

В. В. Колодий

А. В. Кудельский

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

горных стран,
смежных прогибов
и впадин

*В. В. Колодий,
А. В. Кудельский*

ГИДРОГЕОЛОГИЯ горных стран, смежных прогибов и впадин

(в связи с нефтегазоносностью)

«НАУКОВА ДУМКА» КИЕВ — 1972



1457

В книге рассмотрены гидрогеологические условия горных стран и смежных с ними прогибов на примере юга СССР.

На основе изучения гидрогеологических условий водонапорных систем, приуроченных к разным геоструктурным элементам, изложены представления об их природе, соотношениях, о формировании подземных вод, их динамике и связи с нефтегазоносностью недр. Большое внимание уделено исследованию природы вод нефтегазовых месторождений, рассмотрены специфические конденсационные подземные воды и их роль в гидрогеологии нефтегазоносных регионов. Предлагаются гидрогеологические критерии нефтегазоносности горных стран.

Книга рассчитана на широкий круг гидрогеологов, геологов-нефтяников и научных работников в области нефтяной гидрогеологии.

Ответственный редактор

кандидат геолого-минералогических наук

Е. С. Гавриленко

Рецензенты:

кандидаты геолого-минералогических наук

Я. А. Пилип, В. М. Щепак

Редакция литературы о Земле и Космосе
Зав. редакцией В. Н. Завирухина

КИЕВСКИЙ ПОЛИГРАФИЧЕСКИЙ КОМБИНАТ

ВВЕДЕНИЕ

При изучении условий формирования и закономерностей распространения некоторых полезных ископаемых ученые все больше внимания уделяют гидрогеологическим аспектам. Особенно возросло значение гидрогеологической науки в решении теоретических проблем геологии нефти и природного газа. В то же время практика геологопоисковых работ на нефть и газ позволила вооружить гидрогеологию новым фактическим материалом о глубоких частях осадочной толщи. Главным образом этот материал послужил основой для дальнейшего развития теоретических представлений о гидрогеологических условиях недр. Вместе с тем качественно новые данные о гидрогеохимии глубоких недр крупных геологических структур, особенностях их гидродинамики, появившиеся за последние годы в связи со значительным увеличением глубины разведочных скважин, не укладывались в рамки привычных представлений о сравнительно неглубоко залегающих подземных водах. Оказалось, что на глубине в несколько тысяч метров встречаются почти пресные воды с некоторыми ингредиентами солевого состава в количестве, свидетельствующем о невозможности связывать происхождение этих аномальных вод с поверхностью Земли. Сверхвысокие напоры подземных вод, существование которых нельзя объяснить передачей гидростатического давления из так называемых областей питания, так как пришлось бы допустить наличие этих областей питания на столь высоких отметках, каких нет вблизи участков проявления указанных напоров; соленые воды и весьма крепкие рассолы в областях питания и вблизи них, а далее они сменяются менее минерализованными водами; падение уровня пьезометрических поверхностей водоносных комплексов в направлении к предполагавшимся областям питания и т. д. — эти факты, число которых растет, не могли не привлечь серьезного внимания многих исследователей, пытавшихся их истолковать, по возможности не вступая в противоречие с общепризнанными представлениями о существовании артезианских бассейнов, области питания которых гипсометрически непременно приподняты, а области разгрузки понижены. Если единичные факты такого рода еще можно было воспринимать как аномалии, зависящие от местных причин, то их массовое количество необходимо внимательно изучать без оглядки на привычные представления.

Наиболее удобными объектами являются регионы, где глубоко изучались как гипотетические области питания, так и непосредственно примыкающие к ним впадины (предполагавшиеся области стока и разгрузки подземных вод). Примером может быть Копетдаг с примыкающим к нему Предкопетдагским прогибом и восточной частью Южно-Каспийской впадины, которые рассматривали как типичный артезианский бассейн (Западно-Туркменский артезианский бассейн).

Благодаря детальным гидрогеологическим съемкам и изысканиям в Копетдаге, сопровождавшимся бурением и опробованием достаточно глубоких скважин, стало возможным всесторонне изучить этот район как возможную область питания глубоких горизонтов окружающих впадин и прогибов. Это позволяет осветить, на примере Западной Туркмении, гидрогеологические взаимоотношения горных стран и смежных с ними прогибов, что и является целью настоящей работы, которая написана на основании личных наблюдений авторов и материалов, опубликованных другими исследователями за последние 15 лет. Используются также некоторые материалы по другим нефтегазоносным регионам.

Авторы надеются, что настоящая работа вызовет обмен мнениями, несомненно полезный для выяснения многих вопросов гидрогеологии нефтегазоносных бассейнов.

ПРИРОДНЫЕ ВОДОНАПОРНЫЕ СИСТЕМЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

В последние годы в связи с успехами нефтепоисковой геологии, поисками и освоением рудных месторождений, залежей промышленных и минеральных вод, в развитии геохимии и региональной геологии стала весьма настоятельной необходимостью в изучении гидрогеологии, четком определении и строгой таксономической систематике гидрогеологических структур. С получением новых данных необходимо также уточнить некоторые, до этого времени общепринятые, представления о напорных водах и структурах, их вмещающих.

По определению А. М. Овчинникова (1955), напорными называются подземные воды, залегающие между водоупорными слоями в пределах довольно крупных геологических структур и имеющие напор. Будучи вскрыты буровыми скважинами (артезианскими колодцами), они поднимаются выше кровли водоносного пласта и при достаточной высоте напора изливаются на поверхность. Близкое к этому определение напорных вод дал В. А. Сулин (1948), указав, что для этих вод характерна приуроченность к синклиналям или мульдам.

Кроме напорных вод, насыщающих поры и трещины коллекторов пластового типа, заключенных между водоупорами, широко распространены напорные «жилые» воды в трещинах различного размера, секущих водоносные горизонты и водоупоры преимущественно в зонах крупных тектонических разрывов.

Пластовые напорные воды залегают в водоносных толщах различной мощности, литологического состава, тектонического строения, представляющих собою крупные резервуары подземных вод. Среди них различают водоносные комплексы, горизонты и пласты.

Водоносный комплекс — резервуар первого порядка. Это регионально выдержанная достаточно мощная серия водоносных горизонтов, ограниченная широко распространенными слабопроницаемыми разделами. Для водоносного комплекса характерна общность гидродинамических и гидрохимических условий.

Водоносный горизонт — резервуар второго порядка; он состоит из толщ проницаемых пород, подстилаемых и перекрытых слабопроницаемыми слоями и развитых обычно на сравнительно небольшой площади.

Вследствие фациальной изменчивости или выклинивания водоупоров в региональном масштабе различные водоносные горизонты в пределах комплекса гидравлически связаны.

Резервуаром третьего порядка является водоносный пласт, характеризующийся определенным литологическим составом. Водоносные пласты разобщаются слабопроницаемыми слоями только на небольших участках.

Природные резервуары группируются в геологические структуры, вмещающие напорные воды. Классическим примером такой структуры является Парижский бассейн (рис. 1). Вскрытые в его пре-

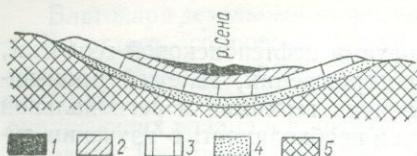


Рис. 1. Парижский артезианский бассейн (по Овчинникову).

1 — аллювий, 2 — эоцен, 3 — верхний мел, 4 — водоносный нижнемеловой песчаник, 5 — песчано-сланцевые отложения нижнего мела и юры.

областей питания, распространения (транзита, стока) и разгрузки напорных вод (рис. 2). В области питания, приподнятой, как правило, по отношению к области разгрузки, происходит инфильтрация (инфлуация) атмосферных и поверхностных вод, постоянное восполнение запасов напорных вод бассейна. Подземные воды здесь имеют свободную поверхность и, по существу, являются грунтовыми (грунтово-трещинными). В области, где водоносный горизонт (или несколько горизонтов) перекрыт водоупорными образованиями, подземные воды приобретают напор, определяемый расстоянием от кровли горизонта до отметки, на которой установился бы уровень вод

в случае вскрытия их скважиной. Напорная (пьезометрическая) поверхность подземных вод в пределах артезианских бассейнов обычно имеет уклон, зависящий от превышения области питания над областью разгрузки и расстояния между ними. В области разгрузки водоносные горизонты дренируются (разгружаются) посредством восходящих источников или перетока напорных вод в перекрывающие горизонты с меньшим напором, в частности, в горизонты грунтовых вод. Как следует из схемы строения артезианского бассейна, предполагается более или менее свободное продвижение подземных вод от области питания к области разгрузки. Инфильтрогенные воды встречают на своем пути первичные седиментогенные воды,

делах самоизливающиеся воды провинции Артуа (древнее латинское название — Артезия) широко известны под названием артезианских, а гидрогеологические структуры, их вмещающие, — артезианских бассейнов. Сущность представлений об артезианских бассейнах сводится к следующему.

Каждый артезианский бассейн характеризуется наличием областей питания, распространения (транзита, стока) и разгрузки напорных вод (рис. 2). В области питания, приподнятой, как правило, по отношению к области разгрузки, происходит инфильтрация

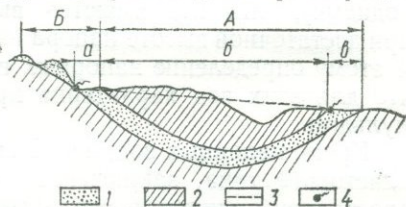


Рис. 2. Схема строения артезианского бассейна.

Области: А — распространения артезианских вод, а — питания артезианского бассейна и местной разгрузки грунтовых вод, б — напора, в — разгрузки артезианского бассейна; Б — распространения грунтовых вод, 1 — водоносный пласт, 2 — водоупорные отложения, 3 — уровень подземных вод, 4 — очаги разгрузки (источники).

постепенно их замещая и вытесняя. Таким образом, водоносные пласты промываются и первичные седиментогенные воды заменяются инфильтрационными.

В природе гидрогеологические структуры, укладываемые в приведенную идеализированную схему артезианского бассейна, встречаются чрезвычайно редко. В Парижском бассейне этой схеме соответствует в общих чертах только верхняя часть разреза, в основании которой залегают песчано-сланцевые отложения нижнего мела и юры. Основным объем естественно разгружающихся подземных вод более древних водоносных горизонтов и комплексов тяготеет территориально к тем же областям питания, а не к гипотетическим областям разгрузки на диаметрально противоположных окраинах бассейна. Нет здесь и свободного транзита подземных напорных вод с одной стороны бассейна к другой. С погружением водоносных пород под водоупорные скорость движения подземных вод резко уменьшается, что приводит к появлению вдоль линии контактов пород с различными фильтрационными свойствами источников пополнения (*gorplein*, по терминологии французских гидрогеологов). Это, например, источники Виттель — Контрексевиль на юго-восточном крае Парижского артезианского бассейна (Овчинников, 1963; Кудельский, 1964).

В зависимости от геологического строения территории рельефа поверхности соотношение областей питания, стока и разгрузки так называемого артезианского бассейна может быть самым различным, часто довольно сложным. Водоносные пласты всего артезианского бассейна равномерно промывались бы только тогда, когда область питания находилась бы на одной стороне бассейна, а область разгрузки — на противоположной, при достаточно простом тектоническом строении бассейна и хорошем качестве и выдержанности коллекторов.

В подавляющем большинстве случаев строение бассейнов, относимых к артезианским, весьма сложно: водоносные горизонты погружаются на очень большую глубину, до нескольких тысяч метров, причем погружение преимущественно не плавное, а ступенчатое — по множеству дизъюнктивных дислокаций, разбивающих водоносные комплексы на обособленные ступени и блоки. Обычна литологическая изменчивость пластов-коллекторов, их выклинивание и замещение непроницаемыми породами. Не всегда может быть установлена достоверно возможная область питания, если нет выходов водоносных комплексов на дневную поверхность. Еще более затруднительно выявить достоверные, достаточно мощные зоны разгрузки подземных вод.

Изучение крупных геологических структур, содержащих напорные воды и по традиции относимых к артезианским бассейнам, показало, что многие из них не имеют четко выраженных и обособленных друг от друга областей питания, транзита подземных вод и разгрузки. На окраинах бассейнов, в районах выхода водоносных горизонтов и комплексов на дневную поверхность, в так называемых

областях питания, бывает множество разнедебитных нисходящих и восходящих источников — очагов разгрузки. Некоторые из них располагаются по линиям контактов водоносных пород с водоупорными на моноклинальных структурах. Это свидетельствует, во-первых, о площадном совпадении областей инфильтрации и разгрузки (хотя бы частичной) водоносных горизонтов, во-вторых, об отсутствии необходимых условий для проникновения инфильтрационных вод в глубоко погруженные части водоносных горизонтов, т. е. их питания.

Весьма скромная роль пресных вод областей современной инфильтрации в питании глубоких напорных горизонтов и комплексов подчеркнута давно. Это вынуждает рассматривать участки выхода их на дневную поверхность не как области питания, а как области создания напоров (Овчинников, 1946, 1961; Балашов, 1960; Киссин, 1964, и др.).

Существуют водоносные бассейны, напорные горизонты и комплексы которых обнажаются по их окраинам на одинаковых гипсометрических отметках. Отсутствие разницы в гидростатических напорах по периметру подобных структур обуславливает наличие в их недрах условий, практически исключающих инфильтрационный водообмен, что не позволяет относить их к артезианским.

Отдельную группу составляют бассейны, в разрезе которых есть комплексы осадочных пород значительной мощности, не выходящие на дневную поверхность и находящиеся вне сферы влияния инфильтрационных вод, однако в них содержатся высоконапорные воды. Примерами могут быть подсолевой и межсолевой водоносные комплексы Припятской впадины, красноцветная толща Западно-Туркменской впадины.

Несмотря на сложные условия питания, стока и дренажа подземных вод в артезианских бассейнах, все они должны отличаться общностью условий создания напоров за счет гипсометрически приподнятых областей питания. Пластовое давление (напор) в любой точке водоносного горизонта определяется потенциальной энергией жидкости (подземных вод) в поле сил тяготения (гидростатическое давление):

$$P_{пл} = \frac{H \pm h}{10} \gamma_v, \quad (I,1)$$

или

$$P_{пл} = \frac{(h - H)}{10} \gamma_v \quad (I,1a)$$

(если водоносный горизонт на всем протяжении залегает ниже уровня моря).

Здесь $P_{пл}$ — пластовое давление, ат; H — абсолютная отметка области создания напоров, м; h — абсолютная отметка точки наблюдения, м; γ_v — объемный вес воды в пластовых условиях, г/см³ (среднее по пласту).

Максимальные приведенные напоры в артезианских бассейнах наблюдаются в гипсометрически наиболее приподнятых областях

создания напоров и снижаются к зонам и очагам разгрузки (см. рис. 2). Именно снижение напоров в водоносном горизонте предопределяет возможность продвижения в этом направлении подземных вод.

В гидрогеологической литературе под понятием гидростатического давления понимают давление столба жидкости, равного по высоте глубине залегания водоносного горизонта относительно поверхности земли. В дальнейшем это давление будем называть условным гидростатическим:

$$P_{у.г} = \frac{H}{10} \gamma_{в}, \quad (1,2)$$

где $P_{у.г}$ — условное гидростатическое давление, am ; H — глубина залегания водоносного горизонта относительно земной поверхности, m ; $\gamma_{в}$ — объемный вес воды в скважине, $г/см^3$.

В зависимости от соотношения объемного веса воды в скважине и области питания, абсолютных отметок области создания напора и устья скважины пластовое давление в ней, обусловленное гидростатическим напором, может быть больше условного гидростатического или равно ему. Например, превышение области создания напоров над устьем скважины в 1000 м при $\gamma_{в} = 1,00 г/см^3$ теоретически обеспечивает превышение пластового давления над условным гидростатическим на 100 am .

Таким образом, в артезианском бассейне могут существовать значительные пластовые давления, однако их наибольшие приведенные величины всегда должны снижаться по мере удаления от областей создания напоров. Как правило, такие области — это возвышенности, горные хребты и т. п. Очаги питания в области питания водоносного горизонта инфильтрагенными водами обычно располагаются в понижениях рельефа (долинах рек, оврагах и т. п.), вследствие чего их абсолютные отметки значительно ниже, чем у вершин и хребтов, что следует иметь в виду при определении возможности создания в пласте того или иного гидростатического напора.

До последнего времени гидростатический напор считали едва ли не единственной причиной, обуславливающей наличие в недрах напорных вод. Все предлагавшиеся схемы гидрогеологического районирования крупных территорий основывались на выделении водонапорных систем типа артезианских бассейнов, гидрогеологических массивов и т. п. (Гуревич, Зайцев, Толстихин, 1958; Каменский, Толстихина, Толстихин, 1959; Зайцев, Толстихин, 1960; Овчинников, 1960).

Установлено, что напор подземных вод в глубоко погруженных частях водоносных комплексов некоторых предгорных, межгорных и других бассейнов намного превышает возможный гидростатический. Это обстоятельство определенно указывает на существование в природе гидрогеологических структур с напорами, природа которых совершенно отлична от гидростатических, и заставляет критически подходить к оценке горных сооружений как областей

создания напоров для глубоких горизонтов смежных с ними прогибов и впадин. Весьма существенным для понимания природы гидрогеологических процессов, происходящих в глубоких недрах, стало установление закономерностей изменения напора подземных вод в пределах многих тектонических прогибов и впадин. Вопреки глубоко укоренившейся идее о повсеместном снижении напора подземных вод по мере удаления от горного обрамления, рассматривавшегося как область питания и создания напора, выяснилось, что напор подземных вод глубоких горизонтов сплошь и рядом не только не снижается в этом направлении, но возрастает, иногда весьма значительно. Наибольшие напоры (пьезомаксимумы) наблюдаются в наиболее прогнутых участках впадин и прогибов, иногда значительно удаленных от горных сооружений, а в непосредственной близости от последних отмечены пьезоминимумы — у очагов разгрузки подземных вод (Яковлев, 1963; Колодий, 1964, 1966; Семашев, 1970; Талипов, 1965; Барс и Висковский, 1965, и др.).

Эти и другие, здесь не рассмотренные, случаи несоответствия гидрогеологических условий бассейнов напорных вод общепринятым представлениям о природе артезианских бассейнов и напоре подземных вод в их пределах свидетельствуют о том, что содержание термина «артезианский бассейн» не соответствует уровню современной информации о крупных гидрогеологических структурах земной коры.

В 1960 г. А. М. Овчинников предложил обобщающее понятие *природная водонапорная система* * (Овчинников, 1960). Природные водонапорные системы он определяет как бассейны подземных вод различных типов и размеров, охватывающие в той или иной мере гидравлически связанные между собой водоносные горизонты и комплексы. Они отличаются характерным соотношением между областями современной инфильтрации, где создается напор (передающийся на всю систему), областями распространения напорных водоносных горизонтов и очагами разгрузки подземных вод (Барс, Борщевский, Брод, Овчинников, 1961). Овчинников (1961) выделяет шесть типов природных водонапорных систем.

Наиболее крупные бассейны он рассматривает как гидрогеологические структуры первого порядка (Западно-Сибирский, Тунгусский, Якутский и др.); в их пределах выделяются бассейны низших порядков. Несколько крупных водонапорных систем образуют гидрогеологический регион.

Г. Н. Каменский, М. М. Толстихина и Н. И. Толстихин (1959) в основу гидрогеологического районирования положили два крупных подразделения: 1) области платформ с мощным развитием осадочных пород и 2) складчатые области, сложенные интенсивно дислоцированными осадочными, изверженными и метаморфическими породами.

* Понятие о водонапорных системах нефтегазоносных пластов, которые могут рассматриваться как частный случай природных водоносных систем, ввели в литературу (1939) В. Н. Щелкачев и Г. Б. Пыхачев. (Прим. авт.)

Как видно из изложенного, в основу классификаций водонапорных систем Овчинникова и Каменского с соавторами положены геолого-географические и литологические (характер коллекторов) признаки; природа же и величина напора подземных вод связываются с гидростатическим давлением, создающимся в областях современной инфильтрации.

Классификация А. М. Овчинникова основана главным образом на морфологических признаках. Последним могут отвечать принципиально отличные по природе напоров водонапорные системы, существование которых впервые теоретически предсказал А. А. Карцев (1962), предложивший генетическую классификацию природных водонапорных систем в зависимости от природы возникновения напора (1963). Он различает элизионные и инфильтрационные природные водонапорные системы (рис. 3). В первых из них напор обусловлен вытеснением воды из уплотняющихся осадков и пород в коллекторы, во вторых создается вследствие инфильтрации атмосферных и поверхностных вод в коллекторы и гидростатической нагрузки этих вод. Поскольку гидродинамический режим элизионных водонапорных систем зависит от интенсивности осадконакопления и геостатических нагрузок, большую часть из них Карцев предлагает рассматривать как системы геостатические. Разновидностью элизионных систем он считает геодинамические водонапорные системы, т. е. системы, в пределах которых «в какой-то части случаев уплотнение пород и выдавливание из них вод могут быть результатом геодинамического давления, возникающего при тектонических напряжениях» (Карцев и др., 1969, стр. 29).



Рис. 3. Схема генетической классификации природных водонапорных систем (по Карцеву).

Процессы уплотнения пород, главным образом глинистых, изучались еще в конце XIX ст. (King, 1899) в связи с проблемой формирования нефтяных залежей. Предполагалось, что при уплотнении осадков отжимаемые воды перемещаются снизу вверх и от центра к краям седиментационного бассейна (King, 1899; Губкин, 1912).

Увеличение плотности и снижение пористости глин с глубиной отмечали Хедберг (Hedberg, 1926), Эйзи (Athy, 1930), Скемптон (Scempton, 1944), Эмери и Риттенберг (Emery, Rittenberg, 1952), Вассоевич (1955, 1960), Уэллер (1961), Мухин (1960, 1962) и др. Масштабы и продолжительность обезвоживания глин при уплотнении, по данным разных авторов, различны.

Хедберг полагает, что обезвоживание глин заканчивается на глубине около 2000 м. Согласно Эйзи, уплотнение глинистой породы на глубине около 2500 м составляет только три четверти возможного. Вассоевич и Ломтадзе (1959) подчеркивают большую роль воды, отжатой из глинистых толщ, при формировании пластовых вод

глубоких депрессий. Линецкий (1965), исходя из кривых уплотнения, приведенных в работах Вассоевича, Полака, Скемптона, Хедберга, Уэллера и др., считает, что отжимание воды из глин возможно до глубины 1500—2000 м, а ниже их пористость составляет 4—11% и они содержат только прочно связанную воду. Однако, по данным упомянутых авторов, пористость глин на этих глубинах значительно выше (13—23%), на что обратил внимание Карцев (Карцев и др., 1969).

Некоторые исследователи ограничивали гидрогеологическую роль процессов уплотнения только ранними стадиями формирования породы (Rich, 1926), полагая, что после ее сформирования главная роль переходит к инфильтрационным водам. Чени (Cheney, 1940) и Уикс (Weeks, 1952), наоборот, придавали геостатическому давлению и уплотнению пород большое значение на всех стадиях развития осадочных толщ.

Ходьков и Валуконис (1968) исследовали механизм возникновения и изменения напоров в осадочных комплексах. Формирование режима давлений связано с возникновением двух видов давления — первичного и вторичного. Первичным эти авторы считают давление поровой жидкости на стадии накопления и уплотнения идеальной горизонтальной системы слоистых осадков. Они рассматривают два граничных случая.

Первый — породы с преобладанием структурных связей между твердыми частицами. Уплотнение, до тех пор пока связи не нарушены, невелико. Явления ползучести твердой части пород и миграции жидкости в ее порах существенной роли не играют, вследствие чего деформации нарастают достаточно быстро. Всю нагрузку воспринимает скелет породы, избыточное поровое давление равно нулю, давление жидкости в любой точке равно гидростатическому, что характерно для сцементированных пород с высокой пористостью.

Второй случай — глинистые породы. Если проницаемость пород невелика, а вязкие деформации нарастают достаточно быстро, то уплотнение сопровождается значительным повышением избыточных давлений в заполняющей поры жидкости и быстро достигает геостатического. При медленном нарастании вязких деформаций твердой части породы уплотнение происходит без повышения давления, поскольку нагрузки от собственного веса полностью воспринимает твердая часть. Следовательно, первичное давление в жидкости уплотняющегося осадка может находиться в пределах от гидростатического до геостатического. Любое промежуточное давление в жидкости обуславливается разложением общего веса уплотняющейся системы на две составляющие, из которых одна воспринимается твердой фазой, а другая — жидкостью.

Без учета притока и оттока жидкости изменение объема породы должно быть равно суммарному изменению объемов твердых частиц и жидкости. Далее Ходьков и Валуконис выводят уравнение, показывающее, какая часть общего веса системы воспринимается

жидкостью в случае уплотнения только вследствие сжимаемости породы (упругий режим):

$$P = \frac{q}{1 + \frac{1}{a} \left(\frac{1}{K_{\tau}} + \frac{\varepsilon_0}{K_{\text{ж}}} \right)}, \quad (1,3)$$

где P — пластовое давление в жидкости; q — общий вес системы; a — коэффициент уплотнения породы; K_{τ} — модуль объемной сжимаемости твердых частиц породы; $K_{\text{ж}}$ — модуль объемной сжимаемости жидкости; ε_0 — коэффициент начальной пористости породы.

Если принять, что для плотных пород $\varepsilon_0 = 0,25$, $a = 0,001 \text{ см}^2/\text{кг}$, $K_{\tau} = 10^5 \text{ кг/см}^2$, $K_{\text{ж}} = 10^4 \text{ кг/см}^2$, то $P = 0,96 q$.

Для более рыхлых пород ($\varepsilon_0 = 1$, $a = 0,01 \text{ см}^2/\text{кг}$) $P = 0,98 q$. Таким образом, по Ходькову и Валукоису, поровое давление даже при малых a и ε_0 близко к геостатическому.

Согласно выражению (1,3), поровое давление зависит в данном случае только от нагрузки q и начальных характеристик породы и неизменно во времени. Для полной оценки формирования давлений в жидкости в процессе уплотнения осадочной толщи надо принимать во внимание вязкую деформацию твердых частиц и вытеснение жидкости из пор. Поскольку в природе идеально закрытых систем нет и всегда в той или иной степени происходит отток жидкости, поровое давление в осадочной толще, как правило, ниже расчетного.

Вторичное давление возникает при нарушениях горизонтальности системы слоев или при установлении гидравлической связи разных слоев по разрывам и трещинам.

Если трещина-коллектор проникает в осадочную толщу сверху вниз и сообщается с земной поверхностью, то жидкость из пород будет поступать в коллектор и разгружаться на поверхность. По мере оттока жидкости градиент давления снижается. Если трещина соединяет горизонт, расположенный гипсометрически ниже, с горизонтом с меньшим давлением, перекрытым сверху водупором, жидкость из коллектора проникает в породу, т. е. коллектор будет питающим. Градиент давления в зоне, примыкающей к коллектору, возрастает.

В природе одни и те же трещины или круто залегающие пласты коллекторов выполняют двойную роль: в верхней части коллектор является питающим, а в нижней — дренирующим (рис. 4).

Рассмотренные теоретические представления необходимо было проверить на конкретном фактическом материале, без чего они оставались только предположениями, более или менее обоснованными. Материалы, подтверждающие главенствующую роль

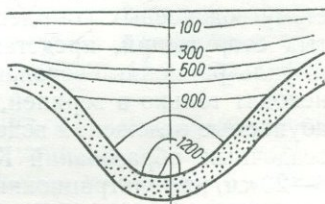


Рис. 4. Распределение порового давления в синклинальной системе (по Ходькову).

геостатического фактора в формировании современных гидрогеологических условий водонапорных бассейнов, получены только недавно в связи с развитием глубокого бурения на нефть и газ (Киссин, 1964, 1967; Колодий, 1964, 1966, 1970; Каграманов, 1968; Тердовидов, 1967; Терещенко, 1970; Застежко, 1969; Султанходжаев, 1966; Семашев, 1970; Яковлев, 1963, и др.).

Касаясь распространения водонапорных систем, Карцев отмечает, что элизионные системы располагаются на прогибающихся участках земной коры, преимущественно занятых морями, а инфильтрационные — на участках, занятых сушей (причем это разделение справедливо только в общих чертах).

Действительно, в природе неизвестны крупные инфильтрационные, другими словами, артезианские, водонапорные системы, в пределах которых активным водообменом (промыыванием инфильтрогенными водами) охвачены все или большинство составляющих систему водоносных комплексов. Даже на территории горноскладчатых сооружений, представляющих собой, казалось бы, типичные инфильтрационные водонапорные системы, активный водообмен происходит только в верхней, головной, части погружающихся под водоупорные отложения водоносных горизонтов. Например, в разрезе осадочных образований Копетдага, мощность которых составляет 6—20 км, инфильтрационным водообменом охвачена только верхняя часть разреза — до 1500—2500 м в Центральном и 0—500 м в Западном и Восточном Копетдаге (Кудельский и др., 1969). Столь же незначительная мощность зоны активного водообмена по отношению ко всей мощности осадочного чехла, сохранившего высокометаморфизованные воды, в пределах Кавказа, Кавказ, Кавказ, Урала и других горноскладчатых сооружений. Это обстоятельство свидетельствует о том, что динамика подземных вод, распределение областей питания (инфильтрации), транзита и разгрузки на территории горных стран отличается особенностями, не свойственными типично артезианским (инфильтрационным) водонапорным системам.

Недавними исследованиями установлено, что элизионные (седиментационные, по терминологии некоторых исследователей) водонапорные системы — это один из важнейших типов водонапорных систем земной коры (Карцев, 1963; Карцев и др., 1969; Колодий, 1964, и др.). Гидродинамический режим этих систем обусловлен вытеснением поровых вод из уплотняющихся под действием геостатических нагрузок глинистых, глинисто-алевритовых и мергельных пород в коллекторы, сложенные породами с более устойчивой скелетной структурой — песчаниками, трещиноватыми известняками, доломитами и пр. Кроме того, на величину и характер распределения напоров подземных вод отдельных комплексов и горизонтов в пределах элизионных водонапорных систем значительно влияют сжатие скелета пласта-коллектора, постоянные или эпизодические гидродинамические связи с более глубокими горизонтами земной коры, осуществляющиеся, как правило, по зонам разрывных нарушений, эруптивным каналам грязевых вулканов и т. д., раз-

личные термические и физико-химические процессы в системе порода — органическое вещество — вода — газ. Важное значение в формировании напора подземных вод имеет давление, развивающееся в процессе тектонических и неотектонических движений (Щелкачев, 1948).

В очень интересной и своеобразной работе Б. А. Тхостова (1966) вместо понятия водонапорная предлагается понятие *геогидродинамическая система*, определяемое как «сочетание пористой проницаемой (трещиноватой) породы (коллектора), разные части которой могут гидродинамически сообщаться друг с другом, и насыщающих жидкостей и газов, находящихся в непрерывном движении. Источником же энергии движения воды, нефти и газа в гидродинамических системах может служить не только напор воды, соответствующий весу ее, но и силы упругого сжатия и расширения горных пород и самих жидкостей и газов, радиоактивные процессы, происходящие в земной коре, области питания и ядре Земли, а также другие физико-химические реакции, сопровождающиеся изменением объемов и соответствующим выделением энергии» (Тхостов, 1966, стр. 37).

Таким образом, в основу определения геогидродинамической системы Тхостов положил коллекторские свойства пород, а также природу напоров подземных вод, не принимая во внимание характера геологических структур, вмещающих сами гидродинамические системы. Под геогидродинамической системой автор наряду с системами пластов понимает отдельные пласты или даже их части при условии, что они отличаются друг от друга напором связанных с ними подземных вод. Со столь узкой трактовкой понятия водонапорной (геогидродинамической, по Тхостову) системы вряд ли можно согласиться.

В гидрогеологической литературе понятия водонапорный бассейн и водонапорная система очень часто отождествляются. Артезианский бассейн иногда называют артезианской водонапорной системой.

А. М. Овчинников под водонапорными системами понимал, как указывалось выше, бассейны подземных вод, находящиеся в самых разнообразных геологических условиях (1961), и полагал, что для различных бассейнов удобен обобщающий термин водонапорная система, включающая области современного питания, напора, стока и разгрузки. Вследствие недостаточно строгого применения терминов артезианский бассейн, водонапорная система, водоносный бассейн и т. п. создавалась путаница. Одни исследователи полагают, что к артезианскому бассейну относятся и так называемые внешние области питания, располагающиеся в горноскладчатых областях, и проводят границы артезианских бассейнов по водоразделам подземных и поверхностных вод «в пределах горноскладчатого обрамления области тектонического прогибания»... (Барс, Борщевский, Брод, Овчинников, 1961, стр. 29). Другие относят внешние области питания и создания напора к горноскладчатым водонапорным

системам, проводя границы артезианского бассейна по окраинам тектонических впадин, где располагаются так называемые зоны перелива подземных вод.

В последнее время новую классификацию водонапорных систем и бассейнов предложил Г. П. Якобсон (1969), различающий четыре типа водоносных систем: 1) нефтегазоносные водонапорные системы платформ, 2) нефтегазоносные водонапорные системы горноскладчатых областей, 3) нефтегазоносные водонапорные системы геосинклинальных областей, 4) совокупность нефтегазоносных водонапорных систем платформ и горноскладчатых областей, в некоторых случаях — геосинклинальных областей, — системы высшего типа.

Нефтегазоносная водонапорная система высшего типа рассматривается (Якобсон, 1970, стр. 5) как совокупность смежных систем с единым ограничивающим *внешним контуром (зоной) создания напора, приуроченным к окаймляющим эту систему крупным складчатым регионам* (курсив наш. — В. К., А. К.).

Водонапорный бассейн, по Якобсону, это «гидродинамически обособленная энергетическими разделами... основных флюидоносных комплексов часть нефтегазоносной водонапорной системы высшего типа» (Якобсон, 1969, стр. 7).

Как и в других классификациях, в классификации природных водонапорных систем Якобсона не учтена природа энергетического потенциала системы, хотя автор констатирует, что нефтегазоносная водонапорная система формируется в процессе седиментационных (элизионных) и инфильтрационных этапов развития. Более того, основная роль в возникновении энергетического потенциала отводится исключительно внешним зонам создания напора.

В основу классификации природных водонапорных систем, по нашему мнению, наиболее рационально положить генетический принцип (Карцев, 1963, 1969; Колодий, 1969). Однако при генетической классификации природных водонапорных систем необходима достаточная информация о гидродинамических условиях водоносных комплексов. Поэтому на начальном этапе исследований обоснованное выделение водонапорных систем разных генетических типов невозможно. Но исходя из геолого-структурных особенностей регионов по морфологическим признакам, задолго до постановки детальных гидрогеологических исследований можно различать водонапорные бассейны, в состав которых входят водонапорные системы различных типов.

Согласно такой классификации, основным элементом гидрогеологического районирования является водонапорный бассейн. Водонапорные системы как единицы низшего порядка в пределах водонапорного бассейна выделяют при детальном изучении гидрогеологических условий в его недрах, что имеет большое значение при оценке перспектив нефтегазоносности недр, ресурсов промышленных вод и проектировании разработки этих полезных ископаемых.

Под **водонапорным бассейном** мы понимаем совокупность водоносных пластов и разделяющих их водоупоров, трещиноватых зон с

заклученными в них водами, контролируемую крупной геологической структурой (класса региональных, надпорядковых или структур первого порядка) и характеризующуюся наличием напорных подземных вод *.

Водонапорная система — это совокупность водоносных пластов, водоупоров и трещиноватых зон с заключенными в них водами, обеспечивающая существование в ее недрах напоров подземных вод, характеризующихся общностью механизма их возникновения. По этому признаку все ныне известные природные водонапорные системы можно поделить на инфильтрационные и элизионные (Карцев, 1963). В инфильтрационных водонапорных системах напор подземных вод возникает вследствие гидростатической нагрузки, образуемой инфильтрационными водами, проникающими в пласты-коллекторы. А. А. Карцев (Карцев и др., 1969) предлагает оставить за такими системами традиционное название артезианский бассейн (артезианская водонапорная система). По нашему мнению, во избежание путаницы укоренившегося в литературе понятия артезианский бассейн следует избегать до тех пор, пока ему не будет дано строгое определение.

В элизионных водонапорных системах напор создается не только в результате выжимания связанных вод из уплотняющихся осадков и пород в коллекторы, но и вследствие уплотнения самих коллекторов, геотектонических (неотектонических) напряжений и связанной с ними упругой деформации пород.

Значительную, а иногда и первостепенную, роль в создании напоров в элизионных системах (особенно расположенных в основании осадочной толщи глубоких впадин и прогибов) играют физико-химические процессы в системе горные породы — флюиды, в том числе протекающие с участием органических веществ, а также процессы, проходящие в мантии.

Таким образом, элизионный характер природной водонапорной системы, в нашем понимании, обусловлен многообразными процессами, протекающими внутри системы, и не исчерпывается только компрессией глинистых толщ.

Водонапорные бассейны можно разделить на пять типов:

Тип	Пример
Платформ и внутриплатформенных впадин (синеклиз, авлакогенов и т. п.)	Московская синеклиза, Днепровско-Донецкая впадина (авлакоген)
Краевых и предгорных прогибов	Предкопетдагский и Предкарпатский прогибы
Межгорных впадин	Южно-Каспийская, Ферганская и Афганско-Таджикская впадины
Горноскладчатых областей	Бассейны Карпатской и Кавказской горноскладчатых областей
Кристаллических массивов	Бассейны Украинского и Балтийского щитов

* В верхних частях разреза каждого водонапорного бассейна содержится горизонт безнапорных вод.

Известные затруднения вызывает установление границ водонапорных бассейнов, поскольку водоносные комплексы, особенно в верхних частях осадочной толщи, переходят из одного бассейна в другой. Однако по глубоко залегающим водоносным комплексам, наиболее перспективным в отношении нефтегазоносности и обычно выклинивающимся на склонах поднятий фундамента, разделяющих

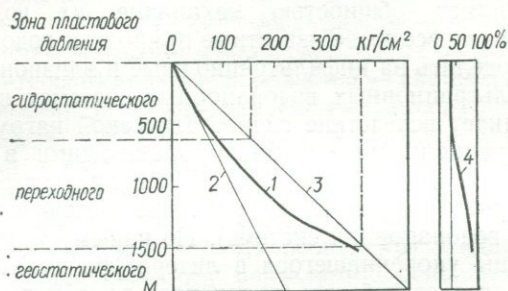


Рис. 5. Сближение пластового и геостатического давления на площади Шина-Зурх, Ирак (по Сооке, 1955; Мухину, 1965).

Давление: 1 — пластовое, 2 — гидростатическое, 3 — геостатическое, 4 — пластовое, % геостатического.

впадины, эти границы отмечаются достаточно четко. В пределах водонапорного бассейна могут существовать одна или несколько водонапорных систем, часто различных генетических типов.

Многие исследователи различают в подземной гидросфере (сверху вниз) три гидродинамические зоны (рис. 5): 1) верхнюю — гидростатических, 2) среднюю — переходных и 3) нижнюю — геостатических пластовых давлений (Мухин, 1965).

Зональность разреза водонапорных бассейнов со значительной мощностью осадочных отложений обусловлена наличием разнотипных водонапорных систем, однако их положение в разрезе и на территории более сложно и, кроме гипсометрии, зависит от многих факторов.

Хотя названные зоны и водонапорные системы взаимосвязаны, отождествлять их нельзя, поскольку первые выделяют только по относительной величине пластового давления в недрах, а вторые — по причинам, их порождающим. Инфильтрационные водонапорные системы, пластовое давление в которых обычно близко к условному гидростатическому, в благоприятных условиях могут обладать напором, значительно его превосходящим. В то же время в элизионных водонапорных системах не обязательно бывает высокий напор, приближающийся к геостатическому.

Верхние водоносные комплексы водонапорных бассейнов с достаточно мощной осадочной толщей, как правило, принадлежат инфильтрационным природным системам, а нижние — элизионным,

однако иногда распределение водонапорных систем в разрезе и плане может быть более сложным (Колодий, 1969).

Положение водонапорных систем зависит от многих факторов: 1) геоструктурных особенностей водонапорного бассейна, 2) мощности осадочной толщи, содержащей водоносный комплекс, 3) возраста водоносных комплексов, 4) литологических и физических особенностей водоносных пластов и водоупоров, 5) соотношения водоносных пластов и водоупоров, 6) коллекторских свойств водоносных пластов, 7) степени и характера обнаженности водоносных комплексов, 8) неотектонической активности водонапорного бассейна, 9) гидрохимической характеристики водоносных комплексов, 10) геотермического режима водонапорного бассейна, 11) геоморфологического строения водонапорного бассейна, 12) климатических и 13) палеогидрогеологических условий.

Эволюция водонапорных систем в процессе палеогидрогеологического развития бассейна приводит к переходу водонапорной системы из одного типа в другой. В седиментационных бассейнах первичны элизионные водонапорные системы, формирующиеся в процессе седиментационного этапа первого гидрогеологического цикла (Карцев и Вагин, 1962). Воды, отжимаемые из уплотняющихся глин в пласты-коллекторы, вытесняют сингенетичные седиментогенные воды песчаных пластов. Вследствие малой сжимаемости воды избыточное ее количество удаляется из коллектора в зонах разгрузки, обычно находящихся на бортах тектонических впадин (зоны разломов, выклиниваний). Темп вытеснения вод из коллекторов определяется размерами резервуара, перепадом пластовых давлений между зонами максимального компенсированного прогибания и разгрузки, интенсивностью уплотнения осадочных толщ, проницаемостью коллекторов, степенью их неоднородности, характером гидравлической связи между областями максимального напора и разгрузки, химическим составом и газонасыщенностью подземных вод, условиями разгрузки. Значительный перепад напоров в выдержанных по площади и разрезу пластах-коллекторах с хорошими фильтрационными характеристиками и свободной связью с земной поверхностью способствует сравнительно быстрому замещению конседиментогенных * вод седиментогенными.

От интенсивности оттока подземных вод зависит и величина их напора. Если разгрузка затруднена, в пласте-коллекторе накапливается некоторое количество избыточной воды ΔQ , повышающее запас его упругой энергии. При этом в элементе пласта v возникает избыточное давление Δp .

Согласно Щелкачеву (1959),

$$\Delta p = \frac{\Delta Q}{\beta^* v}, \quad (I,4)$$

* Под конседиментогенными мы понимаем седиментогенные воды *in situ*.

где β^* — коэффициент упругости. При этом дополнительный напор

$$\Delta h = \frac{\Delta Q}{\beta^* \gamma_B} \quad (1,5)$$

Здесь γ_B — объемный вес воды, $г/см^3$.
Полный напор

$$H' = \frac{H \gamma_B}{10} + \Delta h. \quad (1,6)$$

Дополнительный напор обеспечивает наблюдающееся в элизионных системах превышение пластового давления над гидростатическим. По данным Ходькова и Валуко́ниса (1968), в замкнуто-упругом флюидоносном резервуаре площадью $5 км^2$ вследствие весьма малых коэффициентов объемной упругости нефти, воды и

горных пород с уменьшением объема порового пространства на $0,1\%$ пластовое давление увеличивается на $500 ат$. Аналогичный эффект вызывает внедрение в резервуар соответствующего количества малосжимаемой жидкости. В этих случаях пластовое давление приближается к геостатическому.

Такое пластовое давление названо (Аникиев, 1964; Тхостов, 1966, и др.) аномально высоким пластовым давлением (АВПД). Следует заметить, что высокое давление в молодых элизионных водонапорных системах — явление обычное. Совершенно прав И. Г. Киссин, отмечая, что «условия гидродинамических аномалий (АВПД.— В. К., А. К.) являются естественным состоянием седиментационной водонапорной системы» (Киссин, 1967, стр. 116).

Изоляция природных резервуаров не может быть абсолютной. В случае даже весьма затрудненного оттока флюидов пластовое давление постепенно снижается, поэтому очень важно определить время существования в «запечатанном» резервуаре высоких пластовых давлений.

