

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ АНОМАЛЬНО-ВЫСОКИХ И СВЕРХВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЙ В СТРАТИСФЕРЕ

В.Н. Холодов

Геологический институт РАН, e-mail: rostislavn@yandex.ru

В статье рассматриваются термобарические обстановки разных глубинных зон стратисферы с аномально-высокими и сверхвысокими давлениями флюидов, с различными типами гидродинамических режимов в верхней зоне данной оболочки. Раскрывается механизм дегидратации глин и процессы нефте- и газообразования, определяющие возникновение сверхвысоких флюидных давлений в нижних зонах стратисферы.

Термобарические обстановки в осадочных породных бассейнах стратисферы

Стратисфера или самая верхняя осадочная оболочка Земли, впервые выделенная и описанная в работах Э. Зюсса и В.И. Вернадского, складывается слоистыми осадочными и вулканогенно-осадочными породами, залегает на метаморфических и магматических породах фундамента и является прерывистым покровом, прослеживающимся как на континентах, так и на дне океанов.

Ее геохимическая количественная характеристика была дана в работе А.Б. Ронова (1993). В ней было показано, что в пределах континентального блока стратисфера представлена всеми подразделениями фанерозоя и неметаморфизованными частями докембрия. В геосинклиналях и краевых частях платформ мощность этого осадочного чехла достигает 20–30 км и более. В пределах древних платформ она сохраняется до 5–6 км и постепенно выклинивается по направлению к щитам и орогенам, где на дневную поверхность выходят породы гранитно-метаморфического слоя.

В океанах, на 2-м сейсмическом базальтовом слое залегают осадочные толщи, возраст которых охватывает интервал от верхней юры и до квартера. Максимальные их мощности фиксируются на шельфах и в дельтах крупных рек, впадающих в конечные водоемы. В мористых частях шельфа, на континентальном склоне и в пределах абиссальных равнин мощности осадков и осадочных пород заметно уменьшается (2–3 км), и, наконец, в пределах срединных океанических хребтов, занимающих площадь в $71 \cdot 10^6 \text{ км}^2$, базальты почти полностью лишены осадочного покрова.

Наибольший интерес с позиций вторичных эпигенетических преобразований представляют впадины стратисферы. В этих самых глубоких частях термодинамические

показатели достигают максимальных значений, и в связи с этим погружающиеся в них осадочные породы испытывают максимальные изменения.

Глубина таких депрессий в среднем достигает 10–12 км, но (как это следует из таблицы 1) в некоторых случаях она возрастает до 26–27 км.

Если учесть общепринятый геотермический градиент и закон увеличения с глубиной геостатического давления, то на различных глубинных уровнях стратисферных впадин физико-химические параметры в среднем будут меняться так, как это показано в таблице 2.

Не вызывает, однако, сомнений, что приведенные значения T и P являются результатом значительного усреднения. Реальные колебания этих величин в связи с наличием различных тепловых потоков, исследованных в работах Я.Б. Смирнова, Б.Г. Поляка и МД. Хуторского, а также за счет мозаичности тектонических напряжений в литосфере несомненно более сложны и противоречивы.

Очевидно, что сверхвысокие температуры и давления, господствующие на глубинах свыше 10–12 км, делают недра стратисферы недоступными для непосредственно вещественно-петрографических исследований. А о состоянии осадочных толщ в этих недоступных для скважин областях мы можем судить только по геофизическим данным, косвенным геологическим признакам, условно перенося на них закономерности, полученные при исследовании верхних структурных этажей.

Таким образом, в пределах крупных впадин стратисфера четко распадается на две зоны: 1) верхняя зона, глубиной в 10–12 км, доступна для отбора кернов и наблюдений (на поднятиях в местах глубокой эрозии) и 2) нижняя зона – область сверхвысоких температур и давлений, в которой трудно себе представить состояние минеральной массы и связанных с ней флюидов (воды, нефти, газов). Именно поэтому чрезвычайно важно исследовать процессы взаимодействия вод, нефтяных и газообразных углеводородов в верхней, наиболее доступной для исследования области стратисферы.

Характерной особенностью осадочного процесса является непрерывное движение материала в глубь Земли. При осадкообразовании каждый более молодой слой перекрывает и погружает предыдущий под напластование более поздних осадков. При нормальном развитии осадочного процесса непрерывно растет геостатическое давление на составные части пласта.

Таблица 1

Самые глубокие впадины стратисферы Земли

№№ п/п	Географическое положение, наименование депрессий	Мощности осадочного чехла, км	*По данным
Континентальный блок			
1	Азия, Европа, Россия, Прикаспийский прогиб	До 20 20–25 25–27	Хаин, 1977 г. Карцев и др., 1986 Фоменко, 1972
2	Азия, Россия Среднекаспийская впадина Терско-Сунженский прогиб Североапшеронский прогиб	15–20 15–20	Лебедев, 1978 Лебедев, 1978
3	Азия Южнокаспийская впадина Предэльбурский прогиб Южнокурильский- прогиб	15–20 15–20	Лебедев, 1978 Лебедев, 1978
4	Азия-Европа Черноморская впадина	12–14	Муратов, 1972
5	Европа-Африка Средиземноморская впадина Залив Сирт Левантйская впадина	12 18	Емельянов и др., 1979 Емельянов и др., 1979
6	Азия, Россия Западно-Сибирская впадина	16–26	Айзенштадт и др., 1988
7	Азия, Сибирская платформа Верхоянский прогиб Кемпендйская впадина Мунхинская впадина Линденская впадина Мархинская впадина	До 15 ~14 9 7	Мокшанцев и др., 1968 Мокшанцев и др., 1968 Мокшанцев и др., 1968 Мокшанцев и др., 1968
8	Азия, Месопотамская впадина, Персидский залив	10–16	Лебедев, 1978
9	Северная Америка Впадина Голф Коста и прилегающие части Мексиканского залива	12–16 18–18.5	Леворсен, 1970 Конюхов, 2008
10	Южная Америка Впадина Парана	16	Айзенштадт и др., 1988
Океанский сектор			
11	Южная Америка, р. Амазонка Амазонская впадина Впадина Марагнун	10 6	Лисицын, 1978 Лисицын, 1978
12	Азия Р. Ганг-Брахмапутра	16	Лисицын, 1978
13	Африка Р. Нил Р. Нигер Р. Конго	10 9–12 6	

Таблица 2

**Изменения физико-химических параметров (Т и Р)
осадочных отложений стратисферы с глубиной
(по общепринятым данным)**

Глубина впадины в км	Средняя температура в °С	Геостатическое давление	
		В атм (кгс/см ²)	В барах
1	30	270	0.98
2	60	540	1.96
3	90	810	2.94
4	120	1080	3.92
5	150	1350	4.90
6	180	1620	5.88
7	210	1890	6.86
8	240	2160	7.84
9	270	2430	8.82
10	300	2700	9.80
15	450	4050	14.70
20	600	5400	19.60
25	750	6750	24.50
30	900	8100	29.40

Такой общий процесс центростремительного по отношению к Земле движения и прогрессивное уплотнение иногда усложняются тектоническими поднятиями. Это очень важное в гидродинамике явление мы более подробно рассмотрим позднее.

С позиций уплотнения среди осадочных пород довольно четко выделяются две группы пород: пластические (глины, торфа и угли, эвапориты, мергели и др.) и жесткие (песчаники, конгломераты, алевролиты, брекчии и др.).

Пластические породы – наиболее энергоемкие. Они являются движущей силой многих геологических процессов, в частности, именно с уплотнением и деформацией пластических пород связано формирование пластовых и поровых давлений, активно влияющих на гидродинамику многих регионов.

Преобразование пластических пород начинаются сразу же после их отложения на дне конечного водоема стока. Свежеотложенные глинистые илы обычно представляют собой полужидкие коллоидные смеси, состоящие из взвешенных частиц глинистых минералов, органики и воды. Здесь на каждую частицу, погруженную в воду, действует сила Архимеда, равная весу вытесненной ею воды. С течением времени частицы глинистого материала опускаются вниз и слипаются между собой, образуя жесткий каркас. Как это показано в работах С.И. Липатовой, И.М. Горьковой, Н.Б. Вассоевича, а также Л.А. Назаркина (1979 г.), процесс слипания глинистых частиц отвечает резкому скачку плотностей осадка (его предложили называть «гидростатическим стрессом»).

Имеются все основания предполагать, что уровень гидростатического стресса располагается на разных глубинах в самой верхней части геологических разрезов водоемов.

Дальнейшее погружение пластических пород в глубь стратисферы в целом довольно идентично, его лучше всего рассмотреть на примере минералогически разнообразных глинистых отложений.

О гидродинамической и физико-химической зональности верхней части стратисферы и механизме образования аномально высоких пластовых давлений (АВПД) и сверхвысоких давлений (СВД)

В ряде предшествующих работ нами были детально исследованы катагенетические преобразования глинистых толщ мезозойско-кайнозойских отложений Восточного и Западного Предкавказья (Холодов, 1983; 1986–1987; 1994–1995; 1998; 2004; 2006 и др.). На примере разреза р. Сулак и разрезов сверхглубоких скважин СГС-1 и СГС-2, пробуренных вблизи станицы Апинской, в 70 км от города Краснодара (рис. 1а, б), изучены изменения в составе глинистых минералов в систематически отобранных пробах, охватывающих стратиграфический интервал от мезозоя до квартера. Это соответствует погружению в глубь стратисферы на 5,5 км.

В лаборатории физических методов изучения породообразующих минералов ГИН РАН (руководитель – В.А. Дриц) с помощью дифрактометрических методов были исследованы соотношения глинистых минералов в 56 образцах глинистых пород (их относительное расположение и номера проставлены на рис. 1а, б). Оказалось, что в глинистых толщах исследованных разрезов можно выделить три зоны, сменяющие друг друга сверху вниз.

1) Зона широкого распространения смектита в сочетании с гидрослюдой модификации Md, а также хлорита и каолинита (в сулакском разрезе она простирается до глубины 3,7 км, в Кубанском – до 3 км).

