осущении толщ богатых железных руд Курской магнитной аномалии. В кн. Железородные месторождения СССР.
- Железистые кварциты и богатые руды Курской магнитной аномалии. Изд. АН СССР, 1955.
- Му́хин Ю. В. Историко-геологический метод инженерно-геологической оценки глинистых грунтов. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 31, вып. 4, 1956.
- Му́хин Ю. В. Восстановить Раменское озеро. Газ. «Авангард», № 17/7011, 1958.
- Му́хин Ю. В. Некоторые данные о подземных водах Рязано-Костромского прогиба. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 34, вып. 4, 1959.
- Му́хин Ю. В. О методике изучения сжатия глинистых пород в связи с проблемой нефтеобразования. Новости нефт. техн., сер. геология, вып. 4, 1960.
- Му́хин Ю. В. Новые данные в методике инженерно-геологической оценки некоторых глинистых пород. Тезисы докл. на научн. конфер., посвящ. 30-летию МГРИ, 1960.
- ✓ Му́хин Ю. В. О диалектическом понимании гидрогеологической роли глинистых отложений как водоупорных разделов. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 36, вып. 2, 1961.
- Му́хин Ю. В. О методах составления гидрогеологических карт нефтегазоносных территорий. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 35, вып. 3, 1960.
- ✓ Му́хин Ю. В. О гидрогеологической роли глинистых отложений. В кн. Вопросы геохимии нефтегазоносных областей. ГосИНТИ, 1962.
- Му́хин Ю. В. К истории уплотнения майкопских глин Предкавказья и вопросы нефтегазообразования. Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 6, 1961.

Мухин Ю. В. О региональной гидрогеологической обстановке в Северо-Каспийском нефтегазоносном бассейне. Новости нефт. и газ. техн., сер. геология, вып. 11, 1961.

Мухин Ю. В., Капульский М. И., Милодоров В. Г. О роли гидрогеологических факторов при изучении газонефтяных залежей. Новости нефт. и газ. техн., сер. геология, вып. 5, 1962.

✓ Мухин Ю. В. Историко-геологический метод изучения уплотнения глинистых осадков и его приложение к некоторым вопросам изучения гидрогеологии больших глубин. Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 6, 1962.

Мухин Ю. В. О методике региональных гидрогеологических исследований в нефтегазоносных бассейнах. Сов. геология, № 12, 1962.

Мухин Ю. В. Роль уплотнения майкопских глини Предкавказья в нефтеобразовании. В кн. Вопросы геологии и нефтегазоносности Кавказа и Предкавказья. ЦНИИТЭнефтегаз, 1963.

✓ Мухин Ю. В. Измерение и сопоставление уровней минерализованных вод в глубоких скважинах. Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 4, 1963.

✓ Мухин Ю. В. Принципы количественной оценки диагенеза и эпигенеза в глинистых осадках. Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 5, 1963.

Мухин Ю. В. и др. Очередные проблемы гидрогеологии. Труды Белградской конференции Международной ассоциации гидрогеологов. Белград, 1963.

Мухин Ю. В. Проблема гидрогеологии больших глубин Средне-Русской впадины в свете истории уплотнения древних глинистых осадков. Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 3, 1964.

Мухин Ю. В. О перспективах газонефтеносности Средне-Русского артезианского бассейна. Сб. Геология газоносных районов СССР. Труды ВНИИГаз, вып. 22/30, изд. «Недра», 1964.

Мухин Ю. В. О роли геологического времени при уплотнении глинистых осадков. Литология. Изд. АН СССР, 1964.

Мятнев А. Н. Теория напорного движения подземных вод к колодцам. Изв. Туркм. филиала АН СССР, № 1, 1950.

Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР и основные закономерности проявления современных тектонических движений. Сов. геология, сб. 16, 1947.

Новосилецкий Р. М. Аномально высокие давления в коллекторах Предкарпатья. Нефть и газ. пром., сб. 1, Киев, 1961.

Об изучении недр земли и сверхглубоком бурении. Вестник АН СССР, № 11, 1961.

О современном состоянии теории происхождения нефти и задачах дальнейших исследований. Докл. Оргкомитета АН СССР по организ. дискусс., посвящ. проблеме происхож. нефти. Гостоптехиздат, 1958.

Охотин В. В. Задачи современного грунтоведения. Вестник ЛГУ, № 3, 1947.

Охотин В. В. и Шнайдер Ш. М. К вопросу определения генезиса грунтов по их физико-механическим свойствам. Ученые записки ЛГУ, сер. геол. наук, вып. 1, 1950, № 102.