По расчетам В. Ф. Линецкого, в изолированном пласте давление снижается до гидростатического за несколько миллионов или даже сотен тысяч лет (Линецкий, 1965). При этом он принимает коэффициент фильтрации глинистых пород-водоупоров равным $10^{11} см/сек$ ($10^{-7} см/сутки$), который замерен при всестороннем сжатии образца $6 кг/см^2$ (Покровский, 1939) для расчета времени снижения пластового давления в залежи, залегающей на глубине $2000 м$, где породы подвергаются сжатию в $290 кг/см^2$, хотя известно, что с увеличением степени сжатия глинистых пород в три-четыре раза их проницаемость снижается на один-два порядка (рис. 6).

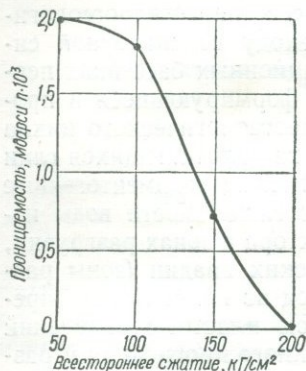


Рис. 6. Зависимость проницаемости глин от величины всестороннего сжатия (по данным Калинко, 1964).

Отсюда следует, что в действительности время снижения высокого давления на 50% в «запечатанной» ловушке составит не $1910 \cdot 10^3$, а $1910 \cdot 10^4 - 1910 \cdot 10^5$ лет, на что уже указывалось ранее (Калинко, 1964). На этом же основании спорно положение о том, что глубина погружения не влияет на длительность процесса снижения избыточного давления в ловушке (Линецкий, 1965), поскольку с глубиной увеличивается степень сжатия пород и снижается их проницаемость.

Сказанное подтверждается преимущественной приуроченностью зон высоких пластовых давлений к глубоким депрессионным участкам осадочной толщи.

Кроме того, В. Ф. Линецкий не принимает во внимание возможность поддержания высоких давлений вследствие влияния уже упомянутых факторов, воздействующих на водонапорную систему длительное время.

После отступления моря и воздымания краевой части элизионной водонапорной системы в ней еще определенное время господствует элизионный режим. Частичная денудация водоносных комплексов способствует прежде всего разгрузке седиментогенных вод и дальнейшему уплотнению неконсолидированных толщ. Об этом свидетельствуют материалы изучения всех современных элизионных водонапорных систем, расположенных частично или полностью на суше (Колодий, 1964; Яковлев, 1963; Семашев, 1970, и др.).

По истечении достаточно долгого времени процессы, ведущие к восполнению потерь пластовой энергии, ослабевают, напор подземных вод в приподнятой части напорной системы снижается, и возникает возможность внедрения в систему инфильтрационных вод через гипсометрически приподнятые выходы водоносного комплекса на поверхность. Начало инфильтрации соответствует времени, когда

$$P_{\text{пл}} < \frac{H + \Delta h}{10} \gamma_v, \quad (I,7)$$

$P_{\text{пл}}$ — пластовое давление в водонапорной системе, кг/см^2 ; Δh — абсолютная отметка области питания, м; H — абсолютная отметка элемента водоносного пласта с давлением $P_{\text{пл}}$, м; γ_v — средний объемный вес воды в пласте, г/см^3 .

Необходимое для начала инфильтрации снижение пластового давления обычно происходит в бортовых частях прогибов и впадин, а в наиболее опущенных участках достаточного снижения напора подземных вод не наблюдается. Единая элизионная природная водонапорная система распадается на две — инфильтрационную и элизионную, охватывающие разные части одного водоносного комплекса (рис. 7). Описанные условия существуют в Ферганской межгорной впадине (Султанходжаев, 1966; Семашев, 1970).

Дальнейшее длительное воздымание геологической структуры водонапорного бассейна способствует формированию в благоприятных

условиях инфильтрационной водонапорной системы на всем протяжении водоносного комплекса. Основным энергетическим фактором становится гидростатический. Геостатические нагрузки и тектонические напряжения, все еще продолжающие действовать, имеют подчиненное значение вследствие гидрогеологической раскрытости системы. Инфильтрационная водонапорная система сбалансирована, режим движения подземных вод в идеале близок к установившемуся (см. рис. 7).

Такое положение, очевидно, возможно далеко не всегда. В глубоко погруженных участках водонапорных комплексов, как правило,

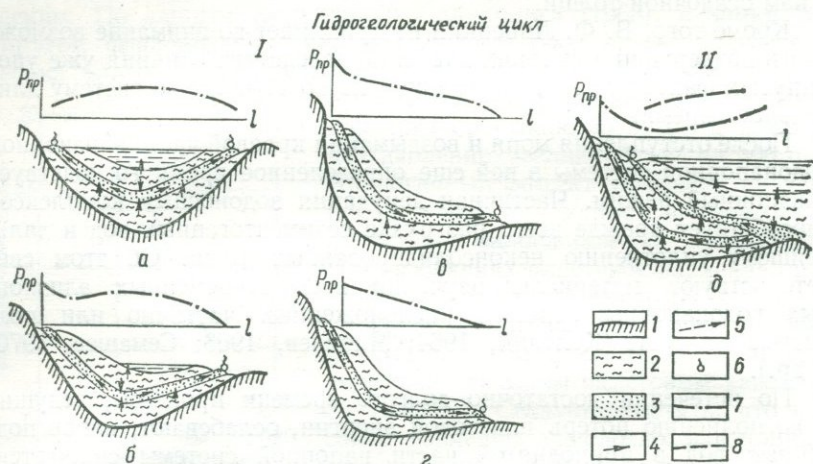


Рис. 7. Схема гидродинамического развития природных водонапорных систем (по Кудрякову).

1 — фундамент (нижний водоупор), 2 — глинистая порода, 3 — песчаная порода, 4 — направление потока подземных вод, 5 — направление распыленной разгрузки, 6 — источники подземных вод; пьезометрические линии для водоносных горизонтов: 7 — нижнего и 8 — верхнего; $P_{пр}$ — приведенное давление, l — длина профиля.

никогда не достигаются условия, благоприятные для транзита инфильтрационных вод из областей питания к областям разгрузки, расположенным на противоположной стороне бассейна. Поэтому инфильтрационные водонапорные системы образуются только в верхней части осадочной толщи, опускаясь на глубину, во многих случаях не превышающую 1000 м.

Весьма показательна в этом отношении история развития Днепровско-Донецкого водонапорного бассейна. На протяжении от девона до поздней перми здесь формировались элизионные водонапорные системы, движение подземных вод в которых было направлено из областей наибольшего прогибания к периферическим областям впадины, причем особенно отчетливо это видно в юго-восточной части впадины. Широкое развитие девонских и нижнепермских соленосных толщ препятствовало проникновению в нижележащие отложения инфильтрационных вод, формировавшихся на

континентальных этапах развития впадины, несмотря на разрядку первоначально высокого пластового давления элизионных систем.

Инфильтрогенные воды современного гидрогеологического этапа, начавшегося в середине миоцена, интенсивно промывают толщу меловых и кайнозойских отложений, где сформировалась мощная инфильтрационная система. Этому способствовало наличие в разрезе мезокайнозоя хороших коллекторов и благоприятных условий разгрузки подземных вод (Куделин, 1959).

Несмотря на то, что палеозойские отложения в бортовых частях впадины интенсивно промывались инфильтрогенными водами, в глубоких частях разреза этих отложений, залегающих ниже пермской водоупорной толщи, наблюдаются процессы, свойственные элизионным водонапорным системам (Колодий и др., 1968; Терещенко, 1970).

В областях устойчивого и значительного прогибания большинство водонапорных комплексов может вообще никогда не подвергаться воздействию инфильтрогенных вод, если нисходящие движения земной коры значительно преобладают над восходящими. Такими условиями характеризуются молодые межгорные и предгорные впадины типа Южно-Каспийской.

Водонапорные системы областей со сложной историей геологического развития претерпевают более сложную эволюцию. Частые чередования знака вертикальных движений способствуют многократному выведению осадочных толщ на поверхность и формированию в них инфильтрационных водонапорных систем, что свойственно платформенным областям со сравнительно маломощной осадочной толщей, особенно древним, прошедшим несколько циклов гидрогеологического развития. Практически в каждом водоносном комплексе в этих условиях могла возникнуть в свое время инфильтрационная водонапорная система, однако по мере общего погружения региона инфильтрационные системы попадают на большую глубину, иногда перекрываются на всем протяжении региональными водонапорными толщами (гипсами, галитом и т. п.). Ступенчатое опускание, сопровождающееся широким развитием дизъюнктивных дислокаций, мощные водоупоры способствуют их изоляции, своеобразному запечатыванию на большой глубине. В неполностью консолидированных толщах возобновляется уплотнение глин и отжимание поровых вод, несколько повышающее энергетические ресурсы системы. На очень большой глубине, где глинистые породы достаточно плотны, этот источник пластовой энергии сменяется другими, из которых наибольшее значение имеют уплотнение коллекторов, тектонические напряжения, эпигенетические процессы. Все они, способствуя уменьшению объема порового пространства коллекторов, снижению их проницаемости и сжатию подземных вод, определяют гидродинамический режим водонапорной системы. Большое значение в низах осадочной толщи могут иметь подкоровые процессы, влияние которых на гидродинамику водонапорных систем пока совершенно не изучено.

Элизионные водонапорные системы платформенных областей, в отличие от складчатых, в процессе длительной эволюции утратили первоначально высокий напор подземных вод и в настоящее время он почти не превышает гидростатический (например, палеозойские отложения Днепровско-Донецкой впадины).

В заключение отметим, что элизионные природные водонапорные системы (ЭПВНС) можно разделить на три группы: а) складчатых зон, краевых прогибов и впадин; они характеризуются высоким напором подземных вод, превышающим, как правило, гидростатический и приближающимся к геостатическому; подземные воды таких систем преимущественно или исключительно седиментогенные; б) древних платформенных областей с обычно невысоким напором подземных вод, близким к гидростатическому; подземные воды смешанные — древнеинфильтрогенные и седиментогенные; в) молодых платформ; имеют признаки ЭПВНС и складчатых, и древнеплатформенных областей.

Природные водонапорные системы в пределах одного водонапорного бассейна неполностью изолированы друг от друга вследствие развития тектонических разломов и связанных с ними зон трещиноватости. Эти зоны обеспечивают гидравлическую связь между системами, разгрузку подземных вод из глубоко залегающих комплексов элизионных водонапорных систем в расположенные ближе к поверхности горизонты инфильтрационных систем и дальше, на дневную поверхность. В этих случаях в пределах инфильтрационных водонапорных систем возникают своеобразные локальные пьезомаксимумы, обусловленные передачей напоров снизу вверх.

Теоретически возможна разгрузка подземных вод инфильтрационной водонапорной системы в водоносные комплексы элизионной системы, расположенной гипсометрически выше. Но для этого необходим весьма высокий напор подземных вод в инфильтрационной системе, возникающий в случае высоких отметок областей создания напора.

Наилучшие условия водообмена наблюдаются в водоносных комплексах небольших по размерам инфильтрационных водонапорных систем горноскладчатых областей, чему способствуют высокие градиенты напоров (за счет значительного превышения области питания над областью разгрузки), небольшая вязкость подземных вод, хорошие фильтрационные свойства коллекторов. Погружение водонапорных комплексов на большие глубины, удаленность областей разгрузки, резкое ухудшение коллекторных свойств пород затрудняют водообмен, увеличивая продолжительность его циклов.

Водообмен с поверхностью в инфильтрационных водонапорных системах идет по схеме: воды земной поверхности — подземные воды инфильтрационной водонапорной системы — воды земной поверхности. Интенсивность инфильтрационного водообмена может быть определена временем, необходимым для полного вытеснения статических запасов первоначально находившихся в системе под-

земных вод инфильтрующимися поверхностными водами *:

$$\tau = \frac{Q}{Fv}, \quad (1,8)$$

где τ — время одного водообмена, лет; Q — статические запасы подземных вод, км^3 ; F — сечение потока подземных вод, км^2 ; v — скорость фильтрации подземных вод, км/год .

Интенсивность водообмена значительно зависит от скорости движения подземных вод, определяемой по формуле линейного закона фильтрации Дарси:

$$v = -K \frac{\Delta P}{\mu L}, \quad (1,9)$$

где K — коэффициент проницаемости, *дарси*; μ — вязкость воды, *спз*; L — расстояние между сечениями потока, *км*; ΔP — перепад давлений на участке L , *ат*; v — скорость фильтрации, 10^{-5} см/сек (около 1 *см/сутки*).

В настоящее время появляются данные, свидетельствующие об отклонении фильтрации от линейного закона при малых градиентах напора. Об этом свидетельствуют многочисленные материалы по гидрогеохимии водонапорных систем, газонасыщенности подземных вод в приконтурных зонах газовых месторождений и т. п.

Скорость фильтрации подземных вод, рассчитанная Щепакон (1965) на основе гидрогеохимических особенностей Внешней зоны Предкарпатского прогиба составила $0,055 \pm 0,01 \text{ см/год}$ для верхнемеловых отложений и $0,02 \pm 0,004 \text{ мм/год}$ для верхнетортонских. В то же время скорость, вычисленная по формуле Дарси при градиентах напора $0,001—0,0007 \text{ м/м}$, на два — четыре порядка выше.

Еще меньше ($0,000125 \text{ см/год}$) скорость фильтрации подземных вод, рассчитанная Гуревичем (1967). Несложно подсчитать, что при скоростях фильтрации подземных вод $0,1—0,0001 \text{ см/год}$ для водонапорной системы площадью $500 \times 100 \text{ км}$, мощностью $0,1 \text{ км}$ при пористости 20%, сечении потока 5 км^2 ($500 \text{ км} \cdot 0,1 \text{ км} \cdot 0,2$) время одного водообмена составит $100 \cdot 10^6—10^9—10^{10}—10^{11}$ лет соответственно, т. е. при возрасте инфильтрационной системы менее 100 млн. лет в ней не произойдет ни одного водообмена даже при наибольшей из принятых нами скоростей фильтрации. Аналогичный расчет показывает, что для одного водообмена в течение четвертичного периода (10^6 лет) потребуется скорость фильтрации, при прочих равных условиях, не менее 10 см/год .

В пределах водонапорных систем принято выделять зоны различной интенсивности водообмена — активного (свободного), затрудненного и весьма затрудненного. За неимением каких-либо

* При этом условно принимается поршнеобразное вытеснение, как в случае несмешивающихся жидкостей. В действительности же замещение подземных вод инфильтрационными — процесс более сложный и длительный, и время замещения может значительно превышать рассчитанное по формуле (1,8).

критериев указанные зоны выделяют по общей минерализации и химическому облику подземных вод, исходя из того, что промывание водоносных комплексов пресными инфильтрационными водами ведет, по мере разбавления подземных вод, к снижению их минерализации и смене первичного хлоркальциевого типа сульфатнонатриевым или гидрокарбонатнонатриевым. Однако формирование минерализации, солевого и газового состава подземных вод — процесс весьма сложный, зависящий от взаимодействия факторов различного характера, среди которых скорость фильтрации подземных вод занимает подчиненное положение.

Широко известны случаи нахождения скоплений пресных и соленоватых вод, залегающих на большой глубине и окруженных со

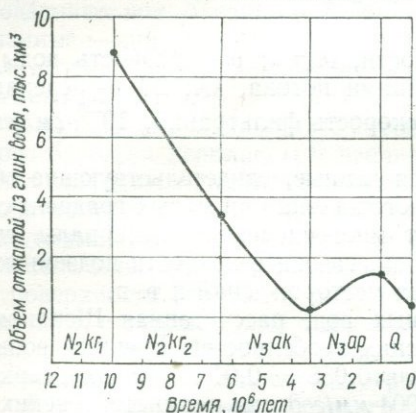


Рис. 8. Динамика изменения объема отжимаемых из глин вод во времени (нижний красноватый водоносный комплекс Юго-Западной Туркмении).

всех сторон солеными водами и рассолами (Колодий, 1965, 1970), формирование которых не имеет ничего общего с воздействием поверхностных вод. Мы полностью солидаризуемся с Карцевым, полагающим, что «глубоко укоренившееся трехчленное деление гидродинамических разрезов требует коренного пересмотра» (Карцев, 1963, стр. 86). Формирование химического состава подземных вод элизионных водонапорных систем вовсе не зависит от водообмена с поверхностью, поскольку, в отличие от инфильтрационного, элизионный водообмен заключается в вытеснении конседиментогенных вод водами, отжимаемыми из уплотняющихся глин; со временем этот процесс резко затухает (рис. 8). Общая схема элизионного водообмена может быть представлена в следующем виде: подземные воды элизионной водонапорной системы * → подземные воды инфильтрационной водонапорной системы * → воды земной поверхности; иными словами, движение вод направлено в одну сторону — к поверхности земли до тех пор, пока продолжается отжимание седиментогенных вод. Затем крайне замедленное движение вод в системе зависит от перераспределения упругих запасов энергии вследствие, например, тектонических подвижек и пр.

Скорость фильтрации подземных вод элизионных водонапорных систем, как и инфильтрационных, изменяется в очень широких пределах. Элизионные водонапорные системы третичного возраста характеризуются скоростью фильтрации порядка n^{-1} м/год (Колодий, 1964), а палеозойского — не более n^{-3} м/год (Терещенко, 1970).

* В некоторых случаях этого промежуточного этапа нет.

Мы полагаем более обоснованным выделение следующих гидродинамических зон природных водонапорных систем (табл. 1) на основе анализа величины показателя водообмена за последние 10^6 лет (четвертичный период):

$$N = \frac{Fv}{Q} \cdot 10^6 \quad (I,10)$$

для ИПВНС и

$$N = \frac{v_v}{v_n} \quad (I,11)$$

для ЭПВНС, где N — показатель водообмена; v_v — объем отжатой при уплотнении воды, км^3 ; v_n — объем порового пространства коллекторов, км^3 (остальные обозначения см. I,8).

Таблица 1

Показатель водообмена	Природная водонапорная система	
	инфильтрационная	элизионная
	Зона водообмена	Зона эксфильтрации
>1	Интенсивного	Интенсивной
$1-0,1$	Затрудненного	Затрудненной
$0,1-0,01$	Весьма затрудненного	Весьма затрудненной
$<0,01$	Квазизастойная	Квазизастойная

Из табл. 1 следует, что в пределах рассмотренной инфильтрационной водонапорной системы при скорости фильтрации менее $0,1 \text{ см/год}$ нужно выделять квазизастойную зону. Но, например, в красной толще среднеплиоценового возраста Юго-Западной Туркмении развита зона затрудненной эксфильтрации *, с чем свидетельствуют естественные очаги разгрузки в виде восходящих термальных источников с общим дебитом около $3 \cdot 10^{-3} \text{ км}^3/\text{год}$, дающие начало довольно крупным поверхностным водотокам — акарам (Колодий, 1969). В элизионной водонапорной системе палеозойских отложений Днепровско-Донецкой впадины в настоящее время выделяется только квазизастойная зона эксфильтрации.

Пространственную связь нефтегазоносности недр с определенными геоструктурными элементами отмечали еще в период становления нефтяной геологии. По мере развития этих представлений уточнялось влияние на нефтегазонакопление многочисленных факторов, в том числе и гидрогеологических. На базе эмпирических закономерностей распространения нефтегазовых залежей и теоретических представлений о генезисе этих ископаемых и формировании их месторождений вырабатывались системы классификации нефтегазоносных территорий. Возникло представление о нефтегазоносных

* Термин предложил Б. М. Яковлев в качестве названия водонапорной системы.

бассейнах — предгорных, межгорных и платформенных впадинах, в пределах которых образуются месторождения нефти и газа (Губкин, 1932). Дальнейшее развитие представлений о нефтегазоносных бассейнах связано с работами В. В. Вебера и В. Е. Хаина (1949), И. О. Брода и Н. А. Еременко (1957), И. О. Брода (1962, 1964), И. В. Высоцкого (1954) и др.

По Броду, основной категорией нефтегазоносных площадей, контролирующей распространение месторождений нефти и газа, являются нефтегазоносные бассейны. В его формулировке, нефтегазоносные бассейны «представляют собой разнообразные по геотектоническому положению, строению и размерам *впадины* (курсив наш.— В. К., А. К.) в современной структуре земной коры, выполненные мощными осадочными толщами, содержащими скопления нефти и газа» (Брод, 1964, стр. 17).

По существующим представлениям, нефтегазоносные бассейны отличаются друг от друга строением, историей геологического развития и условиями образования и сохранения скоплений нефти и газа, определяемыми физико-химической обстановкой в толще пород бассейна. Один от другого нефтегазоносные бассейны отделяются либо горными сооружениями, либо сглаженными массивами консолидированных пород, либо погребенными барьерами, связанными с крупными структурными элементами, к которым приурочено выклинивание значительной части толщи пород, слагающей бассейн.

Как видно из приведенного, еще недавно считалось, что нефтегазоносный бассейн представляет собой тектоническую впадину (и только впадину.— В. К., А. К.) и одновременно депрессию в современной структуре земной поверхности. В пределах бассейна различалось осадочное заполнение, фундамент и обрамление; в большинстве случаев в качестве последнего рассматривались горноскладчатые сооружения.

Понятия нефтегазоносный и артезианский бассейн тесно связаны между собой. Нефтегазоносный бассейн следует рассматривать как часть артезианского бассейна» (Барс, Брод, Борщевский, Овчинников, 1961, стр. 32). Эти суждения основаны на представлениях о значительной роли подземных вод в процессах нефтегазонакопления и дальнейшего существования и сохранения залежей углеводородов. Действительно, наибольшие скопления нефти или газа, распыленные в несоизмеримо больших объемах подземных вод, для сохранности на протяжении достаточно длительного геологического времени должны находиться в динамическом равновесии с ними.

Существенное влияние режима подземных вод и гидрохимических условий недр на их нефтегазоносность отмечают практически все исследователи (Гатальский, 1951; Сухарев, 1959; Кротова, 1960; Овчинников, 1960; Карцев, 1963, 1964; Корценштейн, 1960; Султанов, 1962; Колодий, 1961, 1967; Застежко и Терещенко, 1969; Тердовидов, 1967; Кудряков, 1963, и др.).

Будучи в принципе едиными в признании ведущей роли гидрогеологических факторов в формировании, сохранении и разрушении

нефтяных и газовых залежей, многие исследователи расходятся, иногда существенно, в трактовке тех или иных ее аспектов. В то же время в специальных работах, посвященных нефтегазоносности крупных регионов, вопросы гидрогеологии нефтегазосодержащих толщ все еще либо освещаются совершенно недостаточно и формально, либо игнорируются. В связи с этим изложим существующие представления о нефтегазоносности природных водонапорных систем и роли гидрогеологических факторов при формировании и разрушении залежей нефти и газа, исходя из наличия в природе водонапорных систем различных типов.

Связь нефтегазоносных бассейнов (в понимании Брода) с бассейнами подземных вод освещена в работе Е. А. Барс, Г. А. Борщевского, И. О. Брода, А. М. Овчинникова (1961). Как указывают эти исследователи, залежи нефти и газа приурочены к природным водонапорным системам артезианского типа, охватывающим области прогибания и их обрамления. Последние не входят в нефтегазоносный бассейн, поскольку рассматриваются как области современного питания и интенсивного водообмена артезианского бассейна. Границы нефтегазоносного бассейна «намечаются вдоль подножий горноскладчатого обрамления области тектонического прогибания и по оси погребенных барьеров, где они совпадают с границами артезианского бассейна» (Барс и др., 1961, стр. 31). Далее подчеркивается, что нефтегазоносный бассейн есть внутренняя часть артезианского бассейна, сложенная мощной толщей осадочных пород с водонапорными комплексами с подземными водами восстановительной обстановки. Сходные воззрения изложены в работах Польстер (1964), Польстер, Висковского и др. (1967), Кротовой (1969). При выяснении закономерностей формирования гидрогеологических обстановок в недрах и распределения в них нефтегазовых залежей авторы исходят из представлений об артезианских бассейнах как единственном типе природных водонапорных систем, непременно имеющих внешние области питания, расположенные в раскрытых структурах земной коры, к которым относятся складчатые области, гидрогеологические массивы и т. п. Наличие залежей нефти и газа в непосредственной близости от складчатой области объясняется особыми условиями тектонического строения артезианских бассейнов.

Взгляды на роль водонапорных систем в формировании, сохранении и разрушении залежей нефти и газа развивал далее А. А. Карцев (1963 а,б), отмечающий, что нефтегазосозидающими «являются преимущественно седиментационные (элизонные) водонапорные системы, а инфильтрационные водонапорные системы — преимущественно нефтегазоразрушающими, хотя большинство известных к настоящему времени (к 1963 г.— В. К., А. К.) залежей нефти и газа представляют собой элементы инфильтрационных водонапорных систем (так как седиментационные водонапорные системы только начинают изучаться)» (Карцев, 1963б, стр. 14—15).

Как известно, углеводороды могут находиться в недрах в свободной фазе или в виде водных растворов. Формирование их крупных

гомогенных скоплений (залежей) связано с миграцией — способностью углеводородов перемещаться в земной коре и аккумуляцией — способностью накапливаться в благоприятных структурно-литологических условиях.

Начиная с конца XIX ст. и до наших дней предложено большое количество миграционных гипотез, в основу которых положены различные геологические и физико-химические факторы. Не задаваясь целью детального анализа различных концепций*, отметим, что в гидрогеологическом аспекте все их можно разделить на две группы: 1) миграционные гипотезы, отводящие подземным водам активную роль в переносе углеводородов и их аккумуляции в залежи (Март, 1909; Illing, 1938; Cheney, 1940; Силин-Бекчурин, 1949; Аширов, 1949; Двали, 1958; Брод, 1960; Бейкер, 1960; Корценштейн, 1960; Ростовцев, 1961; Карцев, 1963; Бурштар и Машков, 1963; Кругликов, 1964; Федоров и др., 1968; Кротова, 1969) и 2) миграционные гипотезы, отводящие подземным водам пассивную роль (Мак-Кой, Росс-Кейт, 1934 — русск. перевод, 1938; Линдтроп, 1957, 1958; Савченко, 1951; Линецкий, 1965; Гуревич, 1969, и др.).

Значение гидродинамической и гидрохимической обстановки в процессе миграции углеводородов для схем, объединенных в первую группу, очевидно. Однако и миграционные процессы, проходящие без активного участия подземных вод, протекают в водной среде, поэтому роль гидрохимической обстановки недр существенна и в этом случае.

Основные факторы, влияющие на перенос углеводородов движущимися подземными водами, — скорость, направление и длина пути перемещения, химический и газовый состав подземных вод, их минерализация, газонасыщенность, пластовое давление и температура в водонапорном комплексе, т. е. факторы, непосредственно влияющие на растворимость в водах углеводородов, их перенос и выделение в свободную фазу.

Растворимость в воде углеводородов, особенно жидких, изучена в настоящее время весьма недостаточно. Наиболее известна растворимость в воде углеводородных газов. Установлено, что при постоянной температуре растворимость метана (исследована в области температур 0—171,2° С, и давлений 1—680,5 ат) возрастает с повышением давления. Увеличение температуры до 90° С ведет к снижению растворимости, выше 90° С — к ее увеличению, тем более резко, чем выше давление. Аналогичны особенности растворимости в воде этана (0—171,2° С; 13,6—680,5 ат), *n*-бутана (0—238° С; 5,6—204,1 ат).

Растворимость в воде жидких алканов, цикланов, моноядерных аренов и полициклических углеводородов изучалась только в политермических условиях. Растворимость углеводородов этих классов возрастает при увеличении температуры (Гусева и Парнов, 1963,

* Детальный обзор гипотез миграции нефти и газа содержится в работах Соловья (1956) и Линецкого (1965).

1964). Наиболее растворимы моноядерные арены, значительно уступают им алканы и цикланы, обладающие при близком молекулярном весе растворимостью одного и того же порядка. Внутри класса углеводородов их растворимость в общем снижается с увеличением молекулярного веса. Определяющее влияние на растворимость углеводородов в воде оказывает температура. Так, при 220—250° С растворимость различных углеводородов по сравнению с нормальными условиями возрастает в 100—150 раз (Гусева и Парнов, 1967).

Мало изучено влияние химического состава природных вод на растворимость в них углеводородов. Растворимость углеводородных газов в воде уменьшается с увеличением ее минерализации (Лозовский, 1950; Намиот и Бондарева, 1963, и др.). Гусева и Парнов изучали влияние минерализации раствора хлористого натрия на растворимость в нем циклогексана при концентрации солей в растворе 128 г/кг в интервале 107,3—201,2° С и рассчитали растворимость циклогексана в водных растворах хлористого натрия с минерализацией 250 и 350 г/кг. Оказалось, что растворимость циклогексана значительно снижается с увеличением концентрации соли в растворе.

В десятки и сотни раз лучше растворяются углеводороды в коллоидных растворах. Растворы, заключающие неуглеводородные органические соединения, более растворимые в воде по сравнению с углеводородами, обладают большей растворяющей способностью по отношению к последним, чем чистая вода (Гусева и Парнов, 1967). По данным Гербер и Двали, растворимость жидких углеводородов в коллоидных растворах, в которых мицеллы образуются из молекул электролитов с длинной углеродной цепью, резко повышается (Двали, 1963).

Коллоидная растворимость, как правило, возрастает с повышением температуры и увеличением (до определенной концентрации) минерализации воды. Природные воды содержат различные растворенные органические вещества, в том числе органические кислоты, иногда в количестве нескольких граммов на литр. По данным Шабаровой, в щелочных подземных водах нефтяных месторождений содержание одноосновных кислот достигает 2 г/л, в хлоркальциевых водах оно снижается до 45—70 мг/л (Карцев, 1963).

Изложенное свидетельствует о том, что идея о миграции жидких и особенно газообразных углеводородов в соответствующих термодинамических условиях в водном растворе заслуживает пристального внимания. Наиболее благоприятным для переноса углеводородов и их аккумуляции является движение подземных вод, направленное из максимально погруженных участков осадочной толщи, где господствуют высокое давление и температура, к ловушкам, расположенным на бортах впадин, где температура и давление значительно меньше. Большие перепады давления и температуры на сравнительно небольшом расстоянии транзита подземных вод облегчают перенос водами углеводородов и их выделение в определенных условиях из раствора в свободную фазу. Кроме снижения

температуры и давления, коагуляции органических веществ высаливанию углеводов может способствовать взаимодействие щелочных углеводородных растворов с жесткими хлоркальциевыми рассолами.

Против возможности формирования залежей в результате переноса углеводов подземными водами обычно выдвигаются следующие возражения: 1) скорость движения подземных вод весьма низка, 2) содержание растворенной в воде нефти невелико, 3) неизбежность потерь нефти на остаточную нефтенасыщенность пород и сорбцию ее породами, 4) практическая нерастворимость смол и асфальтенов.

Действительно, скорость латерального перемещения подземных вод в обычных условиях весьма мала, однако резкое возрастание градиентов давления ускоряет перемещение подземных вод. Высокие градиенты возникают при активизации тектонических движений, способствующих интенсивной разгрузке подземных вод. Так, по Терещенко (1966), градиент напора подземных вод Днепровско-Донецкой впадины в очагах разгрузки составляет $0,01-0,02$ м/м, в то время как региональный градиент не превышает $0,0003$ м/м. В плиоценовых отложениях Западно-Туркменской впадины он составляет $0,008-0,015$ м/м, т. е. почти на два порядка выше наблюдаемых в Днепровско-Донецкой впадине (Колодий, 1969).

Как уже упоминалось, при соответствующих условиях содержание в подземных водах растворенных углеводов может достигать ощутимого уровня.

Значительные потери нефти на остаточную нефтенасыщенность пород неизбежны в случае движения истинного раствора, поскольку начавшееся высаливание продолжается на всем пути перемещения, в то время как коллоидные растворы коагулируют весьма быстро при изменении их физико-химического состояния в благоприятных условиях, способствуя возникновению скоплений свободных углеводов.

Особенно благоприятно для формирования залежей резкое снижение растворимости углеводов на небольшом отрезке пути миграции, например при вертикальной миграции, когда термодинамические и физико-химические условия среды значительно изменяются на сравнительно небольшом расстоянии. В этом случае выделившиеся из раствора углеводороды не «размазываются» по всему пути транзита подземных вод. Сказанное в равной мере относится и к сорбции углеводов породами.

Таким образом, наиболее способствуют формированию залежей нефти и газа гидрогеологические условия элизионных водонапорных систем. Сохраняются залежи от разрушения лучше всего в зонах весьма затрудненного водообмена (эксфильтрации) и квазизастойных зонах элизионных и инфильтрационных систем. Следует отметить, что неблагоприятные палеогидрогеологические обстановки в периоды возможного формирования залежей нефти и газа снижают перспективность тех зон инфильтрационных водонапорных

систем, которые в настоящее время имеют достаточно благоприятные гидрогеологические условия нефтегазоносности. В связи с этим исключительную роль играет реконструкция палеогидрогеологических условий нефтегазоносных регионов, т. е. воссоздание истории природных водонапорных систем нефтегазоносных регионов. Принципы и пути палеогидрогеологических исследований для оценки перспектив нефтегазоносности недр детально изложены в работе Карцева, Вагина, Баскова (1969). При определении условий формирования и сохранения залежей нефти и газа (Карцев и др., 1969), необходимо также учитывать: характер гидродинамического режима водонапорной системы в период поднятий территории; мощность зоны проникновения в осадочную толщу инфильтрогенных вод (максимальное распространение инфильтрационной водонапорной системы), положение древних очагов разгрузки подземных вод (палеопьезоминимумов).

Большинство исследователей отмечает значительную роль в формировании и сохранении залежей нефти и газа гидрогеологической закрытости недр. «Гидрогеологическая закрытость недр оказывает большое влияние на характер и интенсивность водообмена в структурах бассейнов, глубину проникновения в них поверхностных факторов, динамику вод и ускорение или замедление процессов концентрации или рассеивания компонентов вод и рассолов в недрах» (Кротова, 1969, стр. 43). По существующим представлениям, региональная закрытость недр обеспечивается выдержанными на всей территории или большей ее части водоупорными толщами достаточной мощности. Ниже их подошвы существуют благоприятные для сохранения залежей гидрогеологические условия, так как сквозь водоупор не проникают подземные воды окислительной обстановки. Кроме вертикальной закрытости недр В. А. Кротова (1969) указывает на значение боковой закрытости, сказывающейся на сохранении залежей нефти и газа в краевых зонах водоносных бассейнов.

Боковая закрытость водоносных комплексов может быть обеспечена: а) перекрытием размытых голов водоносных пластов трансгрессивно налегающей водоупорной толщей, т. е. отсутствием выхода комплексов на поверхность. В этом случае боковая закрытость не отличается от вертикальной. Таковы условия залегания, например, красноцветной толщи плиоцена в Юго-Западной Туркмении; б) фациальной изменчивостью пород вниз по падению от их выходов на дневную поверхность (замещение проницаемых разностей непроницаемыми); в) развитием в бортовых участках водоносных бассейнов, экранирующих разломов и надвигов большой амплитуды; г) наличием так называемых гидравлических замков, обеспечивающих боковую закрытость недр, которая исключает или снижает влияние инфильтрационных вод складчатых сооружений. По Кротовой, роль таких замков играют краевые прогибы, «заметно снимающие влияние складчатых областей» (Кротова, 1969, стр. 37).

Таким образом, условия, наиболее благоприятные для сохранения залежей углеводородов, свойственны участкам водонапорных бассейнов, надежно изолированным от современной инфильтрационной водонапорной системы. Эта изоляция обеспечивается как литолого-тектоническими, так и гидродинамическими факторами. В самом деле, из обширных, достаточно высоко приподнятых областей питания, необходимых для создания напора подземных вод и соответствующих его градиентов в инфильтрационной водонапорной системе, неизбежно начнется инфильтрация поверхностных вод, они проникнут в осадочную толщу и будут перемещаться через весь водоносный бассейн к областям разгрузки. Нетрудно подсчитать, что за, скажем, $20 \cdot 10^6$ лет (время существования инфильтрационной системы) при скорости потока 1 м/год , расстоянии до зон разгрузки $5 \cdot 10^5 \text{ м}$ осуществится 40-кратная смена подземных вод, после чего в системе останутся исключительно пресные или слабосоленые инфильтрогенные воды, поскольку воднорастворимых солей для их насыщения до минерализации больше $5\text{--}10 \text{ г/л}$ попросту не хватит.

В этом убеждает следующий расчет: через элемент водонапорной системы длиной $5 \cdot 10^5 \text{ м}$, мощностью 1 м и шириной 1 м , за 40 водообменов при пористости 20% профильтруется $4 \cdot 10^6 \text{ м}^3$ воды. В выбранном объеме пласта может содержаться $2 \cdot 10^4\text{--}4 \cdot 10^4 \text{ м}^3$ воднорастворимых солей (при их содержании $5\text{--}10\%$ объема породы, если она не соленосная). В случае одинакового засоления подземных вод комплекса С не превысит $10\text{--}20 \text{ г/л}$, однако, поскольку в действительности минерализация подземных вод каждого последующего цикла водообмена должна прогрессивно уменьшаться, наиболее минерализованы, очевидно, воды первых водообменов, выносящие из недр основную массу солей. Последние же порции воды будут минерализованы значительно меньше, при неизменных условиях циркуляции, поэтому минерализация подземных вод сорокового цикла фактически оказывается значительно меньше 10 г/л .

Естественно, в недрах водонапорной системы в таких условиях должна формироваться геохимическая обстановка, неблагоприятная для образования и сохранения залежей углеводородов. Однако во многих случаях дело обстоит иначе: в пределах большинства водонапорных бассейнов сохраняются и нефтегазовые месторождения и условия, благоприятные для их формирования и существования. Это свидетельствует о затрудненной гидродинамической связи поверхностных и неглубоко циркулирующих кислородсодержащих подземных вод с глубинными водами водонапорных нефтегазоносных систем и, как следствие, о гораздо меньшей роли инфильтрационных водонапорных систем в гидродинамике земной коры, чем это предполагалось ранее.

По существу, представление о преимущественной закрытости глубоких недр водонапорных бассейнов — это прежде всего отрицание условий, необходимых для развития заметного инфильтрационного водообмена, иными словами, отрицание вероятности формирования инфильтрационных водонапорных систем в гидрогеологически

закрытых толщах. Инфильтрация возможна только выше региональных водоупоров, на что указывает характер динамики подземных вод и их гидрогеохимический облик. Примером этого может быть мезокайнозойская толща Днепровско-Донецкой впадины.

Глубокие краевые прогибы и впадины только потому играют роль гидродинамических экранов, что в их пределах развиты иные, более энергоемкие водонапорные системы — элизионные. Литофациальные и тектонические условия благоприятствуют сохранению в осадочной толще этих водонапорных систем, из которых многие находятся в стадии прогрессивного развития, а некоторые регрессируют, превращаясь постепенно в инфильтрационные. Инфильтрационные же водонапорные системы развиваются в приповерхностной зоне осадочной толщи, проникая в нее до определенной глубины в зависимости от многих геологических, климатических и других факторов. Развитие инфильтрационных водонапорных систем вглубь прогибов отмечается в районах поперечных выступов и поднятий, где условия инфильтрации поверхностных вод наиболее благоприятны (мезозойские водоносные комплексы Ставропольского свода в Центральном Предкавказье, Симферопольского поднятия в Крыму). Здесь нефтяных и газовых месторождений либо нет, либо они находятся в стадии разрушения.

Большинство современных инфильтрационных систем в настоящее время находится на ранних этапах развития, когда водообменом с поверхностью охвачены не все водоносные комплексы водонапорного бассейна и не на всей его площади. Направленность развития водонапорных систем определяется общим ходом региональных геотектонических процессов и другими, менее универсальными факторами. Как указывалось выше, области питания поверхностными водами глубоко залегающих комплексов не имеют того значения, которое им приписывалось на основе фрагментарного изучения верхних водоносных горизонтов. В настоящее время в связи с широкими гидрогеологическими и нефтегазопромысловыми работами получены новые материалы, позволяющие уточнить некоторые представления о распространении и структурном положении нефтегазоносных районов и существенно изменить взгляды на гидрогеологию и перспективы нефтегазоносности горных стран.

Горные обрамления нефтегазоносных бассейнов всегда рассматривались как области питания водоносных комплексов, составляющих бассейны, области современной инфильтрации и создания напоров подземных вод и как территории преимущественного распространения пресных вод. Представления о горных сооружениях как обязательных элементах артезианских нефтегазоносных бассейнов возникли и развивались в период, когда знания о гидрогеологии горных стран складывались на основе отрывочных исследований, без применения глубокого бурения. Эти представления казались бесспорными, разделялись большинством специалистов и на многие годы определили развитие региональной гидрогеологии и гидродинамики.

Однако материалы первых же крупных региональных гидрогеологических исследований показали, что взаимоотношения горных сооружений и предгорных прогибов более сложны, чем предполагалось, и что горные страны далеко не всегда можно рассматривать в качестве областей питания и создания напоров (Овчинников, 1946).

В результате детальных съемок и бурения глубоких скважин установлено, что в горных сооружениях широко распространены подземные воды с высокой минерализацией. Например, в пределах юго-западной части Кавказа (район Хосты, Старой Мацесты) на глубине всего 600—1200 м вскрыты воды с минерализацией 20—27 г/л и выше (Куканов, 1968; Иосифова и др., 1968). Высокоминерализованные йодные воды известны (Кудельский, Козлов, 1970) в Западном Копетдаге (до 76 г/л), на южном погружении Большого Балхана (212,6 г/л) и в других районах. В газовом составе этих вод отмечается высокое, вплоть до преобладания, содержание метана, есть и более тяжелые углеводороды. В вертикальном разрезе отдельных районов зона углеводородных (до 100%) газов наиболее мощная и представляет собой своеобразное газовое основание горных сооружений (Кудельский и др., 1969).

Эти данные показывают, что априорное представление о горных странах как областях современной инфильтрации и распространения пресных вод оказалось несостоятельным. Во многих случаях не подтверждается и мнение о том, что горноскладчатые сооружения — это области создания напоров. Например, пластовое давление в меловых отложениях Терско-Сунженской вертикальной зоны достигает 500 ат. Пересчет его на гидростатический напор и сравнение последнего с отметками выходов водовмещающих пород на моноклинах Большого Кавказа (1,5—2 тыс. м) показывают, что такое высокое давление не может создаваться вследствие передачи гидростатического напора из так называемых областей современной инфильтрации (Мухин, 1965). Аналогичные примеры отсутствия гидродинамической связи между горными сооружениями и глубоко погруженными горизонтами предгорных депрессий в других геолого-тектонических районах приводит Б. А. Тхостов (1966).

Все это свидетельствует о том, что горные сооружения в большинстве случаев следует рассматривать как самостоятельные водонапорные системы с весьма ослабленными гидродинамическими связями с окружающими прогибами и впадинами; характер геологического и гидрохимического разрезов свидетельствует о наличии в отдельных частях этих систем условий, необходимых для формирования и сохранения месторождений нефти и газа.

Перспективам нефтегазосносности горноскладчатых сооружений в отличие от предгорных прогибов и платформ посвящено чрезвычайно мало работ. Это объясняется не только влиянием однажды сложившихся представлений о гидрогеологии орогенических областей. Считалось само собой разумеющимся, что поскольку горноскладчатые сооружения представляют собой результат инверсии глубоких геосинклинальных прогибов, то и породы, и рассеянное

в них органическое вещество «сильно метаморфизованы, региональные покрывки нарушены, а структурные ловушки разбиты разломами» (Амурский и др., 1969, стр. 16).

В действительности, эти «очевидные» истины не подтвердились. Уже сейчас месторождения нефти и газа открыты в Карпатах, на юго-западе Гиссарского хребта и в других горноскладчатых районах нашей страны и за рубежом.

В этой связи нам представляется вполне назревшей и обоснованной принципиальная возможность отнесения водонапорных систем горных сооружений с достаточно мощной толщей осадочных образований к категории нефтегазоносных. Принимая во внимание ранее сложившиеся представления, мы предлагаем следующее определение понятия нефтегазоносного бассейна: **нефтегазоносные бассейны** — это разнообразные по размерам и геологическому строению водонапорные бассейны, где в процессе гидрогеологического развития сформировались элизионные водонапорные системы, не подвергшиеся в дальнейшем промыванию инфильтрационными водами и контролирующие формирование углеводородных скоплений и их сохранение.