2) Зона уменьшения содержания смектита и распространения смешаннослойных структур. Это зона гидрослюдизации смектита широко исследована в работах (К. Weaver, 1959; J.F. Burst, 1959; M.C. Powers, 1967; E.A. Perry, J. Hower, 1972; K. Magara, 1968; Н.Н. Rieke, G.V. Chilingarian, 1974) и др. На Сулаке данная зона занимает интервал в 0,5 км, на Кубани – 0,4–0,5 км).

3) Зона преимущественного уплотнения и развития гидрослюды модификации $2M_1 > 1M$.

Следует подчеркнуть, что выше зоны гидрослюдизации в глинистых отложениях региона реализуются, главным образом, п о р о в ы е процессы. Сущность этих явлений сводится к уплотнению пластических пород под гидростатическим давлением при сокращении их общей пористости) и «выжиманию» флюидов в более проницаемые слои с образованием аномально высоких поровых давлений. Детали этого процесса были широко исследованы (Е.И. Стетюха и др., 1961; Н.Б. Вассоевич, 1955; 1960; Athy, 1930; Burst, 1959; 1969; Weller, 1959; Fisk, Mc Clelland, 1959; Powers, 1957; 1967; Ю.В. Мухин, 1965; Э.А. Прозорович, 1962; Rieke, Chilingarian, 1974; У.Х. Фертль, 1980; Е.И. Кучерук, Л.П. Шендерей, 1975).

Характерно, что плотность и пористость пластических пород, так же как и аналогичные показатели глин, быстро снижаются при погружении в глубь стратисферы. Любопытно, что эталонная кривая, построенная Н.Б. Вассоевичем, отражает поведение пористости и плотности глин района разреза Восточного Предкавказья, т.е. может быть приложена к колонке разреза (см. рис. 1).

Для большинства приведенных кривых уплотнения характерно то, что максимальные уменьшения пористости глин происходят в интервале глубин 1–4 км, здесь пористость 49–50% быстро уменьшается до 5,0–5,4%. Иначе говоря, на глубине 3–4000 м глинистые породы становятся практически непроницаемыми. Другими словами, в них открытая физико-химическая система становится закрытой, со всеми отсюда вытекающими физико-химическими последствиями.

Существенно по-другому протекает уплотнение проницаемых пород. После резкого изменения пористости в приповерхностной части разреза (0–100 м), степень

уплотнения стабилизируется и обычно варьирует от 10 до 20%. Бурение сверхглубоких скважин показывает, что флюидонасыщенность и высокая пористость песчаников сохраняется на больших глубинах. По-видимому, проницаемость песчаных коллекторов в большей степени зависит от коагуляции и закупорки пор выпадающими из растворов аутигенными цементирующими минералами, нежели от их сжатия и механического уплотнения (Дворов, 1975). Нельзя не отметить, что глинистые отложения всегда соседствуют с хорошо проницаемыми породами (песчаниками, алевролитами, конгломератами и брекчиями), иногда чередуясь с ними в виде обособленных пластов и нередко фациально замещая их в различных частях бассейна. В результате такого сопряжения покрышек и коллекторов разнообразные флюиды, заполняющие поры пластичных пород, по мере погружения и увеличения геостатического давления формируют аномально высокие пластовые (поровые) давления, отжимаются из покрышек и, в свою очередь, создают потоки, перемещающиеся от наиболее глубоких зон породного бассейна к его периферии. Возникает элизионная гидростатическая система, главным двигателем которой являются возникающие в покрышках и вблизи от них АВПД.

На рис. 2 показаны принципиальные различия в движении флюидов (воды, нефти, газов) в элизионных и инфильтрационных гидрогеологических системах. Очевидно, что, если в элизионных системах роль генератора движения флюидов принадлежит главным образом уплотнению пластических пород и сформированных в покрышках АВПД, то в инфильтрационных образованиях главной движущей силой является гидростатический напор вадозных вод, попадающих в пласты с поверхности. Подсобную роль здесь играют разгрузки инфильтрационных вод в области вскрытия водоносной системы эрозией или с аномально-низкими давлениями (АНПД). В целом очевидно, что и АВПД, и АНПД всегда являются частью крупной гидродинамической системы, в рамках которой и следует всегда их рассматривать.

К сожалению, в огромном количестве работ, посвященных происхождению аномально-высоких (и низких) пластовых давлений это явление рассматривается вне гидродинамики регионов. Возможно, именно поэтому в очень полных и монументальных работах (Е.В. Кучерук, Л.П. Шендерей, 1975), а также (W.H. Fertl, 1976) и др. описывается целых 16 причин образования этих явлений (АВПД и АНПД).

Любопытно, что всеми исследователями, начиная с работы (V.C. Illing, 1938), в качестве важной причины образования АВПД признается уплотнение глинистых пород

под действием геостатического давления. Широкое признание этого явления, правда, наряду с другими факторами, можно встретить во многих трудах (А.И. Леворсен, 1970; Rubey, Hubbert, 1959; Moulenes, 1964; Л.Н. Капченко, 1954; М.К. Калинин, 1964; А.М. Волков, 1968; А.Е. Гуревич, 1969; А.Г. Дурмишьян, Н.Ю. Халимов, 1973; Е.В. Кучерук, Л.П. Шендерей, 1975; Fertl, 1976).

Следует обратить внимание на то, что аномально-высокие давления, как правило, в полтора–два с половиной раза превышают гидростатические давления. На рис. 3(а, б) приводятся результаты непосредственных замеров АВПД в скважинах Бакинского архипелага и Западно-Туркменской впадины. Обращает на себя внимание, что с глубиной давление в глинистых толщах возрастает, постепенно приближаясь к геостатическому давлению. Характерно также, что в песчаниках АВПД всегда оказываются ниже поровых давлений в глинах (это подтверждает выжимание флюидов из слабопроницаемых глинистых толщ с сокращающейся пористостью в легкопроницаемые коллектора, что и вызывает частичный отток флюидов по породам-коллекторам).

Как было показано в работе (Fertl, 1976), диаграммы давлений в скважинах Азербайджана и Туркмении оказались типичными для большинства нефтегазоносных районов Мира, об этом свидетельствует также график, приведенный на рис. 4в.

Распространение АВПД на континентальном блоке планеты показано на рис. 4г. Очевидно, что ареалы АВПД совпадают с большинством нефтегазовых провинций Мира, детально описанных в трудах И.М. Губкина, И.О. Брода, Н.А. Успенской, Н.Б. Вассоевича, Б.А. Соколова, А.И. Конюхова и др. Любопытно также, что максимальная глубина распространения высоких поровых давлений обычно не превышает 3000–4000 м. Очень часто в непосредственной близости от областей высоких поровых давлений можно встретить зоны аномально низких давлений (АВНД).

Обычно аномально низкие давления формируются в процессе отбора флюидов (нефти, газа и воды) из промышленных пластов, однако, известны и более сложные процессы их образования. Так, например, в пермских песчаных коллекторах штата Оклахома (США) в свите Морроу АВПД господствуют в южной и юго-восточной части района, тогда как низкие давления отчетливо тяготеют к северо-западу (рис. 5а, б).

Нефтеносные песчаники свиты Морроу характеризуются линзовидным залеганием и тесно связаны с пермскими глинистыми отложениями. По данным К.А. Мура (1971 г.), бурение в пределах исследуемого нефтегазоносного района показало, что АВПД типичны

не только для пермских отложений, но встречаются также в пластах пенсильванского, миссисипского и даже девонского возраста.

Согласно работам (Ferran, 1973; Fertl, 1976), процесс падения поровых давлений в песчаниках может быть тесно связан с местными тектоническими поднятиями отдельных участков региона, с увеличенной пористостью глинистых толщ и декомпрессией флюидов песчаников в глинистые пласты смежных фаций. Этот процесс поясняет модель явления, представленную на рис. 5в; на котором хорошо видно, что увеличение размеров порового пространства в глинах, обусловленное поднятиями, автоматически сопровождается извлечением части флюидов из смежных песчаников и, соответственно, падением в них порового давления.

Для застойных участков инфильтрационных и элизионных динамических систем типично осмотическое происхождение низких давлений. Как это видно на рис. 5г, смысл данного процесса заключается в движении опресненных вод сквозь глинистую мембрану в сторону пласта с высокой концентрацией солей. Очевидно, что такой обмен компонентами, определяющий падение давления в какой-то части, возможен только при относительно стабильной гидродинамической ситуации.

Все вышеизложенное позволяет сделать вывод, что две рассмотренные выше гидродинамические системы верхней части разреза стратисферы (элизионная и инфильтрационная) обусловлены характером преобладающих тектонических движений. Опускание и развитие впадин стратисферы рождает элизионные перемещения флюидов (воды, нефти, газов), тогда как поднятия и, особенно, поднятия в смежных регионах благоприятствуют возникновению инфильтрационных систем

Инфильтрационные процессы были подробно исследованы в работах А.А. Карцева, А.И. Германова, В.Н. Холодова и др., В.А. Кудрявцева, И.Г. Кисина, И.К. Зайцева, В.И. Тарасова, А.К. Лисицына, Е.М. Шмариовича, Р.И. Гольдштейна и др., А.М. Кислякова и В.Н. Щеточкина. Было установлено, что инфильтрация вадозных вод чаще всего осуществляется в краевых частях осадочно-породных бассейнов, именно в тех их участках, что оказываются в сфере тектонического влияния формирующихся горных систем. Здесь смежные горные поднятия выводят на дневную поверхность ряд эродирующихся пластов-коллекторов, которые концентрируют в себе большое количество химически активных вадозных вод. Эти воды, стремясь опуститься вниз по пласту,

создают гидростатический напор и активно мигрируют к областям разгрузки, от высоких гидростатических давлений – к низким.