Платонов Н. X. Геологическое строение Хоперского района. Изд. Моск. горного ин-та, 1952.

✓ Полак А. С. Закономерности изменения пористости и плотности осадочных пород с глубиной их залегания. Труды ин-та нефти Казахской ССР, т. 1, 1956.

Полевая Н. И. Шкала абсолютной геокриологии. ДАН СССР, т. 134, № 5, 1960.

Польшин Д. Е. Новый способ укрепления илистых грунтов при строительстве морских гидротехнических сооружений. Бюлл. строит. техники, № 3, 1954.

Порфирьев В. Б. и Линецкий В. Ф. Вопросы миграции нефти. Изд. Харьковского ун-та, 1952.

Порфирьев В. Б. Геологические критерии проблемы образования природной нефти. Научные записки Львовского политехн. ин-та, т. 22, 1954.

Порфирьев В. Б. Основные положения теории образования нефти

- из рассеянных и гомогенных форм органического вещества. Сб. Вопросы теории происхождения и миграции нефти. Изд. АН УССР, 1956.
- Приклонский В. А. Сравнительная характеристика интенсивности физико-механического диагенеза некоторых глинистых пород СССР. Труды лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, т. 111, 1948.
- Приклонский В. А. Грунтоведение, ч. I, 1949, и ч. II, Госгеолиздат, 1952.
- Приклонский В. А. и Окнина Н. А. Предварительные данные об инженерно-геологическом изучении четвертичных илов северо-западной части Черного моря. Труды лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, т. 15, 1957.
- Приклонский В. А. Петрогенез и формирование инженерно-геологических свойств горных пород. Труды совещ. по инженерно-геол. свойствам горных пород и методам их изучения, т. I, АН СССР, 1956.
- Приклонский В. А. и Чепик В. Ф. О компрессионных исследованиях глинистых пород. Труды лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, т. 22, 1959.
- Проблема бурения сверхглубоких скважин. Сб. Нефть и газ, промышл., № 1, изд. ГНТК СМ УССР, Киев, 1961.
- ✓ Прозорович Э. А. К вопросу о факторах уплотнения осадочных горных пород. Сб. Вопросы геологии, географии, геофизики и геохимии. Труды АзНИИ, вып. IV, Баку, 1956.
- ✓ Прозорович Э. А. Плотность и пористость глинистых пород в различном состоянии их влажности. Геология нефти и газа, № 2, 1960.
- Прозорович Э. А. и Султанов А. Д. Плотность глинистых пород некоторых районов Азербайджана. ДАН Азерб. ССР, т. 17, № 4, 1961.
- ✓ Прошляков Б. К. Зависимость коллекторских свойств от глубины залегания и литологического состава пород. Геология нефти и газа, № 12, 1960.
- Ребиндер П. А. Структурно-механические свойства глинистых пород и современные представления о физико-химии коллоидов. Труды Совещания по инж.-геол. свойствам горных пород и методам их изучения, т. I, 1956.
- Решение совещания по осадочным породам. Изд. АН СССР, 1953.
- Роза С. А. Структурная прочность глинистых грунтов с большой естественной влажностью. Гидротехническое строительство, № 1, 1950.
- Роза С. А. Свойства ила, слагающего основание земляной плотины. Гидротехническое строительство, № 3, 1954.
- Роза С. А. Подъем дна котлована бетонных гидротехнических сооружений. Гидротехническое строительство, № 6, 1954.
- Роза С. А. Результаты экспериментального изучения начального фильтрационного градиента в плотных глинах. Сб. трудов ВНИИИГ, № 4, 1954.
- Романкевич Е. А. Органическое вещество в колонках донных отложений северо-западной части Тихого океана (к востоку от Камчатки). ДАН СССР, т. 116, № 3, 1957.
- Саваренский Ф. П. Инженерная геология. Лекции, прочитанные в МГРИ им. С. Орджоникидзе. Литограф. изд., ОНТИ, 1934.
- Саваренский Ф. П. Инженерная геология. Изд. I, ОНТИ, 1937.
- Саваренский Ф. П. Справочник по инженерной геологии. ОНТИ, 1939.
- Саваренский Ф. П. Успехи инженерной геологии в СССР. Труды XVII сессии Междунар. геол. конгресса, т. 5, 1940.
- Саваренский Ф. П. Инженерная геология. Сб. Успехи геолого-географ. наук в СССР за 25 лет. Изд. АН СССР, 1943.
- Саваренский Ф. П. Проблемы гидрогеологии и инженерной геологии в СССР. Вестник АН СССР, № 4—5, 1944.
- Саваренский Ф. П. Проблемы гидрогеологии и инженерной геологии новой пятилетки. Вестник АН СССР, № 7, 1946.
- Саваренский Ф. П. Избранные сочинения. Изд. АН СССР, 1950.
- Савельев В. И. Свойства илов как естественных оснований сооружений. Гидротехническое строительство, № 2, 1951.
- Савельев В. И. Сопротивление илов сдвигу. Гидротехническое строительство, № 11, 1951.
- Савельев В. И. О стадийности формирования осадочных пород. Вестник ЛГУ, № 4, сер. биол., географ., геологич., 1953.