Нефтегазоносные водонапорные бассейны могут образовываться на платформах и в геосинклиналях, причем инверсия в последних не обязательно приводит к полному разрушению нефтегазоносных водонапорных систем.

Вопрос об отнесении горноскладчатых сооружений к категории нефтегазоносных бассейнов в каждом отдельном случае, естественно, должен рассматриваться в зависимости от конкретных геологических, геохимических и гидрогеологических условий, причем перспективы нефтегазоносности районов и структур в пределах бассейнов должны оцениваться строго дифференцированно.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ГОРНЫХ СООРУЖЕНИЙ, ЗАПАДНЫЙ КОПЕТДАГ

Осадочные породы, слагающие горные массивы, сильно метаморфизованы (во всяком случае, древнее неоген-палеогеновых), консолидированы, однако в большинстве случаев сохраняют характерную для осадочных образований слоистость. Вследствие выветривания более мягкие и мало устойчивые глинистые и алевро-аргиллитовые слои разрушаются, горные сооружения препарируются до крепких бронирующих горизонтов песчаников и известняков, слагающих наиболее крупные и высокие хребты. Глинистые перекрывающие отложения сохраняются у подножий, слагая крылья междугорных понижений.

Помимо осадочных, в строении некоторых горноскладчатых сооружений принимают участие изверженные породы, однако их массивы, особенно в молодых складчатых областях (Карпатской, Крымско-Кавказской и др.), занимают подчиненное положение.

В зонах разрывных нарушений, в сводовых частях положительных структур развита интенсивная трещиноватость горных пород; на крутых склонах антиклинальных хребтов на границах пластов возникают полости отслаивания. По мере погружения горных пород под более молодые образования их трещиноватость уменьшается, хрупкие деформации сменяются пластическими.

Благодаря сильной расчлененности, высокому гипсометрическому положению и самой разнообразной экспозиции склонов хребтов для горных областей характерно крайне неравномерное распределение атмосферных осадков, испарения, поверхностного и подземного стока. Общая закономерность — увеличение количества осадков и подземного стока с высотой. Модуль поверхностного стока при прочих равных условиях в первую очередь зависит от характера обнажающихся пород и на площадях широкого распространения глинистых отложений сопоставим с количеством выпадающих осадков.

Хорошая обнаженность и высокое гипсометрическое положение — благоприятные условия для инфильтрации (инфлуации) атмосферных вод в массивы осадочных (изверженных) пород, слагающих горные хребты. Интенсивной циркуляцией подземных трещинно-пластовых вод охвачены водоносные горизонты крутых высоко поднятых склонов. С наибольшей скоростью подземные воды движутся по напластованию пород; в направлении, перпендикулярном напластованию, скорость фильтрации резко уменьшается, поэтому

промыв антиклинальных структур горных хребтов, сложенных осадочными породами, имеет «чешуйчатый» характер. Вертикальная фильтрация метеорных вод в сводах антиклиналей весьма незначительна. Не вскрытые эрозией отложения в ядрах даже очень крупных и высоко поднятых антиклиналей зачастую оказываются непромытыми и содержат высокоминерализованные хлоридные воды.

Инфильтрационные воды склонов горных хребтов мигрируют на короткие расстояния, и большая часть их разгружается здесь же, в области инфильтрации, на моноклиналях в виде нисходящих источников или источников, расположенных вдоль контактов водосодержащих пород с водоупорными, у подножий склонов. Связь очагов разгрузки (источников) с линиями контактов пород с различными фильтрационными свойствами является характерной особенностью гидрогеологии всех без исключения горных сооружений (см. далее) и объясняется отсутствием достаточно интенсивного потока, а значит затрудненностью обмена подземных вод в погруженных частях водоносных горизонтов. Действительно, подземные воды глубоких горизонтов межгорных впадин и синклиналей в большинстве случаев сильно минерализованные хлоридные натриевые и кальциевые метановые (внутрискладчатые бассейны Урала, Кавказа, Копетдага и др.).

Издавна известны мощные региональные зоны разгрузки пресных подземных вод на окраинах Альпийской, Копетдагской, Кавказской, Алтайской и других складчатых областей. На этом основании многие исследователи высказывали мнение о связи подземных вод горноскладчатых сооружений с межпластовыми водами прилегающих частей предгорных и межгорных прогибов и впадин.

В последние годы (Кудельский, 1964) установлено, что, во-первых, окраинные региональные зоны разгрузки пресных вод дренируют не всю горную систему в целом, а только ее отдельные гидрогеологические структуры и бассейны, находящиеся в зоне интенсивного и, в меньшей мере, замедленного водообмена. Во-вторых, пресные воды горных сооружений не пополняют запасы пластовых вод глубоких горизонтов окружающих тектонических депрессий. В непосредственной близости от выходов пресных вод в предгорных прогибах и впадинах распространены высокоминерализованные (свыше 50 г/м хлоридные воды разнообразного катионного состава, часто с высоким содержанием J, Br, B и других микрокомпонентов (Предкавказье, Предкарпатский и Предкопетдагский прогибы и др.). В этой связи разгрузку пресных подземных вод на границе горных сооружений и окружающих впадин следует рассматривать не как свидетельство взаимосвязи тех и других, а наоборот, как показатель их гидродинамической разобщенности и затрудненного водообмена в пределах впадин.

Резюмируя изложенное, необходимо подчеркнуть следующее.

1. Горным сооружениям свойственны многие условия, благоприятные для накопления пресных подземных вод: высокое гипсометрическое положение, повышенное количество атмосферных

осадков, хорошая обнаженность, интенсивная трещиноватость горных пород и т. д.

2. Области инфильтрации (питания), основной разгрузки и выхода водоносных горизонтов на дневную поверхность накладываются друг на друга и в большинстве случаев находятся в одной и той же гидродинамической зоне — интенсивного водообмена. Исключение составляют водоносные горизонты аллювиально-пролювиальных неоген-четвертичных отложений, разгружающиеся обычно далеко за пределами горных сооружений — в долинах рек и временных водотоков, конусах выноса, подгорных шлейфах и пр.

3. В пределах горных сооружений водоносные горизонты разгружаются в многочисленных ущельях и долинах, конечная разгрузка происходит у контактов слоев с различной водопроницаемостью на моноклиальных структурах горных хребтов или в зонах крупных разрывных нарушений, по плоскостям которых контактируют породы с различными фильтрационными свойствами (Альпийская и Копетдагская линии, или зоны, термальных вод и др.).

4. Интенсивным водообменом и промыванием пресными водами горные сооружения охвачены от вершин хребтов до гипсометрических отметок линий контактов водосодержащих пород с перекрывающими водоупорными, на моноклиальных структурах внутри и на периферии горных стран. Погружающиеся под водоупоры водоносные горизонты промываются слабо и, несмотря на близость так называемых областей питания, содержат солоноватые и соленые воды.

5. Нижней границей зоны интенсивного водообмена и пресных гидрокарбонатных вод является контакт водоносных горизонтов с водоупорными отложениями у подножий горных склонов. При этом, благодаря «чешуйчатому» промыванию антиклинальных хребтов в отложениях, не вскрытых эрозией в ядрах складок, могут сохраняться высокоминерализованные подземные воды.

Вниз по склонам, ниже контактов водоносных пород с перекрывающими (подпруживающими) водоупорами, водоносным горизонтам свойственен режим замедленного водообмена, в них содержатся воды повышенной минерализации со значительным содержанием SO_4^{2-} и Cl^- . Положение нижней границы зоны замедленного водообмена зависит от местных условий (высоты и крутизны склонов, трещиноватости пород и мощности горизонтов, характера перекрывающих пород и т. д.) и в простейшем случае определяется по подавляющему преобладанию хлора в анионной части подземных вод. Газы, растворенные в водах, — воздушного происхождения, обнаруживаются также метан, биогенный азот, сероводород и др.

Зона весьма замедленного водообмена и высокоминерализованных хлоридных вод, связанная с наиболее погруженными частями водоносных горизонтов, является наиболее мощной и характерной для всех без исключения горноскладчатых областей. В газовом составе вод этой зоны преобладают углеводороды, содержатся азот, углекислота, реже сероводород и др.

6. Горные сооружения в подавляющем большинстве случаев не являются областями питания для глубоко погруженных напорных водоносных горизонтов в пределах окружающих прогибов и впадин.

Эта краткая характеристика гидрогеологических особенностей горных сооружений основана на результатах исследований последних лет (Кудельский, 1964 и др.). Некоторые из высказанных здесь положений в свое время развивались в работах Н. К. Игнатовича (1945, 1947), А. М. Овчинникова (1946) и приводятся в интересной, до настоящего времени не утратившей своего значения, монографии Г. Н. Каменского, М. М. Толстихиной и Н. И. Толстихина (1959). Однако в свете необоснованно закрепившихся в геологической литературе гиперболизированных представлений о горных сооружениях как интенсивно промытых структурах земной коры и «классических» областях питания для водонапорных нефтегазоносных систем, окружающих прогибы и впадины, некоторые из этих положений выглядят непривычными, несколько категоричными, в худшем случае, мало обоснованными. Во избежание неправильных толкований проиллюстрируем все изложенное выше на примере горноскладчатых сооружений Западного Копетдага, гидрогеологические условия которого достаточно хорошо изучены (Никшич, 1925, 1926, 1931, 1932; Кудельский, 1964, 1966, 1968, 1969; Кудельский, Калугин, 1968; и др.).

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Вопросы геологии Западного Копетдага рассматриваются в работах А. А. Атабекияна, Н. П. Васильковского, П. И. Калугина, В. Н. Крымуса, Н. П. Луппова, В. Ф. Людвига, В. И. Марченко, И. И. Никшича, В. Н. Огнева, М. П. Сукачевой, Л. Д. Ятченко и др.

ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Юрская система. Отложения юрской системы в Западном Копетдаге не обнажаются, поэтому об их характере можно судить лишь на основании сопоставлений с Центральным Копетдагом, Большим Балханом и Северным Ираном, где нижний и средний отделы юрской системы представлены терригенными, а верхний — карбонатными отложениями.

Меловая система. Среди меловых отложений по литологическому составу резко выделяются преимущественно карбонатные породы неокома, терригенные — апта, альба, сеномана и глинисто-карбонатные образования турона, сенона и датского яруса.

Неокомские отложения выходят на дневную поверхность в области Арчман-Нухурского складчатого узла и на северо-восточном погружении горной системы; слагая передовые хребты, к западу и юго-западу они погружаются под более молодые образования и во внутренних областях залегают на глубине от 1500 до 4500 м.

По литологическому признаку среди неокомских отложений различают два комплекса — нижний, терригенно-карбонатный (валанжин), и верхний, преимущественно карбонатный (готерив, баррем). Отложения валанжинского яруса представлены мергелями, глинистыми известняками, известковистыми песчаниками и алевролитами мощностью до 290 м (Марченко, 1962).

Вверх по разрезу терригенные отложения валанжина сменяются массивными известняками и доломитами (263 м) низов готеривского яруса. Еще выше следует мощная толща (400—540 м) известковистых песчаников и оолитовых известняков верхнего готерива.

Нижняя часть барремского яруса представлена исключительно известняками (мощность 300—350 м). К верхнему баррему относится 128—160-метровая толща известковистых алевролитов и мергелей, венчающих разрез неокома.

Аптские отложения широко развиты на территории водоразделов рек Арваза, Айdere, Сумбара и в районе Арчман-Нухурского складчатого узла. Узкой полосой они протягиваются на южных склонах передовых хребтов, слагают ядра Данатинской антиклинали и складки приграничного хребта Палызан. Литологически их разделяют на три пачки — нижнюю, мергелисто-алевролитовую, среднюю — песчаниковую и верхнюю — глинисто-алевролитовую.

Альбские отложения на территории Западного Копетдага широко распространены. Они слагают наиболее крупные горные хребты Емишали, Сюнт-Хосардаг, Исак, Дойрун, Елликая, Кунузундаг, Сонгудаг и др. Узкая полоса отложений альба тянется вдоль южных склонов передовых хребтов, окаймляя горные сооружения Кюрендага.

По литологическому признаку в альбских отложениях различают три пачки. Нижняя сложена глинистыми алевролитами с прослоями известковистых песчаников и конгломератов в разрезах Гюэнся и Кюрендага. В казанджикской части Кюрендага верхи этой пачки представлены 100-метровой толщей песчаников. Мощность отложений нижней пачки в восточных и западных разрезах равна соответственно 544 и 238 м. Средняя пачка сложена в основном песчаниками. Мощность ее в восточных разрезах 245—335 м, в западных (Кюрендаг) — несколько меньше. Верхняя пачка представлена глинистыми алевролитами и аргиллитами мощностью 10—70 м (р. Сумбар).

На западном погружении мелкогорий Западного Копетдага альбские отложения представлены глинами, аргиллитами, глинистыми алевролитами с отдельными прослоями песчаников. Их мощность, установленная бурением, по данным Мирзаханова, составляет от 286 (Изат-Кули) до 442 м (Западный Аладаг).

Сеноманские отложения обнажаются на крыльях Сумбарской синклинали и на западных погружениях хребтов Сонгудаг, Кунузундаг, Дойрун. Узкая полоса сеноманских отложений прослеживается вдоль южных склонов передовых хребтов, окай-

мляет Данатинскую антиклиналь и слагает ядро Обойской. Западнее долины Терс-Акан отложения сеномана обнажаются в сводовых частях антиклиналей Каразыдаг, Сеит-Кердери и Эйшем.

Литологически сеноманские отложения делят на две пачки — нижнюю и верхнюю. Нижняя сложена глинами, глинистыми алевролитами с прослоями песчаников. Общая мощность глинистых отложений нижней пачки, по данным Атабекяна (1961), 125—737 м, минимальная отмечается в северных разрезах (Эйшем, 125 м), максимальная — в западных (Даната, 737 м), южных (Сонгудаг, 660 м) и восточных (Камышлы, 585 м). Верхняя пачка сложена массивными песчаниками с подчиненными прослоями алевролитов. Мощность пачки в Сонгудаском разрезе 90 м, Сумбарском 159, Камышлинском 120, Эйшемском 61, Данатинском 59 м (Атабекян, 1961).

В области погружения Западного Копетдага сеноманские отложения представлены однообразной толщей глин и глинистых алевролитов. Их общая мощность, вскрытая скважинами, по данным Мирзаханова, достигает 685 м (Изат-Кули).

На песчаниках сеномана залегает мощная, довольно однообразная толща карбонатно-глинистых отложений турона и сенон-дания. Широко распространены они в Сумбарской синклинали, на западном погружении хребтов Кунузундаг и Дойрун. Западнее меридиана с. Ходжакала отложения турона и сенон-дания в виде узкой полосы прослеживаются вдоль южных склонов передовых хребтов, на территории мелкогорий ими сложены брахиантиклинальные складки Каразыдаг, Синджоу, Сеит-Кердери, Куйляр, Эйшем, Чаалджа и др.

Отложения турона, сенона и датского яруса представлены глинами, глинистыми мергелями, известняками, редко песчаниками. Удельный вес известняков в разрезе описываемых отложений незначителен. Общая мощность карбонатно-глинистых отложений турона и сенон-дания, по данным Атабекяна (1961), в долине р. Сумбара достигает 1380 м. В других районах Западного Копетдага мощность этих отложений значительно меньше (Тежева — 768 м, Кессы — 624, Эйшем — 695, Сеит-Кердери — 936, Даната — 930, Обой — 907 м).

Палеогеновая система. Отложения палеогена широко распространены западнее долины Терс-Акан. Представлены глинами, глинистыми мергелями и только в разрезе котурской свиты появляются слои мелкозернистых песчаников и алевролитов, чередующихся с песчанистыми глинами. Общая мощность палеогеновых отложений в районе Кюрендага составляет 1758 м, в разрезе Эзета — 1993 и Уйля — 2514 м (Сукачева и др., 1962).

Неогеновая система. Среди неогеновых отложений выделяются морские отложения миоцена и континентально-морские плиоценовые.

Миоценовые отложения встречаются в мелкогорьях Западного Копетдага. Их разрез начинается породами среднего

миоцена, с небольшим угловым несогласием залегающими на палеогене. Представленный двумя отделами — средним и верхним, миоцен сложен глинами, глинистыми песчаниками, песчаниками, оолитовыми известняками и конгломератами. Общая его мощность 180—910 м, максимальная отмечена в Узекдагской и Эзет-Карагезской зонах.

Плиоценовые отложения в Западном Копетдаге начинаются 130-метровой толщей доакчагыльских конгломератов, соответствующих среднеплиоценовой красноцветной толще Западно-Туркменской впадины. Доакчагыльские грубообломочные отложения известны на северо-западном склоне Данатинской антиклинали.

Акчагыльские отложения трансгрессивно налегают на различные породы — от мела до неогена включительно. Представлены они песчаниками, песчанистыми глинами и глинами, известняками. Восточнее морские акчагыльские отложения постепенно переходят в континентальные.

Апшеронские отложения залегают на сильно размытой поверхности акчагыльских, нередко с резкими угловыми несогласиями. По данным Попова (1961), они представлены морскими (средняя часть), морскими и континентальными отложениями (верхняя часть). Они сложены песчаниками с прослоями известняков — ракушечников и конгломератов (Аладаг), глинами (Зирик), песками, песчаниками и конгломератами (Даната), песками и глинами с редкими прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов (р. Сумбар). Мощность отложений достигает 125 м (Аладаг).

Выше акчагыльских и апшеронских морских и континентальных образований в отдельных районах Западного Копетдага отмечаются верхнеплиоценовые континентальные отложения, известные под названием на да к ч а г ы л ь с к и х к о н г л о м е р а т о в. На водоразделах крупных антиклинальных хребтов (Хосардаг, Кунузундаг, Емишали и др.) верхнеплиоценовые аллювиально-пролювиальные образования представлены лессовидными суглинками с редкими прослоями карбонатных стяжений.

ТЕКТНИКА

Вопросы тектоники Западного Копетдага рассматриваются в работах Никшича, Огнева, Калугина, Каляева, Мирошниченко, Петрушевского и Резанова, Езиашвили, Мамедова, Крымуса, Семенцова и др.

В пределах Западного Копетдага различают три крупных структурно-тектонических элемента: западное погружение Копетдагского антиклинория, зону передовых хребтов и Западно-Копетдагскую депрессию. Расположенная на крайнем западе описываемого района Аладаг-Мессерианская тектоническая зона представляет собой переходную область, разделяющую Западно-Копетдагскую депрессию и Западно-Туркменскую впадину.

Первый из этих структурно-тектонических элементов занимает юго-восточную часть Западного Копетдага и выражен в осадочном

чехле серией крупных складок. К ним относятся Пограничная антиклиналь, выраженная в рельефе хребтами Сонгудаг, Сягирим и Палызан, Кунузундагская, кулисообразно замещающаяся к востоку Елликаинской антиклиналью, и антиклиналь Сюнт-Хосардаг, восточнее так же кулисообразно сопрягающаяся с Емишалинской.

Пограничная, Кунузундагская и Сюнт-Хосардагская антиклинали разделены соответственно Чандырской и Сумбарской синклиналями. Севернее, между антиклиналью Передового хребта и Сюнт-Хосардагской складки, располагается еще одна синклиналь — Аджидеринская. Простираение складок субширотное. Все они сложены образованиями альба, и только в ядре Палызанской антиклинали обнажаются породы аптского яруса. Отложения верхнего мела и палеогена сохранились на западном погружении Сумбарской синклинали и антиклиналей Сюнт-Хосардаг и Пограничной. Западнее пос. Каракала в строении Сумбарской синклинали участвуют континентальные аналоги акчагыльских и апшеронских отложений.

Все складчатые структуры зоны разорваны взбросо-сдвигами северо-восточного простирания, возраст которых Крымус датирует как среднеплиоценовый. Амплитуда горизонтального смещения по взбросо-сдвигам достигает 5 км, вертикального — 300 м. Кроме этих, на северном крыле Сюнт-Хосардагской антиклинали выявлен еще один тип разломов — взброс, или круто падающий надвиг. Его амплитуда достигает 1000 м.

Вдоль северного ограничения Западного Копетдага располагается антиклиналь Передового хребта, состоящая из двух крупных складок, разделенных в районе Искандера резким погружением шарнира. Большая из этих складок — восточная — вытянута в юго-восточном направлении от Искандера до Арчмана. Воздымания шарнира восточной складки соответствуют хребтам Пароундаг, Ереуш, Козлыдаг. Западная антиклиналь (Казанджикский Кюрендаг) протягивается от с. Узунсу до Казанджика. Антиклиналь Передового хребта имеет хорошо сохранившиеся южные крылья. Северные (северо-восточные) крылья антиклинали в большинстве случаев оборваны серией дизъюнктивов типа надвигов.

Южнее антиклинали Передового хребта и западнее периклинальных замыканий складок Копетдагского антиклинория располагается область относительно погруженных брахиантиклинальных складок, известная в литературе под названием низкогорья (мелкогорий) Западного Копетдага. До настоящего времени ее считали (Калугин, 1956; Резанов, 1959; Мирзаханов, 1965) дислоцированным крылом Копетдагского мегантиклинория. Новые данные о геологическом строении Западного Копетдага позволяют рассматривать эту территорию как крупный самостоятельный тектонический элемент со специфическими особенностями.

В современном структурном плане низкогорье представляет собой обширную (до 12 тыс. км²) тектоническую депрессию, vyplненную мощной толщей мезокайнозойских отложений и

ограниченную со всех сторон антиклинальными зонами, в пределах которых меловые отложения высоко подняты и в значительной степени размыты.

С запада депрессия ограничена Аладаг-Мессерианской системой глубинных разломов, по которым домезозойское основание поднято на 1500—2000 м относительно прилегающих районов (рис. 9).

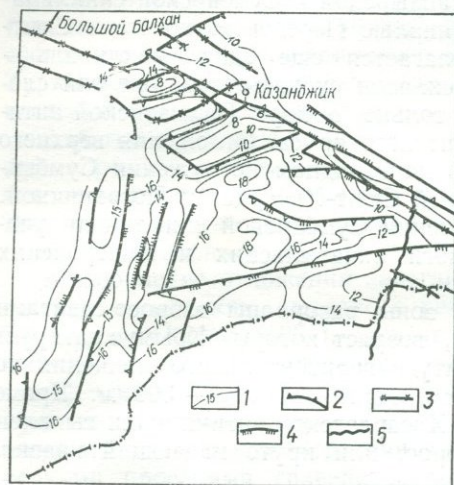


Рис. 9. Схема глубинного строения Западно-Копетдага (по Семенцову, Крымусу и др.).

1 — изолинии поверхности доюрских отложений; основные разломы; 2 — выявленные по гравиметрическим, 3 — аэромагнитным, 4 — сейсмическим и 5 — геологическим данным.

Горстоподобное Аладаг-Мессерианское поднятие осложнено серией кулисообразно расположенных антиклинальных структур. Северной границей Западно-Копетдагской депрессии является система дислокаций Передового хребта, совпадающая с одноименным глубинным разломом, по которому меловые отложения подняты на значительную высоту и размыты вплоть до неокма. В домезозойском основании зона Передового глубинного разлома выражена высоко поднятым ступенчатым горстом (домезозойское основание залегает на глубине 4—6 км).

С юго-востока Западно-Копетдагскую депрессию обрамляют периклинально погружающиеся хребты Копетдага, где меловые отложения выступают на дневную поверхность и размыты вплоть до апта (Палызан). Границу между этими областями мы проводим по нулевой изогипсе кровли меловых отложений, совпадающей в основном с их обнажениями. За пределами территории Советского Союза Западно-Копетдагская депрессия ограничивается предгорьями Эльбруса (рис. 10).

По поверхности домезозойского основания Западно-Копетдагская депрессия представляет собой крупную продолговатую асимметричную впадину, разделенную Внутрикпетдагским глубинным разломом на две неравные части — северную и южную. Этот разлом прослеживается по цепи интенсивных градиентов силы тяжести (Амурский и др., 1966) и представляет собой крупный взброс северо-западного простирания с амплитудой до 1500 м (Крымус, Лыков, 1967).

Южная наиболее глубокая, часть депрессии отличается сравнительно простым строением, глубина залегания домезозойского основания достигает здесь 18 км, тогда как в северной составляет 10—16 км.

По структуре мезозойских отложений Западно-Копетдагская депрессия так же отчетливо разделяется на два района.

В северном мезозойские отложения интенсивно дислоцированы. Здесь развита система антиклинальных (Чаалджинская, Эйшем-Куйлярская и Тргой-Сеиткердеринская) и синклинальных зон северо-восточного простирания. В связи с этим глубина залегания кровли верхнемеловых отложений в пределах этой части депрессии изменяется от —1000—1500 м в синклинальных понижениях до положительных отметок в ядрах наиболее крупных антиклиналей. Большинство положительных структур имеет форму асимметричных брахискладок с крутыми северо-западными и пологими юго-восточными крыльями. В сводах крупных складок обнажаются карбонатно-глинистые и терригенные отложения верхнего мела, крылья сложены палеогеновыми глинами и молассовыми образованиями неогена.

В южной части депрессии кровля верхнемеловых отложений сравнительно спокойно погружается к юго-западу до отметок —2500—3000 м; на этом фоне отмечаются структурные осложнения малых амплитуд (150—200 м). Характерно, что наиболее погруженная часть депрессии располагается в непосредственной близости от Аладаг-Мессерианской тектонической зоны, где кровля меловых отложений залегает на глубине —500—1500 м. Таким образом, разница в глубине залегания кровли (меловых и верхнемеловых) отложений в пределах Западно-Копетдагской депрессии и ограничивающей ее с запада Аладаг-Мессерианской зоны достигает 1000—1500 м, а с учетом размывов — и больше.

Западно-Копетдагская депрессия — структура древнего заложения. В течение мел-палеогенового периода описываемая территория была наиболее опущенной частью единого многоэосинклинального Копетдагского бассейна (прогиба), где накопилась толща осадков до 12—14 тыс. м. В строении этой толщи выделяются несколько формационных комплексов: карбонатный верхнеюрско-неокомский,

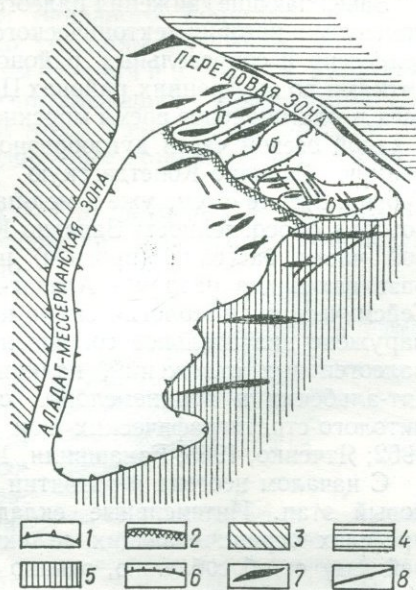


Рис. 10. Тектоническая схема Западно-Копетдагской депрессии (по Семенову и др.).

1 — граница депрессии, 2 — граница между северной и южной ее частями, 3 — Западно-Туркменская впадина, 4 — Предкопетдагский прогиб, 5 — горноскладчатые сооружения Копетдага и Эльбурса; 6 — антиклинальные зоны: а — Чаалджинская, б — Эйшем-Куйлярская, в — Тргой-Сеиткердеринская; 7 — оси антиклиналей, 8 — тектонические нарушения.

терригенный апт-сеноманский, карбонатный турон-маастрихтский и глинистый палеогеновый, отвечающих различным этапам развития депрессии. От этапа к этапу прогиб сужался, однако наиболее интенсивно прогибающаяся осевая часть сохраняла свое положение.

Завершающие движения палеогенового этапа явились переломным моментом в истории тектонического развития Западно-Копетдагской депрессии и сопредельных районов. В связи с интенсивными поднятиями во внутренних районах Центрального и Восточного Копетдага в олигоценное время морские отложения накапливались лишь в узкой осевой части дугообразного прогиба, включающего современную Западно-Копетдагскую депрессию и Предкопетдагский прогиб. Вместе с тем, уже в мел-палеогеновое время намечается некоторая обособленность Западно-Копетдагской депрессии от остальной части бассейна (прогиба) по системам конседиментационно развивающихся разломов Аладаг-Мессерианской и Передовой зон. Сейсмическими и геологическими исследованиями в этих районах обнаружено значительное сокращение мощности юрских, меловых и палеогеновых отложений, наличие разрывов внутри неокомских, апт-альбских и верхнемеловых отложений, выпадение отдельных литолого-стратиграфических зон и даже подъярусов (Марченко, 1962; Ятченко, 1965; Езиашвили, 1967).

С началом неогена в развитии депрессии наступает качественно новый этап. Интенсивные складкообразовательные движения в пределах ограничивающих ее тектонических зон приводят к дальнейшему ее обособлению, однако в раннем неогене связь Западно-Копетдагской депрессии с Предкопетдагским прогибом еще сохранялась. Анализ мощностей и фаций миоценовых отложений (морской молассовой формации) с достаточной определенностью указывает на качественную идентичность тектонических движений в этих районах. Отличие состоит лишь в несколько большей интенсивности предмиоценовых поднятий в пределах Западно-Копетдагской депрессии, выразившейся в налегании миоценовых образований на слабо размытую поверхность более древних отложений.

Окончательно обособилась депрессия на рубеже миоценового и плиоценового времени, когда в пределах всего Копетдага, Передовой и Аладаг-Мессерианской зон произошли резкие поднятия и складкообразование, приведшие к размыву доплиоценовых отложений вплоть до нижнемеловых. Более позднее (плиоцен) прогибание Западно-Туркменской впадины частично захватило и южную часть Западно-Копетдагской депрессии. Однако значение Аладаг-Мессерианской зоны как структурного барьера между описываемой депрессией и Западно-Туркменской впадиной полностью сохраняется: плиоцен-четвертичные слабо дислоцированные отложения мощностью 300—500 м в пределах Аладаг-Мессерианской зоны залегают с разрывом и угловым несогласием на палеогеновых и даже аптских образованиях, тогда как во внутренних районах

Западно-Копетдагской депрессии сохранился полный комплекс палеогеновых, а на значительной территории — и миоценовых отложений.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Мезокайнозойские отложения Западного Копетдага содержат водоносные толщи, различные по условиям залегания, мощности, литологическому составу, условиям питания и разгрузки, характеру гидравлической связи с выше- и нижележащими водоносными слоями. В составе водоносных толщ этого района мы различаем два вида природных резервуаров: водоносные комплексы и водоносные горизонты.

В пределах Западного Копетдага в третичных и меловых отложениях можно выделить следующие водоносные комплексы: 1) неогеновых отложений, 2) отложений турона и сенон-дация, 3) сеномана, 4) альбский, 5) аптский и 6) неокомский.

В низкогорной части рассматриваемой территории широко распространены палеогеновые глины (до 2000 м), представляющие собой региональный водоупорный раздел между мезозойскими и неоген-четвертичными резервуарами.

Основные водоносные горизонты Западного Копетдага связаны с отложениями нижнего и верхнего мела. Представлены они известняками, песчаниками, алевролитами, аргиллитами и мергелями. Породы консолидированные, массивнослоистые, гетерогенные. Слои песчаников и известняков чередуются с алевролитами, аргиллитами и мергелями. Поверхности слоистости многочисленны и хорошо выражены.

Гетерогенность пород особенно сильно проявляется при пликативных деформациях. Дифференциальные движения происходят вдоль плоскостей расслоения — по направлениям наименьшей прочности. К концу складкообразования жесткие породы в связи с явлениями упругой деформации стремятся вернуться к первоначальному объему, из-за чего на крутых крыльях антиклиналей возникают полости отслаивания (рис. 11). Их мощность, по данным буровых работ, достигает 20—30 см (южное крыло Исаковской антиклинали, скв. 1185-Б). При средней и высокой скорости деформаций смятые в складки жесткие породы ведут себя как достаточно хрупкие тела. В сводовых частях антиклиналей возникают трещины разрыва.

Изгибание прочных слоев, образующих свод, приводит к уменьшению нагрузки на шарнир антиклинали и увеличению — на замок, в результате чего в синклинальных складках создаются менее благоприятные условия для возникновения полостей отслаивания, чем

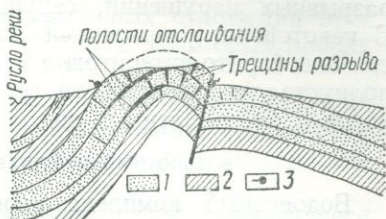


Рис. 11. Трещиноватость песчаников в сводах складок.

1 — песчаник; 2 — алевролит, 3 — очаги разгрузки подземных вод.

в антиклинальных. Мощность этих полостей и трещин разрыва (веерообразная сланцеватость разлома) в Сумбарской синклинали на глубине 620—1276 м (скв. 1400-к) не превышает 1 м. Большинство из них заполнено кальцитом. На некоторых плоскостях напластования заметны зеркала скольжения, возникшие в результате концентрического скольжения слоев песчаников относительно друг друга.

Таким образом, установлено, что в синклиналиных складках для терригенной толщи альб-сеноманских консолидированных пород хрупкие деформации имеют второстепенное значение, и уже на небольшой глубине основная роль принадлежит деформациям пластическим. Вертикальная зональность деформаций характерна, по-видимому, и для известняковой толщи неокома.

Наиболее интенсивная трещиноватость развита в зонах крупных разрывных нарушений, секущих одну или несколько структур. С некоторыми разрывными нарушениями в Западном Копетдаге связаны барито-витеритовые месторождения, проявления киновари, полиметаллов, самородной серы, выходы газообразных углеводородов и промышленных вод.

ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Водоносный комплекс неогеновых отложений распространен прерывисто, фрагментарно и включает в себе как грунтовые воды со свободным уровнем, так и горизонты напорных вод.

Грунтовые воды связаны с самыми разнообразными в литологическом отношении породами. Встречаются они в лессовидных суглинках водоразделов, песках и конгломератах, песчаниках и ракушниках. Уровень грунтовых вод обычно находится на глубине до 4—10 м.

Горизонт грунтовых вод питается атмосферными осадками. В среднегорной части Западного Копетдага важная роль в его питании принадлежит инфильтрации вод из рек Аджидере, Сумбара и Чандыра, а также поступлению вод из подстилающих меловых пород.

Разгрузка горизонта вод осуществляется немногочисленными колодцами и малобитными (до 0,2 л/сек) нисходящими источниками. В отдельных районах описываемый горизонт достаточно водообилен для эксплуатации его с помощью скважин, например на северном крыле антиклинали Сонгудаг, где неогеновые ракушники залегают на водоносных альбских песчаниках. Расход скважин здесь достигает 25 л/сек при понижении уровня грунтовых вод на 4—6 м (урочище Малый Карахан).

Температура подземных вод обычно равна среднегодовой температуре воздуха и составляет 16—18° С.

В качественном отношении грунтовые воды неогеновых отложений изучены довольно слабо, что объясняется их малым практическим значением. Для питьевого водоснабжения они пригодны в основном в среднегорной части и в некоторых районах Кюрендага,

где их минерализация не превышает 0,4—4,3 г/л. В низкогорьях Западного Копетдага, где неогеновые отложения залегают на глинах палеогена, минерализация грунтовых вод повышается до 6,8—17,8, даже 80 г/л.

По химическому составу воды мало минерализованные, обычно гидрокарбонатнокальциевые, гидрокарбонатно-сульфатнокальциевые. С увеличением минерализации в ионном составе подземных вод возрастает содержание сульфатов, хлора и натрия. Непригодные для питья, сильно минерализованные воды являются, как правило, хлоридно-сульфатнонатриевыми.

Для вод с минерализацией свыше 2,5 г/л характерно наличие таких микрокомпонентов (в мг/л), как йод — 0,2—4,37, бром — 2,4—22,5, бор — 4,2—27,8. Обнаружены (в мг/л) медь — до 4, свинец — до 30, цинк — до 45.

В газовом составе грунтовых вод неогеновых отложений преобладает азот и кислые газы (до 95,7 об.%). В некоторых пробах обнаружен метан (0,06%).

Напорные воды в неогеновых отложениях до настоящего времени были известны только на западном погружении Данатинской антиклинали, где они проявляются несколькими восходящими источниками (Шор и др.).

В результате наших исследований напорные самоизливающиеся воды обнаружены также в долине р. Аджидере. Связаны они с мелко- и тонкозернистыми песками в низах 130—300-метровой глинистой толщи неогеновых отложений, выполняющих сложно-построенную структуру двух пересекающихся разновозрастных синклиналей — Аджидеринской и Кулмачской.

О водообильности напорного горизонта в неогеновых песках можно судить по дебитам самоизливающих разведочных скважин. Наиболее водообильная из них скв. 84-к пробурена непосредственно в долине Аджидере. Здесь с глубины 147 м получены самоизливающиеся воды с расходом 60 л/сек. Через шесть дней в результате интенсивного выноса песка скважина была закольматирована и самоизлив прекратился. Самоизливающиеся воды с расходом 0,17—5 л/сек вскрыты на южном склоне Передового хребта скв. 85-к, 89-к. Сква. 89-к имеет постоянный расход 1,5 л/сек и с 1962 г. используется для питьевого водоснабжения с. Ходжакала.

Напорный водоносный горизонт питается инфильтрирующимися атмосферными осадками на южном склоне Передового хребта, где обнажаются пески низов неогена. Кроме того, важную роль в питании горизонта имеет, по-видимому, инфильтрация аллювиальных вод в верховьях Аджидере.

Температура напорных подземных вод 17—25,5° С (сква. 89-к).

Минерализация вод этого горизонта обычно находится в пределах 1,3—2,4 г/л. В отдельных случаях, по-видимому, на участках с относительно замедленным водообменом, она возрастает до 3,4—3,7 г/л. Еще более минерализованы воды восходящих источников на западном погружении Данатинской антиклинали (12,4—27,8 г/л).

По химическому составу подземные воды описываемого горизонта в основном сульфатно-хлориднонатриевые и кальциевые. Восходящие воды Данатинского района являются хлориднонатриевыми, сероводородными (29,2—78,2 мг/л).

В микрокомпонентном составе подземных вод выявлены (в мг/л) йод 0—140, бром 0—5,59, нафтеновые кислоты — до 0,4, фтор — 0, 2, 5, свинец — до 2000 мкг/л и цинк — до 350 мкг/л; рН подземных вод 7—7,4, окисляемость 1,28—7,9 мг O_2 на 1 л.

В источниках наблюдается выход свободного газа, содержащего до 67,8 об. % углеводов. Отношение дебита газа к дебиту воды (газовый фактор) достигает 1,0. В газовом составе вод Аджидеринской синклинали количество углеводов не превышает 0,32 об. %, содержание азота и редких достигает 97,2 об. %.

ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС ТУРОНА И СЕНОН-ДАНИЯ

Мощная 620—1380-метровая толща турон-сенон-дания сложена в основном глинами, глинистыми мергелями и мергелями. Подчиненное значение в разрезе имеют прослой известняков и песчаников. Отложения турона и сенон-дания обнажаются в сводах и на крыльях положительных структур. Углы падения слоев составляют 5—15°, достигая иногда 30—35°. На периклинальных замыканиях складок карбонатно-глинистые отложения погружаются под мощную толщу палеогеновых глин.

Подземные воды связаны с мергелями, известняками и известковистыми песчаниками. Уровень грунтовых вод располагается на глубине до 10—15 м. В сводовых частях положительных структур с отложениями турона, коньяка и низов сантона во многих случаях связаны напорные воды. Пьезометрический уровень этих вод в скважинах устанавливается на 60—70 м выше устья. На 17 м выше устья устанавливается уровень напорных вод, вскрытых в туронских известняках вблизи осевой части Сумбарской синклинали (скв. 1400-к).

Областями питания* водоносного комплекса являются места выхода водосодержащих пород на дневную поверхность в сводах и на крыльях положительных структур. Дополнительное питание происходит за счет подземных вод сеноманского комплекса, гидравлически связанного с известняками турона.

* Применяя этот термин, авторы разделяют взгляды А. М. Овчинникова (1946, 1961), Л. С. Балашова (1960), И. Г. Кисина (1964) и других исследователей, считающих, что область питания правильнее называть областью инфильтрации. Действительно, поступающие из этой области инфильтрационные пресные воды отнюдь не питают (не пополняют) древние остаточные воды в погруженных под водоупоры частях водоносных горизонтов, а лишь вытесняют их, частично разбавляя при этом. Разгрузка смешанных вод, как правило, происходит здесь же, в области питания водоносного горизонта, на моноклинальных структурах у контакта с перекрывающими водоупорами.

Разгрузка водоносного комплекса осуществляется многочисленными нисходящими и сравнительно редкими источниками восходящего типа.

Преобладание в разрезе сенон-дания глинистых разностей пород определяет слабую водообильность комплекса. Дебиты источников не превышают 3 л/сек, большинство из них имеет расход до 0,1 л/сек.

Несравнимо лучшими коллекторскими свойствами отличаются известняки и песчаники турона и нижнего сантона. С этими отложениями в сводовых частях отдельных антиклиналей связаны высоконапорные самоизливающиеся воды. Расход скважин на самоизливе достигает 50—200 л/сек (Терс-Акан). В Сумбарский синклинали в известняках турона вскрыты самоизливающиеся воды с расходом 42 л/сек (скв. 1400-к).

Температура вод нисходящих источников, как правило, соответствует среднегодовой температуре воздуха ($14-18,3^{\circ}\text{C}$). Температура подземных вод, дренируемых тектоническими нарушениями, достигает $25,2^{\circ}\text{C}$ (источник Сеит-Кердери, № 451). Повышенной температурой отличаются и воды источников, расположенных на моноклинальных структурах вдоль линий контактов водосодержащих пород с водоупорами (источник Карагез, № 526, температура $20,8^{\circ}\text{C}$). В сводовой части Терсаканской антиклинали с глубины 300 м получены самоизливающиеся воды с температурой $38,5^{\circ}\text{C}$. Минерализация подземных вод описываемого комплекса 0,65—32,1 г/л.

Водам нисходящих источников, дренирующих массивы хорошо промытых пород, свойственна минерализация до 1 г/л. Выходы более минерализованных вод (1,3—4,8 г/л) прослеживаются вдоль линий контактов водосодержащих пород с водоупорными и связаны с тектоническими нарушениями. В зонах некоторых тектонических нарушений минерализация вод источников достигает 10—21,3 г/л (Терс-Акан, Сеит-Кердери).

Скважины уже на глубине 6—12 м вскрывают подземные воды с содержанием солей 15—19 г/л. В долине Сумбара, в 5 км севернее пос. Шерлоук, на глубине 150 м в отложениях сенона вскрыты воды с минерализацией 32,1 г/л.

По химическому составу подземные воды турон-сенон-дания являются гидрокарбонатными и хлоридными с самым разнообразным сочетанием анионов (0,6—8,2 г/л). При минерализации свыше 6,3—8,2 г/л в ионном составе преобладают хлор и натрий. Количество сульфатов незначительное (3,6—17,1 мг/экв), и в большинстве случаев их практически нет.

В микрокомпонентном составе подземных вод отмечены (в мг/л) йод 0—4,8, бром 0—13,6, нафтенческие кислоты — до 1, фтор — до 32, свинец — до 10 мг/л, цинк — до 25 мг/л; рН подземных вод 6,8—7,6, окисляемость — до 6,13 мг O_2 на литр.

В составе поваренной соли, осаждающейся на обсадных трубах в скв. 48-к (Терс-Акан), спектральным анализом установлены (в %):

стронций — 0,42, барий — 0,08—0,1, калий — 0,032, литий — 0,0052 и следы рубидия.

В пределах Терсаканской, Сеиткердеринской и Куйлярской антиклиналей в 1963—1967 гг. одним из авторов (Кудельский, 1968) обнаружены неизвестные ранее в Копетдаге йодные воды. Концентрация йода в воде 37,2—462,0 мг/л. По содержанию этого элемента подземные воды антиклиналей Сеит-Кердери и Куйляр не имеют себе подобных в СССР.