Области низких гидростатических давлений обычно создаются либо за счет участков проницаемых пластов, вскрытых эрозией (в результате чего нередко возникают восходящие водные источники), либо за счет образования области аномально низких пластовых давлений, которые были рассмотрены нами выше. Следует отметить, что вадозные воды, богатые кислородом, углекислотой и другими компонентами, перемещаясь по водоносным пластам, активно взаимодействуют с их составляющими, трансформируют их состав, образуют своеобразные геохимические барьеры, на которых концентрируются некоторые полезные ископаемые (уран – редкометальная минерализация, скопление стронция, серы, твердых нефтяных углеводородов и др. (Германов, 1961; Холодов и др., 1961; Шмариович, 1986; Кисляков, Щеточкин, 2000; Холодов, 2010).

В некоторых случаях инфильтрационные или элизионные процессы отчетливо преобладают, и тогда целые осадочно-породные бассейны можно отнести по преобладанию гидродинамического режима к инфильтрационным или элизионным. Однако иногда геологически сложно построенные регионы испытывают местные поднятия и опускания, и эти обстоятельства превращают элизионные или инфильтрационные процессы в своеобразные стадии развития осадочно-породного бассейна. Так, например, выглядит история гидродинамического развития Западно-Сибирского породного бассейна, изображенная на рис. 6. По данным С.Б. Вагина, А.А. Карцева, И.В. Яворчука и Е.И. Уваровой (Карцев и др., 1969), этот огромный осадочно-породный и водоносный бассейн разделяется на пять секторов, в которых интенсивность прогибания и гидродинамический режим заметно отличаются друг от друга.

В результате такого мозаичного развития длительность этапов флюидной динамики существенно различается в разных секторах. Она крайне неустойчива в секторах III и V. Здесь инфильтрационный и элизионный режимы сменяют друг друга в послеюрское и послемеловое время, сильно усложняя общую схему флюидодинамики региона.

Наоборот, гидродинамический режим в секторах I, II и IV, т.е. в западной части региона, является более стабильным, и элизионный режим четко сменяет

инфильтрационный на рубеже палеогена и неогена, оставаясь довольно стабильным с юрского периода.

В целом можно считать, что поровые процессы формирования зон АВПД и АНПД в пластических породах и, отчасти, в породах-коллекторах, а также отражающие их системы элизионных и инфильтрационных движений флюидов (вода, нефть, газ) в исследованном нами районе завершались на глубинах 3,7–3,0 км (перед началом процессов гидрослюдизации смектита). Зона гидрослюдизации смектитовых глин в разных регионах континентального блока по-видимому находится на разных глубинах. Так, например, в районе Солтон-Си (Калифорния, США), по данным (Muffler, White, 1969), этот процесс не выходит за пределы 1000–1200 м, что вероятно обусловлено высоким геотермическим градиентом в этом районе. По материалам (Moort, 1971 г.), в меловых и третичных отложениях Новой Гвинеи эта зона опускается до глубин 2080–2600 м. В пределах нефтяной провинции Голф Коста (США), по данным (Burst, 1959), она зафиксирована на глубине 2500 м.

Любопытно, что по определениям М.Б. Хеирова (1976), процессы гидрослюдизации в Южнокаспийской впадине, по-видимому, происходят на глубинах, значительно превышающих 4–5 км, что обусловлено мощным тектоническим прогибанием этого региона и ослабленным геотермическим воздействием недр.

Как бы там ни было, но процессы гидрослюдизации смектита повсеместно являются в глинистых породах рубежом, разделяющим открытую физико-химическую систему в верхних этажах и закрытую систему – в нижних. Это обстоятельство имеет чрезвычайно важное значение, поскольку кардинально меняет физико-химические процессы, протекающие в верхней и нижней зонах.

Действительно, если в открытой физико-химической системе увеличение геостатического давления и температуры отражается в механическом изменении пористости (и проницаемости) и отжимании флюидов в пластах-коллекторах, то в закрытой физико-химической системе трансформация этих факторов приводит к фазовым преобразованиям вещества пластических толщ. Здесь вступает в силу закон Ле-Шателье, который можно сформулировать следующим образом.

Если изменить одно из условий, при которых система находится в состоянии химического равновесия, например, температуру, давление или концентрацию, то

равновесие смещается в направлении той реакции, которая противодействует произведенному изменению.

Особую роль при этом начинают играть фазовые превращения твердого вещества в жидкое и газообразное. Суть процессов, происходящих в пределах зоны гидрослюдизации сводится к переходу смектита, содержащего межслоевую кристаллизационную воду, в обезвоженную гидрослюду и воду. При этом на рубеже критических (для смектита) температур и давлений происходит образование вторичной пористости (разуплотнение), поры и трещинки в порах заполняются выделившейся из глин водой, и возникает зона разуплотнения и высокое порово-трещинное давление. Как это показано в левой части рис. 7а, блоки гидрослюды как бы «плавают» в выделившейся воде. Ниже при возрастающем геостатическом давлении в глинах пористость резко уменьшается, гидрослюдистые пакеты смыкаются между собой, а вода отжимается вверх, в зону разуплотнения. Таким образом, зоны разуплотнения, в случае однородности преобразующихся глин непрерывно наполняются новыми порциями выделившихся кристаллизационных вод, и в конечном итоге здесь, на рубеже критических (для смектита) значений T и P , создается порово-трещинное сверхвысокое давление (СВД), во много раз превышающее гидростатическое.

Следует также подчеркнуть, что гидрослюдистые и смешаннослойные глинистые образования, возникающие на рубеже зоны гидрослюдизации, отличаются высокой плотностью и малой проницаемостью. Чрезвычайный интерес представляет воздействие сверхвысоких пластовых давлений, возникших в результате гидрослюдизации смектита на пласты песчаников и песков, постепенно опускающихся в глубь стратисферы и, в конце концов, попадающих в сферу влияния этих СВД.

Схема опускания пластов-коллекторов в зону СВД показана на рис. 7б. При взаимодействии растворов (флюидов) с песками и песчаниками происходит разжижение последних. Их обломки, ранее соприкасающиеся друг с другом, раздвигаются, взвешиваются в жидкости и образуют «плывуны». Такие глубинные «плывуны» были детально описаны в нефтяных скважинах румынских месторождений в монографии К. Крейчи-Графа (1934). Этот ученый показал, что разжиженные пески, нередко содержащие воду, нефть и газ, легко проникают в стволы бурящихся скважин, теряя скорость, застывают, образуя твердые пробки. Их невозможно разбить механическим путем и приходится заново разбуривать буровыми инструментами.

По существу, К. Крейчи-Граф описал модель образования частых спутников зоны гидрослюдизации и образования СВД. Действительно, в Северном Предкавказье, особенно в его юго-восточной части, в верхней части майкопских отложений (зурамкентский горизонт) и в нижней части чокракских толщ широко распространены «горизонты с включениями» и классические дайки. Эти песчаные тела обычно заключены в плотных глинистых толщах и отличаются удивительно многогранной морфологией (см. рис. 1). Их особенности и генезис были детально описаны в нашей монографии «Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах» (1983).

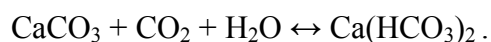
Классические дайки в пределах изученного нами региона несомненно имеют катагенетическое происхождение. Это доказывается их положением по отношению к материнскому песчаному пласту, а также отпечатками первичной слоистости и диагенетических карбонатных конкреций на их стенках, присутствием глинистых обломков внутри песчаных тел.

Размеры кластических даек варьирует очень широко. Так, их мощность (или толщина) колеблется от 1 до 50–70 см, а в длину они прослеживаются на 50–70 м и более.

Генетически классические дайки Юго-Восточного Предкавказья следует рассматривать как инъекции разжиженного песка (пывуна) в трещины, тектонические разломы и ослабленные контакты пластов.

В этом процессе пывун стремится занять больший объем, в связи с чем давление в песчаной массе падает, так как изначально в составе флюидов, разбавляющих песчаную массу, присутствуют вода, растворенные в ней карбонаты, нефтяные биофлюиды, сероводород и углеводородные газы. Эта сложная смесь резко реагирует на падение давления.

В первую очередь перепад давлений отражается на карбонатных равновесиях. Как известно растворению карбонатов в воде содействует накопление газообразной углекислоты по схеме:



Уход CO_2 , связанный с общим падением давления, способствует выпадению в осадок карбонатов и плотной цементации тела. Таким образом, карбонаты фиксируют самые различные, но конечные формы песчаных пывунов. Более того, карбонатизация песчаников даек фиксирует также присутствие нефтеносных битумоидов и выпадение в осадок сульфидов Fe и Pb.

Горизонты с включениями

Наряду с кластическими дайками, в Восточном Предкавказье встречаются так называемые **г о р и з о н т ы с в к л ю ч е н и я м и**, т.е. такие участки, на которых мощные пласты песчаника утрачивают свою первичную текстуру и распадаются на крупные и мелкие глыбы, заключенные иногда в сильно перемятой, а иногда очень слабо деформированной глине. Такие участки нижнечокракских отложений были нами исследованы в среднем течении р. Большая Ярык-Су (Чеченская республика), сходные образования были описаны В.Е. Руженцевым (1932) в западных частях той же республики. Особенности строения таких участков нефтегазоносных отложений изображены на рис. 1.

Здесь видно, что горизонт нижнечокракских отложений в левой части зарисовки представлен фрагментом пласта песчаника мощностью 7–8 м, местами осложненным отходящими от него кластическими дайками. Далее к северу пласт обрывается и на протяжении почти 120–150 м представлен глыбами и линзовидными телами песчаников, включенными в толщу глин.

По направлению к северу увеличивается деформация песчаных глыб и они становятся все больше похожи на песчаные конкреции.

Любопытно, что взаимоотношение песчаных глыб и карбонатных конкреций, присутствующих в глинах, позволяет сделать вывод о постдиагенетических перемещениях разжиженного песчаника.

Общая схема формирования таких деформированных участков песчано-глинистого разреза представляется так. Разжижение песчаной толщи происходило на фоне тектонического погружения, которое, как это показал Ю.А. Косыгин (1952) создавало растягивающее усилие и способствовало деформации разжиженного песчаника (Холодов, 1983). Любопытно, что и горизонты с включениями, и кластические дайки в Восточном Предкавказье тяготеют к стратиграфическому интервалу с четкими проявлениями гидрослюдизации.