Савельев В. И. Некоторые особенности и свойства морских илов. Вестник ЛГУ, № 4, 1953.

Савельев В. И. Формирование связанных грунтов и сжимаемость илов. Гидротехническое строительство, № 6, 1953.

Сакс В. Н. О скорости накопления современных морских осадков. Природа, № 6, 1950.

Сафохина И. А. и Приклонский В. А. Некоторые данные об инженерно-геологических свойствах спондиловых глин района г. Киева в связи с историей их формирования и условиями залегания. Труды лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, т. 22, 1959.

Сельский В. А. Опыт исследования третичных отложений Грозненского района. ОНТИ, Госнефтеиздат, 1932.

Сенюков В. М. За прогрессивное развитие геологической науки о нефти и газе. Сов. геология, № 9, 1958.

Сергеев Е. М. К вопросу о природе механической прочности дисперсных грунтов. Ученые записки МГУ, вып. 133, Грунтоведение, кн. 1, 1949.

Сергеев Е. М. и Поляков С. С. О возможности отжатия связанной воды из грунтов. Ученые записки МГУ, вып. 149, Грунтоведение, кн. 2, 1951.

Сергеев Е. М. Общее грунтоведение. Изд. МГУ, 1952.

Снарский А. Н. Давление в нефтяных залежах. Труды Львовского политехн. ин-та, вып. XVI, № 4, 1949.

Снарский А. Н. Вопросы аномалийных пластовых давлений. Сб. Проблема миграции нефти и формирования нефтяных и газовых скоплений (материалы Львовской дискуссии 1957 г.), Гостоптехиздат, 1959.

Снарский А. Н. Некоторые вопросы миграции нефти и формирования ее залежей. Сб. Проблема миграции нефти и формирования нефтяных и газовых скоплений (материалы Львовской дискуссии 1957 г.), Гостоптехиздат, 1959.

Снарский А. Н. О связи первичной миграции с уплотнением пород. Геология нефти и газа, № 7, 1961.

Советание по исследованию и использованию глин. Тезисы докл., Львов, 1957.

Соколов В. А. Миграция газа и нефти. Изд. АН СССР, 1956.

Сорокина Г. В. О положении илов в инженерно-геологической классификации грунтов. Труды лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, т. 14, 1957.

Старик И. Е., Жарков А. П., Лисицын А. П. Скорость современного и позднечетвертичного илообразования в южной части Тихого океана по данным радиоуглеродного метода. ДАН СССР, т. 139, № 4, 1961.

Страхов Н. М. Задачи и методы исторической геологии. ОНТИ, 1932.

Страхов Н. М. О значении современных озерных и лагунных водоемов для познания процессов осадкообразования. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1945.

Страхов Н. М. К познанию закономерностей механизма морской седиментации. Черное море. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1947.

Страхов Н. М. К вопросу об общей теории осадочного процесса. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1950.

Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1953.

Страхов Н. М. и др. Образование осадков в современных водоемах. Изд. АН СССР, 1954.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, тт. I—III. Изд. АН СССР, 1960—1962.

Сулин В. А. Воды нефтяных месторождений. ОНТИ, гл. редакция горнотопливной литературы, 1935.

Сухарев Г. М. Гидрогеология мезозойских и третичных отложений Терско-Дагестанской нефтегазоносной области и Нижнего Поволжья. Гостоптехиздат, 1954.

Сысоев Н. Н. Вопросы применения и конструкции грунтовых трубок. Труды Ин-та океанологии АН СССР, т. 5, 1951.

Сысоев Н. Н. Рациональная конструкция грунтовой ударной трубки. Труды Ин-та океанологии АН СССР, т. 19, 1956.