Воды многих источников, связанных с тектоническими нарушениями, содержат растворенные и свободно выделяющиеся газы; среди них значительная роль принадлежит углеводородам (до 79,4 об. %). За редким исключением, все источники, газифицирующие углеводородными газами, являются сероводородными (3,5—132,6 мг/л). Сероводородные воды в отложениях турон-сеном-дания вскрываются и некоторыми скважинами (скв. 1400-к, Сумбарская синклинали).

В газовом составе вод нисходящих источников, дренирующих массивы хорошо промытых пород, углеводородных компонентов нет.

СЕНОМАНСКИЙ ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС

Отложения сеномана обнажаются на крыльях крупных антиклиналей среднегорной части Западного Копетдага, казанджикского Кюрендага и Данатинской складки. На территории низкогорий песчаниками верхнего сеномана сложены сводовые части Каразыдагской, Сеиткердеринской и Эйшемской антиклиналей. На крыльях складок описываемые отложения погружаются под слабопроницаемые карбонатно-глинистые образования сенон-дания.

Сеноманские отложения представлены глауконитовыми кварцевыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. В разрезе преобладают глинистые разности пород, и только в отложениях верхнего подъяруса преимущественно развиты массивные зеленоватосерые песчаники с подчиненными прослоями более темных алевролитов. К этим песчаникам приурочен основной в терригенном комплексе пород сеномана водоносный горизонт. Подземные воды связаны и с маломощными прослоями песчаников в разрезе нижнего сеномана.

Уровень подземных вод на крыльях складок располагается на глубине до 10—15 м, приближаясь к дневной поверхности у контакта водосодержащих песчаников с перекрывающими их глинистыми водоупорами. В сводах антиклиналей с сеноманскими песчаниками связаны напорные воды, проявляющиеся редкими восходящими источниками.

Питание водоносного комплекса происходит на моноклинальных структурах в области выходов водосодержащих пород. Инфильтрационные воды мигрируют на короткие расстояния, и значительная часть их разгружается здесь же, на моноклиналях, в виде нисходящих источников или источников, приуроченных к контакту

водоносных пород с водоупорами. Гораздо меньшая часть инфильтрационных вод погружается вниз под водоупорные отложения, вытесняя сохранившиеся здесь сильно минерализованные воды и изменяя их химический и газовый состав.

Большинство источников малodeбитные (до 0,5 л/сек), и только немногие из них имеют расход 1—10 л/сек.

Водообильность сеноманских песчаников (как альбских и аптских) зависит от их трещиноватости. Большинство скважин, пробуренных на пологих моноклинальных структурах в ненарушенных породах, обычно маловодно и непригодно для эксплуатации. В лучшем случае они вскрывают напорные самоизливающиеся воды с расходом 0,1—0,2 л/сек (скв. 5-к, северный склон хребта Сонгудаг).

Более водообильны песчаники сеномана в зонах тектонических нарушений и на крутых склонах хребтов, где в результате пликативных деформаций возникают полости отслаивания. Пробуренные здесь скважины эксплуатируются с расходом 10—15 л/сек. Интенсивной трещиноватостью песчаников объясняется высокий расход (30—35 л/сек) скважин в сводах некоторых антиклиналей (Обойская скв. 6-Б).

Минерализация подземных вод сеномана 0,47—15,2 г/л. Пресные (до 1 г/л) воды характерны для нисходящих источников, дренирующих массивы хорошо промытых пород. В зонах тектонических нарушений, где взаимосвязь инфильтрационных вод с глубокими облегчена, выходят источники смешанных солоноватых вод (1—3 г/л). Со слабо промытыми песчаниками связаны воды с минерализацией до 10 г/л и выше (источник № 501). Подземные воды с минерализацией 15,2 г/л вскрыты в песчаниках сеномана на южном склоне Передового хребта в районе колодца Камышлы (скв. 69-к); расстояние от устья до воды 6,7 м.

По химическому составу воды сеноманских отложений в основном сульфатные и хлоридные с разнообразным сочетанием анионов и катионов. Соотношение между содержанием сульфатов и хлора зависит от множества причин, в частности, от глубины циркуляции подземных вод, интенсивности процессов окисления — восстановления и т. д.

Содержание сероводорода в подземных водах достигает 26,3—67 мг/л. В газовом составе сероводородных вод постоянно отмечаются углеводороды. Несколько повышенной оказывается и окисляемость этих вод (2,48—9 мг O_2 на литр).

Содержание йода в подземных водах сеноманского водоносного комплекса обычно не превышает 0,8—1,7, брома 1,3—2,15 мг/л. Повышенное содержание йода (8—15,2 мг/л) отмечено в источниках Сеиткердеринской антиклинали.

Температура подземных вод обычно соответствует среднегодовой температуре воздуха. В зонах тектонических нарушений и на моноклинальных структурах, где наблюдаются восходящие потоки подземных вод, их температура повышается до 21—24,2° С.

АЛЬБСКИЙ ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС

Альбские отложения развиты на обширной территории на водоразделах рек Чандыра, Сумбара, Арваза и Аджидере. Прослеживаются они также вдоль южного склона Передового хребта и Кюрендага.

Слагая водораздельные хребты Западного Копетдага, альбские отложения поднимаются на высоту до 1900—2100 м над уровнем моря. Углы падения слоев на склонах хребтов составляют 5—30°,

увеличиваясь в отдельных случаях до 60—70° (стена Дыгыл-Таш на южном склоне хребта Хосардаг).

Согласно общему направлению падения пластов водоносный комплекс к западу и югу погружается под мощную толщу верхнемеловых и третичных пород. Водоносный комплекс, связанный с альбскими отложениями, — наиболее водообильный в Западном Копетдаге. Своим существованием он обязан экзогенной и тектонической трещиноватости, развитой в сводовых частях и на склонах антиклинальных хребтов.

Питают водоносный комплекс атмосферные осадки.

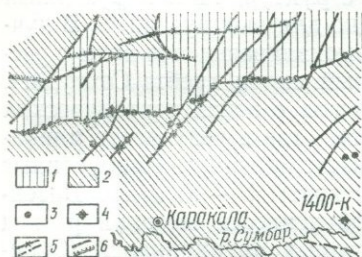


Рис. 12. Схема расположения очагов разгрузки подземных вод альба на северном Крыле Сумбарской синклинали.

1 — выходы альбских отложений, 2 — водоупорные алевролиты нижнего сеномана и более молодые отложения, 3 — источники, 4 — скважины, 5 — оси антиклиналей и синклиналей; 6 — тектонические нарушения.

Разгрузка, в зависимости от структурного положения водосодержащих песчаников, бывает двоякой: в межгорных понижениях, вдали от контакта с перекрывающими водоупорными отложениями, — в аллювиально-пролювиальные отложения Сумбара, Чандыра, Аджидере и их притоков; в районах, где водоносные песчаники погружаются под водоупорные алевролиты, — в виде многочисленных источников вдоль линий контактов этих пород (рис. 12).

На территории, где альбские песчаники залегают на поверхности, глубина уровня подземных вод в зависимости от рельефа изменяется в широких пределах. Так, на водоразделах и в верхних частях склонов глубина до воды может достигать нескольких десятков метров, а в нижних частях склонов измеряется метрами и меньше.

В зоне погружения водоносного комплекса глубина залегания подземных вод определяется как глубиной погружения самой толщи песчаников, так и распространением в них водоносных трещин. Скважинами, пройденными в среднегорной части Западного Копетдага, водоносные трещины в песчаниках встречены в интервале 40—200 м. Вскрытые в них воды, как правило, напорные, самоизливающиеся. Давление на устьях скважин достигает 5—10 атм.

Как уже говорилось, водоносный комплекс альбских отложений наиболее водообилен в Западном Копетдаге. Связанные с ним

многочисленные источники имеют дебиты от долей литра до 5—7 л/сек. Наиболее водообильные источники расположены, как правило, на крутосклонных, высоко поднятых хребтах и выходят или в зонах тектонических нарушений, или на моноклиналях вдоль контактов водосодержащих песчаников с водоупорными алевролитами.

По химическому составу воды источников гидрокарбонатные, сульфатные и хлоридные, с самым разнообразным сочетанием ионов.

Гидрокарбонатные анионы доминируют в водах с минерализацией 0,3—0,4, реже 0,5—0,9 г/л. Второе место в анионном составе обычно занимает сульфат-ион, и только в единичных случаях он оттесняется на третье место хлором. В катионном составе гидрокарбонатных вод преобладает натрий. Воды этого состава широко распространены на участках относительно пологого залегания пород и с небольшими высотными отметками (хр. Исак). Для участков крутых склонов (хр. Сюнт-Хосардаг) характерны гидрокарбонатно-кальциевые, магниевые воды.

Весьма распространены сульфатные воды с минерализацией 0,4—7,1 г/л. Второе место в анионном составе чаще всего принадлежит хлору, реже гидрокарбонат-иону. В катионном составе сульфатных вод натрий и кальций преобладают над магнием.

Хлоридно-натриевые практически бессульфатные воды с минерализацией 10,35—17 г/л вскрыты в Сумбарской синклинали (скв. 1400-к, 570—1276 м). Хлоридно-гидрокарбонатнонатриевые слабо минерализованные воды (1,4 г/л) получены на правом крыле синклинали у контакта водосодержащих песчаников с алевролитами (ущелье Порхай, скв. 1185-Б). В долине Чандыра хлориднонатриевые воды вскрыты в сводовой части Наарлинской антиклинали, в ауле Каракель и в районе с. Ак.

Во многих источниках отмечается наличие сероводорода, содержание которого в воде достигает 10,3—11 мг/л (источники Елысу, Кредин). Воды с более высоким содержанием сероводорода (20,4—33 мг/л) вскрыты в песчаниках альба скв. 868-Б, 37-к, 1185-Б. В газовом составе сероводородных вод имеются газообразные углеводороды.

В подземных водах альбского комплекса содержатся (мг/л) йод — до 107, бром — до 88, свинец — до 10—14, цинк, алюминий, стронций, барий и другие элементы.

В газовом составе вод, циркулирующих в хорошо промытых отложениях, преобладает азот. По мере погружения водоносного комплекса под водоупорные отложения в составе растворенных газов появляются углеводороды, содержание которых в отдельных случаях достигает 99,44 об. %.

Выходы горячего газа иногда сопровождаются иризирующими пленками (скв. 955-Б) или пленками нефти (скв. 400-к).

Температура подземных вод, циркулирующих на небольших глубинах, соответствует, как правило, среднегодовой температуре

воздуха. Высокой (по сравнению со среднегодовой) температурой отличаются воды источников, приуроченных к некоторым тектоническим нарушениям или к контактам водосодержащих пород с водоупорными на крутых склонах хребтов (источники Бибиджан, Елысу и др.). На глубине 1113 м в скв. 1400-к температура равна 46° С. Высокая температура воды (31° С) отмечается на устье скв. 1185-Б, пробуренной у контакта верхнеальбских песчаников с алевролитами сеномана на южном склоне хребта Исак.

Минерализация вод источников, дренирующих альбские отложения, изменяется от 0,3 до 7,1 г/л. Воды с минерализацией до 1 г/л широко распространены на склонах хребтов со стоячими пластами песчаников, поднимающихся на высоту свыше 900 м. Получая значительное количество атмосферных осадков, водоносные горизонты крутых и высоко поднятых склонов интенсивно промываются, и в них почти везде содержатся пресные воды.

Как всякой слоистой породе, альбским песчаниково-алевролитовым отложениям свойственна фильтрационная анизотропия. С наибольшей скоростью подземные воды движутся по напластованию пород; в направлении, перпендикулярном напластованию, скорость фильтрации резко уменьшается. Поэтому антиклинальные структуры крупных хребтов (Сюнт-Хосардаг, Исак, Дойрун, Палызан, Сонгудаг, Кунузундаг и др.) промываются «чешуйчато».

Вертикальной фильтрации атмосферных осадков в сводах антиклиналей практически нет. Не вскрытые эрозией, аптские и неокимские отложения здесь не промыты и содержат высокоминерализованные хлориднонатриевые воды. Этим объясняются гидрохимические аномалии, обнаруженные нами в сводовых частях Кеседаской, Кунузундагской (источники Куп, Камышлы) и других структур.

Пробуренные у подножий крутых склонов антиклинальных хребтов скважины эксплуатируются с расходом 25—40 л/сек. Все они на глубине 100—200 м вскрывают напорные самоизливающиеся воды с начальным расходом 25—30 л/сек. Скв. 1187-Б на южном склоне хребта Исак на глубине 120 м вскрыты самоизливающиеся воды с расходом 102 л/сек, уменьшившимся в течение двух месяцев до 7 л/сек. Устойчивым расходом (18—20 л/сек) отличаются скв. 1185-Б и 1186-Б, пробуренные для водоснабжения с. Каракала (ущелье Багандар) и колхоза им. XXII партсъезда (верховья ущелья Порхай).

В долине Чандыра скв. 45-к (пос. Кейкодоно) в песчаниках альба на глубине 89 м вскрыты самоизливающиеся воды с расходом 10 л/сек. Здесь же, в 4 км восточнее с. Ак, скв. 955-Б вскрыла напорные воды с расходом 25 л/сек самоизливом.

Водоносный комплекс альбских отложений является основным на территории Западного Копетдага. Динамические ресурсы подземных вод этого комплекса, по нашим подсчетам, составляют 3,7% всего количества осадков, выпадающих на площади распространения этих отложений.

Немногочисленные источники, вытекающие из песчаников апта, как правило, малодобитны (до 1 л/сек), и только некоторые из них, расположенные на северном склоне хребта Козлыдаг на высоте свыше 1000 м, имеют расход до 10 л/сек.

Скважины, пробуренные в песчаниках апта на территории среднегорной части Западного Копетдага, обычно маловодны и непригодны для эксплуатации. Например, в скв. 67-к был достигнут расход 0,5 л/сек при понижении 41,5 м.

Более водообильны скважины в песчаниках апта в районе Кюрендага. В скв. 2-Б в результате опытной откачки был достигнут расход 12 л/сек при понижении 9 м. Самоизливающиеся воды с расходом 6 л/сек вскрыты скв. 1232-Б на крутом северном крыле Данатинской антиклинали юго-западнее пос. Даната. Расход скважины при откачке эрлифтом составил 18 л/сек.

Температура вод нисходящих источников равна среднегодовой температуре воздуха. Повышена температура воды источников, располагающихся у контакта пород с различной водопроницаемостью на крутых крыльях антиклиналей.

Минерализация подземных вод апта 0,5—33,9 г/л. Источники пресных (до 1 г/л) вод выходят у подножий хорошо дренируемых песчаниковых массивов. Более минерализованные воды (1,8—2,1 г/л) выходят у контактов аптских песчаников с перекрывающими их алевролитами нижнего альба на склонах Данатинского хребта. Подземные воды с минерализацией 33,9 г/л вскрыты скв. 67-к на южном склоне Передового хребта. По содержанию солей они наиболее минерализованы из всех известных в нижнемеловых отложениях Копетдага.

По химическому составу воды аптских отложений довольно однообразны. До 0,7 г/л — это гидрокарбонатно-сульфатно-кальциево-натриевые, от 0,7 до 1,4 г/л — сульфатно-гидрокарбонатно-кальциево-натриевые и сульфатнонатриево-кальциевые воды. При минерализации 1,8 г/л и выше в составе анионов преобладает хлор. В катионном составе подземных вод первое место в большинстве проб (80%) занимает кальций. При минерализации свыше 1,8 г/л в составе катионов преобладает натрий.

В подземных водах аптского комплекса также содержатся (в мг/л): йод — до 154, бром — до 87, фтор — до 7; свинец — до 25 мкг/л, цинк — до 60 мкг/л, железо, алюминий, барий, стронций и другие элементы, перманганатная окисляемость достигает 7,2 мг O_2 на литр.

Воды некоторых источников, расположенных вдоль контакта пород с различной водопроницаемостью, являются сероводородными. Содержание сероводорода достигает 12,4—98,4 мг/л. В составе растворенных газов этих источников обычно имеется метан и более тяжелые углеводороды. Углеводородные газы обнаружены (до 98 об. %) и в хлориднонатриевых бессульфатных водах, вскрытых скв. 2-к (Терс-Акан).

Неокомские отложения представлены известняками, известковистыми песчаниками, реже мергелями и аргиллитами барремского и готеривского ярусов. Обнажаются эти отложения в ядрах передовых антиклиналей, северные крылья которых оборваны сдвигами, разрывными нарушениями. Сводовые части передовых антиклинальных хребтов Козлыдаг, Ахчадаг, Ереуш, Тройдыар и Казанджикского Кюрендага прорезаны многочисленными ущельями, разбиты тектоническими нарушениями с сопутствующей им интенсивной трещиноватостью горных пород. В западном и юго-западном направлениях известняковая толща неокома погружается под более молодые образования и в области внутренних хребтов залегает на глубине 1500—4500 м.

С известняками и песчаниками неокома связан второй по водообильности водоносный комплекс Западного Копетдага. Питание водоносного комплекса происходит на крыльях и в сводовых частях передовых антиклиналей. Большая часть просочившихся в известняки неокома атмосферных вод движется к главному нарушению, обрывающему Копетдаг с севера, где поступает в пролювиальные отложения и проявляется многочисленными источниками. Меньшая, ближе не определенная, часть атмосферных осадков скатывается по наклону южных крыльев антиклиналей.

Как с севера, так и с юга подземные воды неокома находятся в подпруженном состоянии. С севера роль барража выполняют палеогеновые глины опущенного блока. Движению подземных вод к югу препятствует затухание трещиноватости пород с глубиной. Кроме того, гидростатическое давление, которое создается в области питания, недостаточно для продавливания подземных вод в глубоко погруженные части водоносного комплекса, где господствует высокое пластовое давление.

В связи с этим водоносный комплекс разгружается в основном здесь же, в области выхода неокомских известняков в виде многочисленных источников, кяризов и скважин. Низким гипсометрическим положением контакта известняков с водоупорными отложениями в зоне разрывных нарушений объясняется связь большинства очагов разгрузки с этой зоной.

Дебит источников изменяется в пределах от долей литра до 57 л/сек. Расход эксплуатационных скважин достигает 20—25 л/сек при понижении 1—20 м. Вне зон дробления известняки неокома практически безводны.

Температура подземных вод, циркулирующих на небольшой глубине, соответствует среднегодовой температуре воздуха или несколько выше ее (15—18,3° С). Повышенную температуру (до 21° С) имеют воды источников, расположенных вдоль тектонических нарушений, которые дренируют глубоко погруженные части водоносного комплекса.

Минерализация вод большинства источников, связанных с известняками неокома, 0,35—0,9 г/л.

Повышенной минерализацией (2,3—2,8 г/л) отличаются воды источников в зонах нарушений, дренирующих глубоко погруженные и непромытые отложения (источник Иджири). За пределами описываемого района в известняках неокома вскрыты воды с минерализацией 6,9 г/л (Арчман, скв. 478, гл. 1169 м).

По химическому составу подземные воды неокома обычно гидрокарбонатные с самым разнообразным сочетанием ионов. При минерализации свыше 1 г/л отмечается увеличение содержания сульфатов до их преобладания в анионном составе вод (источник Карой). Выход хлориднонатриевых вод известен в Казанджикском Кюрендаге и связан с тектоническими нарушениями (Иджири).

Микрокомпонентный состав подземных вод неокома Западного Копетдага почти не изучен. Достаточно полный химический анализ проведен только для вод источника Иджири. Содержание йода достигает 7,4 мг/л, брома 6,66, бора 7,14 мг/л; перманганатная окисляемость равна 7,04, нафтеновые кислоты содержатся в количестве 0,4 мг/л. В воде источника отмечаются (в мкг/л): свинец — 5, цинк — 10, медь — 10 и другие элементы. Вода сероводородная (5,8 мг/л). В газовом составе вод источника преобладают азот (61,159 об.%), углекислота и сероводород (38,36 об.%), обнаружены метан и более тяжелые углеводороды. Метан выявлен также в водах источника Арчман и каптажа Кри-Кри (Пырнуар).

НЕКОТОРЫЕ СООБРАЖЕНИЯ О ДИНАМИКЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Вопросы динамики подземных вод в пределах горных сооружений до настоящего времени не привлекали к себе должного внимания исследователей и остаются практически неизученными. Между тем исследования в этом направлении могут оказаться полезными не только для нужд региональных построений и оценок перспектив нефтегазоносности по гидрогеологическим показателям, но и пролить свет на некоторые малоизученные аспекты подземной гидродинамики, не всегда укладывающиеся в привычные представления.

ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ОСНОВНЫХ ВОДОНОСНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Альбский водоносный комплекс является одним из наиболее изученных в Западном Копетдаге.

Гидрогеологическими исследованиями в Сумбарской синклинали установлено, что разгрузка средне-верхнеальбского водоносного горизонта происходит на склонах антиклинальных хребтов Сюнт-Хосардаг и Кунузундаг вдоль линий контакта водосодержащих песчаников с глинисто-алевролитовой толщей верхов альбского яруса и нижнего сеномана (см. рис. 7). Приуроченность очагов разгрузки (источников) к линиям контактов пород с различными фильтрационными свойствами отмечается также на моноклинальных структурах в долине Аджидере, на западном погружении хребтов Кунузундаг, Дойрун и в других районах Западного Копетдага.

Повышенная температура и химический состав вод этих источников свидетельствуют, что в их формировании принимает участие как нисходящий поток холодных пресных вод, так и поток более нагретых и минерализованных глубоких вод.

Судя по температуре вод ($24-31^{\circ}\text{C}$) источников и скважин на крыльях Сумбарской синклинали, глубина зарождения потока восходящих вод 900—1000 м. При углах падения слоев горных пород $30-15^{\circ}$ расстояние от некоей условной точки зарождения потока восходящих вод в синклинальном прогибе до очага разгрузки (контакт водосодержащих пород с водоупорными на крыле прогиба) в плане составляет примерно 2—3 км. Принимая во внимание то, что углы падения слоев альбских пород в большинстве случаев меньше, полученный результат можно округлить до 5—10 км.

В результате движения восходящих потоков нагретых вод из прогибов к очагам разгрузки на моноклинальных структурах возникают тепловые аномалии вдоль контактов пород с различной водопроницаемостью.

Так, если величина геотермической ступени в районах, где влияние восходящих вод наименьшее, составляет $34,8-48,7\text{ м}/^{\circ}\text{C}$, то на северном крыле Сумбарской синклинали, у контакта средне-верхнеальбских песчаников с алевролитами, геотермическая ступень не превышает $13,6-16\text{ м}/^{\circ}\text{C}$ (табл. 2).

Таблица 2

Геотермические градиенты и ступени

Площадь	Скв.	Глубина, м	$G, ^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$	$G, \text{ м}/^{\circ}\text{C}$
Адждире, северный склон Хосардага, раскрытые песчаники	70-к	288	2,5	39,4
Сумбар, ущ. Порхай, у контакта с водоупорными алевролитами	1185-Б	192	7,3	13,6
Сумбар, ущ. Икдержик, у контакта с водоупорными алевролитами	1187-Б	120	5,9	16,0

Возникает вопрос, при какой скорости фильтрации восходящих вод возможно возникновение подобных аномалий в температурном поле.

Количество тепла Q_v (ккал), приносимое потоком движущихся вод в наклонном пласте (Кругликов, 1963),

$$Q_v = \pm \frac{Hvl \operatorname{tg} \alpha}{G_d} \cdot 10^3, \quad (\text{II}, 1)$$

где H — мощность водоносного горизонта, 300 м; v — скорость фильтрации, м/сек; l — длина пути фильтрации, м; α — угол наклона слоев, град; G_d — средняя по разрезу величина геотермической ступени в динамической обстановке (рис. 13).

Для нашего случая

$$G_d = \frac{16 + 13,6}{2} = 14,8\text{ м}/^{\circ}\text{C}.$$

В статической обстановке количество тепла, проходящего через участок площадью $l \text{ м}^2$,

$$Q_q = lq \cdot 8,76 \cdot 10^9 \text{ ккал/1 млн. лет}, \quad (\text{II}, 2)$$

где q — плотность теплового потока в пределах рассматриваемого участка (см. рис. 13).

Среднее значение q для земного шара составляет (Дьяконов, 1958) $q = 4,32 \cdot 10^{-2} \text{ ккал/м}^2 \text{ч}$, или $q = 4,32 \cdot 10^{-2} \cdot 8,76 \cdot 10^9 \text{ ккал/м}^2$ за 1 млн. лет.

Сравнивая Q_q и Q_B , получим

$$\frac{Q_B}{Q_q} = \pm \frac{Hv \operatorname{tg} \alpha}{qG_d \cdot 8,76 \cdot 10^{-6}}, \quad (\text{II}, 3)$$

так как

$$q = \frac{1}{\xi G_{\text{ст}}},$$

где $G_{\text{ст}}$ — геотермическая ступень в статической обстановке.

Тогда

$$\frac{Q_B}{Q_q} = \pm Hv\xi \operatorname{tg} \alpha \frac{G_{\text{ст}}}{G_d \cdot 8,76 \cdot 10^{-6}}. \quad (\text{II}, 4)$$

Здесь ξ — удельное тепловое сопротивление пород, $\text{мч}^\circ \text{С/ккал}$.

Геотермическая ступень в статической обстановке определяется на участке, где вода движется в строго горизонтальном направлении. Из-за отсутствия в Западном Копетдаге таких участков определим величину $Q_{\text{ст}}$ по формуле

$$G_{\text{ст}} = \frac{1}{\xi q} = \frac{1}{0,3 \cdot 4,32 \cdot 10^{-2}} = 77 \cdot 1 \text{ м/}^\circ \text{С}.$$

Отношение $\frac{Q_B}{Q_q}$ представляет собой показатель теплового воздействия потока движущихся вод. Обозначив его буквой D , получим

$$D = \pm Hv\xi \operatorname{tg} \alpha \frac{G_{\text{ст}}}{G_d \cdot 8,76 \cdot 10^6}, \quad (\text{II}, 5)$$

откуда

$$v = \frac{8,76 D \cdot 10^6}{H \xi \operatorname{tg} \alpha} \cdot \frac{G_d}{G_{\text{ст}}}. \quad (\text{II}, 6)$$

Определим максимально возможную величину параметра D :

$$D_{\text{макс}} = \frac{q_{\text{макс}}}{q_{\text{мин}}}. \quad (\text{II}, 7)$$

Так как $q = \frac{1}{Q\xi}$, то $q_{\text{макс}}$ будет наблюдаться при минимальных Q и ξ .

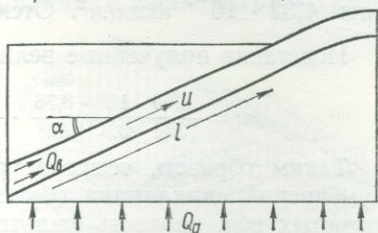


Рис. 13. Схема залегания средневерхнеальбского водоносного горизонта на крыле Сумбарской синклинали (пояснения в тексте).

Для альбских песчаников, пород с относительно низким тепловым сопротивлением, можно принять $\xi_{\text{мин}} = 0,3 \text{ м}^{\circ}\text{С/ккал}$. Тогда

$$q_{\text{макс}} = \frac{1}{G_{\text{мин}} \xi_{\text{мин}}} = \frac{1}{13,6 \cdot 0,3} = 2,45 \cdot 10^{-1} \text{ ккал/м}^2\text{ч}.$$

За величину $q_{\text{мин}}$ для геосинклинальных областей можно принять $4,32 \cdot 10^{-2} \text{ ккал/м}^2$. Отсюда $D_{\text{макс}} = \frac{2,45 \cdot 10^{-1}}{4,32 \cdot 10^{-2}} = 5,69$.

Подставив полученные величины в формулу (II,6), имеем

$$v = \frac{5,69 \cdot 10^3 \cdot 8,76}{300 \cdot 0,3 \text{ tg } 30^{\circ}} \cdot \frac{14,8}{77,1} = 183 \text{ 215 м/10}^6 \text{ лет}.$$

Таким образом, температурные аномалии на северном крыле Сумбарской синклинали обусловлены разгрузкой здесь глубоких нагретых вод, скорость фильтрации которых из прогиба к очагам разгрузки, по-видимому, соответствует полученной величине $v = 183 \text{ 215 м}$ за 1 млн. лет, или $0,18 \text{ м/год}$.

В зарубежной литературе источники, расположенные у контактов пород с различной водопроницаемостью, известны как плотинные, барьерные или подпорные источники (Barrierenquellen, Stauquellen — Stille, 1903). Французские авторы (Амброджи, Болели и др., 1955) описывают их как источники «переполнения» (troupplein). В отечественной литературе также нет определенного названия подобных источников. Одни авторы называют их переливающимися (Овчинников, 1955), другие — нисходящими, барражными, литологически перекрытыми источниками (Альтовский, 1958).

Однако ни одно из приведенных названий нельзя признать удачным с точки зрения раскрытия в нем причин возникновения рассматриваемых источников. Более удачным, по нашему мнению, является термин *прессионные источники*. В этом названии, предложенном Овчинниковым, достаточно точно раскрывается механизм динамики подземных вод на моноклинальных структурах, обусловленный выдавливанием глубоких вод из погруженных частей водонесных горизонтов весом столба (прессом) инфильтрационных вод.

Прессионные источники характерны только для моноклинальных структур, ограничивающих водонапорные системы с затрудненной разгрузкой, бассейны, в значительной мере закрытые для проникновения инфильтрационных вод в их глубокие части. Инфильтрационные воды продавливаются при наличии на периферии бассейнов горных сооружений, способствующих передаче гидростатического давления по вертикали и напластованию пород. Как следствие этого продавливания в каждом водоносном горизонте, ограниченном сверху и снизу водоупорами, возникают встречные потоки восходящих вод, количественно эквивалентные нисходящим*.

* Точнее, расходы нисходящих и восходящих потоков разнятся на величину скрытой разгрузки подземных вод в срединных частях бассейнов.

Впервые на существование потоков подземных вод из прогибов в сторону горных сооружений обратил внимание А. М. Овчинников, отметивший, что горные страны — это не только области питания со стоком в сторону платформ, но, что во многих случаях, наоборот, происходит подтягивание подземных вод из платформ в сторону складчатых областей, т. е. последние являются областями разгрузки (Овчинников, 1946). Касаясь причин возникновения восходящих потоков подземных вод на моноклинальных структурах, А. М. Овчинников здесь же указывает, что динамика в зонах разгрузки напор-

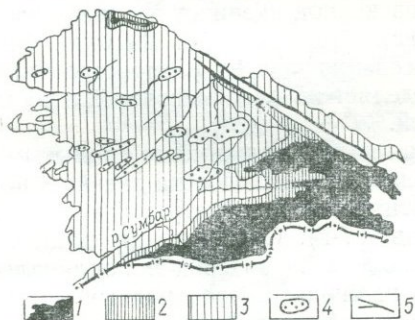


Рис. 14. Схематическая гидрогеологическая карта альбского водоносного комплекса.

1 — выходы отложений, где происходят частичное питание и местная разгрузка водоносного комплекса (это окраинная область создания напора и интенсивного водообмена; встречаются аazonальные участки с относительно замедленным водообменом), 2 — зона влияния инфильтрационных вод и замедленного водообмена, 3 — область распространения сильно метаморфизованных вод зоны весьма замедленного водообмена, 4 — антиклинальные структуры, с которыми связаны очаги скрытой разгрузки напорных вод комплекса, 5 — тектонические нарушения.

имосвязаны и взаимообусловлены. Существование одного из них в пласте, ограниченном водоупорами, предполагает и наличие другого. С этой точки зрения вычисленная выше скорость движения глубоких вод должна быть эквивалентна скорости нисходящего потока подземных вод.

Следует иметь в виду, что полученная скорость характеризует динамику подземных вод в погруженных частях депрессии, где господствуют пластические деформации и проницаемость пород определяется только их динамической пористостью. В точечных очагах разгрузки восходящих вод (источниках), где площадь сечения потока уменьшается, скорость возрастает и намного превышает полученную величину.

Уменьшение скорости движения нисходящих вод в погружающемся водоносном горизонте (комплексе) может быть объяснено только отсутствием достаточно интенсивного оттока подземных вод

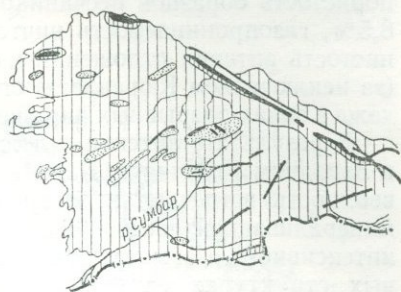


Рис. 15. Схематическая гидрогеологическая карта аптского водоносного комплекса. (Условные обозначения см. на рис. 14.)

ных вод «целиком определяется поступлением воды из области питания. Происходит как бы выдавливание вод (водами инфильтрогенными. — В. К., А. К.) из прилегающих участков равнинных областей и впадин».

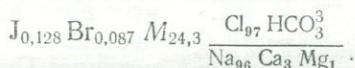
Таким образом, оба потока — нисходящий и восходящий — вза-

в его погруженной части. Отсюда наличие пресссионных источников на моноклинальных структурах, ограничивающих водонапорные системы прогибов, следует рассматривать как показатель затрудненного водообмена в пределах этих систем (рис. 14).

Справедливость этого вывода подтверждена моделированием процесса фильтрации в напорном потоке при анизотропной водопроницаемости на приборе ЭГДА (Васильева, 1966).

Аптский водоносный комплекс. В апт-сеноманском терригенном комплексе аптские отложения наименее водопроницаемы. Открытая пористость образцов песчаников из кернов скважин не превышает 8,5%, газопроницаемость ничтожная (0,043 мдарси). Высокая глинистость аптских отложений на всей площади их распространения (за исключением Кюрендага) определяет их слабую водообильность даже в зонах разрывных нарушений.

В результате аптские отложения являются наименее промытыми в Западном Копетдаге. Даже в области их выходов на дневную поверхность встречаются бессульфатные хлориднонатриевые воды с минерализацией свыше 30 г/л (скв. 67-к). О сближении областей интенсивного и замедленного водообмена на аптских моноклинальных структурах свидетельствует наличие углеводородных газов, йода, брома и других микрокомпонентов в водах пресссионных источников (Данатинская антиклиналь) и скважин. На площади Терс-Акан скв. 2-к в аптских песчаниках и алевролитах на глубине 1800—1900 м вскрыла подземные воды состава



Все эти данные свидетельствуют о том, что аптскому водоносному комплексу Западного Копетдага в области его погружения под более молодые осадки свойственны условия замедленного и весьма замедленного водообмена (рис. 15).

Неокомский водоносный комплекс. Сложность изучения гидродинамических условий водоносного комплекса заключается в том, что бурением неокомские отложения в области их погружения не вскрыты. Поэтому наши представления об условиях водообмена в этой области во многом схематичны и основаны на материалах по гидрогеохимии районов питания, а также на допущениях, вытекающих из закономерностей динамики подземных вод на моноклинальных структурах.

Первую попытку установления каких-либо закономерностей в формировании подземных вод неокома мы находим у Г. А. Борщевского (1960). На составленной им карте восточной части Южно-Каспийского артезианского бассейна (рис. 16) Западный Копетдаг показан как область распространения напорных водоносных горизонтов, где в известняках и мергелях неокома под толщей третичных и верхнемеловых пород предполагается наличие пресных вод. Эта территория артезианского бассейна относится к зоне интенсивного водообмена (Геодекян и др., 1960). Противоположное мнение вы-

сказал Семенович, полагающий, что выводы о промытости меловых отложений в Западном Копетдаге неубедительны и нуждаются в уточнении (1960).

В 1962 г. О. Я. Калугина опубликовала работу, посвященную малым-неокомскому водонапорному комплексу западного Копетдага-

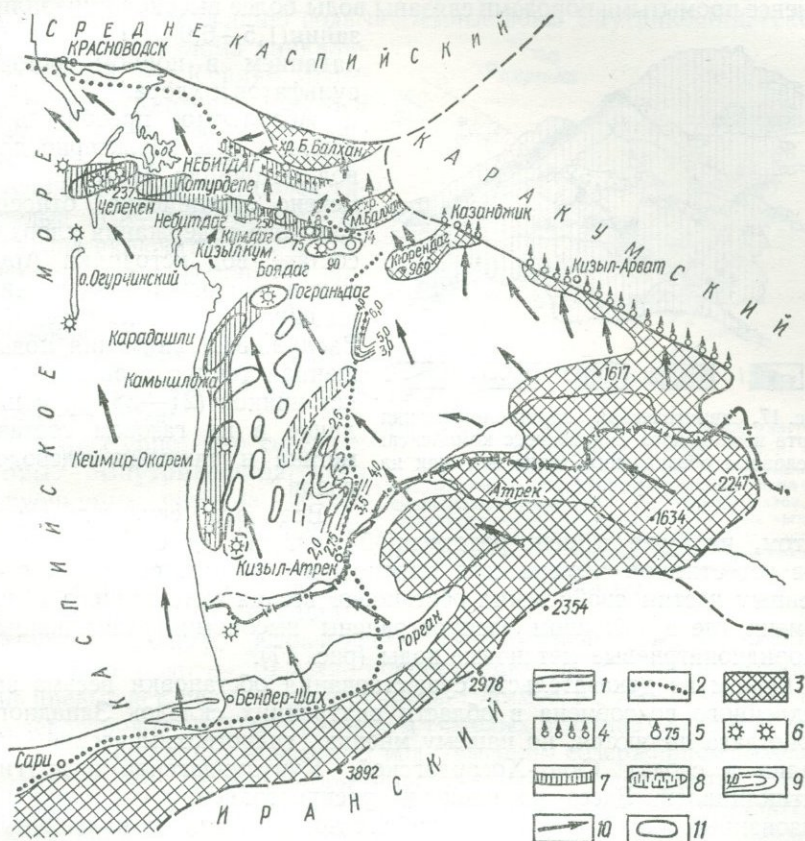


Рис. 16. Обзорная гидрогеологическая карта восточной части Южно-Каспийского артезианского бассейна (по Борщевскому).

1 — границы артезианского бассейна, 2 — границы нефтегазоносного бассейна, 3 — области современного питания, 4 — открытые очаги разгрузки зоны интенсивного водообмена, 5 — то же, зон замедленного и весьма замедленного водообмена (цифра у знака — суммарная производительность естественного и искусственного очагов разгрузки, л/сек); 6 — грязевые вулканы, 7 — районы скрытой разгрузки подземных вод зоны замедленного водообмена (установленные), 8 — то же, предполагаемые, 9 — изоморфы, 10 — направление движения подземных вод, 11 — антиклинальные складки.

ского склона Южно-Каспийского артезианского бассейна. Здесь впервые высказано достаточно обоснованное мнение о том, что малым-неокомский комплекс Западного Копетдага не повсеместно промыт инфильтрационными водами и имеет сложную гидродинамическую зональность (Калугина, 1962а).

Как известно, по химическому составу воды источников, выходящих в термальной зоне, обычно гидрокарбонатнокальциевые, гидрокарбонатнатриевые с минерализацией 0,2—0,6 г/л. Бурением установлено, что уже в непосредственной близости от тектонических нарушений, дренирующих зоны трещиноватых известняков, с менее промытыми породами связаны воды более высокой минерализации (1,5—6,9 г/л) и с преобладанием в ионном составе сульфатов и хлора.

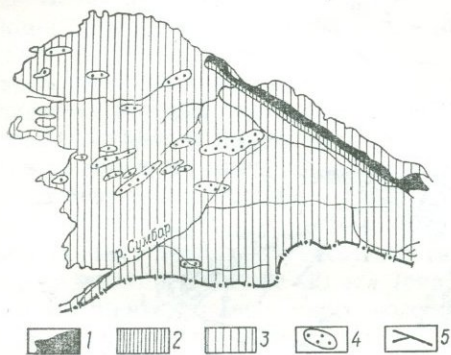


Рис. 17. Схематическая гидрогеологическая карта неокомского водоносного комплекса. (Условные обозначения такие же, как на рис. 14.)

Абсолютное преобладание ионов хлора характерно для вод источника Иджири. Отмечено увеличение относительного содержания хлора в составе вод источника Арчман в периоды тектонических подвижек (землетрясений). Заслуживает внимания повышенная температура вод этих источников (21—28 °С) и наличие в их газовом составе метана и тяжелых углеводородов.

Все это свидетельствует о том, что уже в непосредственной близости от области выходов известняков неокомского водоносного комплекса его погруженным частям свойственна обстановка весьма замедленного водообмена, где в основном распространены высокоминерализованные хлориднатриевые метановые воды (рис. 17).

Одним из доказательств существования обстановки весьма замедленного водообмена в области внутренних складок Западного Копетдага являются, по нашему мнению, гидрогеохимические аномалии в сводах Сюнт-Хосардагской, Кунузундагской и других антиклиналей. Здесь на площади распространения слабоминерализованных (до 1 г/л) гидрокарбонатнатриевых и -кальциевых вод отмечаются выходы азональных хлоридно-сульфатнатриевых вод с минерализацией 1,3—2,2 г/л. Невысокая, близкая к среднегодовой, температура этих вод свидетельствует об относительно небольшой глубине их циркуляции.

О ВНУТРИКОПЕТДАГСКОЙ ЗОНЕ РАЗГРУЗКИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

В результате проведенных в Западном Копетдаге исследований установлено, что большая часть инфильтрационных вод (до 2 м³/сек) разгружается в области питания, в пределах выходов водоносных горизонтов и комплексов на дневную поверхность. Другая, непоставимо малая по сравнению с первой, часть подземных вод

разгружается в пределах структур зоны Внутрикопетдагского глубинного разлома (Сейт-Кердери, Куйляр и Бахча).

По химическому составу воды эти хлориднонатриевые с минерализацией 20—30 г/л. Привлекает внимание высокое содержание в них свинца (до 50 мкг/л), цинка (до 100—450 мкг/л), железа и особенно галогенов — фтора (до 7—32 мг/л), брома (23—176 мг/л) и йода. По содержанию йода подземные зоны Внутрикопетдагского глубинного разлома уникальны (Бахча, 92; Куйляр, 383—462; Сейт-Кердери, 89—379 мг/л). В составе растворенных газов преобладают углеводороды — метан и более тяжелые (1,8—3,57 об.%), до гексана включительно. В пределах Сейткердеринской антиклинали измерено максимальное для подземных вод Западного Копетдага содержание свободной углекислоты (140—187 мг/л).

Характерно, что севернее зоны Внутрикопетдагского глубинного разлома состав вод, связанных с разновозрастными (верхнемеловыми) отложениями, обнажающимися в сводах антиклинальных структур (Эйшем, Қаразыдаг), резко отличен: минерализация уменьшается до 5—10 г/л, концентрация йода, фтора и брома не превышает первых единиц миллиграммов на литр, содержание углеводородов — 20 об.%, причем тяжелых не обнаружено (рис. 18).

Приуроченность подземных вод с высоким содержанием тяжелых металлов (Pb, Zn, Fe), фтора, йода, свободной углекислоты и углеводородных газов, в том числе тяжелых, к зоне Внутрикопетдагского глубинного разлома свидетельствует о влиянии этого разлома на формирование химического и газового состава подземных вод. Об этом же свидетельствуют и повышенная температура вод отдельных источников (Сейт-Кердери, 25° С) и высокий геотермический градиент (7—9° С/100 м) в пределах зоны. В целом же происхождение подобных вод остается невыясненным, хотя особенности их химического состава уже в настоящее время позволяют утверждать, что питание глубоко погруженных меловых и более древних водоносных комплексов, разгружающихся во Внутрикопетдагской зоне, нельзя связывать с современными областями инфильтрации.

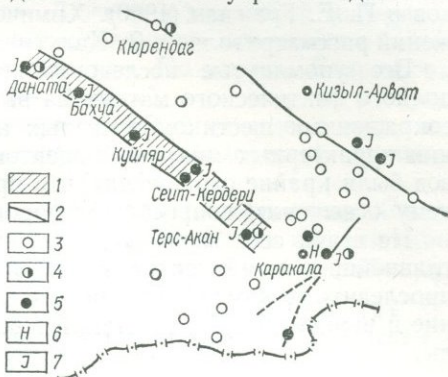


Рис. 18. Внутрикопетдагская зона разгрузки подземных вод.