Стратиграфически ниже (см. рис. 1), в майкопских отложениях (по данным Н.Б. Вассоевича, С.Г. Неручева, В.В. Лопатина, В.А. Успенского и многих других исследователей), располагается бывшая главная фаза нефтеобразования (ГФН), а еще ниже, в хадумско-муцидакальском интервале, находится ГФН (Холодов, 1983).

Здесь, действием термолиза и термокатализа твердая фаза органического вещества, представленная керогеном, распадалась, образуя жидкую или газообразную фазу, участвующую в процессах эмиграции флюидов. Остаточные продукты нефте- и газообразования в глинах нижнего майкопа и эоцен-палеоцена, по данным А.Д. Архангельского (1927), составляют 7–280 кг/м³ C_{орг.} или 9,1–299 кг/м³ органического вещества. Позднее опробование нефтегазообразующего интервала, проведенное В.Н. Холодовым (1983), заставило несколько уменьшить эти данные до количеств 1,6–41,2 кг/м³ органического углерода или 2,08–53,56 кг/м³ органического вещества, но все равно этот остаток следует рассматривать как подтверждение построений Н.Б. Вассоевича о расположении ГФН и главной фазы газообразования (ГФГ) именно в этом стратиграфическом интервале.

Любопытно, что фазовые превращения органического вещества с удельным весом 1,8–20 г/см³ обычно сопровождаются образованием нефти, удельный вес которой колеблется от 0,83 до 0,96 г/см³, а также углеводородных газов (с удельным весом 0,65 г/см³). Эти трансформации сопровождаются взаимным растворением нефти и газа и весьма существенным увеличением давлений. Здесь возникают сверхвысокие давления жидкости и газа, иногда даже превосходящие геостатические.

Если учесть общность среды в глинах-покрышках и тесную связь возникающих сверхдавлений с системами трещин в толщах глин, то общее давление в элизионной системе может быть описано формулой:

$$P_{\text{СВД}} = P_{\text{дег}} + P_{\text{н}} + P_{\text{г}},$$

где $P_{\text{дег}}$ – определяется как давление вод, возникающее при переходе смектита в иллит и смешаннослойные минералы; $P_{\text{н}}$ – давление, возникающее при переходе твердого органического вещества в жидкие углеводороды (карта); $P_{\text{г}}$ – давление, отражающее возникновение газовой фазы.

Распределение сверхвысоких давлений в разрезах глинистых толщ тесно связано с количеством исходного органического вещества. Так как в среднемиоценовых глинах Восточного Предкавказья остаточные скопления оцениваются от следов до 2,23 C_{орг}% (Холодов, Недумов, Григорьянц, 1998; Холодов, Недумов, 2001), максимальные концентрации явно тяготеют к наиболее глубоководным черносланцевым фациям (разрезы Фортанга, Малая Рошня, Сулак), обычно распространены на площади и в разрезах крайне прихотливо и слабо контролируются пластовым залеганием пород, по-

видимому, СВД отражают эти закономерности. Можно предположить, что в связи с влиянием трещин и тектонических смещений, они имеют форму штоков и концентрируются вблизи тектонически ослабленных зон.

По своим энергетическим возможностям СВД существенно превосходят аномально-высокие пластовые давления, рассмотренные ранее. Это очень хорошо известно производителям-нефтяникам, ликвидировавшим результаты многих аварий на буровых скважинах. Так, например, в работе А.Г. Дурмишьяна и Н.Ю. Халилова (1972) была описана авария на скважине 42, пробуренной недалеко от грязевого вулкана Дашгиль (Азербайджан). Здесь, из забоя ее, была выброшена колонна буровых труб длиной в 2500 м, которая силой выброса оказалась кольцеобразно уложенной вокруг буровой вышки и домика рабочих.

На многих скважинах из рабочего ствола буровой инструмент вытеснялся пластичной глинистой массой, напоминавшей брекчию грязевых вулканов, в завершение аварии эти полужидкие массы выдавливались из ствола наподобие диапира.

Очевидно, что сверхглубокие давления нижнего структурного этажа иногда значительно превосходят по величине геостатические давления, что принципиально отличает их от поровых АВПД.

Следует отметить, что, по-видимому, именно с СВД связано образование грязевых вулканов, соляных диапиров и складчатых деформаций в угленосных формациях (Холодов, 2011; 2012; 2013а-г). Менее ясно происхождение сверхнизких давлений СНД, которые обычно сопутствуют СВД. В некоторых случаях их образование можно объяснить дефицитом исходного захороненного органического вещества, количественно малой смектитовой составляющей глинистой массы или общим воздействием зон повышенной трещиноватости в толще пород стратисферы.

Однако присутствие СНД в смежных частях глинистых формаций не вызывает сомнения, они часто чередуются с СВД и активно влияют на всю массу осадочных отложений стратисферы. Одним из проявлений являются так называемые «бешенные скважины», хорошо известные американским нефтяникам. Так, например, в штатах Техас или Луизиана (США), реже в пределах Бакинского района Азербайджана, глубокое бурение нередко сопровождается выделением большого количества воды и газа, провалом буровой и образованием круглых воронок диаметром в 200–250 метров. Вода медленно заполняет воронку, вынося на поверхность большое количество глинистого минерала.

Воду, газ и жидкую грязь здесь можно рассматривать как наложенное явление, связанное с гидродинамикой верхнего структурного этапа, однако, провалы инструмента при глубоком бурении правильнее всего связывать с СНД в уплотненной части глинистых толщ.

Опираясь на строение разреза мезозойско-кайнозойских отложений р. Сулак (Дагестан – Чеченская республика) (см. рис. 1), появилась возможность систематизировать изложенные в статье данные и реконструировать важнейшие гидродинамические закономерности. В разрезе выделяются две группы пород, различающиеся по своим гидрогеологическим характеристикам. В верхней зоне уплотнение глинистых отложений под действием вышележащих пород приводит к сокращению пор и выдавливанию седиментационных и диагенетических флюидов за пределы пластов, что и формирует элизионные и инфильтрационные гидрогеологические системы. Само собой разумеется, что, кроме поровых вод глин, во всех этих движениях участвуют вадозные воды, проникающие в пласты с дневной поверхности, а также поровые захороненные воды самих песчаников и глин. Участвуют в этих перемещениях также углеводороды и газы.

В нижней зоне главными путями перемещения флюидов под давлением, по-видимому, является трещиноватость глинистых пород и их вторичная пористость. Под действием сверхглубоких давлений поры раскрываются и закрываются, «пропуская» флюиды.

Сверхвысокие трещинно-поровые давления являются источниками многих крупных геологических процессов. С ними тесно связаны грязевые вулканы, соляные диапиры и штоки, складчатость в угленосных отложениях, мелкофокусные землетрясения и многие другие явления.

ЛИТЕРАТУРА

Айзенштадт Г.Е.-А. Нефтегазоносность и разломная тектоника Прикаспийской впадины. Алма-Ата: Наука, 1988. 181 с.

Архангельский А.Д. Условия образования нефти на Северном Кавказе. М.-Л.: Изд. Сов. Нефтепром, 1927. 183 с.

Вассоевич Н.Б. Стадии развития нефтематеринских отложений терригенного типа // Происхождение нефти. М.: Гостоптехиздат, 1955. С. 323–336.

Вассоевич Н.Б. Опыт построения типовой кривой гравитационного уплотнения глинистых осадков // *Новости нефтяной техники, геология.* 1960. № 4. С. 11–15.

Волков А.М. Аномально высокие пластовые давления // *Тр. ЗапСибНИГНИ.* Тюмень, 1968. Вып. 8. С. 196–211.

Германов А.И. Роль органического вещества в образовании гидротермальных сульфидных месторождений // *Изв. ВУЗов. Геология и разведка.* 1961. № 8. С. 60–73.

Гуревич А.Е. Процессы миграции подземных вод, нефтей и газов. М.: Недра, 1969. 110 с.

Дворов В.И. Термальные воды Чекмена (геохимические особенности их формирования). М.: Наука, 1975. 178 с.

Дурмишьян А.Г., Халилов Н.Ю. Аномально-высокие пластовые давления на площади Бакинского архипелага и причины их возникновения // *Геология нефти и газа.* 1972. № 8. С. 24–35.

Дурмишьян А.Г., Халилов Н.Ю. Новые данные по уплотнению глинистых пород продуктивной толщи Бакинского архипелага // *Геология нефти и газа.* 1973. № 9. С. 32–40.

Емельянов Е.М., Миропольский А.Ю., Шимкус Н.М., Мусса А.А. Геохимия Средиземного моря. Киев: Наукова думка, 1979. 132 с.

Калинко М.К. Основные закономерности распределения нефти и газа в земной коре. М.: Недра, 1964. 275 с.

Капченко Л.Н. О некоторых причинах аномально-высоких пластовых давлений // *Геология нефти и газа.* 1954. № 7. С. 15–34.

Карцев А.А. Основы геохимии нефти и газа. М.: Недра, 1969. 250 с.

Карцев А.А., Вагин С.Б., Басков Е.А. Палеогидрогеология. М.: Недра, 1969. 150 с.

Карцев А.А., Вагин С.Б., Матусевич С.И. Гидрогеология нефтяных бассейнов. М.: Недра, 1986. 224 с.

Кисляков Я.М., Щеточкин В.Н. Гидрогенное рудообразование. М.: ЗАО «Геоинформарк», 2000. 611 с.

Колодий В.В. Гидрогеологические и палеогидрогеологические условия в плиоценовых отложениях Западно-Туркменской впадины // *Советская геология.* 1966. № 2. С. 24–38.

Конюхов А.И. Осадочные бассейны пассивных окраин, сформированные отложениями речных дельт и подводных конусов выноса // Литология и полезные ископаемые. 2008. № 6. С. 563–577.