Тер-Степанов Г. И. Геотехнические исследования иольдиевых глин. Труды научн.-исслед. сектора Ленингр. отд. треста глубинных работ, вып. 2, 1941.

Тер-Степанов Г. И. Исследование естественной структуры ленточных глин. Труды научн.-исслед. сектора Ленингр. отд. треста глубинных работ, вып. 2, 1941.

Тихомиров Н. К. Историко-геологическое обоснование современного состояния грунтового комплекса. Разведка недр, № 5, 1937.

✓ Голстой М. И. О некоторых вопросах гидрогеологии палеозоя Русской платформы. Геология нефти, № 10, 1958.

Удинцев Г. Б., Лисицын А. П. и др. Конструкция поршневого насоса с автоматической стабилизацией поршня. Труды Ин-та океанологии АН СССР, т. 19, 1956.

Улитин И. А. Наблюдения за подъемом дна строительного котлована. Гидротехническое строительство, № 6, 1955.

Ульянов А. В. Мощность свит как критерий при определении перспектив нефтегазоносности. Сов. геология, сб. 9, 1946.

Федосов М. В. Интенсивность осадкообразования в Азовском море. ДАН СССР, т. 84, № 3, 1952.

✓ Фотиади Э. Э. О зависимости пористости и плотности пород осадочного покрова от глубины их залегания. Геология нефти, № 4, 1957.

✓ Фотиади Э. Э. К оценке гравитационного уплотнения крупных фациально-литологических комплексов осадочного покрова различных районов Русской платформы и юга европейской части СССР. Прикладная геофизика, № 7, 1957.

Фрост А. В. Роль глин при образовании нефти и газа. Сб. Происхождение нефти и природного газа. Гостоптехиздат, 1947.

Храмушев А. С. Отображение испытанного горной породой давления нагрузки на компрессионной кривой. Разведка недр, № 5, 1937.

Храмушев А. С. Компрессионные испытания глин как метод геологического исследования. Труды СПЕЦГЕО, вып. 3, 1939.

Чарыгин М. М. Общая геология, Гостоптехиздат, 1955.

Шагалянц С. А. Условия формирования подземных вод в Терско-Кумском артезианском бассейне. ДАН СССР, т. 59, № 1, 1948.

Шванк О. А. Некоторые результаты определения плотности горных пород на Кавказе. Прикладная геофизика, № 4, 1948.

✓ Шванк О. А. Распределение пористости в геологическом разрезе и ее связь с другими физическими параметрами. Разв. и промысл. геофизика, вып. 10, 1954.

Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Госгеолтехиздат. Изд. II, 1948, и изд. III, 1958.

Швецов М. С. Основные принципы классификации осадочных пород. Изв. Выш. уч. завед., геология и разведка, № 8, 1961.

Швецов П. Ф. К обоснованию литификационной гипотезы происхождения некоторых положительных геотермических аномалий. Тезисы докладов второго геотермического совещания. Изд. АН СССР, 1964.

Шенгелая Г. Ш. Некоторые результаты определения плотности горных пород территории восточной части Большого Кавказа. Труды Ин-та геофизики АН Груз. ССР, 18, 1959 (1960).

Шмелев И. А. и Зубов Ф. П. Перспективы нефтегазоносности мезозойских отложений северо-восточного борта Ферганской впадины. Геология нефти и газа, № 9, 1961.

Шугаев В. В. Физико-механические свойства грунтов речных стран. Сб. Вопросы геотехники, № 1, 1953.

Энгельс Ф. Диалектика природы. Госполитиздат, 1952.

Ягодин В. В. Некоторые вопросы методики расчетов напоров пластовых вод в скважинах и оценка их точности. Научн.-техн. сб. по добыче нефти. вып. 13, Гостоптехиздат, 1961.