1 — Внутрикопетдагская зона, 2 — основные разрывные нарушения, 3 — выходы газов воздушного происхождения, 4 — выходы газов, содержащих метан (свыше 20 об.%), 5 — выходы газов с тяжелыми углеводородами, до гексана включительно, 6 — пленки нефти, 7 — высокое и аномально высокое содержание йода в подземных водах.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО И ГАЗОВОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Сведения о химическом составе подземных вод Западного Копетдага содержатся в работах Никшича, Сукачевой, Калугина, Ивановой, Борщевского и др. Специальные исследования в районах сероводородных источников Копетдага проводили А. М. Овчинников и П. Е. Граждан (1960). Химический состав вод меловых отложений рассматривала О. Я. Калугина (1963а, б).

Все упомянутые исследователи из-за отсутствия достаточно полного фактического материала вынуждены оперировать данными сокращенных шестикомпонентных анализов. Сведения о содержании характерных микрокомпонентов и газовом составе подземных вод были крайне ограничены, что привело к несколько одностороннему освещению вопросов формирования их химического состава.

Не ставя себе задачей изучение всего многообразия сочетаний главнейших компонентов в составе подземных вод, попытаемся проследить те химические процессы, которыми обусловлено появление и изменение этих сочетаний в зависимости от окружающей среды.

СОСТАВ ПОРОД

В составе горных пород терригенной толщи апт-сеномана преобладает кварц, содержание которого часто превышает сумму всех других минералов. Из полевых шпатов выявлены кислые плагиоклазы, микроклин и ортоклаз. В значительном количестве содержатся глауконит, биотит, мусковит, лейсты хлорита. В шлифах отмечаются магнетит, ильменит, циркон, гранат, рутил, минералы группы эпидота, зеленая роговая обманка, барит и др. Значительно содержание пирита (1—7%), образующего псевдоморфозы по органическим остаткам. Кальцит встречается в виде цемента прорастания. Спектральным анализом в составе апт-сеноманских отложений обнаружены никель, кобальт, медь, свинец, титан, ванадий, стронций, барий и другие элементы.

В разрезе неокома кальцит — основной минерал известняковых толщ. В виде микроконкреций здесь встречаются также пирит, лимонит (по пириту), кристаллы полевого шпата, кварца и пр.

Названные ассоциации минералов свойственны и карбонатно-глинистой толще сенон-дания.

Содержание рассеянного органического вещества в меловых отложениях достигает 0,1—1%. Битуминозные компоненты $C_{орг}$ составляют 0,0006—0,2%.

На участках с замедленным водообменом меловые отложения отличаются высокой газонасыщенностью, достигающей 38,19—266,2 см³/кг породы. По составу сорбированные газы углеводородные и углеводородно-азотные; содержание высших гомологов метана в них 4—36%.

СОСТАВ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ

Согласно современным представлениям (Колодяжная, 1963 и др.), атмосферные осадки — это раствор солей, газов и кислот, адсорбированных на ядрах конденсации (твердом веществе). В связи с этим атмосферные осадки рассматриваются не только как основной источник питания грунтовых вод, но и как весьма важный фактор формирования их состава. Даже при невысокой минерализации общее количество солей, выпадающих на поверхность земли вместе с осадками, довольно значительно. По данным Кларка, их количество ежегодно достигает 2—20 t/km^2 .

Химический состав гидрометеоров зависит от сезона года, запыленности или задымленности атмосферы, химической характеристики ядер конденсации и т. д.

Химический режим атмосферных осадков на территории Копетдага специально не изучался. В нашем распоряжении имеется один анализ пробы дождевых вод по метеостанции Арчман (табл. 3).

Таблица 3
Химический состав дождевой воды по метеостанции Арчман на 10.X 1962 г.
(по А. З. Ляху)

Единица измерения	$Na^+ + K^+$	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	Общая минерализация
мг/л	5,7	10,0	0,6	3,5	не обн.	42,7	62,5
мг-экв	0,25	0,50	0,05	0,10	—	0,70	1,60
%-экв	15,50	31,50	3,00	6,50	—	43,50	—

Известно, что одним из свойств дождевой воды является ее способность адсорбировать CO_2 и O_2 из воздуха. Количество газов в 1 л дождевой воды может достигать 25 cm^3 , из которых при 0° С на долю азота приходится 64, кислорода — 33,9, углекислого газа — 2,1% (Сауков, 1963; Колодяжная, 1963). Углекислый газ легко растворяется в воде, и содержание его в воздухе с дождевыми каплями может быть в 100 раз больше по сравнению с воздухом незагрязненной атмосферы.

ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Как следует из материалов проведенных работ, отдельные литологические разности (песчаники, известняки) Западного Копетдага существенно не различаются по химическому составу вод. Различия вызываются в основном неодинаковым положением тех или иных участков структурно-фациальных зон в рельефе, т. е. гидродинамическими условиями.

Зависимость химического состава подземных вод от интенсивности их движения (водообмена) неоднократно подчеркивали Н. К. Игнатович (1945, 1950), А. М. Овчинников (1955, 1957, 1958, 1963), М. А. Гатальский (1953) и др. В связи с этим совершенно

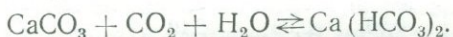
справедливо замечание Овчинникова (1955) о необходимости сопоставления химического состава подземных вод с положением тех гидродинамических зон, с которыми они связаны.

При изучении гидрогеохимии Западного Копетдага установлено, что различным гидродинамическим зонам соответствуют и разные ассоциации химических элементов в составе вод.

Зона интенсивного водообмена. Минерализация подземных вод этой зоны 0,26—1,96 г/л. В их химическом составе преобладают HCO_3^- , Ca^{2+} , Na^+ , в несколько меньшем количестве содержатся SO_4^{2-} и Mg^{2+} . Последнее место среди анионов обычно занимает хлор. Газовый состав подземных вод воздушного происхождения. В водах содержатся газы, образовавшиеся в зоне аэрации вследствие разложения органических веществ и окисления сульфидов (CO_2).

Помимо атмосферных осадков, источником главных компонентов в химическом составе вод зоны интенсивного водообмена являются химические процессы, протекающие в горных породах при взаимодействии их с инфильтрационными водами, обогащенными углекислотой и кислородом воздуха.

К а л ь ц и й поступает в воду в процессе выветривания кальцийсодержащих силикатов и в результате обменных реакций. Одним из основных источников Ca^{2+} в подземных водах служат известняки и известковистый цемент горных пород:



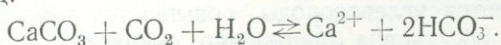
Ионы кальция доминируют в катионном составе вод с минерализацией 0,26—0,38, реже 0,38—1,15 г/л. При минерализации выше 1,15 г/л в составе катионов преобладает натрий и, в единичных случаях, магний.

Н а т р и й. Поступление натрия в подземные воды обусловлено несколькими процессами, один из которых — гидролитическое расщепление силикатов. Под влиянием воды и углекислого газа они отдают в раствор основания Na, K, Ca, Mg. Определенное значение имеют процессы катионного обмена содержащихся в воде кальция и магния на натрий меловых глауконитовых полевошпатовых пород. Кроме того, подземные воды обогащаются натрием, по-видимому, также за счет рассеянного в породах хлористого натрия (вероятно, в виде ионно-молекулярного раствора). Исследованиями В. С. Самариной в районах Центрального Кавказа установлено, что хлористый натрий есть даже в образцах, отобранных из обнажений, т. е. при условии наибольшей промытости и выщелоченности пород (Врублевский, 1962).

В Западном Копетдаге натрий наряду с кальцием может преобладать в катионном составе гидрокарбонатных вод с минерализацией 0,38—1,15 г/л. При минерализации выше 1,15 г/л катион Na^+ доминирует независимо от химического состава подземных вод.

Магний — наименее распространенный катион в подземных водах зоны интенсивного водообмена. В составе катионов он обычно занимает последнее место и только в единичных случаях выходит на второе (после кальция и натрия).

Гидрокарбонат-ион является основным компонентом химического состава подземных вод интенсивного водообмена и доминирует в водах с минерализацией до 1,96 г/л. Источником HCO_3^- служат различные карбонатные породы, карбонатный цемент осадочных пород:



Течение реакции слева направо возможно только при наличии CO_2 . В условиях зоны интенсивного водообмена накопление в подземных водах свободного CO_2 связано с окислением рассеянного органического вещества и аутигенного пирита, содержащихся в породах. Значительная часть CO_2 имеет воздушное происхождение.

Содержание гидрокарбонатов в подземных водах достигает 976 мг/л (Чандыр, источник № 338. Верхняя Мангала). Иногда наряду с гидрокарбонатами наблюдается карбонатный ион CO_3^{2-} (до 42 мг/л). Появление карбонатов в подземных водах можно объяснить потерей одной водородной связи в гидрокарбонатах при замене двухвалентного кальция одновалентным натрием. При этом некоторое количество заряженных ионов (CO_3^{2-}) должно поступать в раствор.

Сульфатные ионы. Важная особенность зоны интенсивного водообмена — высокое содержание в подземных водах свободного кислорода, окисляющего аутигенный пирит пород. Скорость окисления пирита невелика. В лабораторных условиях при обработке 300 г порошка пирита через 10 месяцев в растворе обнаружено всего 27,6 мг $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$ и 5,7 мг H_2SO_4 (Алекин, 1953). Условия опыта, естественно, не могут вполне соответствовать течению процессов в природных условиях, однако в общих чертах это соответствие достигается. Отмечено, что сульфатные воды накапливаются на участках слабо дренируемых моноклинальных структур, где резко уменьшается скорость подземных вод, поступающих из зоны интенсивного водообмена.

Максимальное содержание сульфатов в водах этой зоны на площади распространения меловых водоносных комплексов 340,7 мг/л. На площади распространения палеоген-неогеновых отложений, где важное значение в формировании химического состава неглубоких подземных вод приобретают процессы континентального засоления, содержание сульфатов может достигать 20 912 мг/л (источник № 478). Часть сульфатов в этих районах попадает в подземные воды вследствие разложения гипса.

Хлор в составе анионов занимает обычно последнее место. Его содержание в подземных водах зоны интенсивного водообмена не превышает 220 мг/л.

В незначительном количестве в подземных водах содержатся соединения азота (нитраты), цинк — до 50, свинец — до 40, мышьяк 1—2 мг/л, фтор — до 0,8 мг/л и др.

Бактериальное население подземных вод зоны интенсивного водообмена представлено в основном бактериями из группы сапрофитов, гнилостными, денитрифицирующими и разрушающими клетчатку, бактериями (Альтовский и др., 1962).

Зона затрудненного водообмена. С погружением слоев под водоупоры скорость движения подземных вод уменьшается, в газовом составе появляются углеводороды, повышается температура воды, окислительная обстановка постепенно сменяется восстановительной. С увеличением минерализации подземных вод возрастает содержание натрия (до 9425 мг/л), кальция (до 822 мг/л) и хлора. В верхних частях гидродинамической зоны продолжают накапливаться сульфаты, содержание которых может достигать 3323 мг/л.

Взаимодействие сульфатов с углеводородными газами подземных вод и, в меньшей мере, с рассеянным органическим веществом пород приводит к восстановлению SO_4^{2-} до HS^- . В результате этого процесса, биохимического по своей природе, из подземных вод выводятся сульфаты. Освобождающийся при этом кислород идет на окисление органического вещества, углерод которого в форме гидрокарбонатов переходит в раствор (Бунеев, 1956). Содержание гидрокарбонатов в подземных водах зоны замедленного водообмена может достигать 1938 мг/л (источник № 449). Наличие в воде сероводорода (до 132,6 мг/л) приводит к осаждению металлов в виде нерастворимых сульфидов. Вниз по падению слоев, в нижних частях зоны замедленного водообмена, подземные воды полностью освобождаются от соединений серы. Появляются сравнительно мало минерализованные (9—25 г/л) бессульфатные хлориднонатриевые воды с высоким содержанием гидрокарбонатов (Терс-Акан, Сумбарская синклиналь).

С подземными водами зоны затрудненного водообмена связаны высокие концентрации тяжелых металлов. Содержание свинца достигает 14 мг/л (Сумбарская синклиналь, скв. 1400-к), цинка — 2 мг/л (низовья Сумбара, скв. 15-к), железа 30—64 мг/л. Воднорастворенное органическое вещество представлено азотистыми соединениями (в мг/л): аммонием — до 34,4, нитритами — до 26,2, нитратами — до 11, а также нефтеновыми — до 2,7 и гуминовыми — до 0,53 кислотами. Перманганатная окисляемость достигает 25,7 мг/л, йодатная — 72,2 мг/л. Благодаря низкому окислительно-восстановительному потенциалу среды в подземных водах энергично развиваются десульфуризирующие, тионовые и метанообразующие бактерии (Альтовский и др., 1962).

С зоной замедленного водообмена связаны сероводородные, железистые и другие типы минеральных вод.

Зона весьма затрудненного водообмена. О химическом составе подземных вод зоны весьма затрудненного водообмена можно судить по анализам самоизливающихся вод, вскрытых скв. 13-с и 22-с

в пределах Западно-Беурминской и Бами-Коджинской антиклиналей. Минерализация этих вод 57—61,8 г/л. По соотношению основных компонентов воды хлориднонатриевые, содержание кальция достигает 2605 мг/л (12,1%-экв). Примечательна высокая концентрация (в мг/л) аммония — до 54, йода — до 59,2 и брома — 176. Содержание нафтеновых кислот 0,4—0,6, гуминовых 0,14—0,30 мг/л. Перманганатная окисляемость 0,78—1,36, йодатная 0,0—6,6 мг/л. Газовый состав подземных вод углеводородный. В составе газов есть (в об.%): азот 5,6—16, углекислый газ 1,56—2,45, водород 0,011 и инертные.

ГАЗОВЫЙ СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Все природные воды содержат в растворе то или иное количество разнообразных по составу и происхождению газов. Равновесием между водой и растворенными в ней газами определяется поведение многих химических элементов и соединений. Не случайно еще в 1918 г. в «Опытах описательной минералогии» В. И. Вернадский отмечал, что газы природной воды определяют всю химию вод.

Аккумулятирующей деятельности газонасыщенных вод обязаны своим происхождением некоторые типы полезных ископаемых, месторождения нефти, газа, промышленных и минеральных вод. Наконец, газовый состав подземных вод лучше всего позволяет установить природную обстановку формирования вод (Овчинников, 1963).

Первые упоминания о наличии в Западном Копетдаге газовых выходов содержатся в работах И. И. Никшича (1926) и В. Б. Порфирьева (1934, 1935). Сведения о составе растворенных и свободно выделяющихся газов отдельных источников приводятся в работах Э. Н. Юргелянца (1961), М. Е. Альтовского и др. (1962).

Из 660 обследованных нами в Западном Копетдаге источников газифицируют десять. Расход свободно выделяющегося газа составляет 0,005—1,5 л/сек, что соответствует величине газового фактора 0,2—1. В определенных структурно-геологических условиях скважины вскрывают еще более газонасыщенные подземные воды. Расход газа на устье в таких случаях может достигать 5—10 и даже 100 л/сек (Терс-Акан). Количество растворенного газа в водах негазирующих источников (всего 16 анализов) не превышает 100—150 см³/л.

По химическому составу газы, связанные с подземными водами Западного Копетдага, являются метановыми, азотно-метановыми, азотными, углекисло-азотными и более сложного смешанного состава (рис. 19).

Рассматривая отдельные составляющие газовых смесей, можно сказать следующее.

К и с л о р о д содержится, как правило, во всех газовых смесях, связанных с водами зоны интенсивного водообмена. Наличие кислорода как составляющего газа, а не захваченного вместе с воздухом при отборе проб газов, доказано определением его в воде

на месте выхода источников (Юргелянец, 1961). Содержание кислорода в газовом составе подземных вод может достигать 7,13—29,6 и даже 54,6 об. %. Кислород в зону интенсивного водообмена поступает, вероятнее всего, из атмосферного воздуха, а его повышенное содержание Юргелянец связывает с процессами фотосинтеза в растительности, имеющейся в кяризах (Даната).

Значительное содержание кислорода (до 8,3 об. %) отмечается также в газовом составе тех источников, химический состав которых формируется в результате смешения вод различных гидродинамических и гидрогеохимических обстановок. Нередко в составе газов

смешанных вод наблюдаются атипичные неустойчивые связи кислорода, сероводорода и углеводов.

С глубиной содержание кислорода в подземных водах резко уменьшается и на глубине свыше 200 м обычно не превышает 1 % объема растворенных газов. В газовом составе очагов разгрузки глубоких вод кислорода нет.

Углекислый газ в составе газовых смесей Западного Копетдага содержится в количестве от долей процента до 75,9 об. % (совместно с H_2S). Наибольшее содержание его в воде источников обычно не

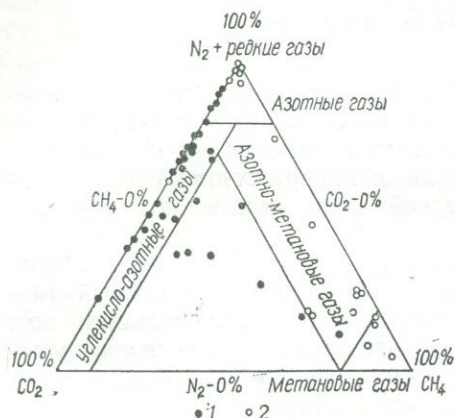


Рис. 19. Диаграмма химического состава газов.

Газы: 1 — растворенные, 2 — свободные.

превышает 44 мг/л и только в одном случае достигает 140,8 мг/л (Сейт-Кердери, источник № 451). В Сумбарской синклинали скв. 1400-к вскрыты воды с концентрацией свободной углекислоты 184,4 мг/л.

Происхождение свободной углекислоты в подземных водах неоднократно рассматривалось в связи с проблемой формирования минеральных вод (Овчинников, 1947, 1956, 1958, 1963; Щербаков, 1959; Смирнов, 1955, 1958, и др.), рудообразования (Сидоренко, 1947; Вольфсон, 1962; Татаринов, 1963, и др.) и поисков газонефтяных месторождений (Гуревич, 1948, 1956).

Существует две точки зрения на происхождение углекислого газа. Согласно первой из них, разделяемой многими исследователями, появление углекислоты в литосфере и подземной гидросфере связано с эндогенными процессами, проявляющимися на большой глубине в сфере влияния магматических очагов и высокотемпературных зонах. Согласно второй точке зрения, формирование углекислого газа связано с экзогенными процессами.

В последние годы, в связи с успехами в изучении экзогенных процессов, большинство авторов рассматривает свободную углекислоту как продукт обоих процессов — эндогенного и экзогенного,

и оценивает относительное влияние каждого из них на содержание ее в подземных водах, исходя из местных условий.

На территории Западного Копетдага в подземных водах неглубокой циркуляции большая часть свободной углекислоты имеет воздушное происхождение или же является продуктом процессов восстановления сульфатов при взаимодействии их с органическими соединениями. Высокое содержание углекислоты в водах очагов разгрузки глубоко погруженных меловых водоносных горизонтов во внутренних районах Западнокопетдагской депрессии объясняется, по-видимому, поступлением CO_2 из глубинных зон термометаморфического изменения горных пород. Об этом свидетельствует повышенное содержание в водах очагов разгрузки тяжелых металлов (Pb, Zn, Fe), фтора, йода, повышенная температура, а также общий химический состав вод. В качестве примера можно привести состав вод, разгружающихся в пределах Сеиткердеринской антиклинали:

$$\text{CO}_{0,140}^2 - 0,187 \text{ J}_{0,257} - 0,379 \text{ M}_{20} - 28 \frac{\text{Cl}_{95} \text{HCO}_5^3}{\text{Na}_{94} \text{Ca}_3 \text{Mg}_3}, T = 25 - 30^\circ \text{C}.$$

Примечательно, что выходы подземных вод с повышенным содержанием свободной углекислоты связаны со структурами, расположенными над Внутрикпетдагским глубинным разломом (Сеит-Кердери, Куйляр, Чаалджа).

Азот в большинстве случаев преобладает в составе газов и в водах зоны интенсивного водообмена имеет атмосферное происхождение. В источниках, дренирующих более глубокие горизонты подземных вод, большая часть азота (74—90%) биогенного* происхождения (источники Сокули, № 449).

Редкие газы ($\text{Ar} + \text{He}$)** в подземных водах зоны интенсивного водообмена выявлены в количестве, близком к содержанию их в воздухе. Аргонный коэффициент ($a^{\text{Ar}} = \frac{\text{Ar} \cdot 100}{\text{N}_2 \cdot 1,18}$) подтверждает предположение о первичном происхождении азота из воздуха (максимальное значение a^{Ar} не превышает 1,5). В газовом составе очагов разгрузки глубоких подземных вод содержание аргона резко уменьшается, одновременно возрастает концентрация гелия — до $n \cdot 10^{-1}\%$. Аргоновый коэффициент становится меньше единицы, что свидетельствует о восстановительных условиях среды и биохимическом формировании азота без образования новых количеств редких газов (Белоусов, 1937; Козлов, 1950). Минимальное значение a^{Ar} (0,2) характерно для газового состава подземных вод Терсаканской и Сеиткердеринской антиклиналей (скв. 50-к, источник № 449).

* Количество биогенного азота в газе рассчитано по методике, предложенной В. Н. Корценштейном (1963).

** Здесь и в дальнейшем под Ar понимается группа $\text{Ar} + \text{Kr} + \text{Xe}$, а под He — группа $\text{He} + \text{Ne}$.

Углеводороды в составе газов характерны для вод зон затрудненного и весьма затрудненного водообмена*, где их содержание достигает 80,62—99,4 об.%. Основной компонент углеводородных газов—метан. В очагах разгрузки глубоких вод выявлены более тяжелые углеводороды, до гексана включительно, содержание которых достигает 1,48—

9,68% суммы горючих газов. Тяжелые углеводороды обнаружены в составе газовых смесей на площадях Данатинской (источник Шор), Чаалджинской (источник Сокули), Куйлярской (колодец Куйляр), Терсаканской (скв. 2-к) и Сеиткердеринской антиклиналей. Полный ряд гомологов метана содержится в подземных водах среднего-верхнего альба на территории Сумбар-

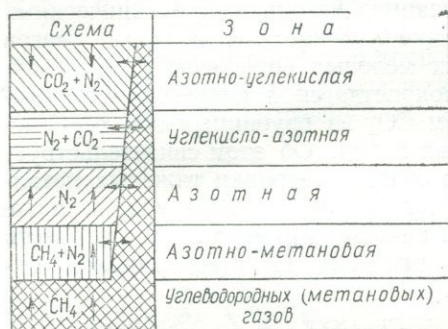


Рис. 20. Вертикальная газовая зональность.

ской (скв. 1400-к, 1185-Б) и Чандырской (скв. 45-к) синклиналей. Выход газа часто сопровождается иризирующими пленками, а в одном случае—пленками нефти (скв. 1400-к).

При движении глубоких подземных вод в верхние части геологического разреза растворенные в них газы претерпевают хроматографическое разделение (Соколов, 1965), в результате чего большая часть тяжелых углеводородов выводится из состава газовых смесей. Дальнейшее обеднение подземных вод углеводородными газами связано с биохимическими процессами в зоне влияния инфильтрационных вод. Метан в подземных водах замещается азотом и углекислым газом.

Состав газа в вертикальном разрезе Западного Копетдага в большинстве случаев изменяется закономерно. Выделяются следующие зоны газов (снизу вверх): углеводородных (метановых), азотно-метановых, азотных, углекисло-азотных и азотно-углекислых (рис. 20).

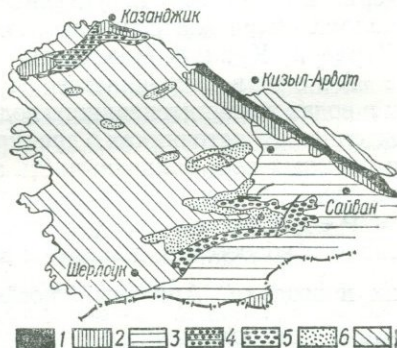


Рис. 21. Схематическая карта распространения углеводородных газов. Углеводороды преобладают в составе газов: 1 — юрских и более древних отложений, 2 — неокомских и более древних, 3 — аптских и более древних, 4 — апт-альбских и более древних, 5 — альбских и более древних, 6 — септоманских и более древних, 7 — всего разреза меловых отложений.

* О газовом составе подземных вод зоны весьма замедленного водообмена можно судить по данным изучения очагов разгрузки глубоких водоносных горизонтов (Бами-Коджинская антиклиналь, Сеиткердеринская, Куйлярская и др.).

Зона углеводородных газов — наиболее мощная и повсеместно распространенная на территории Западного Копетдага (рис. 21).

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Складчатая система Западного Копетдага относится к районам со сложным многозональным гидрогеохимическим разрезом. Здесь выделяются такие зоны: 1) пресных вод с минерализацией до 1 г/л, 2) слабо солоноватых — от 1 до 3 г/л, 3) сильно солоноватых — от 3 до 10 г/л и 4) соленых — более 10 г/л.

Положение этих зон в разрезе Западного Копетдага обычно соответствует прямой гидрогеохимической зональности, однако отдельным тектонически активным районам свойственны инверсионные гидрогеохимические разрезы (Сумбарская синклиналь).

Верхняя гидрогеохимическая зона пресных вод связана с интенсивно промываемыми отложениями водоразделов и крутых склонов хребтов. По химическому составу воды здесь в основном гидрокарбонатные с самым разнообразным сочетанием катионов. Разнообразен и их микроэлементный состав. Установлено наличие (в мг/л) брома — до 0,8, калия — до 1,54, стронция — до 3,16, бария — до 0,2, рубидия — до 0,002; $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}} > 1$. Свободные и растворенные газы преимущественно углекисло-азотные, воздушного происхождения. Нижняя граница зоны пресных вод определяется, как правило, глубиной эрозионного вреза на склонах хребтов.

Весьма развита зона слабо солоноватых вод, по составу в основном сульфатных. Максимальная мощность этого слоя обычно не превышает 300 м. На участках развития слабо проницаемых глинистых пород мощность слоя сульфатных вод сокращается и, как правило, не превышает 5—10 м. Воды некоторых источников, связанных с тектоническими нарушениями, имеют типичный хлориднонатриевый состав (источник Иджири). Слабо солоноватые воды отличаются незначительным содержанием микроэлементов (в мг/л): брома — до 5, калия 1,46—15,4, рубидия 0,002—0,003, бария 0,02—0,7, йода 0,2—0,5, реже 15,2 (источник Порсайман, Сеит-Кердери). В составе солоноватых вод обнаружены мышьяк, медь, свинец и цинк, концентрация которых, за редким исключением, не превышает сотых и тысячных долей миллиграмма на литр; $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}} > 1$.

В газовом составе подземных вод преобладает азот, однако известны скважины (70-к, 547-к), воды которых имеют метановый состав (55,49—82,2 об. %). В некоторых скважинах (1185-Б) обнаружены тяжелые углеводороды, до гексана включительно. Газообразные углеводороды, взаимодействуя с сульфатными водами и растворенными в них поверхностными газами, снижают Eh. В подземных водах появляются сероводород, углекислота и азот биохимического происхождения.

Сильно солоноватые воды вскрыты скважинами в районе пос. Каракала, в долине Чандыра, в нижнем течении Сумбара и в Терс-

Акане. Кроме того, воды этой зоны дренируются многочисленными источниками на территории низкогорной части Западного Копетдага. Нижняя граница зоны может быть проведена довольно условно в пределах от первых десятков метров до 300 м.

В составе вод с минерализацией 3—5 г/л обычно преобладают анионы сульфатов. С увеличением минерализации до 10 г/л на первое место в анионном составе выходит хлор; одновременно возрастает удельный вес натрия в составе катионов. Сильно солоноватые воды отличаются, как правило, невысоким содержанием микроэлементов (в мг/л): брома 1—7, йода 0,5—3,8, калия 2,9—17,1, бария 0,04—5,03. Исключение составляют воды, вскрытые в сводовой части структуры Терс-Акан. Здесь при минерализации 6,8—9,6 г/л содержание йода достигает 42,3—52, брома — 27,9 мг/л. Еще более высокая концентрация йода (86 мг/л) отмечается в сильно солоноватых водах антиклинали Сеит-Кердери (источник № 449). По составу воды здесь хлориднонатриевые.

Натрийхлорный коэффициент вод описываемой зоны составляет 0,95—4,5, хлорбромный — от 34 до 755.

Газовый состав вод этой зоны зависит от интенсивности водообмена. В составе газов вод источника Елысу, характеризующих верхние части зоны, преобладает азот (96,08%). Воды более глубоких горизонтов (скв. 48-к, 1400-к) характеризуются метановым составом газов.

Зона соленых, в основном хлориднонатриевых, вод с минерализацией свыше 10 г/л наиболее мощная и в Западном Копетдаге повсеместно распространена. Воды отличаются высоким содержанием (в мг/л): йода 6,12—462,0, брома 49—176,5, калия 5—59, бария — до 15. Вскрытые некоторыми скважинами подземные воды обогащены железом (30—64 мг/л), свинцом (10—14), цинком (до 2) углекислотой (105—187 мг/л). В газовом составе вод преобладают углеводороды.

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ЗАПАДНОГО КОПЕТДАГА

Палеогидрогеологические условия Копетдага в литературе до настоящего времени не освещались. Данная работа, являясь первой в этом направлении, построена с учетом палеогеологических схем, созданных Л. М. Расцветаевым, М. Л. Коплом и А. С. Бирман на основании материалов А. Я. Архипова, А. Г. Езиашвили, П. И. Калугина, В. П. Калугина, Г. И. Каляева, В. Н. Крымуса, П. Н. Куприна, М. К. Мирзаханова, В. А. Николенко, Л. М. Расцветаева, Д. С. Сахиббаева, М. П. Сукачевой, Л. Д. Ятченко и др.

Инфильтрационный этап в истории формирования подземных вод на западном склоне Копетдага начинается в олигоцене, когда вследствие интенсивных орогенических движений в области Центрального Ирана (Штеклин, 1966) на юго-востоке района форми-

руется обширная моноклиналъ. К концу среднего олигоцена в сводовых частях осложняющих моноклиналъ пологих антиклинальных структур эрозия вскрывает карбонатно-глинистые отложения сенон-дания (Пограничная, Кунузундагская) и даже верхи апт-сеноманской терригенной толщи (Елликая). Начинается промывание водоносных горизонтов. В результате взаимодействия атмосферных осадков с полевошпатовыми породами, содержащими большое количество аутигенного пирита, формируются слабо минерализованные гидрокарбонатные и сульфатные воды. По мере погружения горизонтов под водоупорные отложения на крыльях структур гидрокарбонаты и сульфаты из состава подземных вод выводятся, уступая место хлоридам.

Мощных очагов разгрузки в области погружения водоносных горизонтов не было, и это исключало их глубокое промывание атмосферными водами. Поэтому промывание происходило только на узких площадях, протягивающихся вдоль границ погружения каждого водоносного горизонта. Больше того, невысокое гипсометрическое положение выходов пород, по-видимому, определило их как участки пьезоминимумов водоносных горизонтов, к которым было направлено восходящее движение подземных вод из прогибов. Увлекаемые подземными водами углеводороды частично участвовали в восстановлении сульфатов, поступающих из зон активно промываемых пород, частично рассеивались или заполняли местные ловушки. На остальной, большей части, описываемого района существовала обширная слабо дифференцированная депрессия, на северо-западной окраине которой в отложениях палеогена намечается поднятие Кюрендага, и, по-видимому, передовых структур Западного Копетдага. В центральных частях этой депрессии по отложениям палеогена намечаются антиклинальные поднятия Сеит-Кердери, Синджоу и Каразыдаг, разбитые в предпозднемайкопское время серией тектонических нарушений на несколько блоков (Ятченко, 1966). По-видимому, с этого времени начинается миграция подземных вод из окружающих синклинальных прогибов в сводовые части названных структур. С этим же периодом мы связываем начало миграции подземных вод к зоне передовых антиклиналей из непрерывно формирующихся прогибов — Предкопетдагского и Эзет-Карагезского.

Вслед за орогеническими движениями среднего и позднего олигоцена последовала эпоха затишья. Смятые в складки и выведенные на дневную поверхность палеогеновые и меловые отложения размываются.

В конце раннего миоцена резко активизируются тектонические движения, сформировавшие основные складчатые сооружения Арчман-Нухурского узла. Заметным структурным элементом становится передовая антиклиналь Западного Копетдага, где к этому времени на дневную поверхность выступают карбонатно-глинистые отложения сенон-дания. Происходит дальнейший рост Пограничной и Кунузундаг-Елликаинской антиклиналей, в сводовых частях которых начинают размываться верхи апт-сеноманского

комплекса. По верхнемеловым отложениям четко намечается Сюнт-Хосардаг-Емишалинская зона складок и Кюрендаг. К концу раннего миоцена в палеогеновых отложениях полностью вырисовываются Чаалджинская, Эйшемская, Куйлярская, Сеиткердеринская и Каразыдагская антиклинали. По-видимому, в это же время интенсивно обновляются глубинные разломы Терсаканско-Данатинской (Внутрикопетдагской) тектонической зоны и завершается в основных чертах формирование системы разломов Аладаг-Мессерианского района.

Все эти положительные структуры осадочного чехла представляют собой пьезометрические минимумы, в направлении которых мигрируют пластовые воды.

Севернее Передовой антиклинали появляется линейный очаг разгрузки глубоких вод — главный разрыв Копетдага. Заметный очаг разгрузки представляет собою высоко приподнятый блок в районе современных Бами-Коджинской и Беурминской складок. В районах выходов меловых отложений на дневную поверхность (так называемых областях питания) продолжается промывание верхней части водоносных горизонтов. В результате взаимодействия атмосферных вод с горными породами формируются гидрокарбонатные и сульфатные воды. Подземные воды разгружаются на крыльях складок вдоль контактов слоев с различной водопроницаемостью, причем в формировании расходов источников участвуют как нисходящие холодные воды невысокой минерализации, так и восходящие по пластам из погруженных частей водоносных горизонтов сильно минерализованные нагретые воды, несущие в растворе газообразные углеводороды и самые разнообразные органические вещества. В области мелкогогорий Западного Копетдага с образованием положительных структур Исса, Чаалджа, Куйляр и Сеит-Кердери начинается формирование связанных с ними скоплений высококонцентрированных йодных вод.

В связи с образованием крупных систем разломов на севере и западе района мезозойские водоносные горизонты Западного Копетдага к концу миоцена оказываются, по-видимому, гидродинамически разобщенными с одновозрастными горизонтами Предкопетдагского и Западно-Туркменского водонапорных бассейнов.

Активизация восходящих тектонических движений в позднем миоцене вызвала повсеместную регрессию моря и глубокий размыв горноскладчатых сооружений при их непрерывно усиливающемся росте. К концу раннего плиоцена в ядрах антиклиналей передовой цепи и Арчман-Нухурского узла обнажаются нижнемеловые, местами барремские породы. Фациальный облик коррелятивных форм свидетельствует о наличии здесь весьма расчлененного рельефа. В сводовых частях Кунузундагской и Сюнт-Хосардагской антиклиналей обнажаются породы нижнего-среднего альба. Крупнейшему размыву (до среднего альба) подвергаются Чандырская и Адждеринская синклинали. Аптские отложения вскрываются в сводах Данатинской и Западно-Аладагской антиклиналей. Карбонатно-

глинистые образования сенон-дация выходят на дневную поверхность в районах Иссуйнской, Чаалджинской, Куйлярской, Эйшемской, Сеиткердеринской и Каразыдагской структур. В сводовой части Бами-Коджинской антиклинали эрозией вскрываются сеноманские отложения.

Верхние части обнажающихся меловых водоносных комплексов интенсивно промываются. Здесь формируются гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные и сульфатные воды, мощность зоны которых на крыльях крупных антиклиналей, судя по глубине заложения корней барито-витеритовых жил, достигает 150—300 м.

В Аджидеринской синклинали под отложениями морского акчагыла бурением вскрыта погребенная кора выветривания альбских песчаников мощностью до 5 м. Водоносные горизонты в основном разгружаются в районах их выхода на дневную поверхность. Очаги разгрузки расположены на крыльях положительных структур и вдоль линий контактов слоев с различной водопроницаемостью. В формировании расходов очагов разгрузки главная роль принадлежит нисходящим потокам слабоминерализованных холодных вод. В то же время к очагам разгрузки на крыльях структур, как участкам с минимальными пластовыми давлениями, направлены восходящие движения подземных вод из прогибов. Пьезометрическими минимумами, с которыми связана разгрузка напорных вод в области устойчивого прогибания Западного Копетдага (мелкогорья), являются Иссуйнская, Чаалджинская, Куйлярская, Эйшемская, Сеиткердеринская и Каразыдагская антиклинали. Разбитые частыми тектоническими нарушениями, эти структуры представляют собой очаги разгрузки, дренирующему влиянию которых на водонапорную систему Западного Копетдага обязаны своим существованием скопления минеральных вод и газообразных углеводородов Терсаканско-Данатинской, или Внутрикпетдагской, зоны минеральных вод. Мощные очаги разгрузки напорных вод находятся на сводовых частях Данатинской и Западно-Аладагской структур.

Общая регрессия конца миоцена и раннего плиоцена завершилась крупнейшим пароксизмом складкообразовательных движений. Вся территория Копетдага была охвачена мощными орогеническими движениями. В области Западно-Копетдагской депрессии сформировались главнейшие структурные элементы, а также Шерлоук-Ходжакалинская зона левосдвиговых деформаций и сопровождающие ее сдвиги Каракалинского района. Интенсивной складчатостью была охвачена зона Эзет-Карагезского миоценового прогиба. Аджидеринская синклинали осложняется более молодой Кулмачской, по которой в районе с. Джи-Джирс в дальнейшем осуществляется связь акчагыльского бассейна зоны внутренних и северных предгорных складок Западного Копетдага.

Левосдвиговыми дислокациями и осложняющими их сколовыми и надвиговыми нарушениями были вскрыты глубокие напорные водоносные горизонты в сводах Палызанской, Кунузундагской, Сюнт-Хосардагской, Кеседагской и Исакской антиклиналей. По

этим нарушениям мигрируют глубокие хлориднонатриевые углеводородные воды, обогащенные свинцом, цинком, хлоридами бария и ртути, которые в зоне сульфатных и сероводородных вод выпадают в виде галенита, сфалерита, барита, витерита и киновари (Арпаклен, Аудушмес, Чур-Чури, Елысу, Куршурли, Каралчи и др.). К этому же времени относится, по-видимому, возникновение баритовых жил Данатинской антиклинали, киноварных и полиметаллических проявлений в зоне передовых структур (Арчман, Пырнуар, Пароу и др.).

Акчагыльская трансгрессия проникла в Западный Копетдаг в то время, когда здесь уже образовались основные складчатые структуры. Поэтому море ингрессировало в крупные синклинали (Кулмацскую, Аджидеринскую, Сумбарскую, Чандырскую) в виде отдельных заливов, по восточным окраинам которых откладываются континентальные образования — гравий, галечник, конгломераты и пески. Судя по тому, что средний и верхний акчагыл Данатинской антиклинали сложен исключительно глинами, эта структура в то время находилась ниже уровня моря (Резанов, 1959). В сходных условиях пребывали Зирикская и Западно-Аладагская антиклинали (Мирзаханов и др., 1964). После отступления моря в обстановке континентального засоления в акчагыльских отложениях, трансгрессивно налегающих на различные горизонты мела Данатинской, Зирикской, Аладагской и других структур, развиваются преимущественно высокоминерализованные сульфатные воды. Постоянная миграция углеводородов из погруженных частей этих структур приводит к формированию здесь сероводородных вод и скоплений самородной серы (Бурунсу, Акоба, Аладаг).

В апшеронское и особенно позднеапшеронское время на большей части Западного Копетдага вновь происходят поднятия и складкообразование, приведшие к общему воздыманию территории и увеличению углов падения крыльев ранее образовавшихся широтных складок. Наступает современный этап в формировании подземных вод Западного Копетдага.

К ПРОБЛЕМЕ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ГОРНОСКЛАДЧАТЫХ СООРУЖЕНИЙ

Анализируя обширнейший фактический материал по нефтегазоносным регионам мира, можно отметить, что, во-первых, месторождения нефти и газа тяготеют к геолого-тектоническим районам, сложенным достаточно мощными (не менее 1,5—2 тыс. м) толщами осадочных пород, и, во-вторых, в большинстве случаев нефтегазовые месторождения связаны с водоносными комплексами в зонах распространения высокоминерализованных бескислородных и малосульфатных подземных вод или рассолов.

Наиболее значительные нефтегазоносные бассейны, известные в настоящее время, связаны с крупными отрицательными геотектоническими структурами: внутри- и эпиплатформенными, межгорными

ми впадинами и предгорными прогибами. Это обстоятельство на многие годы определило направление научно-исследовательских работ по оценке перспектив нефтегазоносности и привело к тому, что в этих разработках горноскладчатым сооружениям не уделялось должного внимания.

Следует отметить, что в свое время И. О. Брод (Брод, Еременко, 1957) выделял нефтегазоносные бассейны древних глыбовых и молодых горных сооружений. Позднее (1964), рассматривая распространение нефтегазоносных бассейнов на земном шаре, он выделил пять нефтегазоносных поясов, из которых три (Широтный, Западно-Тихоокеанский и Восточно-Тихоокеанский) объединяют бассейны, связанные с горными сооружениями. Однако к так называемым нефтегазоносным бассейнам горных сооружений в пределах горных нефтегазоносных поясов Брод относит преимущественно межгорные и предгорные впадины и прогибы (Среднекаспийский, Южно-Каспийский, Азово-Кубанский, Предкарпатский, Паннонский, Венский бассейны и др.). Геосинклинальные же прогибы, претерпевшие инверсию, т. е. собственно горноскладчатые сооружения, в качестве нефтегазоносных он не выделяет. Позднее и другие исследователи (Успенская, Табасаранский, 1966), рассматривая нефтегазоносные провинции горноскладчатых сооружений, к перспективным на нефть и газ относят только морфологически выраженные области прогибания.

Считается само собой разумеющимся, что в геосинклинальных прогибах, претерпевших инверсию и превратившихся в горноскладчатые сооружения, и горные породы и содержащееся в них органическое вещество интенсивно метаморфизованы, региональные покровы нарушены, а структурные ловушки разбиты разломами. Геосинклинальные области, по мнению А. Л. Козлова (1955), после процессов горообразования лишены нефти и газа или в них остаются только небольшие месторождения, но основная масса нефти, образовавшаяся в геосинклинали еще до инверсии (поднятия), мигрировала в прилегающие области платформы.

В развитие представлений о горных сооружениях как территориях, бесперспективных на нефть и газ, внесли вклад и гидрогеологи. В течение многих десятилетий в гидрогеологической литературе горные страны рассматриваются, кстати без особых на то оснований, как массивы с однозональным гидрогеохимическим разрезом, области развития интенсивно промытых пород, области инфильтрационного питания и создания напоров подземных вод глубоко погруженных водоносных комплексов смежных прогибов и впадин.