Косыгин Ю.А. Основы тектоники нефтеносных областей. М.: Гостоптехиздат, 1952. 108 с.

Крейчи-Граф К. Основные вопросы нефтяной геологии. Л.-М.-Грозный-Новосибирск: ОНТИ НКТП, 1934. 262 с.

Кучерук Е.В., Шендерей Л.П. Современные представления о природе аномально-высоких пластовых давлений // Итоги науки и техники. Серия Месторождения горючих полезных ископаемых. М.: ВИНТИ, 1975. Т. 6. 166 с.

Лебедев Л.И. Строение и нефтеносность современных гетерогенных депрессий. М.: Наука, 1978. 111 с.

Леворсен А. Геология нефти и газа. М.: Мир, 1970. 640 с.

Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.

Мокишанцев К.Б., Горништейн Д.К., Гудков А.А. и др. Глубинное строение Восточной части Сибирской платформы и примыкающих складчатых сооружений Верхояно-Чукотской области. М.: Наука, 1968. 171 с.

Муратов М.В. История формирования глубоководной котловины Черного моря в сравнении с впадинами Средиземного моря // Тектоника. 1972. № 5. С. 35–42.

Мухин Ю.В. Процессы уплотнения глинистых осадков. М.: Недра, 1965. 200 с.

Назаркин Л.А. Влияние темпа седиментации и эрозионных срезов на нефтегазоносность осадочных бассейнов. Саратов: Изд-во СГУ, 1979. 336 с.

Прозорович Э.А. Плотность глинистых пород в связи с особенностями тектонического строения // Геология нефти и газа. 1962. № 9. С. 55–69.

Ронов А.Б. Стратисфера или осадочная оболочка Земли (Количественное исследование). М.: Наука, 1993. 143 с.

Руженцев В.Е. Бенойско-Датыхский нефтеносный район // Труды НГРИ. Л., 1932. Сер. А. Вып. 7. С. 35–79.

Соколов Б.А., Холодов В.Н. Флюидогенез и флюидодинамика осадочных бассейнов – новое направление в геологии // Отечественная геология. 1994. № 7. С. 79–81.

Стетюха Е.Н., Пивоваров В.Т., Лышко Н.А. О зависимости между плотностью, удельным весом и пористостью горных пород // Изв. ВУЗов. Нефть и газ. 1961. № 11. С. 23–28.

Фертль У.Х. Аномальные пластовые давления (их значение при поисках, разведке и разработке ресурсов нефти и газа). М.: Недра, 1980. 388 с.

Фоменко К.Е. Глубинное строение Прикаспийской впадины по геологическим данным // Бюлл. МОИП. Сер. геол. 1972. Т. XVII. Вып. 5. С. 103–111.

Хеиров М.Б. Влияние глубин залегания осадочных пород на трансформацию глинистых минералов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 8. С. 32–63.

Холодов В.Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах (на примере Восточного Предкавказья). М.: Недра, 1983. 150 с.

Холодов В.Н. Роль регионального катагенеза в формировании термальных газоводных растворов (к теории стратиформного рудообразования) // Генезис редкометальных и свинцово-цинковых стратиформных месторождений. М.: Наука, 1986. С. 6–28.

Холодов В.Н. О роли песчаного диапиризма в трактовке генезиса грязевых вулканов // Литология и полезные ископаемые. 1987. № 4. С. 12–28.

Холодов В.Н. Модель элизионной рудообразующей системы и некоторые проблемы гидротермально-осадочного рудогенеза // Редкометально-урановое рудообразование в осадочных породах. М.: Наука, 1995. С. 10–30.

Холодов В.Н. Физико-химическая наследственность в процессах осадочного породообразования в свете современных данных // Вестник ОНЗ РАН. 1998. Вып. 1(3). С. 163–175.

Холодов В.Н. Эпигенетическое рудообразование и «закон» физико-химической наследственности // Современные проблемы геологии. М.: Наука, 2004. С. 500–537.

Холодов В.Н. Геохимия осадочного процесса. М.: ГЕОС, 2006. 608 с.

Холодов В.Н. Осадочные бассейны: закономерность формирования и принципы классификации. Сообщение 2. Осадочные породные бассейны // Литология и полезные ископаемые. 2010. № 3. С. 268–308.

Холодов В.Н. Элизионные системы Днепровско-Донецкого авлакогена. Сообщение 1 // Литология и полезные ископаемые. 2011. № 6. С. 668–690.

Холодов В.Н. Элизионные системы Днепровско-Донецкого авлакогена. Сообщение 2 // Литология и полезные ископаемые. 2012. № 1. С. 53–77.

Холодов В.Н. Типы элизионных систем и связанные с ними месторождения полезных ископаемых // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2013а. № 3. С. 7–44.

Холодов В.Н. Элизионные процессы и соленая тектоника. Сообщение 1 // Литология и полезные ископаемые. 2013б. № 4. С. 300–319.

Холодов В.Н. Элизионные процессы и соленая тектоника. Сообщение 2 // Литология и полезные ископаемые. 2013в. № 4. С. 319–340.

Холодов В.Н. Закономерности размещения и условия образования соленых диапиров и грязевых вулканов // Литология и полезные ископаемые. 2013г. № 5. С. 441–460.

Холодов В.Н., Лисицын А.К., Комарова Г.В., Кондратьева И.А. Об эпигенетической зональности уранового оруденения в нефтеносных карбонатных породах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 11. С. 80–93.

Холодов В.Н., Недумов Р.И., Григорьянц Б.В. Катагенез и деформации кайнозойских отложений черных гор (Предкавказье) // Литология и полезные ископаемые. 1998. № 5. С. 504–524.

Холодов В.Н., Недумов Р.И. Катагенетическая гидрослюдизация глин – арена интенсивного перераспределения химических элементов. Сообщение 1 // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 6. С. 563–582.

Холодов В.Н., Недумов Р.И. Катагенетическая гидрослюдизация глин – арена интенсивного перераспределения химических элементов. Сообщение 2 // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 6. С. 582–610.

Шмариович Е.М. Типизация пластово-инфильтрационных месторождений урана по характеру артезианских бассейнов // Сов. Геология. 1986. № 8. С. 31–38.

Athy I.F. Density, porosity and compaction of sedimentary rocks // AAPG Bull. 1930. Vol. 14, № 1, P. 4–24.

Breeze A.F. Abnormal-subnormal relationships in the Morrow sands of northwestern Oklahoma // M.S. Thesis, Univ. of Oklahoma. Tulsa, Okla. 1970. P. 122.

Bürost J.F. Postdiagenetic clay-mineral environmental in the Guef Coast // Eocene Proc. Nat. Conf. Clays and Clay minerals. 6th Nat. Acad. Sci. Nat Res. London, 1959. P. 25–32.

Bürost J.F. Diagenesis of Gulf Coast clayey sediments and its possible relation to petroleum migration // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1969. Vol. 53, № 1, P. 16–48.

Ferran L.H. Evaluation of abnormally high and low pressured Morrow sands in northwestern Oklahoma using well logs and water sample data // M.S. Thesis Univ. of Tulsa. Tulsa, Okla. 1973, P. 110.

Fertl W.H. Abnormal formation pressure: Implication to Exploration, Drilling, and Production of Oil and Gas Resources // New York: Elsevier, 1976. P. 388.

Fisk H.N., McClelland B. Geology of continental shelf off Louisiana: its influence on offshore foundation design // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1959. Vol. 70, № 10, P. 1369–1394.

Ielling V.C. The origins of pressure in oil pools // *Sciences of Petroleum.* Oxford Univ. press. 1938. P. 42–96.

Magara K. Compaction and migration of fluid in Miocene mudstones, Nagaoka plain, Japan // *AAPG Bull.* 1968, Vol. 52, № 12, P. 2466–2501.

Muffler L.J., White D.E. Active metamorphism of Upper Cenozoic sediments in the Salton Sea geothermal field and the Salton Trough, southeastern California // *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1969, Vol. 80(1), P. 157–182.

Perry E.A., Hower J. Late-stage dehydration in deeply buried pelitic sediments // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1972, Vol. 55, № 10, P. 2013–2022.

Powers M.C. Adjustment of clays to chemical change and the concept of equivalence level // *Clays and Clay Minerals: Proc. 6th Nat. Conf.* 1957. Vol. 6. P. 309–326.

Powers M.C. Fluid–release mechanism in compacting marine mudrocks and their importance in oil exploration // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1967, Vol. 7, № 3. P. 10–45.

Rieke H.H., Chilingarian G.V. Compaction of argillaceous sediments // Amsterdam. Elsevier Sci. Publ. Co. 1974. Vol. 16, P. 421.

Rubey W.W., Hubbert M.K. Role of Fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. II. Overthrust belt in geosynclinal area of western Wyoming in light of fluid-pressure hypothesis // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1959. Vol. 70, № 2, P. 167–205.

Weller J.M. Compaction of sediments // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1959. Vol. 43, № 2, p. 62–88.