- Bjerrum L., Johannessen J. Pore pressures resulting from driving piles in Soft clay. *Pore Pressure and Suction Soils*, London, 1961, 108—111. Discuss.
- Cisotto L. L'affondamento di Venezia. Movimenti Verticali avvenuti durante un cinquantennio nei Monumenti di piazza S. Marco Giorn. genio civile, 1960, № 7—8.
- Cooke P. W. Some aspects of high weight muds used in drilling abnormally high pressure formation. 4-th World Petroleum Congr. Proc., Rome, 1955, sect. II.
- Gibson R. E., Marsland A. Pore-water pressure observations in a saturated alluvial deposit beneath a loaded oil tank. *Pore Pressure and Suction Soils*, London, 1961, 112—118, Discuss.
- Gussow W. C. Time of migration of Oil and Gas. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1955, v. 39, N 5.
- Hedberg H. D. The Effect of gravitational Compaction on the structure of sedimentary Rocks. *Bull. Amer. Assoc. Petr. geol.*, 1926, № 11, v. 10.
- Hedberg H. D. The Gravitational Compaction of clays and Shales. *Amer. Journ. of Science*, 1936, ser 5, v. 31, p. 241—48.
- Keep C. E. and Ward H. L. Drilling against high rock pressures with particular reference to operations Conducted in the Khaur field, Punjab. *Inst. Petroleum Technologists Journ.* (London), 1934, v. 20.
- Mc. Koy A. W., Ross-Keyte W. Present interpretation of the Structural Theory for Oil and Gas Migration. *Problems of Petroleum Geology*, 1934.
- Meinzer O. E. Compressibility and Elasticity of artesian aquifers. *Econom. Geol.*, 1928, v. 23, N. 3.
- Mueller J. C. and Wanless H. R. Differential compaction of Pennsylvanian sediments in relation to sand-shale ratios, Jefferson County, Illinois. *Journ. of Sediment. petrology*, 1957, v. 27, N 1.
- Santema P. Enkele beschouwingen over de aanslibbing Van havens langs de Rotterdamse Waterweg. *Yngenieur (Utrecht)*, 1954, 66, N 2
- Schreiber J. F. Sedimentation Survey of Lake Karl Blackwell, Payne and Nobles Counties, Oklahoma. *Shale Shaker*, 1961, 11, N 6.
- Skempton A. W. Notes on the compressibility of Clays. *The Quarterly Journ. of Geol. Soc. of London*, 1944, v. 100.
- Te Punga M. T. Radiocarbon dating of a Rangilikei river terrace. *New Zealand Journ. Science and Technologue*. 1953, B 35, N 1.
- Terzaghi, K. The origin of artesian pressure. *Econ. Geol.* 1929, v. 24, N 1.
- Trask P. D. Origin and Environment of Source Reds of Petroleum. Houston Texas Gulf Publishing Co, 1932.
- Weller J. M. Compaction of Sediments. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1959, v. 43, N 2.
- Zaruba G. Plastische Verformung von Schichten in Tällern und ihre Bedeutung für die Grundung von Bauwerken. *Zeitschrift für Angewandte Geologie*, 1960, B. 6, H. 9.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие	5
Введение	6
Часть I	
<i>Глава I.</i> Обзор работ по применению историко-геологического метода	9
<i>Глава II.</i> Основные теоретические предпосылки	11
Возможность применения историко-геологического метода к различным генетическим типам глинистых пород	—
Основные факторы уплотнения глинистых осадков в водной среде	12
Об объеме скелета осадка в процессе диагенеза и эпигенеза	13
О влиянии процессов выветривания	14
График уплотнения осадка	15
<i>Глава III.</i> Законы уплотнения глинистых осадков	18
Уплотнение глинистых осадков	—
Уплотнение образцов илов в лабораторных условиях	—
Уплотнение илов в природных условиях	20
Изменение влажности осадка при уплотнении	28
Уплотнение глинистых пород	29
Уплотнение в лабораторных условиях	—
Уплотнение в природных условиях	31
О роли геологического времени при уплотнении	36
Выводы	39
<i>Глава IV.</i> Современная уплотненность глинистых пород	40
Переуплотненные и недоуплотненные породы	—
Оценка естественной уплотненности	44
<i>Глава V.</i> Исходные данные для восстановления графика уплотнения осадка за геологическое время	—
Выбор исходных данных	45
Методика определения исходных данных	47
<i>Глава VI.</i> Изменение уплотненности осадка в течение геологического времени. Историко-геологическая кривая сжатия	51
Факторы уплотнения осадка и их оценка	—
Уплотненность осадка на различных геологических этапах и ее оценка	54
Историко-геологическая кривая сжатия осадка	56
Особые случаи при построении историко-геологической кривой сжатия	57
Использование лабораторных данных для построения историко-геологических кривой сжатия осадка	62
Некоторые выводы	65