Однако в последние годы многие, казалось бы, незыблемые представления о тектонической структуре, характере слагающих пород и гидрогеологических условиях горноскладчатых сооружений в свете новых многочисленных данных оказались несостоятельными. Во внутренних частях горных стран обнаружены месторождения нефти и газа (Восточные Карпаты, Юго-Западный Гиссар, Аджаро-

Триалетская складчатая система Кавказа и т. д.), где рассеянное органическое вещество горных пород в действительности оказалось не столь метаморфизованным (Барташевич и др., 1969; Кудельский и др., 1969), как это представлялось *a priori*. В разрезе горноскладчатых сооружений, несмотря на высокую степень консолидации осадочных образований, обнаружены многочисленные и разнообразные ловушки, благоприятные для аккумуляции нефти и газа. Пристального внимания заслуживают внутригорные (Карпаты, Гаурдак, Западный Копетдаг) месторождения серы и других полезных ископаемых, формирование которых связывают с участием нефтяных углеводородов. В настоящее время фактов совместного нахождения битумов и минералов водных растворов в складчатых областях известно так много, что, по мнению В. А. Кротовой (1971), их нельзя больше игнорировать. Кротова приводит интересные данные (1971*) о нефтепроявлении на западном склоне Урала. Обнаружение легкой нефти с удельным весом 0,791, малым содержанием серы и выходом легких фракций до 300° С в количестве почти 70% в шахте им. Ленина в Кизеловском бассейне (западный склон Урала) на сравнительно небольших глубинах является фактом, свидетельствующим о наличии углеводородов в недрах Урала. Анализ газа и нефти показал высокое содержание тяжелых и высших углеводородов от этана до гексана включительно. Эта нефть ассоциируется с высокоминерализованными бромными рассолами хлоркальциевого типа.

Действительно, наличие нефти и газа, месторождений серы, рассолов и высокоминерализованных подземных вод во внутренних частях горноскладчатых сооружений игнорировать больше нельзя. Накопленный к настоящему времени фактический материал позволяет положительно оценивать перспективы нефтегазоносности претерпевших инверсию геосинклинальных прогибов.

Перспективы нефтегазоносности складчатых сооружений мы рассматриваем на примере Западного Копетдага. Впервые на возможную нефтегазоносность этого района обратили внимание М. И. Варенцов, П. Г. Суворов (1940) и В. Б. Порфирьев (1941). Двадцать лет спустя на основании изучения подземных вод перспективы нефтегазоносности Западного Копетдага положительно оценивали О. Я. Калугина (1962) и А. В. Кудельский (1963). Геохимическим и гидрогеохимическим показателям нефтегазоносности этого района посвящены работы О. И. Барташевич и А. В. Кудельского (1963, 1964), перспективы северных и западных предгорий рассматривали П. Н. Куприн и А. Я. Архипов (1963), М. К. Мирзаханов и Н. О. Назаров (1964), анализ перспектив нефтегазоносности всего Копетдага дал П. И. Калугин (1964).

Вывод о высокой перспективности Западного Копетдага на нефть и газ содержится также в работах по геохимии подземных вод и рас-

* Доклад на симпозиуме, посвященном гидрогеологическим критериям нефтегазоносности Русской платформы (Минск, 1969 г.).

творенных в них газов, анализу гидродинамики и палеогидрогеологических условий территории (Кудельский, 1966, 1968). Геотектонические, структурные, литофациальные и гидрогеологические предпосылки нефтегазоносности рассматриваются в статьях Кудельского и Калугина (1968), Николаенко (1969), Амурского и др. (1969). Геохимии рассеянного органического вещества меловых отложений и газам Копетдага посвящены работы О. И. Барташевич и др. (1969), А. В. Кудельского и др. (1969). В последней приведены схемы зональности и распространения углеводородных газов на территории Копетдага.

Особенности палеотектонического развития Копетдага в одном геоструктурном поясе с Южно-Каспийской межгорной впадиной обусловили то, что суммарная мощность осадочных образований у них примерно одинакова и достигает 20—25 км. С другой стороны, соседством с Южно-Каспийской впадиной объясняется приуроченность облас-

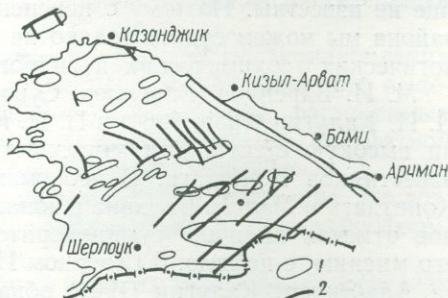


Рис. 22. Схема расположения основных антиклинальных структур Западного Копетдага:

1 — антиклинальные структуры, 2 — тектонические нарушения.

ти наиболее позднего, длительного и интенсивного погружения к западным районам Копетдага. Поэтому Западный Копетдаг имеет черты как эпигеосинклинального горноскладчатого сооружения, выражающиеся в развитии линейных и брахиформных крупноамплитудных складок, образованных на месте многоэпигеосинклинального прогиба, так и раннеинверсионного предгорного прогиба, в котором происходило интенсивное, но прерывистое осадконакопление молассовых отложений (Амурский и др.; 1969).

Мезокайнозойские осадочные образования Западного Копетдага смяты в многочисленные сложно построенные складки, разбитые дизъюнктивами. Различают три структурно-тектонические зоны: внутренних складок широтного и юго-западного простирания, главной Передовой антиклинали и предгорных складок (рис. 22).

Основные структурные элементы Западного Копетдага обязаны своим происхождением предплиоценовой складчатости, осложненной поздней и послеплиоценовой. Их структурные планы обычно не совпадают.

В Западном Копетдаге имеются достаточно емкие и регионально выдержанные гранулярные коллекторы в апт-сеноманских отложениях (Калугин, 1964; Скуб, Атаев, 1965) и трещинные — в неокотских и верхнеюрских (Семенович, 1964; Калугин, 1964). Кроме того, обнаружение (Кузьмичева, Прозоровский, 1968) в барреме Малого Балхана органогенных построек (биогермы и биостромы) позволяет рассчитывать на возможность вскрытия рифовых сооружений

в апт-сеноманских и мальм-неокомских отложениях зоны Внутрикопетдагского глубинного разлома.

Большинство исследователей полагает, что региональной покрывкой здесь служат палеогеновые глины, сенонские, нижнеальбские, нижнеаптские и верхнебарремские отложения (Калугин, 1964).

Несмотря на благоприятные геотектонические и структурные условия, наличие коллекторов и покрышек в разрезе, месторождения нефти и газа в пределах Западного Копетдага в настоящее время еще не известны. Поэтому о перспективах нефтегазоносности этого района мы можем судить только на основании косвенных общегеологических геохимических и гидрогеологических предпосылок.

М. И. Варенцов (Варенцов, Суворов, 1940), А. В. Данов (1942), П. И. Калугин (1959, 1964) и П. И. Марченко (1952, 1962) установили высокую степень битуминозности неокомских и верхнеюрских известняков Копетдага. В неокомских известняках Центрального Копетдага и Малого Балхана в зонах тектонических нарушений Данов отмечал наличие гуминокеритов, генетически связанных, по его мнению, с нефтью. В Северном Иране, на южных склонах хребта Але-Экпер, Калугин (1964) обнаружил большой закированный участок сильно раздробленных неокомских известняков с резким запахом битума; взятые образцы дают густую бурую окраску бензина, оставляют на бумаге коричневую черту и масляные пятна. Битуминозные известняки, прослеженные здесь на площади нескольких тысяч квадратных метров, приурочены к крупному тектоническому разрезу.

П. И. Марченко (1952, 1962), наиболее детально изучивший литологию копетдагского неокома, указывает, что формирование известняков происходило в восстановительной среде, благоприятной для накопления битумоидов нефтяного ряда. Содержание органического вещества в неокомских отложениях составляет (в % на породу) 0,1—0,5, масляного битума А 0,001—0,2 (Марченко, 1952).

Геохимические особенности апт-сеноманских отложений рассмотрены в работах Барташевич и Кудельского (1963), Кудельского и Барташевич (1964), Барташевич и др. (1969). Наиболее полно охарактеризован разрез скв. 2-к (2000 м) на площади Терс-Акан — самой восточной брахиантиклинали из семейства однотипных складок в пределах Западнокопетдагской депрессии (Каразыдаг, Сеит-Кердери, Куйляр, Чаалджа и др.). Длина складки по кровле верхнемеловых отложений достигает 20 км при ширине 6—7 км. Амплитуда брахиантиклинали по отношению к синклиналим понижениям, ограничивающим ее с севера и юга, а также по отношению к западной периклинали, не превышает 600 м. Относительно восточной периклинали высота складки, по-видимому, не превышает 200 м. Свод широкий и по подошве афанитовых известняков нижнего кампана оконтуривается изогипсой +200 м. Углы падения слоев в присводовой части 5—15°, на крыльях до 30—45°. Брахиантиклиналь осложнена серией диагональных и поперечных нарушений, по которым происходили вертикальные и (возможно) горизонтальные

подвижки. Сложена складка алевролитами и песчаниками апта (вскрытая мощность 276 м), альба (716 м), сеномана (627 м), песчаниками и детритовыми известняками турона, коньяка, нижнего сантона и карбонатно-глинистыми отложениями верхнего сантона, кампана и маастрихта (общая мощность до 1500 м). В своде обнажаются отложения моложе коньякских.

Алевролиты и песчаники апта, альба и сеномана — кварцево-полевошпатовые, из аутигенных минералов в них содержатся пирит и глауконит, в виде обрывков — углефицированный растительный детрит.

С целью выяснения геохимических условий осадконакопления изучались формы серы, железа и рассеянного органического вещества. В образцах керна определялось содержание растворимых в HCl форм окисного и закисного железа, элементарной, сульфатной и пиритной серы, органического углерода, битумоида в двух растворителях (хлороформе и спиртобензоле), гуминовых кислот. Для части образцов выполнялся компонентный анализ хлороформного битума.

Содержание элементарной серы в породах апт-сеномана в среднем составляет 0,04%, наибольшее и наименьшее, соответственно, 0,14 и 0,01%. Сульфатной серы практически нет, пиритная содержится в количестве 0,15—0,64% (среднее — 0,36%). В большем количестве обнаружено железо: окисное 0—0,56% (среднее 0,18%), закисное 1,12—2,79% (среднее 1,85%).

По соотношению аутигенных серы и железа можно судить, что терригенные апт-сеноманские отложения накапливались в условиях восстановительной и резко восстановительной обстановок.

Среднее содержание органического вещества в апт-сеноманских отложениях 0,48%, по органическому углероду ($C_{орг}$), 0,38%. По сравнению с кларком $C_{орг}$ для осадочных пород, составляющим 0,5—0,6% (по Вассоевичу), концентрация органического вещества в апт-сеноманских отложениях относительно невысока.

По степени обогащенности органическим веществом разрез песчано-алевролитовых отложений апта, альба и сеномана отчетливо дифференцируется на пакки. В отложениях сеномана содержание РОВ* составляет 11—17,89 кг/м³, альбские, преимущественно песчаные, отложения являются несколько обедненными (2,77—15,12 кг/м³, среднее 9,38 кг/м³), содержание РОВ в отложениях апта резко увеличивается, достигая 24,19—37,55 кг/м³ (среднее 33,01 кг/м³). Исходя из среднего содержания $C_{орг}$, выделены пакки, обогащенные органическим веществом ($C_{орг} > 0,38\%$), и более бедные им ($C_{орг} < 0,38\%$). Первые (615—820, 920—1000, 1315—1450, 1700—1840, 1960—2000 м) приурочены обычно к верхним частям стратиграфических разрезов (920—1000 м, верхи альба; 1700—1840 м, верхи апта) и представлены, как правило, алевро-аргиллитами. В отдельных случаях высокое содержание органического вещества

* Рассеянное органическое вещество.

обнаружено в песчаниках, в кровле которых залегают алевролиты (1420—1450 м, 1720—1770 м).

Важными характеристиками рассеянного органического вещества пород являются содержание в нем битуминозных компонентов и их качественный состав. Массовые определения битуминозности

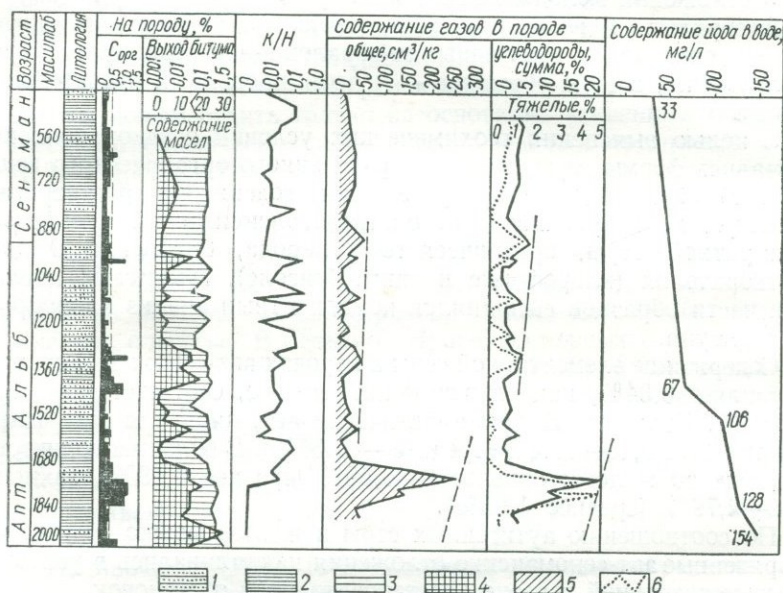


Рис. 23. Геохимический разрез мезозойских отложений (скв. 2-к, Терс-Акан).

1 — песчаник, 2 — алевролит и алевро-аргиллит, 3 — выход битума на породу; содержание: 4 — масел, 5 — сорбированных газов и 6 — тяжелых углеводородов.

апт-сеноманских отложений люминесцентным методом свидетельствуют о повышенной битумонасыщенности вскрытого разреза. Относительно средней величины концентрации битумоидов, составляющей 0,2%, содержание их в породах до глубины 1700 м (альб-сеноман) несколько ниже или равно ей, реже незначительно превышает эту величину (до 0,8%). В отложениях апта выход битума* составляет 0,3—0,96%, с глубиной он постепенно возрастает (рис. 23).

В составе свободного битума преобладают «нейтральные» соединения, причем количество их с глубиной возрастает до абсолютного преобладания (см. рис. 23, поведение кривой $\frac{K}{H}$). Содержание масел в битуме в сеноманской части разреза не превышает 0,009%, в альб-ской понижается до 0,001—0,006% и только на глубине 985 м, 1295—1410 м и 1576 м возрастает до 0,015—0,019% (6—12,8% нейтральных, хлороформный экстракт). Еще более высокое содержание

* Имеется в виду только хлороформный экстракт.

масел (0,009—0,029%) отмечается в составе битумоидов аптских отложений. Компонентный состав хлороформного битума А приведен в табл. 4.

Таблица 4
Средний компонентный состав
хлороформного битума, %

Возраст по- род	Асфаль- тены	Масла	Смолы
Сеноман	6,3	51,5	42,2
Альб	5,5	57,05	37,5
Апт	8,3	61,4	30,1

Для органического вещества апт-сеноманских отложений характерен уровень битуминизации β^* в пределах 3—13,3%. В отдельных случаях коэффициент β повышается до 21,3—33,6% (1315, 1140—1166 м). Средняя битуминизация РОВ по разрезу составляет 9,98%. В качественном составе битумоидов по вертикали наблюдаются существенные изменения. Сверху вниз относительно увеличивается роль восстановительной хлороформной части и уменьшается—спиртобензольной, о чем свидетельствует возрастание среднего соотношения этих показателей от 1,95 в сеномане до 3,99 в альбе и 14,5 в аптской части разреза. В этом же направлении увеличивается количество масляных компонентов в хлороформной фракции (см. табл. 5).

Одной из характерных особенностей РОВ апт-сеноманских отложений Терс-Акана и других площадей Западного Копетдага (Кудельский, Барташевич, 1964; Барташевич, 1964) является отсутствие в них гуминовых кислот. Все это, вместе взятое, свидетельствует о том, что органический материал, накапливавшийся и fossilizировавшийся в условиях резко восстановительной обстановки в осадках апт-сеноманского бассейна, был, по-видимому, однообразным сапропелевым. Результаты изучения сорбированных породой газов показали, что в условиях Терсаканской складки действительно продуцируются газообразные углеводороды за счет рассеянного органического вещества.

Апт-сеноманские отложения, слагающие антиклиналь, весьма газонасыщены. По составу сорбированные газы углеводородные и углеводородно-азотные. Содержание углеводородных газов от 0,15 до 266,2 см³/кг, причем в сеноманских отложениях наибольшее количество сорбированных газов — 34,7, альбских — 62,2, аптских — 266,2 см³/кг. Примечателен тот факт, что максимальная газонасыщенность или связана с породами, в которых содержание РОВ высокое, или же несколько смещена вверх по разрезу (см. рис. 24). Величина этого смещения возрастает снизу вверх от 20—24 до 60—

$$* \beta = \frac{\text{битумоид}}{C_{\text{орг}}} \cdot 100\%.$$

190 м. В пределах альбских и аптских отложений в этом же направлении увеличивается и степень газонасыщенности пород (на рис. 23 показана пунктирной линией).

Содержание высших гомологов метана (как правило, до гексана включительно) в составе сорбированных газов — от долей процента до 35,8% суммы углеводородов. В разрезе альбских и аптских отложений достаточно четко (табл. 5) проявляется увеличение доли тяжелых в составе сорбированных углеводородных газов в направлении от кровли к подошве стратиграфических комплексов.

Таблица 5

Содержание сорбированных углеводородных газов
в апт-альбских отложениях

Возраст пород	Глубина, м	Газонасыщенность пород		
		Сумма газов, %	Содержание тяжелых, см ³ /кг	%
Альб	924,8	62,509	12,653	20,2
	985	37,385	6,782	18,1
	1117,6—1117,8	50,626	12,166	24
	1315	40,48	8,40	20,7
	1341	52,404	18,266	34,8
Апт	1716	117,90	5,488	4,6
	1753	266,225	50,225	19
	1777,8	123,405	34,344	27,6
	1797,8	145,808	52,208	35,8

Приведенные материалы показывают, что при общем увеличении газонасыщенности пород сверху вниз в пределах отдельных стратиграфических комплексов (апт, альб) газонасыщенность отложений повышается снизу вверх. В этом же направлении газовые смеси обедняются тяжелыми углеводородами. Все это свидетельствует, во-первых, о том, что алевролиты нижнего альба и нижнего сеномана являются своего рода покрывками, а во-вторых, что существует миграция углеводородов в верхние части разреза. В связи с большей подвижностью метана по сравнению с его гомологами последние накапливаются в низах разреза. Отмеченное же нами совпадение или смещение вверх максимальной газонасыщенности по отношению к участкам повышенного содержания рассеянного органического вещества в породах является однозначным свидетельством газобразования *in situ* вследствие метаморфического преобразования РОВ. Этот процесс в условиях Терсаканской антиклинали протекает при температуре 40—80° С (температура на забое скважины), давлении 200—500 ат и сопровождается непрерывным расходом РОВ. С уменьшением количества РОВ резко возрастает степень его битуминизации (до 21,3—33,6%), в составе битумоидов накапливаются масла (до 61,4%) и уменьшается (до 1,55%) содержание гетерогенных (O + S + N) элементов (1140—1166, 1315 м).

Эти данные достаточно определенно свидетельствуют о том, что и общегеологические (геотектонические, структурно-формационные), и геохимические условия горноскладчатых сооружений Западного Копетдага благоприятны для формирования залежей нефти и газа. Положительно оцениваются перспективы нефтегазоносности этого района и по гидрогеологическим показателям.

Большим вкладом в разработку вопросов нефтепоискового значения подземных вод были работы В. А. Сулина (1946, 1948), выделившего на основе предложенной им классификации солевого состава вод прямые и косвенные показатели нефтегазоносности. К прямым показателям, генетически связанным с нефтью, он относил наличие в водах нафтеновых кислот и йода, а к косвенным — тип воды, процессы восстановления сульфатов, бром, бор, литий, стронций и некоторые другие элементы, обычно имеющие высокую концентрацию в водах нефтяных месторождений. В дальнейшем взгляды Сулина развиваются в работах Е. А. Барс, Г. М. Сухарева и др.

Важную роль в изучении нефтепоискового значения подземных вод сыграли работы Н. К. Игнатовича (1945, а, б), М. А. Гатальского (1953), В. А. Кротовой (1960), М. С. Гуревича (1948, 1956, 1961) и А. А. Карцева (1958, 1963). В них наряду с солевым составом подземных вод в качестве нефтепоисковых критериев рассматриваются палеогидрогеологические условия, динамика подземных вод, их газовый и бактериальный состав. Полноценное использование подземных вод при поисках нефти эти исследователи совершенно справедливо усматривают в комплексном изучении гидрогеологических, гидрогеохимических, газовых и микробиологических нефтепоисковых показателей.

В настоящее время известно немало гидрогеологических показателей нефтеносности, основными из которых следует признать гидрогеохимические (ионно-солевой и газовый состав вод, воднорастворимое органическое вещество), общегидрогеологические (зональность и динамика подземных вод), палеогидрогеологические и геотермические. Многообразие гидрогеологических показателей нефтегазоносности вызвало необходимость их упорядочения и классификации. Новейшими в этом направлении являются работы М. С. Гуревича (1961) и А. А. Карцева (1963).

В первой из них гидрогеологические и гидрогеохимические показатели нефтегазоносности подразделены на прямые и косвенные. К прямым показателям Гуревич относит повышенную концентрацию высших углеводов в метановом газе, наличие в составе воды органических веществ нефтяного ряда, а также локальные пункты разгрузки подземных вод с положительными показателями состава. Обязательным условием наличия газонефтяных залежей автор считает превышение давления растворенного метанового газа над пластовым давлением воды.

Более многочисленна группа косвенных показателей нефтегазоносности. К ним Гуревич относит повышенное содержание сероводорода и преобладание метана в составе растворенного газа, безар-

гонного азота в составе азотного газа и повышенный (по сравнению с фоном) коэффициент подземного водообмена $\left(\frac{\text{He}}{\text{Ar}}\right)$. В подгруппе показателей солевого состава подземных вод в качестве положительных показателей расцениваются повышенные содержания аммиака, йода и брома при отсутствии V, Cr, Co, Ni, Zr, Mo и некоторых других рассеянных металлов, практическое отсутствие SO_4^{2-} в составе вод, преимущественно хлоридно-гидрокарбонатнонатриевых и хлориднонатриево-кальциевых*.

К бактериологической подгруппе показателей отнесено нахождение микроорганизмов, осуществляющих сульфатредукцию на высших гомологах метана и окисляющих метан и высшие углеводороды при наличии молекулярного кислорода.

Косвенными гидрогеологическими показателями нефтегазоносности М. С. Гуревич считает наименьшую нарушенность гидростатического равновесия подземных вод и значительную мощность зон затрудненного водообмена при соответствующих геоструктурных условиях и коллекторах.

К группе палеогидрогеологических показателей он относит преимущественное преобладание гидрогеологической закрытости недр на протяжении отдельных этапов истории развития территории и наличие эпигенетических месторождений серы биогенного происхождения.

Несколько по-иному построена классификация гидрогеологических показателей для оценки перспектив нефтегазоносности и поисков нефти и газа А. А. Карцева (1963).

Показателем наличия залежей газа этот автор считает рост давления насыщения растворенных газов (P_r) в направлении ловушек, причем P_r должно быть больше или равно гидростатическому давлению. О наличии газа свидетельствует метан, нефти — его гомологи, фенолы (?), нафтенаты (?), высокая окисляемость растворенных органических веществ. В качестве показателей нефти и газа (совместно) Карцев рассматривает безаргонный азот, сероводород, высокую концентрацию аммония, йода, брома, недонасыщение вод сульфатами, соду в содовых и хлоридных водах.

Наряду с показателями наличия углеводородов Карцев считает важными показатели условий формирования и сохранения залежей нефти и газа, а также показатели наличия ловушек.

Выделение гидрогеологических показателей нефтегазоносности исторически базируется на изучении подземных вод платформенных районов с установленной промышленной нефтегазоносностью. Не удивительно, что вследствие этого некоторые показатели исследовались более детально, а многие другие гидрогеологические критерии, не менее важные, недооценивались. И, по-видимому, этим обусловлен тот факт, что во всех имеющихся классификациях гидро-

* В порядке увеличения содержания ионов.

геологических критериев не принимается во внимание стадийность исследований на нефть и газ.

Так, если показатели состава вод естественных очагов разгрузки наряду с другими достаточны для обоснования поискового бурения в районах с неустановленной нефтегазоносностью, то использование с этой целью характеристик пластового давления воды и упругости растворенных в воде газов, получаемых в результате опробования глубоких скважин, во многих случаях практически исключено. Эти характеристики пригодны только для корректировки поискового и разведочного бурения*.

В связи с этим возникает вопрос, какие же из известных в настоящее время гидрогеологических показателей являются разрешающими для обоснования поискового бурения в районах с еще неустановленной нефтегазоносностью, в частности горноскладчатых, к которым относится и Западный Копетдаг?

Несомненно, первостепенны в этом отношении общегидрогеологические показатели, к которым прежде всего следует относить тип и размеры водонапорной системы, наличие и характер очагов разгрузки подземных вод, а также гидродинамическую зональность изучаемой водонапорной системы или ее отдельных частей.

Знание **типа водонапорной системы и ее размеров** позволяет уже до постановки буровых работ составить общее представление о направлении движения подземных вод и связанных с ними веществ, а также о масштабах возможного нефтегазоаккумуляции. Если в границах водонапорной системы съемочными или геофизическими методами определены количество и размер положительных структур, появляется возможность ориентировочного суждения о размерах ожидаемых залежей.

Из анализа современной структуры Западно-Копетдагской депрессии следует, что район максимального погружения меловых водоносных комплексов и горизонтов располагается в ее юго-западной части, в непосредственной близости к Аладаг-Мессерианской тектонической зоне. Трещинно-пластовые воды и углеводороды перемещаются, по-видимому, вверх по восстанию пород к северо-востоку и востоку в область минимальных давлений, связанную с деформациями осадочного чехла над Внутрикпетдагским глубинным разломом. Расположение поднятий зоны этого разлома поперек основного потока подземных вод (структурный и гидродинамический порог) благоприятно для формирования здесь газовых и, возможно, нефтяных месторождений.

Однако в связи с высокой степенью консолидации осадочных пород роль пластовой миграции подземных вод в формировании нефтегазовых месторождений Западного Копетдага не следует преувеличивать. Более значительна по масштабам и созидающей роли вертикальная миграция подземных вод в зонах разрывных нарушений.

* В районах с выдержанными изотропными коллекторами.

Очаги разгрузки подземных вод, благодаря их дренирующему влиянию на водонапорную систему, рассматриваются как участки возможного нефтегазонакопления (Овчинников, 1946, 1957, 1960). В связи с этим наличие открытых очагов разгрузки подземных вод (при положительных показателях их состава) в Западном Копетдаге мы рассматриваем как показатель перспектив нефтегазоносности. Особенно интересна в этом отношении низкогорная часть территории и, в первую очередь, надразломные структуры Внутрикопетдагской тектонической зоны.

Динамика подземных вод и обусловленная ею гидродинамическая зональность имеют исключительно важное значение в процессах формирования, сохранения и разрушения нефтегазовых залежей. Необходимое условие их существования — наличие мощной зоны затрудненного и весьма затрудненного водообмена со собственными ей геохимическими типами подземных вод.

По справедливому замечанию М. С. Гуревича (1961), гидродинамическая зональность отражает нарушенность гидростатического равновесия в бассейнах напорных вод. Если равновесие нарушено мало, то слабо минерализованные и пресные воды с газами окислительной обстановки распространены только на периферии бассейнов. В этом случае наиболее развита в разрезе бассейна зона весьма затрудненного водообмена со собственными ей высокоминерализованными водами и газами биохимического происхождения. Косвенным признаком бассейнов с затрудненным водообменом, а значит, и свидетельством преобладания в разрезе гидродинамической зоны весьма затрудненного водообмена, является наличие на моноклинальных структурах, ограничивающих бассейны, прессионных источников.

Типичным примером такого рода бассейнов является Западный Копетдаг. Развита здесь в районах выходов водоносных толщ пресные кислородсодержащие воды распространены незначительно и с погружением водоносных горизонтов под водоупоры сменяются высокоминерализованными хлориднатриевыми метановыми водами. В низкогорной части Западного Копетдага эти воды характерны для всего разреза меловых и более древних отложений, за исключением его верхних частей в сводах некоторых антиклиналей.

В неразрывной связи с общегидрогеологическими находятся показатели **палеогидрогеологических условий** территории, изучение которых базируется на тщательном анализе геологии, литологии и эпигенетических процессов, связанных с деятельностью подземных вод (Овчинников, 1966). Основная задача палеогидрогеологических исследований в интересующем нас направлении состоит в выяснении условий водообмена на различных этапах геологического развития водонапорной системы.

Наиболее благоприятно для сохранения залежей нефти и газа преобладание весьма затрудненного инфильтрационного водообмена на протяжении всей истории развития водонапорной системы.

Благоприятно и совпадение современных зон разгрузки подземных вод с древними.

В Западном Копетдаге, где инфильтрационный водообмен сведен к минимуму, палеогидрогеологические показатели являются решающими для постановки здесь поискового бурения на нефть и газ. Режим весьма замедленного водообмена в низкогорной части (Западно-Копетдагская депрессия) удерживался на протяжении всей истории геологического развития. Аналогичны условия водообмена и в водоносных комплексах мальм-неокомских и аптских отложений на всей остальной территории района, за исключением передовых хребтов и Кюрендага.

Особенно перспективной для поисков нефти и газа является Западно-Копетдагская депрессия, где, благодаря унаследованному геологическому развитию территории, древние и более молодые зоны разгрузки подземных вод совпадают. О высоких перспективах нефтегазоносности свидетельствуют также скопления серы биогенного происхождения (Акоба, Аладаг и др.) По современным представлениям (Гуревич, 1961 и др.), месторождения серы рассматриваются как показатели древних очагов разгрузки газовых залежей, связанных со структурами, в сводовых частях которых содержались сульфатные воды.

Группа гидрогеохимических показателей является наиболее многочисленной и, включая в себя показатели солевого и газового состава вод, широко используется для оценки перспектив нефтегазоносности территорий, где залежи нефти и газа еще не обнаружены.

Среди показателей солевого состава подземных вод все большее значение приобретают растворенные органические вещества, входящие в состав нефти, особенно кислородсодержащие соединения — смолистые вещества, нафтеновые и жирные кислоты, фенолы. Все они относятся к прямым показателям нефтегазоносности (Гуревич, 1961; Карцев, Шугрин, 1964, и др.).

Содержание органических кислот в подземных водах зависит от типа нефти и химического состава вод, контактирующих с ней. Например, содержание нафтенатов, характерных в основном для нафтеновых нефтей, по данным Е. П. Муликовской (1956), возрастает с понижением минерализации и увеличением натриевой щелочности подземных вод и может достигать нескольких граммов на литр (Малышек, 1940; Шабарова, 1960; Шабарова и др., 1961).

В жестких хлоридных водах и в водах, соприкасающихся с нефтями других типов (метановыми, ароматическими), нафтеновых кислот очень мало или их вообще нет. В хлоридных водах резко уменьшается также содержание некоторых видов одноосновных жирных кислот (Шабарова, 1960, 1961; Альтовский и др., 1962). Поэтому отсутствие или незначительное количество нафтеновых кислот в водах этого типа, характерных для зон разгрузки многих водонапорных бассейнов, в том числе и Западного Копетдага,

не может рассматриваться как отрицательный показатель перспектив нефтегазоносности.

Нефтепоисковое значение фенолов в последнее время изучала Е. А. Барс. Их содержание в водах нефтяных месторождений северо-западного Кавказа достигает 10 мг/л, в то время как в водах источников и грязевых вулканов оно ниже 1 мг/л. Полагают, что накопление фенолов в подземных водах связано с поступлением их непосредственно из нефтяной залежи (Барс, Александрова, 1960), в связи с чем их нефтепоисковое значение заслуживает дальнейшего изучения. При этом следует обратить внимание на распределение фенолов как непосредственно в зоне нефтяного месторождения, так и в очагах разгрузки вод. До выяснения этого вопроса использование фенолов как гидрогеохимического показателя для обоснования поискового бурения в районах с неустановленной нефтегазоносностью затруднительно.

В целом изучение воднорастворимого органического вещества в настоящее время только начинается, и, несмотря на достигнутые успехи, его применение для оценки перспектив нефтегазоносности связано со многими затруднениями.

Органическое вещество, растворенное в подземных водах Западного Копетдага, изучали Альтовский, Быкова, Швец (1962). Некоторые данные о составе и концентрации его получены одним из авторов настоящей работы.

Установлено, что в подземных водах меловых отложений Западного Копетдага содержится мало органического углерода (до 2,6 мг/л) и органического азота (до 0,36 мг/л). Турбидиметрическим способом выявлены нафтеновые кислоты в количестве 1,2—1,6, в некоторых случаях — до 1,75 мг/л (Обойская антиклиналь, скв. 6-Б) и даже 2,25—2,7 мг/л (Чаалджинская антиклиналь, источники № 526 и 522). Заметную роль в составе органического вещества играют азотсодержащие органические соединения ($\frac{C_{орг}}{N_{орг}} = 12 - 14$).

Люминесцирующие вещества на 47—70% состоят из гумусовых веществ и на 20—23% из кислых смол. В некоторых пробах обнаружены нефтяные углеводороды и нейтральные смолы (соответственно в среднем 16—22 и 16—18% люминесцирующих веществ).

Приведенные данные характеризуют состав вод естественных очагов разгрузки (источников) и неглубоких скважин в области выхода водоносных горизонтов. В результате сравнительного анализа этих данных сделан вывод о заметном изменении состава органических веществ в погружающихся подземных водах (Альтовский и др., 1962). Главным образом увеличивается содержание в водах нафтеновых кислот и нефтяных углеводородов. Это свидетельствует о преимущественном развитии подземных вод с высокими концентрациями воднорастворимого органического вещества в области затрудненного водообмена.

Привлекают внимание высокие йодатная окисляемость, до

59,6 мг/л (скв. 868-Б), и отношение $\frac{O_{\text{яод}}}{O_{\text{перм}}}$ (8,5—49,2), что, по мнению Е. А. Барс, свидетельствует о близости органического вещества подземных вод с нефтью.

Важное значение для оценки перспектив нефтегазоносности имеют некоторые особенности неорганической (минеральной) части солевого состава подземных вод. Воды нефтяных месторождений содержат аммоний, йод, недонасыщены сульфатами и пр.

Аммоний. Один из характерных компонентов подземных вод и рассолов нефтегазоносных бассейнов и нефтяных месторождений — аммоний. Его содержание иногда достигает тысяч миллиграммов на литр (Припятский район), в других случаях составляет 600—1600 мг/л (некоторые месторождения Волго-Уральской области, Ангаро-Ленского бассейна, Нижнего Поволжья) и в третьих — не превышает первых сотен миллиграммов на литр (Западно-Туркменский и Западно-Сибирский бассейны, Предкавказье, Пермское Прикамье, Нижнее Поволжье). В районах, где месторождений нефти нет (Кара-Богазский и Центрально-Каракумский своды, некоторые районы Русской платформы), содержание аммония в подземных водах и рассолах не превышает, как правило, первых единиц миллиграммов на литр.

Пространственная связь высокой концентрации аммония в подземных водах с нефтегазоносными бассейнами и нефтяными месторождениями позволила рассматривать его в качестве одного из положительных показателей нефтегазоносности. Однако использование этого показателя в практике геологоразведочных работ и региональных исследований на нефть и газ связано с определенными трудностями. Одно из таких затруднений заключается в широком диапазоне абсолютного содержания аммония в подземных водах различных нефтегазоносных бассейнов. Например, максимальная концентрация NH_4^+ в рассолах, сопровождающих залежи нефти в Припятской впадине, достигает 5216—22 779 мг/л (Гатальский, 1963; Лукашев и др., 1962), в Ангаро-Ленском бассейне — 1238 мг/л, в подземных водах Западно-Туркменской впадины не превышает 92,4 мг/л (Челекен). Интересно, что гораздо более высокой концентрацией аммония (100—140 мг/л) в других районах (Припятской впадине, Пермском Прикамье) отличаются воды непродуктивных площадей. Возникает вопрос, чем обусловлены различия в абсолютном содержании аммония в подземных водах разных нефтегазоносных бассейнов, и в каких районах использование аммония в нефтепоисковых целях наиболее эффективно.

По данным сравнительного анализа распределения аммония в подземных водах Нижнего Поволжья, Предкавказья, Припятского, Западно-Туркменского, Ангаро-Ленского и других нефтегазоносных бассейнов, выполненного с привлечением материалов Кисина (1964), Курбанмуратова (1963), Пиннекера (1966), Корценштейна (1964), Кротовой (1960), Бондаренко (1961), Колодия (1969) и др., можно сделать следующие выводы.

1. Между содержанием ионов аммония и минерализацией подземных вод и рассолов намечается некоторая корреляция; в итоге она определяется, по мнению авторов, интенсивностью и продолжительностью донорно-акцепторной связи нефтяной залежи и подземных вод. О справедливости этого мнения свидетельствуют результаты сопоставления содержания аммония в подземных водах и скорости их движения в пределах некоторых разновозрастных нефтегазоносных бассейнов (табл. 6). Из этой таблицы видно, что наиболее высока концентрация NH_4^+ ($> 1000 \text{ мг/л}$) в бассейнах или отдельных водоносных комплексах, где подземные воды движутся с незначительной (меньше 10 см/год) скоростью (Ангара-Ленский и Припятский бассейны, среднедевонский комплекс Нижнего Поволжья). Районам с большой скоростью водообмена (каменноугольным комплексам Нижнего Поволжья, Предкавказскому, Западно-Туркменскому бассейнам) свойственны воды с невысоким содержанием аммония.

Таблица 6

Зависимость содержания аммония от скорости движения подземных вод в пределах нефтегазоносных бассейнов

Область, бассейн	Водоносный комплекс	Минерализация, г/л	Аммоний, мг/л	Скорость движения воды, см/год
Западно-Туркменский	N_2kr	12—317	7—92	40—241
Бухаро-Хивинская	Cr	1,26—31,8	До 10,4	100
Западно-Сибирский	Cr_1	13,7—21,68	9,1—45	11—87,6
Предкавказский	Cr_1	15—127	11—160	20—130
	C_2	54—196	6—286	21,97,7
Нижнее Поволжье	C_1	100—215	10—285	15—100,7
	D_2	66—279	15—1625	5,5
Припятский	$\text{D}_2\text{—D}_3$	110—437	До 22 779	Не определена
Ангара-Ленский	Cm_1	173—599	4—1238	1—9

2. Огромную роль в накоплении аммония в подземных водах играет концентрация водородных ионов (рН). Наиболее высокое ($> 1000 \text{ мг/л}$) содержание NH_4^+ в нефтегазоносных районах связано с водами (рассолами) с рН в пределах 4—5, водам, менее кислым (рН от 5 до 6,4—6,7), свойственна концентрация аммония до 1000 мг/л , наконец, в водах с рН $> 6,7$ содержание NH_4^+ , как правило, не превышает 250, реже 600 мг/л (рис. 24). Примечательно, что наибольшая концентрация аммония — до 450 мг/л — в некоторых вулканических областях (Камчатка) связана с ультракислыми, с рН = 0,26—0,35, конденсатами фумарольных газов (Серифимова, 1966).

Связь высокого содержания аммония с подземными водами с низким рН объясняется тем, что в кислой среде в результате связывания ионов OH^- ионами водорода равновесие $\text{NH}_3 + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{NH}_4^+ + \text{OH}^-$ смещается вправо. В щелочной среде (при избытке OH^-)

оно смещается влево с выделением из растворов газообразного NH_3 . Кроме того, в щелочной среде (при невысоком содержании свободной углекислоты, сульфатов и др.) и сами процессы гидролиза, и аммонификация органического вещества менее значительны по своим масштабам.

3. Наиболее высокое содержание аммония связано с подземными водами и рассолами бассейнов, где преобладают плотные карбонатные и галогенные отложения. Относительно невысока концентрация его в водах нефтегазоносных бассейнов, в разрезе которых превалируют терригенные песчано-глинистые образования. Это объясняется, с одной стороны, тем, что терригенные отложения заполняют, как правило, впадины относительно недавнего (мезокайнозойского) заложения, где движение вод достаточно интенсивно (см. табл. 6). С другой стороны, не исключена возможность связывания аммония, отличающегося высокой энергией поглощения (6,5 м.э.кв), слабо уплотненными глинистыми породами. На эту возможность указывал в свое время В. А. Сулин (Сулин и др., 1933).

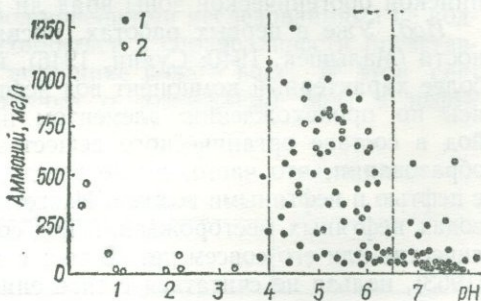


Рис. 24. Зависимость между содержанием аммония и рН подземных вод и рассолов.

1 — в нефтегазоносных бассейнах, 2 — в вулканических областях (Камчатка).

Условиями образования и распространения аммония в подземных водах определяются некоторые особенности использования его в качестве показателя нефтегазоносности. Во-первых, в термодинамических условиях водонапорных бассейнов невулканических областей аммоний представляет собой один из продуктов преобразования нефти и служит прямым показателем наличия ее в недрах в настоящее время или же в недалеком прошлом. Во-вторых, для оценки перспектив нефтеносности отдельных районов или локальных структур данные по содержанию аммония эффективны только для бассейнов, содержащих весьма концентрированные рассолы с $\text{pH} < 6,4$. В сравнительно молодых бассейнах с подземными водами высокой минерализации (до 200—300 г/л) и с показателем щелочно-кислотных условий среды (рН) от 6,4—6,7 и выше аммоний как показатель наличия нефти недостаточен, а использование соответствующих данных затруднено многими обстоятельствами, вытекающими из истории миграции аммония в подземной гидросфере.

В водах источников и неглубоких скважин, пробуренных в меловых отложениях Западного Копетдага, содержание аммония незначительно и только в немногих случаях превышает 1 мг/л (3,3 мг/л — скв. 39-к, Наарлинская складка; 4,2 мг/л — скв. 1400-к, Сумбар). Наибольшее содержание аммония, известное в настоящее время, определено в воде скв. 67-к (апт) — 74,5 мг/л.

Несмотря на столь незначительное содержание аммония в сравнительно мало минерализованных (до 30—76 г/л), преимущественно нейтральных и слабо щелочных ($\text{pH} \geq 7$) подземных водах, оснований для отрицательной оценки перспектив нефтегазоносности Западного Копетдага, как видно из изложенного, нет. Данный же случай еще раз убеждает нас в необходимости критического отношения к каждому из известных показателей нефтегазоносности и применения только тех из них, которые по своей природе не «запрещены» в условиях рассматриваемых территорий. Что касается аммония, то, как мы могли убедиться, использование его для оценки перспектив нефтегазоносности молодых горноскладчатых сооружений альпийской орогенической зоны вряд ли эффективно.

Йод. Уже в первых работах, посвященных прогнозу нефтеносности (Малышек, 1940; Сулин, 1946), йод рассматривался как наиболее характерный компонент вод нефтяных месторождений. Являясь по происхождению элементом преимущественно биогенным, йод в составе органического вещества осадка участвует в нефтеобразовании, что часто, но не всегда, определяет его ассоциацию с нефтью и нефтяными водами. Известны случаи, когда в подземных водах нефтяных месторождений йод содержится в очень малом количестве или его совсем нет. В то же время, подчеркивает Карцев (1963), нельзя не считаться с тяготением максимальной концентрации йода (и брома) в подземных водах именно к газонефтяным месторождениям. Йод упоминается во всех работах (Казмина, 1951; Барс, 1958; Карцев и др., 1954; Карцев, 1958, 1963; Карцев, Шугрин, 1964; Кротова, 1960; Гуревич, 1956, 1961) по гидрогеологии нефтяных месторождений как достаточно надежный, хотя и неоднозначный, показатель их наличия.

Исследованиями последних лет (Поливанов, 1968, и др.) установлено, что происхождение и миграция йода и брома в подземных водах тесно связаны с превращением рассеянного органического вещества. Это обстоятельство привело к более внимательному изучению геохимии галогенов (Гуляева, Иткина, Красинцева, Максимова, Шишкина и др.) и заставляет уточнить некоторые представления об использовании йода и брома в качестве показателей нефтегазоносности.