ПРИЛОЖЕНИЕ

а

б

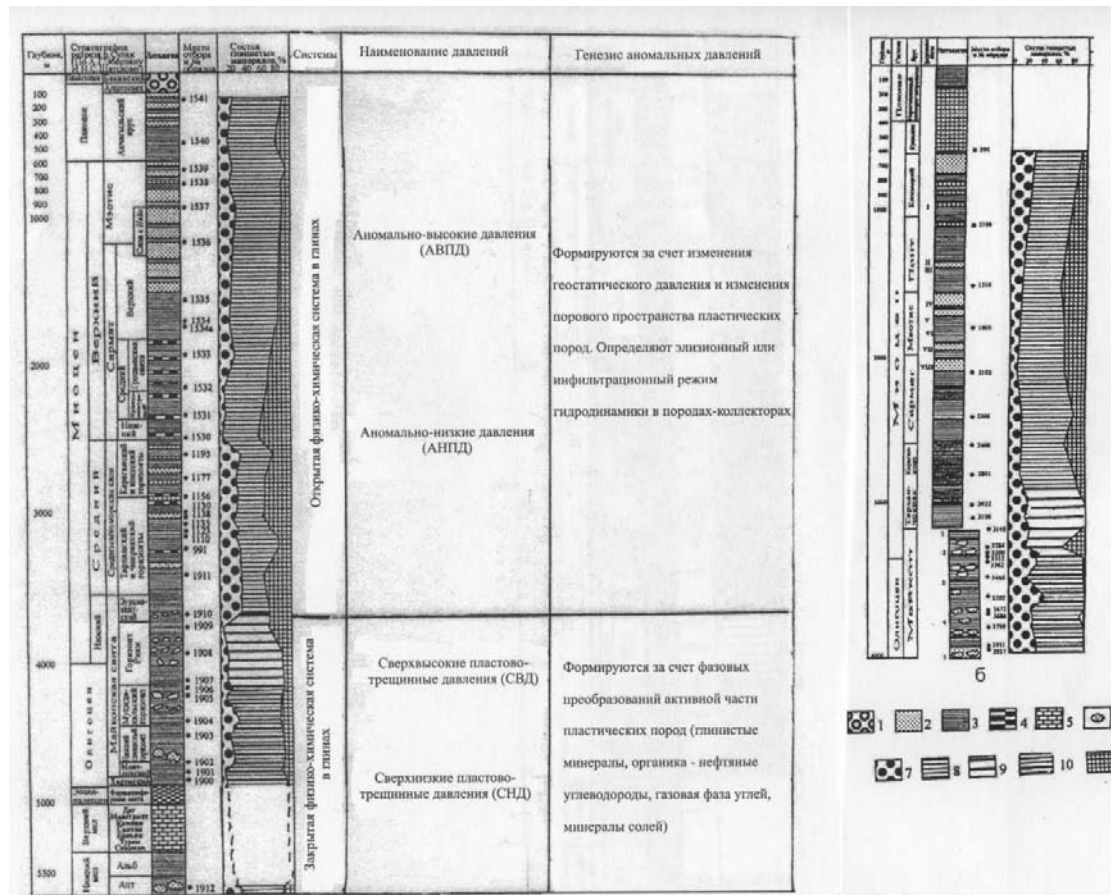


Рис. 1. Катагенетические преобразования глинистых пород, зональность гидродинамики и давлений в разрезах Предкавказья:

а – разрез р. Сулак (Чеченская республика); б – разрез сверхглубокой скважины Предкавказья (Краснодар). Литологический состав: 1 – конгломераты; 2 – песчаники; 3 – глины; 4 – мергели; 5 – известняки и доломиты; 6 – конкреции; состав глинистых минералов: 7 – хлорит и каолинит; 8 – гидрослюда модификации Md; 9 – смешаннослойные образования; 10 – гидрослюда $2M > 1M_1$; 11 – смектит

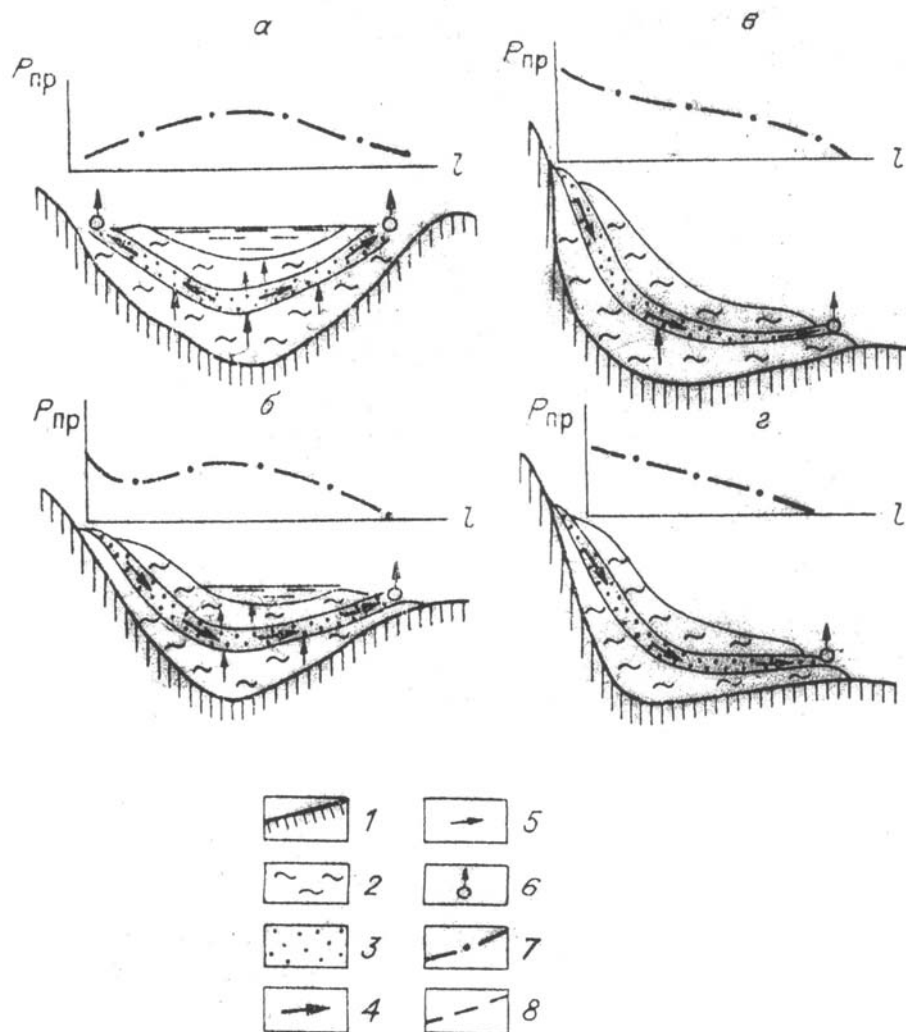


Рис. 2. Схема гидродинамического развития водонапорных систем (по В.В. Кудрякову с упрощениями):

а, б – элизионные системы; в, г – инфильтрационные системы;
 1 – фундамент (нижний водоупор); 2 – глинистые породы; 3 – песчаные породы;
 4 – направление потоков подземных вод; 5 – направление разгрузки; 6 – источники подземных вод; 7–8 – пьезометрические линии водоносных горизонтов (7 – линия нижнего водоносного горизонта)

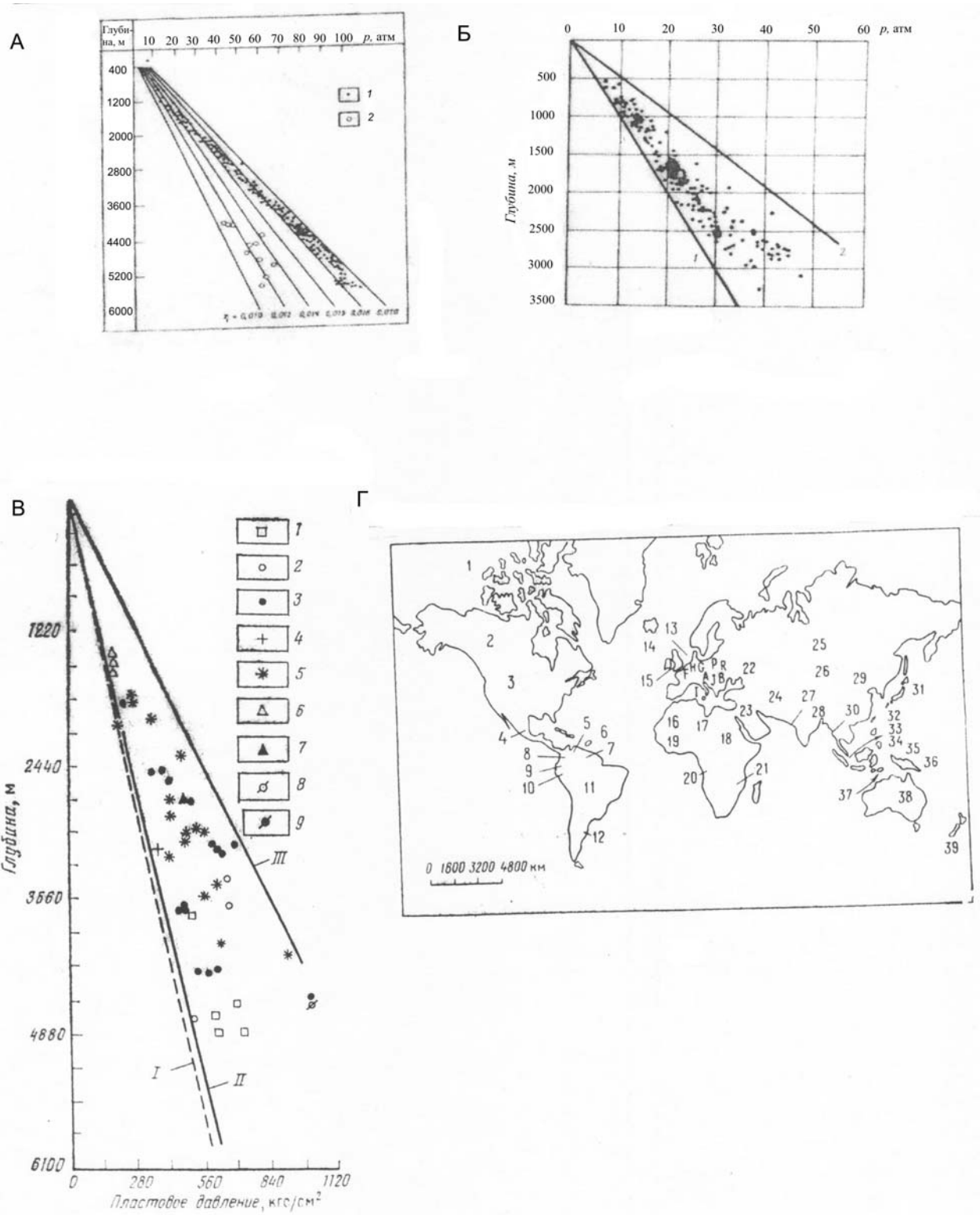


Рис. 3. Подпись под рис. 3 см на след стр.