<i>Глава VII.</i> Оценка возможных ошибок при построении историко-геологической кривой сжатия	66
Об ошибках при определении современной приведенной пористости породы и соответствующего ей давления	—
Об ошибках при определении приведенной пористости на пределе текучести и соответствующего давления	—
Влияние погрешностей на кривую сжатия	68
Контроль достоверности построений	70
<i>Глава VIII.</i> Оценка диагенетических процессов и их влияния на упрочнение осадка. Кривая упрочнения	71
Упрочнение осадков, возникновение структурных связей и их влияние на упрочнение	—
Влияние структурных связей на уплотнение глинистой породы	73
Оценка структурных связей. Кривая упрочнения	74
Часть II	
<i>Глава IX.</i> Изучение начальной пористости древних глинистых осадков	79
Методы изучения	—
Применение историко-геологической кривой сжатия	—
Сопоставление начальной пористости современных и древних глинистых осадков	81
Некоторые выводы	84
<i>Глава X.</i> Изучение процессов сжатия глинистых пород при гидрогеологическом анализе	—
Некоторые вопросы формирования седиментационных вод	85
О миграции отжимаемых вод при уплотнении осадка	86
Оценка количества и скорости выделения отжимаемой жидкости	90
Влияние направленности процесса уплотнения глинистых пород на их проницаемость	94
Роль глинистых отложений как водоупорных разделов	99
Изучение палеогидрогеологических условий	104
<i>Глава XI.</i> Пластовое давление и процессы уплотнения глинистых пород	105
Гидростатическое давление	—
Взвешивающее влияние гидростатического давления	114
Геостатическое давление	116
Пластовые давления в глубоких скважинах	118
<i>Глава XII.</i> Применение историко-геологической кривой сжатия к изучению процессов нефтегазообразования	127
Общая характеристика процессов нефте- и газообразования	—
Условия выделения нефтеобразующих веществ из битумопронизводящих свит	129
Количественная оценка явления	131
О направлении путей миграции отжимаемых флюидов	133
<i>Глава XIII.</i> Анализ уплотнения майкопских глин Предкавказья как пример применения историко-геологической кривой сжатия к изучению процессов нефте- и газообразования	136
Историко-геологическая кривая сжатия	—
Этапы уплотнения осадка	138
Количество отжатых флюидов	140
Оценка нефтегазообразования	145
	199

Глава XIV. Оценка перспектив нефтегазоносности Среднерусского артезианского бассейна как пример приложения историко-геологического метода к оценке перспектив нефтегазоносности артезианских бассейнов	148
Общая характеристика Среднерусского артезианского бассейна	—
Древние глинистые осадки	151
Этапы уплотнения	153
Историко-геологическая кривая сжатия	154
Количество отжатых флюидов	156
Палеогидрогеологическая обстановка	158
Масштабы и время нефтегазообразования	160
Некоторые выводы	165
Глава XV. Приложение историко-геологического метода к некоторым вопросам инженерной геологии	166
Анализ историко-геологической кривой сжатия	—
Построение компрессионной кривой породы	167
Анализ упрочнения породы и исследование ее компрессионных свойств	170
Получение некоторых физико-технических характеристик породы с помощью историко-геологической кривой сжатия	171
Глава XVI. Приложение историко-геологических кривых сжатия и упрочнения осадка к изучению некоторых геологических процессов	172
История вопроса	—
Анализ кривой сжатия	173
Анализ кривой упрочнения	174
Некоторые выводы	175
Глава XVII. Об уплотненности глинистых пород на больших глубинах	—
Предельное уплотнение глинистых осадков и их предельная мощность	176
Значение оценки предельной уплотненности осадка	177
Об уплотненности глинистых осадков на больших глубинах	179
Оценка величин давления при горообразовательных процессах	185
Общие выводы	—
Литература	188

Ю. В. Мухин

ПРОЦЕССЫ УПЛОТНЕНИЯ ГЛИНИСТЫХ ОСАДКОВ

Ведущий редактор издательства Т. А. Дементьева Технический редактор В. М. Волхонская
 Корректоры Т. Я. Хомутова, Т. М. Курьянова

Подписано к набору 27/XI 1964 г. Подписано к печати 21/I 1965 г. Формат 60×90/16.
 Печ. л. 12,5 Уч.-изд. л. 13,25. Т01750. Тираж 1500 экз.
 Зак. 2136/8430—3,7. Индекс 3-4-1. Цена 86 коп.

Издательство „Недра“. Москва К-12, Третьяковский пр., 1/19
 Ленинградская типография № 6 Главполиграфпрома Государственного комитета
 Совета Министров СССР по печати, Ленинград, ул. Салтыкова-Щедрина, 54