Пространственная связь подземных вод с высоким содержанием йода и брома с нефтегазоносными районами и нефтегазовыми месторождениями, бесспорная для большинства исследователей биогенная природа йода, естественно, обусловили появление и развитие представлений о том, что основным источником йода в подземных водах является нефть. Представления эти базировались на допущении активного физико-химического взаимодействия нефти и подземных вод, особенно интенсивного при разрушении нефтяных месторождений. Однако в природных условиях, как уже отмечалось, далеко не всегда воды, контактирующие с нефтью, содержат йод вообще или же в повышенном количестве. Не замечено и увеличения содержания йода в подземных водах разрушающихся нефтяных место-

рождений (тяжелая окисленная нефть, жилы и линзы озокерита и т. д.) по сравнению с водами молодых залежей. Во многих случаях высокая концентрация йода связана с пластовыми водами, никогда не контактировавшими с нефтью.

Согласно результатам последних исследований изотопного состава нефтей и омывающих их подземных вод, заметного химического обмена между ними нет (Брезгунов и др., 1966; Карцев и др., 1968; Вассоевич, 1968; Панкина и др., 1968). О слабом вещественном обмене между нефтью и пластовыми водами косвенно свидетельствуют результаты изучения спор и пыльцы (Лобов, Гроссгейм, 1968). Таким образом, допущение об активном физико-химическом взаимодействии нефти и подземных вод новейшими исследованиями не подтвердилось, что заставляет усомниться в справедливости представлений о нефти как основном источнике йода в воде. В этой связи заслуживают внимания данные о содержании йода в нефти (табл. 7).

Таблица 7

Содержание йода в нефти

Местоположение	I, %	Автор
Иркутский амфитеатр, Атовка, 2-р, осинский горизонт, 1950,0 — 1983,4 м	0,002	Валяшко и др., 1965
Ходыженск	0,002	Там же
Биби-Эйбат	Следы	Максимова, 1962
Суражаны	0,001	» »
Шубар-Кудук, скв. 108	Не обн.	» »
Южный Искине, скв. 9	» »	» »
Предуралье, Чусовские городки	» »	» »
Сахалин, Оха, пласт 4	» »	» »

Из табл. 7 видно, что содержание йода в нефти не превышает 0,001—0,002%, во многих же случаях йод в нефти вообще не установлен. Принимая во внимание наличие в природе подземных вод с содержанием йода, в 25—40 раз превышающим его содержание в нефти (Западный Копетдаг, 0,038—0,05%), приведенные в табл. 7 данные следует рассматривать как еще одно убедительное подтверждение того, что нефть и нефтяные месторождения — не основной источник поступления йода в подземные воды. Но если это так, то, как следствие, йод в подземных водах не может быть достаточно надежным показателем наличия месторождений нефти в недрах того или иного района.

В настоящее время можно считать бесспорным (Кудельский, Козлов, 1970), что преобладающая часть йода в осадочной толще является продуктом преобразования рассеянного в горных породах органического вещества в условиях высокой температуры и давления.

Дальнейшая история йода, как и нефти, в осадочном чехле определяется их передвижением (прорывами) в виде порций ретроградных растворов вверх по зонам глубинных разломов от очагов их продуцирования до глубины, на которой термодинамические и литолого-структурные условия благоприятны для формирования нефтегазовых месторождений и месторождений йодных вод. В составе ретроградных растворов йод мигрирует в виде сложных йодорганических и металлоидорганических соединений. Они на глубине формирования месторождений поступают в подземные воды, причем процесс растворения, по всей вероятности, сопровождается их частичной деструкцией и появлением ионов относительно простых, возможно, неорганических соединений йода.

Таким образом, йод в большей части — глубинного происхождения, он вторичен по отношению к подземным пластовым водам и их основному солевому составу. Относительное содержание йода в воде зависит от конкретных структурно-геологических, гидрогеологических и физико-химических условий. Использовать его в качестве прямого показателя наличия нефтяных месторождений (при любой концентрации в подземных водах) не позволяют различия в дальнейшей миграции йода и нефти (аккумуляция, сохранение и разрушение).

Однако при оценке перспектив нефтегазоносности районов, где залежи нефти и газа еще не известны, даже косвенные признаки, указывающие на возможное наличие нефти, интересны и заслуживают внимания.

Содержание йода в подземных водах Западного Копетдага изменяется от единиц до 462 мг/л, причем максимальная концентрация связана с очагами разгрузки глубоких вод в сводах положительных структур Внутрикпетдагской тектонической зоны (Терс-Акан, Сеит-Кердери, Куйляр, Чаалджа, Даната).

Таблица 8

Химический состав нефтяных пленок из скв. 1400-к

Глубина, м	Элементарный состав			Компонентный состав		
	С	Н	О	Масляная фракция	Смолы	Асфальтены
450—650	85,5	12,2	2,3	94,80	6,75	1,53
1080	85,19	12,84	1,97	86,7	4,12	0,06

В газовом составе йодных вод углеводороды содержатся в количестве от единиц объемных процентов до преобладания (80,9—99,4 об. % и больше). В подземных водах, вскрытых скв. 1400-к в Сумбарской синклинали (альб-сеноман), кроме йода (11,4 мг/л) и газообразных углеводородов обнаружены пленки нефти (табл. 8).

Судя по отношению $\frac{C}{H} = 7$ (или близкому к 7), эта нефть метаново-нафтенная; детально изучала ее В. С. Драгунская (Туркменский

филиал ВНИИ). Одновременно по той же методике была изучена фракция нефти месторождения Барсакельмес с температурой начала кипения $> 250^{\circ}\text{C}$ для сопоставления основных показателей нефтей Западно-Туркменской впадины и Западного Копетдага (табл. 9).

Таблица 9

Химический состав «нефти» из скв. 1400-к (Сумбар) и остатка $> 250^{\circ}\text{C}$ нефти из скв. 1 (Барсакельмес)

Исследуемое вещество	Скв. 1400-к			Скв. 1			
	Выход		Свойства	Выход			Свойства
	Вес, г	Вес. % на нефть		Вес, г	Вес. % на оста- ток $> 250^{\circ}\text{C}$	Вес. % на нефть	
Взято на исследо- вание	1,449	100	0,920	1,4196	100	81,37	0,9222

Хроматографическое разделение на силикагеле

Асфальтеновые кислоты	0,0171	1,18		0,0041	0,29	0,24	
Асфальтены	0,0707	4,88		0,0086	0,61	0,49	
Спирто-бензоль- ные смо- лы	0,1116	8,05		0,2047	14,44	11,75	
Бензольные смолы	0,0307	2,12		0,1396	9,83	8,00	
Ароматические углеводороды	0,0562	3,88	1,572 0,8954 1,4920	0,0695	4,89	3,99	1,555 0,8606 1,4722
Метаново-наф- теновые уг- леводороды	1,0950	75,57	422	0,8910	62,76	51,09	355
Сумма	1,3813	95,68		1,3175	92,82	75,56	
Потери	0,0627	4,32		0,1021	7,18	5,81	

Принципиальное различие состава исследованных нефтей заключается в том, что нефть из скв. 1400-к содержит более чем в 6 раз больше асфальтенов и асфальтеновых кислот и в 2,5 раза меньше смолистых веществ, чем во фракции $> 250^{\circ}\text{C}$ нефти из скв. 1. Содержание ароматических углеводородов в этих нефтях близко, а содержание метаново-нафтеновых в нефти из скв. 1400-к — выше. Как полагает В. С. Драгунская, по результатам структурно-группового анализа (табл. 10) можно сделать заключение об аналогии углеводородного состава нефти из скв. 1400-к с нефтью Барсакельмеса в частности и Западно-Туркменской впадины вообще. Во всяком случае, генетическая связь между этими продуктами вполне очевидна.

Исходя из всего этого, высокую и аномально высокую концентрацию йода в подземных водах Западного Копетдага можно рассмат-

Структурно-групповой состав углеводов

Местонахождение	Углерод в структурах, %			Число колец в молекуле		
	C _A	C _H	C _П	K _A	K _H	K _O
Сумбар, скв. 1400-к	8,0	36,5	55,5	0,44	2,47	2,91
Барсакельмес, скв. 1	9,0	37,7	53,3	0,37	2,17	2,54

ривать как свидетельство возможной нефтегазоносности территории и надежное обоснование для постановки здесь поисковых работ на нефть и газ.

Бессульфатность вод, как отмечает А. А. Карцев (1963), сама по себе не может быть показателем наличия нефти и газа.

На территории Западного Копетдага сульфатные воды в вертикальном гидрогеохимическом разрезе развиты очень слабо. В погруженных частях водоносных горизонтов их практически нет, что служит еще одним доказательством возможной нефтегазоносности недр этого района.

Подобными же показателями являются здесь также наличие соды и отсутствие некоторых металлов (ванадия, никеля, хрома, кобальта и др.) в составе хлоридных вод очагов разгрузки (Карцев, 1963; Катченков, 1955, 1959; Гуревич, 1961).

Показатели газового состава. Наиболее достоверный показатель нефтегазоносности — высокое содержание тяжелых углеводородов (этана, пропана и др.) в составе растворенных или свободно выделяющихся из воды газов. Если оно превышает 0,5—1,0%, то становится поисковым признаком. Менее определенным показателем нефтегазоносности считается преобладание метана в составе газов, с незначительным содержанием тяжелых.

Углеводороды в составе газов характерны для вод зон затрудненного и весьма затрудненного водообмена, где их содержание достигает 80—100%. Основным компонентом углеводородных газов является метан. В очагах разгрузки глубоких вод обнаруживаются и более тяжелые углеводороды — от этана до гексана (до 0,5—3,5%). Они имеются в составе газовых смесей на Данатинской (источник Шор), Чаалджинской (источник Сокули), Куйлярской (колодец Куйляр) и Сеиткердеринской антиклиналях. Полный ряд гомологов метана определен в газовом составе глубоких вод верхнего апта Терс-Акана, среднего-верхнего альба Сумбарской и Чандырской синклиналей. Выход газа часто сопровождается иризирующими пленками, а в одном случае (скв. 1400-к) — пленками нефти (см. выше).

Как уже говорилось, углеводородные газы формируются в результате метаморфического преобразования органического вещества пород. Продуцируемые органическим веществом углеводородные газы сорбируются породой и частично поступают в подземные воды.

Изменение состава газов в вертикальном разрезе Копетдага происходит закономерно. Выделяются углеводородная (метановая), азотно-метановая, азотная, углекисло-азотная, азотно-углекислая газовые зоны (Кудельский и др., 1969). Нижняя зона углеводородных газов наиболее мощная и повсеместно распространена на территории Копетдага. Наиболее глубоко (до 1500—2500 м) погружена зона

углеводородных газов в области Центрального Копетдага. В Восточном Копетдаге и в пределах Западно-Копетдагской депрессии верхняя граница зоны приближается к земной поверхности. Разрез меловых, а в синклинальных понижениях и палеоген-неогеновых отложений здесь насыщен углеводородами и характеризуется благоприятными для формирования и сохранения нефтегазовых месторождений условиями. Особенно благоприятна в этом отношении Внутрикопетдагская зона возможного нефтегазонакопления, приуроченная к наиболее приподнятой (гидродинамический порог) части Западно-Копетдагской депрессии и выраженная в осадочном чехле крупными надразломными антиклинальными структурами Терс-Акан, Сент-Кердери, Куйляр, Чаалджа, Даната.

В качестве показателя нефтегазоносности в настоящее время рассматривается также биохимический (безаргонный) азот, образующийся в результате разложения органического вещества и его белковых соединений. В Западном Копетдаге в водах зоны интенсивного водообмена азот имеет атмосферное происхождение. В газовом составе источников, дренирующих более глубокие горизонты подземных вод, преобладает безаргонный азот (74—90% *), что свидетельствует о наличии гидродинамических условий, препятствующих проникновению атмосферных газов на глубину.

Для всех нефтегазоносных областей характерно наличие в составе подземных вод сероводорода, образующегося вследствие бактериального окисления органического вещества и восстановления сульфатов. Наиболее интенсивно образуется сероводород в результате окисления нефти и углеводородных газов.

Сероводород в подземных водах Западного Копетдага имеет при-

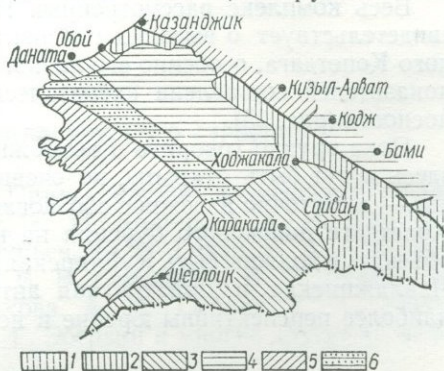


Рис. 25. Схематическая карта прогноза нефтегазоносности Западного Копетдага по гидрогеологическим данным.

Зона: 1 — бесперспективная, 2 — с возможно нефтегазоносными отложениями юры и более древними, 3 — с возможно нефтегазоносными отложениями неокома и более древними, 4 — зона с возможно нефтегазоносными отложениями альба и более древними, 5 — зона, где возможно, нефтегазоносен весь разрез меловых и более древних отложений; 6 — наиболее перспективная для поиска нефти и газа (Внутрикопетдагская).

* Определен по методике В. Н. Корценштейна (1963).

поверхностное происхождение и находится только на тех участках распространения сульфатных вод, где есть выход метана и его гомологов из более глубоких частей геологического разреза. Поэтому сероводород в условиях описываемого района следует, по-видимому, расценивать прежде всего как показатель наличия скоплений углеводородных газов ниже зоны сульфатных вод.

Весь комплекс рассмотренных гидрогеологических показателей свидетельствует о высоких перспективах нефтегазоносности Западного Копетдага, особенно его низкогорной части. На основании этих показателей составлена схематическая карта прогноза нефтегазоносности (рис. 25).

Пока трудно говорить о возможных размерах залежей, которые здесь могут быть открыты, но очевидно, что приведенные материалы — достаточно надежное обоснование для постановки в Западном Копетдаге поискового бурения на нефть и газ. Первоочередными объектами должны быть Куйлярская, Сеиткердеринская, Эйшемская, Чаалджинская и Данатинская антиклинали, в разрезах которых наиболее перспективны юрские и неокомские отложения.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПРОГИБОВ И ВПАДИН. ЗАПАДНО-ТУРКМЕНСКАЯ ВПАДИНА

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Геологическому строению Прикаспийской низменности посвятили свои работы В. В. Вебер, К. П. Калицкий, А. И. Косыгин, С. А. Ковалевский, В. Б. Порфирьев, Ю. Н. Годин, А. А. Али-Заде, А. В. Данов, М. И. Варенцов, В. В. Семенович, В. В. Денисевич, Д. А. Агаларова, Л. Н. Маркова, А. И. Смолко, С. С. Чамо, Т. В. Шварц, Л. Я. Шварц, А. Г. Эберзин и многие другие исследователи.

ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В Западно-Туркменской впадине к наиболее древним из обнажающихся отложений относится верхняя часть красноцветной толщи среднего плиоцена. Глубокие разведочные скважины во многих пунктах вскрыли эту толщу полностью, углубившись в подстилающие ее отложения различного возраста. На поднятиях Урунджук, Тузлучай, Суйджи, Боядаг, Сыртланли вскрыты отложения меловой системы, на Сыртланли, Челекене и, возможно, Котурдепе — породы палеогена (Денисевич, 1970). На всей остальной территории скважинами пройдены отложения не древнее неогенового возраста.

Неогеновая система. В Западно-Туркменской впадине в зоне интенсивного погружения широко развита красноцветная толща* среднего плиоцена, акчагыльский и апшеронский ярусы. В восточной части впадины красноцветная толща подстилается породами миоцена и понтического яруса нижнего плиоцена. Предположительно миоценовые отложения вскрыты на Монжуклы, Кумдаге и в Центральном Небитдаге.

Понтический ярус. Фаунистически охарактеризованные отложения понтического яруса впервые вскрыты скважинами на Боядаге, где в верхней части яруса залегают тонкослоистые алевролиты и глинистый конгломерат; в средней части вскрытого разреза встречены темно-серые глины с тонкими прослоями оолитового известняка. Из нижней части подняты керны, представленные мергелями с прослоями мелкозернистого песка. Наибольшая вскрытая мощность понтического яруса около 400 м.

* Аналог продуктивной толщи Азербайджана.

В Гограньдаг-Окаремской зоне поднятия понтические отложения пока не вскрыты, однако они могут здесь быть, судя по находкам в выбросах грязевых вулканов (Агаларова, 1954).

Понтические отложения Прибалханского района близки к азербайджанским, где в разрезе также имеются мощные песчано-глинистые пачки.

Красноцветная толща. Красноцветная толща — основная нефтесодержащая толща Юго-Западной Туркмении, широко распространенная только в пределах Западно-Туркменской впадины.

Красноцветные отложения обнажаются на структурах Челекен, Монжуклы, Боядаг и Сыртланли, а также вскрыты многочисленными буровыми скважинами на структурах Челекен, Котурдепе, Барсакельмес, Небитдаг, Монжуклы, Кумдаг, Урунджук, Кизылкум, Боядаг, Каратепа, Карадашли, Камышлджа, Окарем, Кеймир, Миассер, Порсу, Акмая и др., где они скрыты под толщей более молодых осадков.

Красноцветная толща подстилается стратиграфически различными отложениями. Как указывалось выше, на Боядаге и Кумдаге под красноцветом вскрыты понтические образования, что определяет возраст красноцветной толщи как среднеплиоценовый.

Наибольшая мощность красноцветной толщи отмечена на Котурдепе, где она составляет 2650 м, уменьшаясь к востоку до 2200 м на Небитдаге, 1620 м — Кумдаге, 1340 м — Боядаге, 600 м в Бала-Ишеме. В Гограньдаг-Окаремской зоне поднятия вскрыто более 2500 м красноцветной толщи. К востоку здесь, как и в Прибалханском районе, мощность ее уменьшается до полного исчезновения на структурах Аладаг-Мессерианской зоны. Мощность красноцветной толщи в наиболее погруженной части Кизылкумского прогиба, по геофизическим данным, превышает 3000 м. В пределах отдельных структур мощность красноцветной толщи уменьшается от крыльев к своду.

Литологические отложения красноцветной толщи представлены чередованием мощных пачек песчано-глинистых пород — мелкозернистых песков и песчаников, алевролитов, известковистых глин. Отдельные 70—100-метровые песчаные пачки разделяются глинистыми слоями мощностью 10—12 м.

В направлении с запада на восток глинистость разреза красноцветной толщи уменьшается от 65% на Челекене до 20% на Боядаге. В этом же направлении увеличивается содержание (в %) песчаной фракции 0,1—0,25 от 36 на Челекене до 56,0 на Небитдаге, 85 на Монжуклы, 80 на Кумдаге и 90 на Каратепа.

В пределах Гограньдаг-Окаремской зоны поднятия на Окареме и Камышлдже песчаная фракция составляет около 20 и 28%.

Снизу вверх по разрезу красноцветной толщи содержание песчано-алевритовой фракции по отношению к глинам увеличивается, что сопровождается укрупнением зерна.

Указанные литологические особенности красноцветной толщи позволили, несмотря на весьма значительную литологическую измен-

чивость, расчленив ее разрез на две части — верхнюю и нижнюю (Л. Шварц, 1963) и сопоставить их с соответствующими отделами продуктивной толщи Азербайджана.

Нижняя часть красноцветной толщи параллелизуется с нижней частью продуктивной толщи и представлена главным образом глинами, чередующимися с песками, песчаниками и алевролитами. Пески и песчаники мелко- и тонкозернистые, алевритистые, песчаники сильно известковистые, очень крепкие, часто почти непроницаемые. Алевролиты глинистые, сильно известковистые, крепкие, часто тонко-слоистые. Глины обычно сильно известковистые, алевритистые, очень плотные, нередко аргиллитоподобные, с тонкими прослоями и включениями алевролитов и песчаников.

Мощность нижней части красноцветной толщи снижается от 900 м на Котурдепе до 410 м на Небитдаге и 250 м на Куйджике. Восточнее, на Урунджуке, Боядаге, Бала-Ишеме отложения нижней части красноцветной толщи полностью выклиниваются.

В Гограньдаг-Окаремской зоне мощность этих отложений составляет 600 м (Камышлджа), выклиниваясь к востоку.

Верхняя часть красноцветной толщи значительно более песчаная представлена мелко- и среднезернистыми песками с конкрециями песчаника и прослоями известковистой глины, красными и шоколадными глинами с пропластками серого средне-, иногда крупнозернистого песка и алевролитами. Мощность верхней части красноцветной толщи колеблется от 1340 м на Боядаге до 1500—1750 м на Небитдаге, Котурдепе и Челекене. В Гограньдаг-Окаремской зоне мощность верхней части красноцветной толщи составляет 1400—1600 м.

В последнее время Л. Шварцу удалось проследить в пределах красноцветной толщи Юго-Западной Туркмении все свиты продуктивной толщи Азербайджана, на основе чего сделан вывод о наличии единой продуктивно-красноцветной толщи Южно-Каспийской впадины (Л. Шварц, 1957, 1960).

Калинская свита распространена в западной части Западно-Туркменской низменности и выклинивается в районе Котурдепе.

Подкирмакинская свита выклинивается далее к востоку, в районе Боядага. В районе Бала-Ишема выклинивается нижняя часть в целом, и верхнекрасноцветные отложения лежат на размытой поверхности нижнего мела (Л. Шварц, 1957).

Указанные обстоятельства свидетельствуют о трансгрессивном залегании красноцветной толщи.

В Гограньдаг-Окаремской зоне поднятия в объеме вскрытой части нижнего отдела красноцветной толщи выделяются свиты подкирмакинская, кирмакинская, надкирмакинская песчаная и надкирмакинская глинистая. Калинская свита бурением не вскрыта (Л. Шварц, 1960).

Ачкагыльский ярус. Отложения ачкагыльского яруса представлены песчано-глинистым комплексом, отличающимся от нижележащих отложений красноцветной толщи большей

глинистостью. Возраст их подтверждается фауной акчагыльских моллюсков.

Акчагыльский ярус в складках Прибалханского района залегает с размывом на красноцветной толще (Семенович, 1959), в Аладаг-Мессерианской зоне он несогласно перекрывает миоценовые, палеогеновые и меловые отложения. По бортам Западно-Туркменской впадины акчагыльские отложения залегают на континентальных образованиях иомудской серии или на морских отложениях миоцена, палеогена, мела.

Верхнюю границу акчагыла проводят условно вследствие постепенного перехода к отложениям апшеронского яруса как по фауне, так и по литологическому составу пород. На Челекене, Котурдепе и Небитдаге кровлей акчагыльского яруса служит подошва нижнего пласта черных глин, на других складках Юго-Западной Туркмении — подошва первого мощного песчаного пласта, перекрывающего глинистую пачку акчагыла.

На юге Западно-Туркменской впадины песчаных пород в разрезе значительно меньше, и мощность акчагыльского яруса здесь меньше, чем в Прибалханском районе.

Мощность верхнего акчагыла в Прибалханской зоне 100—260 м. Суммарная мощность акчагыльского яруса возрастает от 50 м на Челекене до 465—535 м на Кумдаге, снижаясь на Боядаге до 270 м.

В Гограндаг-Окаремской зоне мощность акчагыльского яруса изменяется от 70 (Кеймир, Аджияб) до 150 м (Камышлджа).

А п ш е р о н с к и й я р у с. Отложения апшеронского яруса подразделяются по литологическому составу пород и фауне на три подъяруса — нижний, средний и верхний.

Нижнеапшеронский подъярус представлен главным образом плотными глинами с песчаными прослоями, количество и мощность которых возрастает от Челекена к Кумдагу. Наибольшая мощность его, по данным бурения, 400 м.

Среднеапшеронские отложения в Прибалханском районе представлены глинами с прослоями песков, количество которых увеличивается с запада на восток; мощность 200—620 м.

Фаунистически обоснованные отложения верхнеапшеронского подъяруса известны на Челекене, Небитдаге и Монжуклы. Они представлены песчано-глинистыми породами со значительным преобладанием песчаных разностей. Максимальная мощность их — на Монжуклы — составляет 330 м (Смолко, 1951).

Максимальная мощность апшеронского яруса составляет 1200 м.

ТЕКТНИКА

Западно-Туркменская впадина — это восточная часть огромной Южно-Каспийской мегавпадины, представляющей собою внутригеосинклинальную впадину, которая с запада, востока и юга окружена складчатыми горными сооружениями Большого и Малого Кавказа, Копетдага, Эльбурса. На севере впадина по глубинному разлому сочленяется с Туранско-Скифской плитой.

Впадину заполняют мезокайнозойские образования, мощность которых в ее центральной части достигает 10—25 км.

В Южно-Каспийской впадине различают внешний прибортовой пояс складок и ее внутреннюю часть (Дикенштейн и др., 1963).

Складки прибортового пояса осложнены множеством дизъюнктивных дислокаций. Внешний пояс складок разделяют на три зоны поднятия: Прибалханско-Апшеронскую на севере, Гограндаг-Окаремскую на востоке и Кобыстанско-Курунскую на западе, в пределах Азербайджанской ССР. Две последние зоны имеют субмеридиональное простирание.

Прибалханско-Апшеронская зона поднятия располагается в северной части впадины и имеет запад-северо-западное простирание. Ее протяженность составляет около 450 км. На севере она ограничена Кулсарско-Келькорским прогибом, к югу от нее породы резко погружаются и начинается внутренняя часть Южно-Каспийской впадины. Строение последней изучено еще недостаточно, однако имеющиеся данные свидетельствуют о том, что развитые здесь складки отличаются от складок прибортового пояса меньшей амплитудой и более спокойным строением. Примером могут служить Огурчинская и Западно-Эрдеклинская структуры.

Западно-Туркменская впадина орографически приурочена к Прикаспийской низменности и ограничена на севере Кубадаг-Большебалханским антиклинорием, на юге — вне пределов СССР — подножьем Эльбурса. Восточная ее граница проходит приблизительно в центральной части низменности, на западе впадина открыта в сторону Южно-Каспийской впадины. Низменность на всей территории равнинная и покрыта чехлом четвертичных отложений, на фоне которых в северной части выделяются отдельными пятнами своды антиклинальных складок Челекена, Небитдага, Монжуклы, Кумдага, Боядага-Сыртланли, Кобека и др. В некоторых из них обнажаются породы плиоцена. В южной части низменности вдоль берега моря возвышаются грязевулканические бугры.

В Западно-Туркменской впадине по неогеновому комплексу выделяются: Келькорский прогиб, Прибалханская, Урунджук-Боядагская и Гограндаг-Окаремская зоны поднятия, Шахманский прогиб (рис. 26).

Келькорский прогиб, протягивающийся на 100 км узкой (25 км) полосой в северной части Южно-Каспийской впадины, отделен от Кубадаг-Большебалханского антиклинория глубинными разломами. Наиболее глубокая часть его расположена северо-западнее Челекена, где кровля красноцветной толщи залегает на глубине более 3000 м.

Расположенная южнее Прибалханская зона поднятия вытянута субширотно на 260 км при ширине около 20 км. Относительное ее превышение над соседними прогибами составляет не менее 1000 м по кровле красноцветной толщи, достигая в отдельных случаях более 3000 м (Денисевич, 1970). Наиболее крупные поднятия — банки Ливанова, Губкина, Челекенское, Котурдепинское—

расположены в западной части зоны. Все складки асимметричны, с более крутыми южными крыльями. Увеличение углов падения с глубиной и мощности отложений на крыльях структур указывает

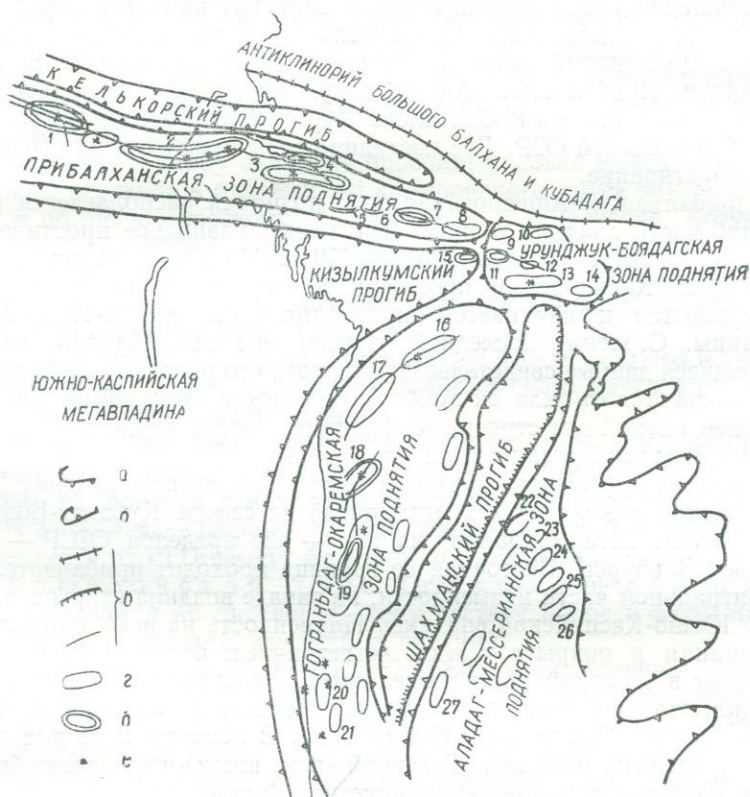


Рис. 26. Тектоническая схема Юго-Западной Туркмении (по материалам Денисевича, Дикенштейна и др.).

а — зоны поднятия, б — прогибы, в — глубинные разломы; г — локальные поднятия: 1 — банка Жданова, 2 — Челекен, 3 — Котурдепе, 4 — Овал-Товал — Банкали, 5 — Барсакельмес, 6 — Бурунская структурная перемычка, 7 — Небитдаг, 8 — Монжуклы, 9 — Худайдаг (Каратепа), 10 — Урунджук, 11 — Кумдаг, 12 — Кобек, 13 — Боядаг, 14 — Тузлучай, 15 — Кизылкум, 16 — Гограньдаг, 17 — Карадашли, 18 — Камышджа, 19 — Окарем, 20 — Порсу, 21 — Чикишляр, 22 — Мешхед, 23 — Изат-Кули, 24 — Даяндык, 25 — Бенгуван, 26 — Кизыл-Атрек, 27 — Делили; д — нефтяные, газовые и газоконденсатные месторождения, е — грязевые вулканы.

на их конседиментационный характер. О продолжающемся процессе их формирования свидетельствует дислоцированность четвертичных отложений.

В складчатом основании Прибалханской зоны поднятия предполагается наличие глубинного разлома, подвижки по которому обусловили существование нескольких систем региональных разрывов в кайнозойских отложениях. Четко прослеживается так называемый

главный Прибалханский разлом с амплитудой до 1500 м, секущий сводовые части Монжуклинского, Небитдагского и Барсакельмесского поднятий и западную часть Котурдепинской складки. Ему сопутствуют многочисленные длительно развивающиеся разрывы северо-западного простираения. Локальные поднятия осложнены множеством менее крупных нарушений.

Кизылкумский прогиб изучен пока недостаточно; по-видимому, ему свойственны очень пологие складки больших размеров, начало формирования которых относится, по Денисевичу, к среднеапшеронскому времени.

Урунджук-Боядагская зона поднятия вытянута в северо-западном направлении и сочленяется по разлому с Прибалханской зоной на западе. На юге граничит с Кизылкумским прогибом, на востоке — с Малым Балханом и Данатинским «коридором». На небольшой площади здесь сосредоточены поднятия Урунджук, Тургайдаг, Шорджа, Каратепе, Кумдаг, Кобек, Тузлучай, Суйджи и Боядаг-Сыртланли. Для этой зоны также характерны дизъюнктивы северо-западного и субмеридионального простираения. Урунджук-Боядагская зона тесно связана с горными сооружениями Малого Балхана и Западного Копетдага. Меловые отложения вскрыты здесь на относительно небольшой глубине на поднятиях Урунджук, Боядаг-Сыртланли, Тузлучай.

Гограньдаг-Окаремская зона поднятия тянется вдоль побережья Каспийского моря с севера на юг более чем на 180 км. В пределах зоны развиты субмеридиональные валлообразные пологие поднятия, наиболее крупные из которых Гограньдагское, Карадашлинское, Камышлджинское, Окаремское.

Пологие погребенные поднятия Гограньдаг-Окаремской зоны небольшой амплитуды, с широкими сводами и незначительными углами падения пластов на крыльях, морфологически существенно отличаются от складок Прибалханья. Как и брахиантиклинали Прибалханской зоны, они асимметричны, с более крутыми западными крыльями. Осевые линии складок вытянуты субмеридионально в южной части зоны и к северо-востоку, параллельно Кизылкумскому прогибу, — в северной.

В пределах Гограньдаг-Окаремской зоны выделены две системы разломов, по которым Западно-Туркменская впадина ступенчато погружается в сторону впадины Южного Каспия. Первая, северо-восточного простираения, проходит через Гограньдагское и Карадашлинское поднятия, вторая — субмеридиональная — через Камышлджинскую и Окаремскую складки. Простираение разломов хорошо прослеживается на поверхности по цепочке грязевых вулканов — Гограньдаг, Камышлджа, Гек-Патлаух, Кеймир, Тюлюкли, Кипящий Бугор, Порсу и др. Сейсморазведкой выявлены и погребенные грязевые вулканы в глубинных частях складок (Сунгуров, 1958).

Складки Юго-Западного Туркменистана непрерывно-прерывисто развивались на фоне общего опускания впадины по крупным

разломам. Они связаны с разломами генетически. Разломами же контролировался характер осадконакопления, чем объясняются литологические особенности осадочных толщ в пределах тектонических блоков.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Основные этапы геологической истории Западно-Туркменской впадины в настоящее время возможно рассматривать начиная только с неогеновой эпохи.

Мезозойские отложения вскрыты лишь в нескольких пунктах впадины. Известно, что в Мессериянской зоне поднятия мощность меловых отложений значительно меньше, чем в Западном Копетдаге. Полагают, что в предсреднеплиоценовое время на месте Западно-Туркменской низменности существовала неглубокая межгорная впадина (Денисевич, 1970).

В начале миоценового времени намечались контуры современной структуры Копетдага и произошли складкообразовательные движения в Мессериянской зоне.

В конце миоцена — начале и середине плиоцена орогенические движения создали современный орографический облик Копетдага. Воздымания и складчатость проявились и в Мессериянской зоне поднятия, о чем свидетельствуют размытые сармат-среднеплиоценовые отложения в сводах антиклинальных складок. В плиоцен-четвертичное время произошли весьма интенсивные тектонические движения, неоднократные трансгрессии и регрессии, накопились мощные толщи осадков, образовались основные современные структурные элементы впадины.

Понтическое море покрыло незначительную часть Западно-Туркменской впадины и было солоноватоводным. Области сноса служили Большой Балхан и Копетдаг. В понтический век прогибание впадины составило несколько сотен метров, о чем свидетельствует литологический состав понтических отложений, представленных главным образом глинами.

Век красноцветной толщи начался также интенсивным складкообразованием в Западном Копетдаге и, возможно, в Западно-Туркменской впадине.

На среднеплиоценовое время приходится наиболее значительное прогибание Западно-Туркменской впадины. Судя по характеру залегания красноцветной толщи, особенностям литологического состава, она отлагалась в условиях единого мелководного опресненного бассейна.

Граница выклинивания красноцветной толщи достаточно четко связана со структурно-тектоническими особенностями региона и в общем совпадает с границами Западно-Туркменской впадины. Красноцветная толща выклинивается по линии, проходящей в средней части п-ова Дарджа, вдоль южных крыльев Кубадага и Большого Балхана, севернее Бала-Ишема, восточнее Сыртланли, западнее Малого Балхана и Зирика и далее на юг, по восточному борту Шах-

манского прогиба. Южная граница ее распространения пока не установлена. На периферии впадины в это время накапливались аллювиально-дельтовые осадки. Областями сноса были горные сооружения Кубадаг, Большой и Малый Балхан и Копетдаг (рис. 27, 28).

Западно-Туркменская впадина в среднеплиоценовое время интенсивно погружалась. Здесь накопилась мощная, до 3500 м, толща

песчано-глинистых осадков. Погружение впадины было неравномерным: максимально погружались центральная часть Прибалхання (Котурдепе, Барсакельмес, Бурун) и особенно Кызылкумский прогиб, меньше — Гограндаг-Окаремская зона (2200—2400 м), меньше всего — восточная часть впадины, о чем свидетельствуют малая мощность отложений и наличие грубо-зернистых образований — песков, песчаников с включениями гравия и гальки.

В южной части Западно-Туркменской впадины мощность красноцветной толщи постепенно уменьшается за счет ее нижней части.

Одновременно с осадконакоплением происходили складкообразовательные движения и рост складок, что подтверждается увеличением мощности красноцветной толщи на периферии поднятий. Складки формировались одновременно с осадконакоплением. Наиболее интенсивными были движения в конце среднеплиоценового времени, с которым связаны многие дизъюнктивные нарушения. Размывы и перерывы в осадконакоплении, наблюдающиеся в сводах некоторых поднятий, свидетельствуют о существовании более мелких фаз складкообразования во время отложения красноцветной толщи. Складки Гограндаг-Окаремской зоны поднятия формировались в более спокойной тектонической обстановке, чем поднятия Прибалхання. Их наибольшая амплитуда не превышает 500—600 м.

Ачкагыльская трансгрессия охватила значительную территорию Туркмении и простиралась далеко на восток, захватив низменные Каракумы, Чильмамедкумы, Красноводский п-ов и Западный Копетдаг. Береговая линия в Юго-Западной Туркмении проходила вдоль склонов Кубадага, Большого и Малого Балхана

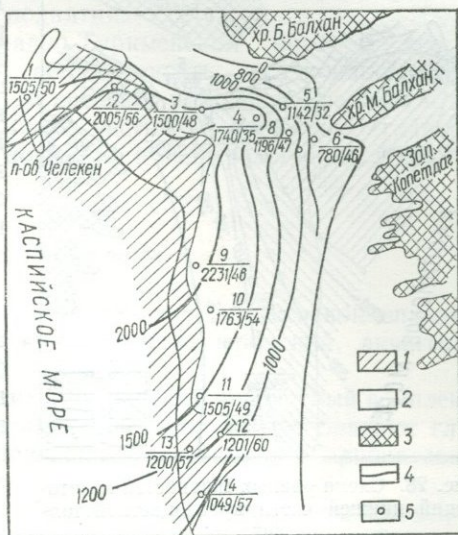


Рис. 27. Схема равных мощностей и литофаций верхней части красноцветной толщи. (Условные обозначения см. на рис. 28.)

и Кюрендага. Акчагыльское море было солоноватоводным, с разнообразной фауной. Время его максимального развития — средний акчагыл.

Прогибание впадины в акчагыльский век было менее интенсивным, чем в красноцветное время. Впадина расширилась, центр ее прогибания сместился к северо-востоку (Урунджук-Боядагская

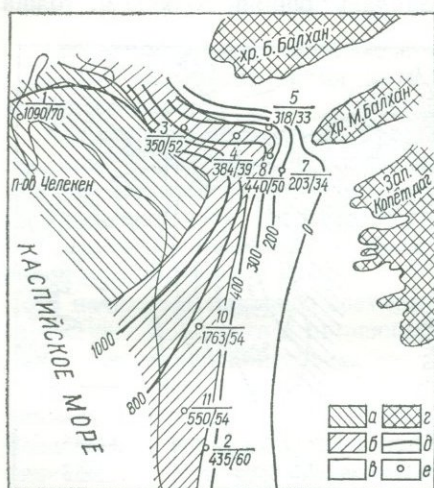


Рис. 28. Схема равных мощностей и литофаций нижней части красноцветной толщи:

а — глинистая литофация (глин больше 75 %), б — глинисто-песчанистая литофация (глин 50—75%), в — песчано-глинистая литофация (глин 25—50%), г — горные сооружения, д — изопакиты, е — точки наблюдения (в знаменателе слева — мощность яруса, м, справа — глинистость разреза, в % мощности; в числителе — площадь: 1 — Челекен, 2 — Котурдепе, 3 — Небитдаг, 4 — Монжуклы, 5 — Урунджук, 6 — Кобек, 7 — Боядаг, 8 — Кумдаг, 9 — Карадашли, 10 — Камышлджа, 11 — Окарем, 12 — Миассер, 13 — Кеймир, 14 — Адам-Кудук).

зона поднятия и Западный Копетдаг). Гограньдаг-Окаремская зона поднятия погружалась значительно меньше, мощность акчагыла здесь не превышает 200—300 м. По проявлению складчатых движений акчагыльский век относится к наиболее спокойным. Интенсивнее росли складки во второй половине века.

Апшеронская трансгрессия по размерам уступала акчагыльской (уменьшился бассейн в Копетдаге и Каракумах), однако вся Западно-Туркменская впадина по-прежнему была областью осадконакопления. Подобно акчагыльскому, апшеронский бассейн был солоноватоводным. В позднеапшеронское время бассейн еще более опреснился и сократился. Прогибание впадины в апшеронское время было все же более интенсивным, чем в акчагыльское. По-прежнему центр прогибания находился в центральной части Прибалханской зоны под-

нятия и примыкающих к ней прогибах, о чем свидетельствуют мощность осадков и их глубоководный характер. Урунджук-Боядагская зона прогибалась менее интенсивно.

Меньше опускалась Гограньдаг-Окаремская зона поднятия. Интенсивнее, чем в акчагыльский век, прогибался Шахманский прогиб.

Апшеронский век отличался наиболее активной тектонической деятельностью: прошло несколько фаз складчатых движений — в ранне-, среднеапшеронское время и на границе средне- и позднеапшеронского времени. В результате неравномерных дифференцированных колебательных движений к концу века определились черты структуры всей Западно-Туркменской впадины, весьма близкие к современным.

Окончательное формирование впадины связано с наиболее крупными неотектоническими движениями. Бакинская, хазарская, хвалынская и новокаспийская трансгрессии привели к накоплению мощной (более 1000 м) осадочной толщи. Наибольшее прогибание в бакинский век испытал Кизылкумский прогиб. Остальные участки прогибались дифференцированно — наряду с опусканием происходили складчатые движения, завершившие формирование Прибалханской и других зон поднятия.

В истории развития Западно-Туркменской впадины весьма существенна практическая непрерывность осадконакопления, начиная, по крайней мере, со среднего плиоцена. Размывы и перерывы в осадконакоплении были местными, проявляясь главным образом в сводовых частях поднятий и непосредственно у бортов впадины.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

В плиоценовой осадочной толще Западно-Туркменской впадины выделены четыре водоносных комплекса: апшеронский, акчагыльский, верхне- и нижнекрасноцветный.

Среди отложений, слагающих **апшеронский водоносный комплекс**, в западной части Западно-Туркменской впадины преобладают глинистые породы, постепенно замещающиеся песками в прибортовых ее частях.

Подземные воды из апшеронских отложений получены при опробовании скважин на структурах Котурдепе, Овал-Товал, Банкали, Барсакельмес, Бурун, Небитдаг, Монжуклы, Кумдаг, Боядаг, Гограньдаг, Окарем и др.

Напор подземных вод апшеронского водоносного комплекса в Прибалханском районе невелик, статический уровень устанавливается вблизи нулевой отметки (уровень Каспийского моря). Только в пределах Гограньдаг-Окаремской зоны из этих отложений на площади Адам-Кудук был получен фонтан воды с газом с дебитом до 1000 м³/сутки. Дебит скважин, дающих воду с небольшим количеством нефти, на Кумдаге и Небитдаге при значительном снижении уровня составляет 50—100 м³/сутки.

Подземные воды апшеронского водоносного комплекса на Котурдепе относятся к хлоркальциевому типу, по Сулину, с минерализацией 29—90 г/л, $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}} = 0,76—0,83$, бессульфатные, с содержанием йода до 33, брома до 174 и бора до 54 мг/л.