Рис. 3. Закономерности поведения АВПД в пределах нефтегазоносных бассейнов Мира:

А – закономерности изменения поровых давлений в глинах (1) и песчаных коллекторах Бакинского архипелага (Азербайджан);

Б – изменения начальных пластовых давлений в месторождениях Западно-Туркменской впадины (В.В. Колодий, 1966):

1 – гидростатическое давление; 2 – геостатическое давление;

В – АВПД в нефтяных бассейнах Европы (Fertl, 1972):

1 – Австралия; 2 – Франция; 3 – ФРГ; 4 – Нидерланды; 5 – Венгрия; 6 – Италия; 7 – Норвегия; 8 – Польша; 9 – Великобритания;

I – гидростатический градиент, равный $0,102 \text{ кгс}/(\text{см}^2 \cdot \text{м})$; II – градиент пластового давления, равный $0,107 \text{ кгс}/(\text{см}^2 \cdot \text{м})$; III – градиент горного давления равный $0,231 \text{ кгс}/(\text{см}^2 \cdot \text{м})$;

Г – распространение АВПД в нефтегазоносных бассейнах Мира (Fertl, 1972):

1 – Арктические острова; 2 – Канада; 3 – США; 4 – Мексика; 5 – Венесуэла; 6 – Тринидад; 7 – Гайана; 8 – Колумбия; 9 – Эквадор; 10 – Перу; 11 – Бразилия; 12 – Аргентина; 13 – Северное море; 14 – Кельтское море; 15 – Марокко; 16 – Алжир; 17 – Египет; 18 – Красное море; 19 – Нигерия; 20 – Габон; 21 – Мозамбик; 22 – Ирак; 23 – Саудовская Аравия; 24 – Иран; 25 – СССР; 26 – Каспийское море; 27 – Пакистан; 28 – Индия; 29 – Бангладеш; 30 – Бирма; 31 – Япония; 32 – Тайвань; 33 – Филиппины; 34 – Южно-Китайское море; 35 – Новая Гвинея; 36 – Папуа; 37 – Тимор; 38 – Австралия; 39 – Новая Зеландия; А – Австрия; В – Болгария; F – Франция; G – ФРГ; H – Нидерланды; I – Италия; J – Югославия; P – Польша; R – Румыния

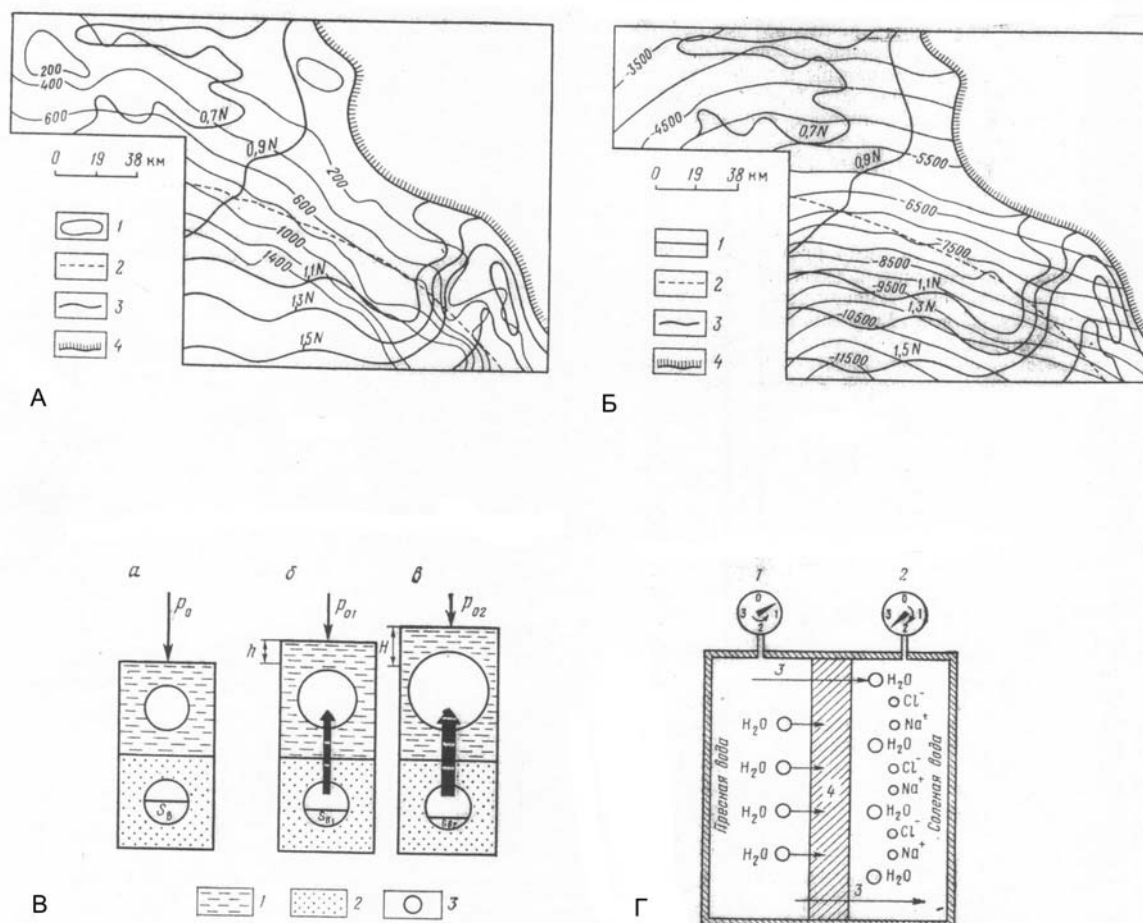


Рис. 4. А – карта изопакит свиты Морроу в северо-западной Оклахоме (США) и распределение в этой свите пластовых давлений (Breeze, 1970):

1 – изопакиты сечение через 200 футов (61 м); 2 – шарнирная линия; 3 – изобары; 4 – граница распространения свиты Морроу; N – гидростатическое давление;

Б – структурная карта свиты Морроу в северо-западной Оклахоме (США) и распределение в ней АВПД (по Breeze, 1970 с изменениями Fertl (1976):

1 – изогипсы, сечение через 500 фунтов (151,5 м); 2 – шарнирная линия; 3 – изобары; 4 – граница распространения свиты Морроу; N – гидростатическое давление;

В – модель, представляющая систему песков и глинистых сланцев, испытывающую уменьшение давления вышележащих слоев:

а – начальная стадия; расширение; б – стадия I, в – стадия II; 1 – глинистые сланцы; 2 – песок; 3 – поровое пространство; S_v – содержание воды в поровом пространстве, % ; $p_0 > p_{01} > p_{02}$; $S_{v1} > S_{v1} > S_{v2}$;

Г – схема осмотического потока пресной воды в направлении осолонения (Fertl, 1976):

1 – давление жидкости уменьшается; 2 – давление жидкости увеличивается; 3 – осмотический поток; 4 – мембрана из бентонитовой глины

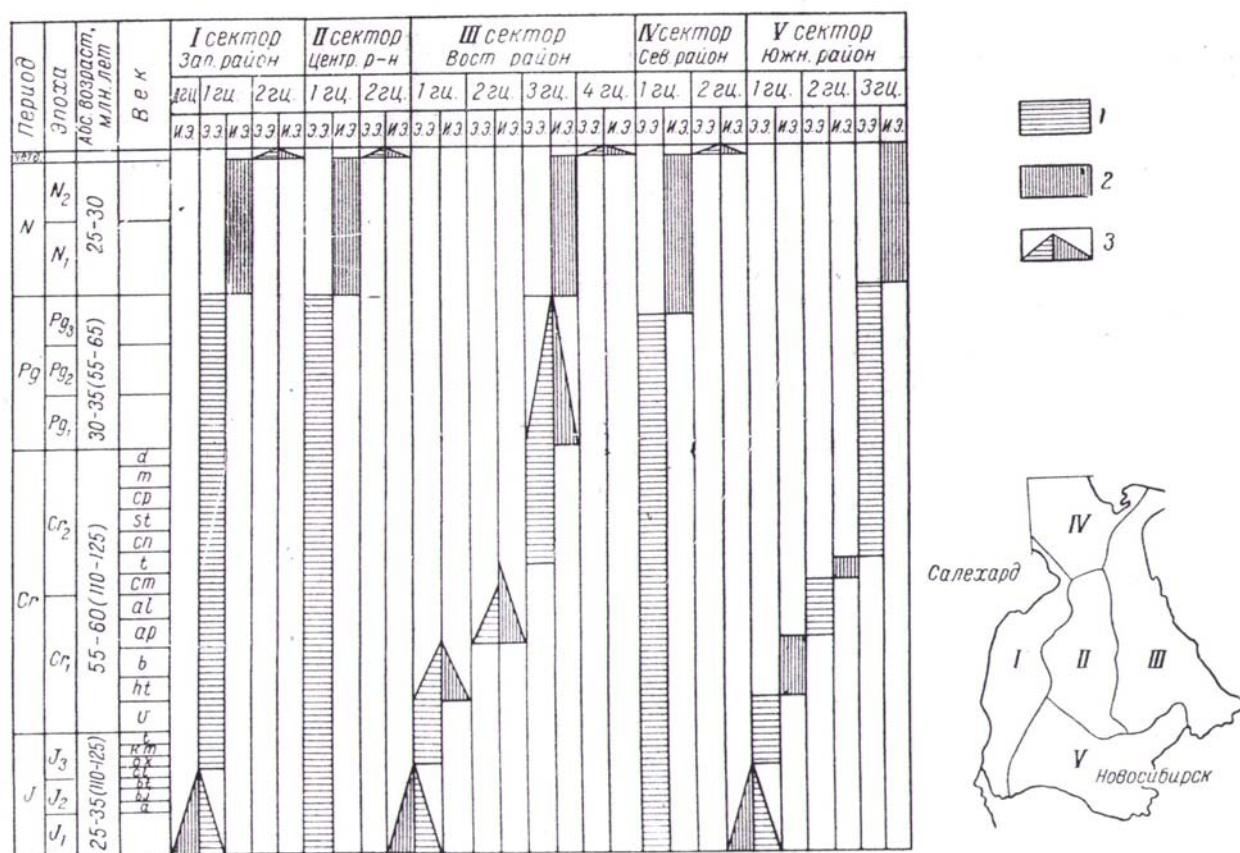


Рис. 5. Историко-географический график различных районов Западной Сибири (по С.Б. Вагину, А.А. Карцеву, И.В. Яворчуку, Т.И. Уваровой и др., 1969 г.):

1 – элизионный этап (э. э.); 2 – инфильтрационный этап (и. э.); 3 – сочетание на различных участках сектора элизионного и инфильтрационного этапов; *гц* – гидрогеологические циклы

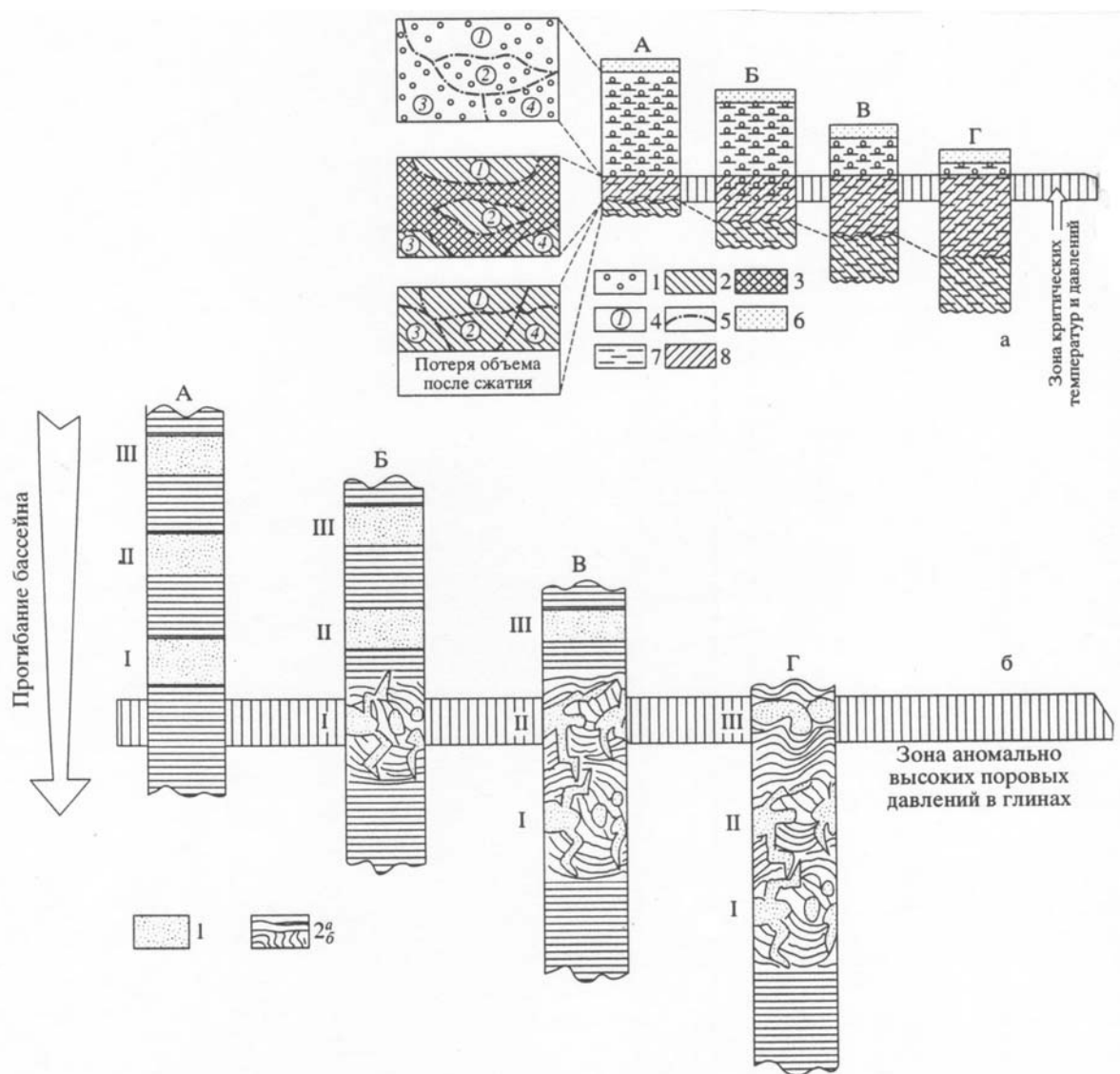


Рис. 6. Принципиальная схема формирования СВД и текстур песчаного диапиризма (Холодов и др., 1998):

а – модель формирования СВД и зоны разуплотнения в смектитовых глинах: 1 – смектитовая глина; 2- иллитовая глина; 3 – кристаллизационная вода в порах зоны разуплотнения; 4 – микроблоки глинистого материала; 5 – границы микроблоков; 6 – песчаник; 7 – глина; 8 – формирующиеся зоны разуплотнения и СВД;

б – схема образования текстур песчаного диапиризма (кластических даек и горизонтов с включениями): 1 – песчаники; 2 – глины (а – нормально залегающие, б – деформированные); I, II, III – пласты песчаников в глинах;

А, Б, В, Г – положение разреза по отношению к зоне гидрослюдизации, разуплотнения и СВД

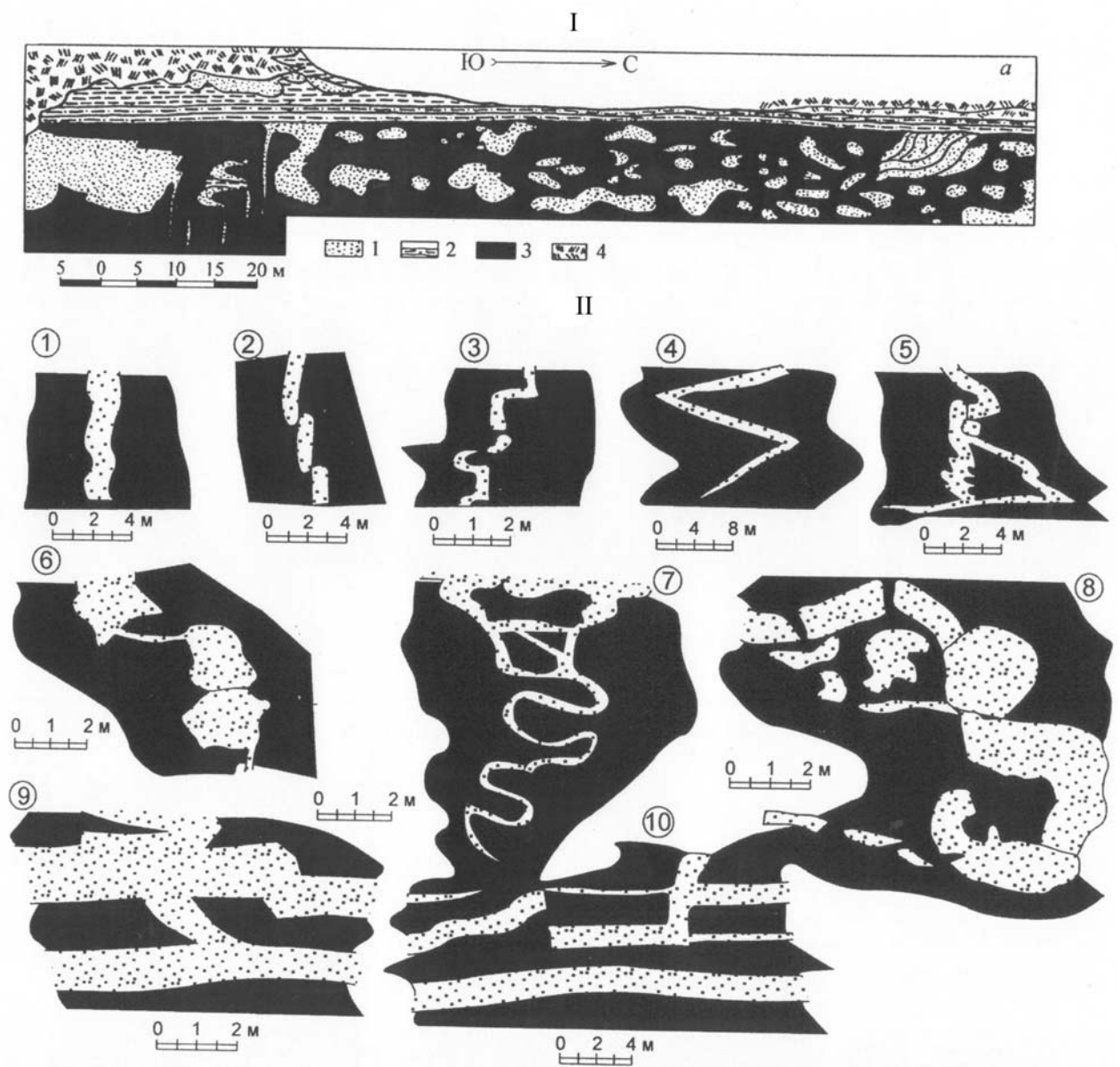


Рис. 7. Текстуры песчаных пливунов в глинистых толщах майкопа – среднего миоцена:

I – горизонт с включениями: 1 – песчаник; 2 – глина слоистая, алевролит; 3 – глина деформированная; 4 – почвенный покров;

II – морфологически различные типы песчаных даек: 1 – вертикальные; 2–3 – коленчатые; 4 – зетообразные; 5 – треугольные; 6 – глыбовые; 7 – змеевидные; 8 – переходы к горизонтам с включениями; 9, 10 – дайки-просечки