На поднятии Барсакельмес встречены хлоркальциевые воды с минерализацией 12—61 г/л, $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}} = 0,76—0,90$, бессульфатные, содержащие йод 13—25, бром 48—78, бор — до 20 мг/л. Из апшеронского яруса здесь получены также воды гидрокарбонатнонатриевого типа с минерализацией 6 г/л, $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}} = 1,04—1,05$; помимо большого

количества йода (до 31 мг/л) они содержат также нефтяные кислоты (до 1,8 г/л). Воды апшеронского яруса структуры Овал-Товал хлоркальциевого типа с минерализацией до 63 г/л, $\frac{rNa}{rCl} = 0,66—0,84$; $\frac{SO_4}{Cl} \cdot 100 = 0,20—3,50$; содержат йод до 30, бром до 226 и бор 4—45 мг/л.

Весьма интересные данные получены при опробовании горизонтов апшеронского яруса на площади Банакли, западнее Овал-Товала, от которого она отделена серией дизъюнктивных нарушений, где впервые для Западно-Туркменской впадины получены подземные воды с минерализацией менее 4 г/л. На глубине 1354—2003 м здесь залегают солоноватые воды хлоркальциевого ($\frac{rNa}{rCl} = 0,84—0,91$) и гидрокарбонатнонатриевого типов ($\frac{rNa}{rCl}$ до 1,08), иногда бессульфатные, иногда содержащие сульфаты ($\frac{SO_4}{Cl} \cdot 100$ до 3,85). Интересно, что, несмотря на мизерную минерализацию, эти воды содержат до 30 мг/л йода, много брома и бора.

В низах апшеронского яруса минерализация подземных вод резко увеличивается и составляет около 50 г/л, без значительного, однако, увеличения степени метаморфизации ($\frac{rNa}{rCl} = 0,89—0,91$).

В горизонтах апшеронского яруса на Западном Небитдаге залегают подземные воды хлоркальциевого типа с минерализацией 25—119 г/л, $\frac{rNa}{rCl} = 0,75—0,98$ и $\frac{SO_4}{Cl} \cdot 100 = 0,19—0,89$. В наиболее приподнятой сводовой части Центрального Небитдага эти горизонты смыты эрозией. Западнее здесь в горизонтах I, Ia залегают хлоркальциевые рассолы с минерализацией до 115 г/л, $\frac{rNa}{rCl} = 0,78—0,97$; $\frac{SO_4}{Cl} \cdot 100 = 0—0,15—1,70$.

На площади горизонтов I и Ia минерализация и метаморфизация подземных вод с запада на восток и к северу от зоны крупных нарушений увеличиваются.

На разведочной площади Монжуклы подземные воды апшеронского яруса представлены хлоркальциевыми рассолами с минерализацией 138—150 г/л, $\frac{rNa}{rCl} = 0,81—0,82$, почти бессульфатными, с содержанием йода 26—33, брома 218—245, бора 57—77 мг/л.

Воды горизонтов апшеронского яруса Западного Кумдага имеют минерализацию 70—187 г/л, $\frac{rNa}{rCl} = 0,76—0,86$, почти не содержат сульфатов. В грабене, весьма мало изученном, встречены воды с минерализацией 77 и 110 г/л, $\frac{rNa}{rCl} = 0,83—0,88$. Минерализация единственной пробы воды из Восточного Кумдага составляет 73 г/л, $\frac{rNa}{rCl} = 0,84$, сульфатов нет.

На Кизылкуме получены подземные воды апшеронского яруса хлоркальциевого типа с минерализацией 172—213 г/л, $\frac{rNa}{rCl} = 0,74—0,79$, содержание йода 22, брома 310, бора 8 мг/л. По химическому составу эти воды сходны с подземными водами горизонта Б Западно-Кумдага, хотя и несколько более минерализованы.

Наиболее минерализованные хлоркальциевые рассолы из апшеронских отложений обнаружены на Боядаге, где с глубины немногим более 300 м получен хлоркальциевый рассол с минерализацией 234 г/л, $\frac{rNa}{rCl} = 0,74$, бессульфатный, с содержанием йода 17 и брома 730 мг/л.

В Гограньдаг-Окаремской зоне подземные воды апшеронского водоносного комплекса изучены весьма неполно.

На Гограньдаге получен хлоркальциевый рассол с минерализацией 128 г/л, $\frac{rNa}{rCl} = 0,87$, бессульфатный, с содержанием йода 33 и брома 250 мг/л.

Единственная проба из апшеронских отложений Окаремского месторождения представлена водой хлоркальциевого типа с минерализацией 67 г/л, $\frac{rNa}{rCl} = 0,94$, слабосульфатной ($\frac{SO_4}{Cl} \cdot 100 = 0,52$), содержащей йода 23, брома 146, бора 106 мг/л.

Таким образом, в апшеронском водоносном комплексе залегают воды почти исключительно хлоркальциевого типа с минерализацией, в большинстве случаев превышающей 50 г/л. Наиболее минерализованные воды приурочены к восточной части Прибалханской и Урунджук-Боядагской зонам поднятия (рис. 29). В западной части Прибалханской зоны поднятия находятся менее минерализованные и метаморфизованные воды хлоркальциевого, а на площади Барсакельмес и Банкали также гидрокарбонатнонатриевого типов. Распространение последних пока не изучено, однако есть основания предполагать их ограниченное развитие по площади.

Среди воднорастворенных газов преобладают углеводороды. Все воды, в том числе слабо минерализованные, содержат значительное количество йода, 13—33 мг/л, а аммония 15—50 мг/л.

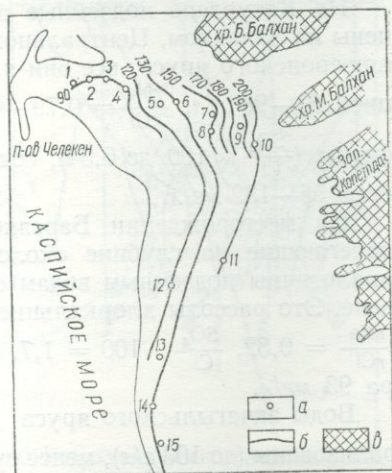


Рис. 29. Схематическая гидрохимическая карта апшеронского водоносного комплекса Западно-Туркменской впадины.

1 — Западный Челекен, 2 — Алигул, 3 — Дагаджик, 4 — Котурдепе, 5 — Западный Небитдаг, 6 — Центральный Небитдаг, 7 — Монжуклы, 8 — Кизылкум, 9 — Кумдаг, 10 — Боядаг, 11 — Бугдайли, 12 — Камышаджа, 13 — Окарем, 14 — Кеймир, 15 — Адам-Кудук; а — точки наблюдения, б — изолинии минерализации, г/л; в — горные сооружения.

Содержание $C_{орг}$ и $N_{орг}$ изменяется в пределах 17—102 и 2—18 мг/л соответственно (Курбанмурадов, 1963).

Ачкагыльский водоносный комплекс представлен песчано-глинистыми породами с преобладанием глин в верхней части разреза.

Подземные воды ачкагыльского водоносного комплекса получены на нефтегазовых месторождениях и разведочных площадях Прибалханской (Котурдепе, Барсакельмес, Овал-Товал — Банкали, Небитдаг, Монжуклы), Урунджук-Боядагской (Кумдаг) зон поднятия и Кизылкумского прогиба (Кизылкум).

На Котурдепе подземные воды из ачкагыльского яруса получены на Западном, Центральном и Восточном участках. Как и воды апшеронского яруса, все они хлоркальциевого типа, с минерализацией 31—98 г/л, $\frac{rNa}{rCl} = 0,79—0,89$, почти или полностью бессульфатны ($\frac{SO_4}{Cl} \cdot 100$ до 0,34), содержат йода 25—34, брома 80—220, бора 56—132 мг/л.

На месторождении Барсакельмес воды ачкагыльского яруса, залегающие на глубине около 2700 м, по химическому составу аналогичны подземным водам соответствующего комплекса Котурдепе. Это рассолы хлоркальциевого типа с минерализацией 90 г/л, $\frac{rNa}{rCl} = 0,82$, $\frac{SO_4}{Cl} \cdot 100 = 1,7$, содержанием йода 17, брома 154, бора 93 мг/л.

Воды ачкагыльского яруса Овал-Товала несколько более минерализованы (до 103 г/л), менее сульфатны ($\frac{SO_4}{Cl} \cdot 100 = 0,17—0,68$), $\frac{rNa}{rCl} = 0,74—0,90$.

На Небитдаге среди подземных вод ачкагыльского яруса (горизонты II, IIa, IIb, IIc) встречены воды хлоркальциевого, хлормagneиевого и гидрокарбонатнонатриевого типов.

Хлоркальциевые воды ачкагыльского яруса Западного Небитдага минерализованы в разной степени — от 15 до 119 г/л; $\frac{rNa}{rCl} = 0,76—0,99$, $\frac{SO_4}{Cl} \cdot 100 = 0—0,16—6,95$. Хлормagneиевые воды с минерализацией 18—45 г/л характеризуются отношениями $\frac{rNa}{rCl} = 0,90—0,99$ и $\frac{SO_4}{Cl} \cdot 100 = 0,0—0,29—3,20$. Воды гидрокарбонатнонатриевого типа с минерализацией 20—30 г/л имеют $\frac{rNa}{rCl} = 1,02—1,09$ и $\frac{SO_4}{Cl} \cdot 100 = 0,0—0,20—2,00$.

На Центральном Небитдаге встречаются главным образом воды хлоркальциевого типа с минерализацией 18—222 г/л и $\frac{rNa}{rCl} = 0,70—0,97$, слабо сульфатные ($\frac{SO_4}{Cl} \cdot 100 = 0,0—0,96$, редко до 1,87).

Наименее минерализованные воды широко распространены во втором блоке и примыкают к крупному широтному нарушению, по мере удаления от которого на север и восток минерализация вод увеличивается. Ареал распространения гидрокарбонатнонатриевых вод значительно уже зоны распространения вод малой минерализации и совпадает с нефтеносным участком второго блока (рис. 30).

На Монжуклы встречены хлоркальциевые воды, минерализация которых составляет в грабене 33 г/л, на северном крыле до

167 г/л, $\frac{rNa}{rCl} = 0,74-0,94$,

$\frac{SO_4}{Cl} \cdot 100 = 0-0,71$. В горизонтах акчагыльского водоносного комплекса на Западном Кумдаге встречены воды с минерализацией 75—179 г/л и $\frac{rNa}{rCl} = 0,75-0,90$. Воды грабена менее минерализованы, 55—133 г/л. Минерализация подземных вод Восточного Кумдага находится в пределах 58—125 г/л.

На Кызылкуме в акчагыльском водоносном комплексе различают две группы подземных вод: 1) хлоркальциевые рассолы западной части III горизонта с минерализацией 225—253 г/л, $\frac{rNa}{rCl} = 0,73-$

0,75, содержанием йода 22—28, брома 400—480, бора 32—38 мг/л. От вод горизонта III Западного Кумдага они отличаются более высокой жесткостью и минерализацией. Воды этой группы непосредственно контактируют с большой залежью газа; 2) подземные воды восточной части горизонтов IIIa и IV, отличающихся от вод горизонта III меньшей минерализацией и несколько меньшим отношением кальция к магнию.

Среди подземных вод акчагыльского водоносного комплекса, как и апшеронского, резко преобладают хлоркальциевые воды с высокой минерализацией, во многих случаях превышающей 100 г/л. В сводовых частях складок встречаются менее минерализованные (15—40 г/л) воды хлоркальциевого типа, а на Небитдаге также хлормagneиового и гидрокарбонатнонатриевого. Во всех случаях проявления вод малой минерализации связаны с нефтенасыщенными блоками в тектонически раздробленных зонах складок.

Водоносный комплекс верхней части красноцветной толщи представлен чередованием глин, алевролитов, песков и песчаников с преобладанием псаммитовых пород, слагающих 60—75% разреза.

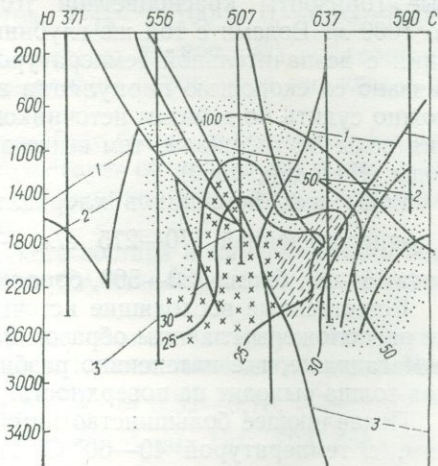


Рис. 30. Гидрохимический профиль Западного Небитдага.

1 — кровля акчагыльского яруса, 2 — кровля красноцветной толщи, 3 — кровля нижней части красноцветной толщи. (Остальные условные обозначения см. на рис. 32.)

Естественные очаги разгрузки подземных вод верхнекрасноцветного водоносного комплекса в виде восходящих источников располагаются вдоль зон разломов в местах выхода на дневную поверхность или неглубокого залегания красноцветной толщи.

подавляющее количество источников сосредоточено на Челекене и Боядаг — Сыртланли, где красноцветная толща обнажается или залегает неглубоко. Почти все источники термальные.

Судя по температуре воды источников, они дренируют водоносные горизонты красноцветной толщи, залегающие на глубине до 1000 м. Водами с той же глубины, очевидно, питаются и источники с незначительной температурой. Снижение их температуры связано со скоростью циркуляции воды по трещинам. О последней можно судить по дебитам источников. Чем больше скорость движения воды по трещинам, тем выше дебит источников и температура воды (Колодий, 1969).

Воды всех источников хлоркальциевые, почти бессульфатные, с минерализацией 170—275 г/л, $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}} = 0,75—0,81$, содержанием йода 15—25, брома 250—500, бора 20—60 мг/л.

Естественные восходящие источники подземных вод на Челекене расположены главным образом на южном склоне хребта Чохрак и Дагаджике, где интенсивно разбитая дизъюнктивными красноцветная толща выходит на поверхность.

подавляющее большинство источников относится к очень горячим, с температурой 40—60° С. Подземные воды, изливающиеся в источниках, относятся исключительно к хлоркальциевым с минерализацией 64—280 г/л, $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}} = 0,67—0,80$. Содержание сульфатов

обычно незначительно, $\frac{SO_4}{Cl} \cdot 100$ изменяется в пределах 0—0,23.

Воды источников содержат много йода — до 21, брома — до 655, бора — до 55 мг/л.

Подземные воды водоносного комплекса верхней части красноцветной толщи получены также при опробовании разведочных скважин на нефть и газ, эксплуатации нефтяных месторождений и йодо-бромных вод на Челекене, Котурдепе, Барсакельмесе, Овал-Товале, Небитдаге, Монжуклы в Прибалханской зоне, Кумдаге, Кобеке, Боядаге — Сыртланли, Тузлучае в Урунджук-Боядагской зоне, Куйджике в Кизылкумском прогибе, Бугдайли, Карадашли, Камышлдже, Окареме, Кеймире, Миассере в Гограньдаг-Окаремской зоне поднятия.

Водоносный комплекс верхней части красноцветной толщи наиболее водообилен. Дебит аварийных скважин составлял 5—10 л/сек и более. В отдельных случаях дебиты эксплуатационных скважин достигали 100—115 л/сек (Боядаг). Некоторое количество вод комплекса дренируют эруптивные каналы грязевых вулканов (Гек-Патлаух, Кеймир). Современная естественная разгрузка подземных вод верхнекрасноцветного водоносного комплекса, по данным режим-

ных наблюдений 1957—1960 гг., составляет $3 \cdot 10^{-3} \text{ км}^3/\text{год}$ (Колодий, 1969).

На Челекене подземные воды пачки I красноцветной толщи являются объектом эксплуатации для извлечения йода и брома. Все они представляют собой крепкие рассолы хлоркальциевого типа с минерализацией 180—290 г/л, $\frac{r_{\text{Na}}}{r_{\text{Cl}}} = 0,60—0,79$, весьма незначительным содержанием сульфатов ($\frac{\text{SO}_4}{\text{Cl}} \cdot 100 = 0, —0,02—0,15$). Содержание йода, брома и бора достигает 32, 800 и 60 мг/л соответственно. В некоторых пробах выявлены нафтеновые кислоты — до 90 мг/л.

Сравнение химического состава йодо-бромных вод пачки I и вод большинства источников свидетельствует об их значительном сходстве, что позволяет отнести воды источников к той же пачке I верхней части красноцветной толщи.

Заметных изменений химического состава и минерализации подземных вод пачки I по площади на изученном участке Челекенской складки обнаружить не удалось.

Подземные воды пачек II и III изучены только на участке Западный Челекен. Воды пачки II, как и I, исключительно хлоркальциевые с минерализацией 95—231 г/л, $\frac{r_{\text{Na}}}{r_{\text{Cl}}} = 0,52—0,78$, $\frac{\text{SO}_4}{\text{Cl}} \cdot 100 = 0,14—0,19$, содержанием йода 14—25, брома 134—593, бора 22—46, нафтенных кислот — до 200 мг/л.

Подземные воды пачки III в подавляющем большинстве хлоркальциевые с минерализацией 33—247 г/л, $\frac{r_{\text{Na}}}{r_{\text{Cl}}} = 0,63—0,99$, $\frac{\text{SO}_4}{\text{Cl}} \cdot 100 = 0—0,04—2,02$, содержанием йода 17—29, брома — до 250, бора — до 470, нафтенных кислот — до 570 мг/л. Кроме того, в пределах пачки III, в нижней ее части, встречены маломинерализованные (22 г/л) воды гидрокарбонатнонатриевого типа с $\frac{r_{\text{Na}}}{r_{\text{Cl}}}$ и $\frac{\text{SO}_4}{\text{Cl}} \cdot 100$, равными соответственно 1,32 и 1,45; они содержат до 26 мг/л йода, 33 — брома, 680 — бора.

Каких-либо отчетливых изменений минерализации и химического состава подземных вод пачки III по площади месторождения или отдельным его блокам проследить не удалось. Следует отметить, что наибольшая минерализация и степень метаморфизации воды зафиксированы скв. 28, расположенной далеко на северном крыле месторождения.

Весьма слабо изучены подземные воды пачки IV. На Западном Челекене из двух скважин получены воды хлоркальциевого типа с минерализацией 33—130 г/л, $\frac{r_{\text{Na}}}{r_{\text{Cl}}} = 0,80—0,91$, $\frac{\text{SO}_4}{\text{Cl}} \cdot 100 = 0,09—0,17$, содержанием йода — до 27, брома 99—247, нафтенных кислот — до 300 мг/л.

На Алигуле из пачки IV получены также хлоркальциевые рассолы с минерализацией 63—229 г/л, значительно метаморфизованные

$(\frac{r_{Na}}{r_{Cl}} = 0,69 - 0,87)$, с $\frac{SO_4}{Cl} \cdot 100 = 0,11 - 0,67$, содержанием йода — до 28, брома — до 431 мг/л.

На Дагаджике, где красноцветная толща выходит на поверхность, в пачке I, соответствующей пачке II Западного Челекена, залегают исключительно хлоркальциевые рассолы с минерализацией 56—241 г/л, $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}} = 0,63 - 0,94$, бессульфатные или слабо сульфатные ($\frac{SO_4}{Cl} \cdot 100 = 0 - 0,42$), с содержанием йода 22—30, брома — до 520, бора — до 84 мг/л.

Такого же типа, несколько менее минерализованные (32—104 г/л) и метаморфизованные ($\frac{r_{Na}}{r_{Cl}} = 0,82 - 0,94$), воды встречены в пачке II, приблизительно соответствующей пачке IV Западного Челекена.

В пачке III (аналог низов пачки IV — верхов пачки V Западного Челекена) встречены воды всех типов, по классификации Сулина, за исключением сульфатнонатриевых.

Хлоркальциевые воды с минерализацией 33—104 г/л, $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}} = 0,79 - 0,98$, содержат до 31 мг/л йода, 34—149 брома, до 112 бора, до 788 мг/л нафтеных кислот. Воды бессульфатные или с незначительным содержанием сульфат-иона ($\frac{SO_4}{Cl} \cdot 100 =$ до 0,97).

Гидрокарбонатнонатриевые воды менее минерализованы (29—56 г/л), с $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}} =$ до 1,09, $\frac{SO_4}{Cl} \cdot 100 = 0,2 - 0,7$, содержат йода — до 32, брома — до 64, бора — до 720, нафтеных кислот — до 740 мг/л.

Промежуточное положение между описанными типами вод занимают хлоркальциевые воды с минерализацией 23—39 г/л, $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}} = 0,91 - 1,00$, бессульфатные, иногда со значительным содержанием сульфатов ($\frac{SO_4}{Cl} \cdot 100 = 0 - 7,85$), содержащие йод — до 32, бром — до 69, бор — до 50, нафтеные кислоты — до 300 мг/л.

На Котурдепинском месторождении наиболее изучены подземные воды верхней части красноцветной толщи (горизонты III и IV). На западном участке здесь залегают высокоминерализованные хлоркальциевые рассолы (70—129 г/л) с $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}} = 0,77 - 0,80$, бессульфатные или весьма слабо сульфатные ($\frac{SO_4}{Cl} \cdot 100 =$ до 0,09), содержащие йод 23—28, бром 102—295, бор 28—77 мг/л.

Аналогичные по составу и минерализации подземные воды встречены в горизонтах III—V Центрального Котурдепе.

На Восточном Котурдепе залегают хлоркальциевые рассолы несколько меньшей минерализации (32—71 г/л), с $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}} = 0,61 - 0,90$,

$\frac{SO_4}{Cl} \cdot 100 = 0-5,39$, содержанием йода — до 29, брома — до 280, бора — до 131 мг/л.

В наиболее исследованных бурением пластах, залегающих у кровли красноцветной толщи, отмечается некоторое снижение степени минерализации подземных вод от сводовой части складки к ее крыльям.

В более глубоко залегающих горизонтах верхней части красноцветной толщи содержатся хлоркальциевые воды с пониженной, по сравнению с III—V горизонтами, минерализацией (23—88 г/л), менее метаморфизованные ($\frac{rNa}{rCl} = 0,80-0,98$), часто с небольшим содержанием сульфатов ($\frac{SO_4}{Cl} \cdot 100$ — до 0,59).

В верхней части красноцветной толщи Барсакельмес встречены исключительно хлоркальциевые воды с минерализацией 59—271 г/л, $\frac{rNa}{rCl} = 0,76-0,84$, почти бессульфатные ($\frac{SO_4}{Cl} \cdot 100 = 0-0,05$). По имеющимся данным, намечается тенденция к увеличению степени минерализации и метаморфизации вод горизонта III к северу и востоку.

В верхней части красноцветной толщи Овал-Товала — Банкали залегают (судя по единичным пробам) менее минерализованные (до 30 г/л) воды хлоркальциевого типа, по химическому составу в основном аналогичные подземным водам акчагыльского водоносного комплекса этой площади.

В горизонтах верхней части красноцветной толщи (III—VIII) Небитдага встречены подземные воды хлоркальциевого, хлормagneзиевого и гидрокарбонатнонатриевого типов с минерализацией 16—120, 20—43 и 21—38 г/л соответственно (Западный Небитдаг). На Центральном Небитдаге здесь залегают главным образом хлоркальциевые воды с минерализацией 22—269 г/л, $\frac{rNa}{rCl} = 0,70-0,98$, $\frac{SO_4}{Cl} \cdot 100 = 0-0,04-2,50$. В западной части участка вдоль тектонических нарушений в отдельных случаях встречаются подземные воды хлоркальциевого типа с минерализацией 17—54 г/л, $\frac{rNa}{rCl} = 0,86-0,9$ и гидрокарбонатнонатриевые воды с минерализацией 21—32 г/л, $\frac{rNa}{rCl} = 1,01-1,08$, $\frac{SO_4}{Cl} \cdot 100 = 0,0-0,21$.

Наименее минерализованные воды находятся у присбросовой зоны второго блока, по мере удаления от которой на север и восток соленость вод увеличивается и из гидрокарбонатнонатриевых они становятся хлоркальциевыми (рис. 31).

Сверху вниз от горизонта III к горизонту VIII возрастает доля гидрокарбонатнонатриевых вод, особенно во втором блоке.

Подземные воды верхнекрасноцветного водоносного комплекса Монжуклы изучены недостаточно. Судя по единичным данным,

здесь залегают хлоркальциевые воды пониженной минерализации, не превышающей 36 г/л, $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}} = 0,92-0,96$ и $\frac{SO_4}{Cl} \cdot 100$ — до 0,79.

В горизонте V верхней части красноцветной толщи Кумдага содержатся воды с минерализацией (в г/л) 58—110 (запад), 60—89 (грабен) и 77—95 (восток); $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}}$ этих вод изменяется в пределах 0,81—0,95.

Следует отметить весьма высокое, по сравнению с другими площадями, содержание в подземных водах Восточного Кумдага йода,

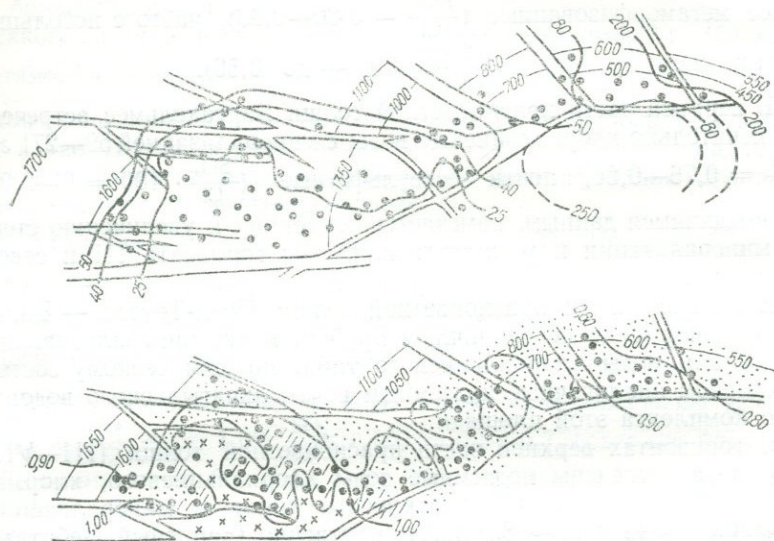


Рис. 31. Гидрохимические карты горизонта III красноцветной толщи Нейбитага. (Условные обозначения см. на рис. 32.)

достигающее 58 мг/л. Содержание йода в разрабатываемых йодобромных водах Челекена не превышает 30—32 мг/л.

Таким образом, на Кумдаге известны две различные по минерализации группы вод: более минерализованные воды Западного и менее минерализованные — Восточного Кумдага. Наименее минерализованные воды встречены в разбитом сбросами грабене, где соседние небольшие блоки зачастую содержат воды резко различной минерализации.

Из буровых скважин Боядага получен крепкий хлоркальциевый рассол с минерализацией 110—243 г/л, $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}} = 0,74-0,88$, содержанием йода 16—42, брома 174—730, бора 45—90 мг/л. Коэффициент сульфатности не превышает 0,21 (0,1%-экв SO_4^{2-}).

Нигде в разрезе Боядага не встречены воды с соленостью ниже 100 г/л. В отложениях, подстилающих красноцветную толщу, также залегают хлоркальциевые крепкие рассолы.

Снизу вверх по разрезу не удастся уловить четкой закономерности в изменении ингредиентов солевого состава и минерализации: высокоминерализованные рассолы (более 200 г/л) залегают на глубине 322 и 1560 м, однако некоторая тенденция к повышению минерализации ближе к земной поверхности все же улавливается.

Значительно ниже минерализация хлоркальциевых вод расположенной восточнее площади Сыртланли (45—49 г/л), где залегают почти бессульфатные богатые йодом и бромом воды.

Высокоминерализованные (81—193 г/л) хлоркальциевые рассолы содержатся в водоносном комплексе верхней части красноцветной толщи на Тузлучае, Куйджике, Кобеке. Величина $\frac{rNa}{rCl}$ в них составляет 0,78—0,83, содержание йода достигает 36, брома 413 мг/л, сульфатов нет.

Подземные воды верхней части красноцветной толщи Окарема относятся к хлоркальциевому типу и характеризуются минерализацией 41—206 г/л, $\frac{rNa}{rCl} = 0,75—0,98$, почти не содержат сульфатов при количестве йода 17—28, брома 122—425, бора 27—110 мг/л.

На площади Бугдайли получен хлоркальциевый рассол с минерализацией 235 г/л, $\frac{rNa}{rCl} = 0,80$, $\frac{SO_4}{Cl} \cdot 100 = 0,56$, содержанием йода 27, брома 365, бора 6 мг/л.

Еще более минерализованный (287 г/л) и метаморфизованный ($\frac{rNa}{rCl} = 0,76$) хлоркальциевый рассол получен при опробовании разведочной скважины на Карадашли.

Верхняя часть красноцветной толщи площади Порсу содержит воду хлоркальциевого типа с минерализацией до 160 г/л, $\frac{rNa}{rCl} = 0,76$, $\frac{SO_4}{Cl} \cdot 100$ более 2,0.

На площади Кеймир на глубине 1230—1260 м выявлена вода хлоркальциевого типа с минерализацией 125 г/л, $\frac{rNa}{rCl} = 0,68$, $\frac{rCa}{rMg} = 1,37$, $\frac{SO_4}{Cl} \cdot 100 = 0,04$, содержанием йода 20 и бора 67 мг/л.

Наиболее распространены в водоносном комплексе верхней части красноцветной толщи хлоркальциевые рассолы, весьма пестрые по минерализации и степени метаморфизации. Первая варьирует в весьма широких пределах — от 16 до 290 г/л, отношение $\frac{rNa}{rCl}$ изменяется от 0,52 до 0,99. Такая пестрота состава характерна главным образом для поднятий Прибалханской зоны. Меньшие колебания минерализации подземных вод отмечаются в Урунджук-Боядагской и Гограньдаг-Окаремской зонах, где минерализация хлоркальциевых рассолов 41—287 г/л, $\frac{rNa}{rCl} = 0,68—0,95$.

На Дагаджике и Западном Небитдаге отмечены небольшие участки распространения подземных вод гидрокарбонатного типа с минерализацией 21—56 г/л, $\frac{rNa}{rCl}$ до 1,09.

Хлормagneиные воды встречены только на Западном Небитдаге, где их минерализация составляет 20—43 г/л, $\frac{rNa}{rCl} = 0,70—0,98$.

Наиболее минерализованные воды находятся на бортовых участках Кызылкумского прогиба и наиболее гипсометрически приподнятых сводах поднятий, где горизонты верхнекрасноцветного водоносного комплекса выходят на дневную поверхность или залегают неглубоко и нарушены множеством сбросов. Мало минерализованные воды связаны с гипсометрически опущенными блоками.

Водоносный комплекс нижней части красноцветной толщи сложен в наиболее погруженных участках Западно-Туркменской впадины глинами с прослоями песков, песчаников и алевролитов. В приподнятых прибортовых участках впадины глины замещаются мелкозернистыми песками, глинистая литофация переходит постепенно в песчаную.

Подземные воды нижнекрасноцветного водоносного комплекса на поднятиях Прибалханской и Гограндаг-Окаремской зон: Челекене, Котурдепе, Небитдаге, Монжуклы, Карадашли, Камышлдже, Окареме, Кеймире, Порсу, Миассере.

На Челекене подземные воды пачки V изучены на Западном участке. Это главным образом хлоркальциевые воды и рассолы с минерализацией 27—202 г/л, $\frac{rNa}{rCl} = 0,74—0,98$, $\frac{SO_4}{Cl} \cdot 100 = 0,19—3,82$, содержанием йода 21—26, брома 30—147, бора 40—125 мг/л.

В одной из скважин получена вода сульфатнонатриевого типа с минерализацией 39 г/л.

Наиболее полно на Западном Челекене и Алигуле изучены подземные воды основных продуктивных пачек VII и VIII.

Среди подземных вод пачки VII встречены хлоркальциевые воды с минерализацией 35—80 г/л и менее минерализованные (19—44 г/л) сульфатнонатриевые. Первые характеризуются коэффициентом $\frac{rNa}{rCl} = 0,84—0,97$, довольно высокой сульфатностью ($\frac{SO_4}{Cl} \cdot 100 = 0,54—6,55$), содержанием йода 14—22, брома 42—112, бора 24—43 мг/л. В водах сульфатнонатриевого типа натрий незначительно преобладает над хлором ($\frac{rNa}{rCl} = 1,00—1,04$), содержание йода 16—27, брома 24—53, бора 21—52 мг/л.

На Алигуле в пачке VII, кроме описанных, встречены воды гидрокарбонатнонатриевого типа. В единичных пробах на обоих участках получены также воды переходного хлормagneиного типа. Хлоркальциевые воды Алигула менее соленые (21—29 г/л) и метаморфизованные ($\frac{rNa}{rCl} = 0,95—0,98$), по содержанию йода и брома напоми-

нают воды Западного Челекена, но в них больше бора (67—210 мг/л).

Воды гидрокарбонатнонатриевого типа также характеризуются сравнительно невысокой минерализацией (21—29 г/л), довольно высокой сульфатностью ($\frac{SO_4}{Cl} \cdot 100 = 0,59—11,40$), повышенным содержанием бора — до 100 мг/л.

В ареальном распределении подземных вод VII пачки по минерализации и типам отмечаются определенные закономерности: наименее соленые воды гидрокарбонатно- и сульфатнонатриевого типа

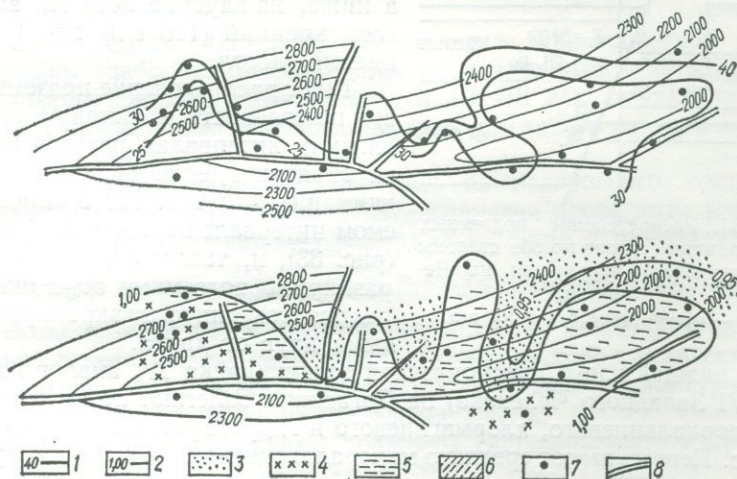


Рис. 32. Гидрохимические карты пачки VIII красноцветной толщи Челекена.

1 — изолинии минерализации, г/л; 2 — изолинии значений $\frac{rNa}{rCl}$; типы подземных вод: 3 — хлоркальциевый, 4 — гидрокарбонатнонатриевый, 5 — сульфатнонатриевый, 6 — хлормagneзиевый, 7 — скважины, 8 — сбросы.

находятся на участке Алигул, в сводовой части складки, где особенно сильны проявления дизъюнктивной дислокации, на Западном Челекене — в опущенных северных блоках складки. Характерно, что в обоих случаях ареалы распространения вод сульфатно-, гидрокарбонатнонатриевого типов и нефтяных залежей совпадают (рис. 32).

По мере удаления от свода складки на крыльях соленость подземных вод возрастает и они переходят в хлоркальциевый тип. Особенно резкий переход заметен на южном крыле, где хлоркальциевый рассол встречен вблизи широтного нарушения, секущего складку по оси.

Следует отметить, что ареалы гидрокарбонатнонатриевых вод тяготеют к зонам, пораженным грязевыми вулканами Западный Порсугель и Алигул, первый из которых до настоящего времени выносит на поверхность воду гидрокарбонатнонатриевого типа с минерализацией 25—30 г/л.

Среди подземных вод пачки VIII встречены те же три типа вод, аналогичных по минерализации и химическому составу подземным водам пачки VII. Для пачки VIII наблюдаются аналогичные пачке VII закономерности распространения отдельных типов подземных вод по площади структуры (см. рис. 32). Здесь еще резче проявляется экранирующее влияние упомянутого нарушения, по крайней мере на некоторых участках. Так, в скв. 166 на глубине около 1850 м

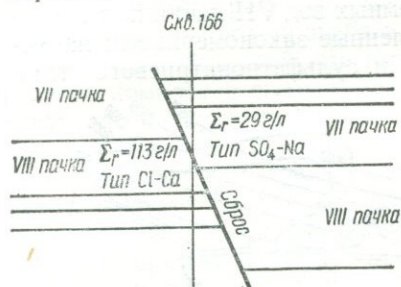


Рис. 33. Распределение подземных вод различных типов по обе стороны экранирующего нарушения на Челекене.

Σr — общая минерализация вод.

в пачке VII выявлена сравнительно мало минерализованная вода (29 г/л) сульфатнонатриевого типа, а ниже, на глубине 2065 м, залегает крепкий (113 г/л) хлоркальциевый рассол.

Такое распределение подземных вод по солености и составу в столь близких интервалах разреза нельзя объяснить, если не принять во внимание, что скв. 166 в описываемом интервале пересечена сбросом (рис. 33), и, таким образом, столь различные подземные воды оказываются тектонически экранированными друг от друга.

В нижней части красноцветной толщи (пачка IV, аналог пачек V и VI Западного Челекена) на Дагаджике залегают подземные воды хлоркальциевого, хлормagneиевого и гидрокарбонатнонатриевого типов. Первые имеют среднюю минерализацию (40—60 г/л), бессульфатные, $\frac{rNa}{rCl} = 0,89—0,92$. Вторые, почти такой же минерализации, отличаются несколько повышенным содержанием бикарбонатов (до 1,5%-экв). Гидрокарбонатнонатриевые воды менее минерализованы (до 40 г/л), сульфатные ($\frac{SO_4}{Cl} \cdot 100 = 0,32—0,90$).

Как видно на гидрохимической карте пачки IV Дагаджикского участка, распределение подземных вод различных типов и минерализации по площади структуры подчинено тем же закономерностям, что и в пачках VII и VIII на Западном Челекене: наименее минерализованные гидрокарбонатнонатриевые воды находятся в разбитой сбросами нефтеносной сводовой части структуры, к которой тяготеет грязевой вулкан Розовый Порсугель. По мере удаления на северное крыло и к периклинали степень минерализации воды увеличивается и гидрокарбонатнонатриевые воды сменяются хлормagneиевыми, а затем хлоркальциевыми, только, в отличие от Западного Челекена и Алигула, на Дагаджике вод сульфатнонатриевого типа нет.

В пачке V (аналог низов VI и VII пачек Западного Челекена) обнаружены хлоркальциевые и гидрокарбонатнонатриевые воды: первые с минерализацией 24—63, вторые — 30—41 г/л. Хлоркальциевые воды слабо метаморфизованные: $\frac{rNa}{rCl} = 0,93—0,98$, бессуль-

фатные или слабо сульфатные ($\frac{\text{SO}_4}{\text{Cl}} \cdot 100 = 0-0,56$), содержат йод до 29, бром до 110 и бор до 55 мг/л, органические кислоты (100—320 мг/л).

Из нижней (?) части красноцветной толщи Центрального Котурдепе получены сравнительно мало минерализованные (16—22 г/л) воды гидрокарбонатнонатриевого и хлоркальциевого типов с $\frac{r\text{Na}}{r\text{Cl}} = 0,96-1,09$, бессульфатные или слабо сульфатные ($\frac{\text{SO}_4}{\text{Cl}} \times 100$ до 0,77). Вода одной из проб оказалась хлормagneйевой с минерализацией всего 14 г/л.

На Западном участке из нижней части красноцветной толщи получены слабо минерализованные воды хлоркальциевого и хлормagneйевого типов с минерализацией 12—18 г/л, по химическому составу аналогичные описанным выше водам такого же типа на Центральном участке.

На месторождении Барсакельмес из водоносного комплекса нижней части красноцветной толщи получена проба воды (скв. 12, 4405—4334 м) гидрокарбонатнонатриевого типа с минерализацией 27 г/л, $\frac{r\text{Na}}{r\text{Cl}} = 1,09$, $\frac{\text{SO}_4}{\text{Cl}} \cdot 100 = 9,0$ (Хаджинуров и др., 1969).

Воды нижней части красноцветной толщи Небитдага изучены только в нефтеносной части приподнятого южного крыла складки. Все изученные здесь воды относятся к гидрокарбонатнонатриевому типу, их минерализация не превышает 20 г/л.

На структуре Монжуклы получены гидрокарбонатнонатриевые воды с минерализацией 21—27 г/л, $\frac{r\text{Na}}{r\text{Cl}} = 1,01-1,11$, $\frac{\text{SO}_4}{\text{Cl}} \cdot 100 = 0-1,81$. Для них характерно высокое содержание бикарбонатов, достигающее 4,85—4,90%-экв.

В скв. 1 Карадашли получена проба пластовой воды из интервала 4225—4231 м (нижняя часть красноцветной толщи), представленная хлоркальциевым рассолом с минерализацией около 90 г/л, $\frac{r\text{Na}}{r\text{Cl}} = 0,89$, $\frac{\text{SO}_4}{\text{Cl}} \cdot 100 = 2,02$, с содержанием йода 23, брома 146 и бора 480 мг/л.

На Камышлджинском месторождении в нижнекрасноцветном водоносном комплексе залегают как высокоминерализованные хлоркальциевые рассолы (110 г/л) с $\frac{r\text{Na}}{r\text{Cl}} = 0,82$, $\frac{\text{SO}_4}{\text{Cl}} \cdot 100 = 0,63$, $\frac{r\text{Ca}}{r\text{Mg}} = 3,08$, содержащие йод 27, бром 257, бор 46 мг/л, так и слабо соленые (20—26 г/л) сульфатнонатриевые воды с повышенным содержанием бикарбонатов (до 1,64%-экв), с йодом — 18—28, бромом — 53—86 и бором — 52—185 мг/л.

В нижней части красноцветной толщи на Окареме залегают хлоркальциевые воды с минерализацией 39—199 г/л, отношением

натрия к хлору 0,85—0,97, содержанием йода 14—76, брома 91—366, бора 62—173, нафтеновых кислот — до 1,5 г/л.

Отличительная черта подземных вод нижней части красноцветной толщи Окарема — их относительно высокая сульфатность ($\frac{SO_4}{Cl} \cdot 100$ — до 4,54, содержание SO_4^{2-} — до 1,32%-экв).

Единичные пробы подземных вод получены при опробовании скважин на площадях Кеймир и Миассер. На Кеймире вода гидрокарбонатнонатриевого типа с минерализацией 26 г/л, небольшой сульфатностью ($\frac{SO_4}{Cl} \cdot 100 = 0,23$), содержанием йода 18—22, бора 142—156 мг/л.

На некоторых площадях одиночными скважинами вскрыты и опробованы подстилающие красноцветную толщу отложения.

В последние годы на Челекене (Алигул) и расположенном восточнее непродуктивном участке Чохрак получены подземные воды из отложений палеогенового (?) возраста. Это сульфатнонатриевые и хлоркальциевые воды с минерализацией 38—68 г/л, $\frac{rNa}{rCl} = 0,84—1,10$, содержанием йода 21—28, брома 80—105, бора 498—780 мг/л (Чохрак), а также сульфатно- и гидрокарбонатнонатриевые воды с минерализацией 12—14 г/л, $\frac{rNa}{rCl} = 1,00—1,24$, $\frac{SO_4}{Cl} \cdot 100 = 1,25—2,97$, содержанием йода 22—25, брома 33—41, бора 636—1003 мг/л (Алигул). Примечательны весьма невысокая минерализация гидрокарбонатнонатриевых вод и высокое содержание в них бора по сравнению с залегающими выше водами VIII пачки этого же участка.

На Дагаджике, в отличие от Алигула, залегают хлоркальциевые воды с повышенной, по сравнению с водами пачки V, минерализацией (42—93 г/л). Степень метаморфизации и сульфатность этих вод невелики: $\frac{rNa}{rCl} = 0,94—0,97$, $\frac{SO_4}{Cl} \cdot 100$ — до 0,59.

В Гограндаг-Окаремской зоне поднятия на площади Камышлджа из подстилающих красноцветную толщу отложений получена вода сульфатнонатриевого типа с минерализацией 26 г/л, $\frac{rNa}{rCl} = 1,01$, $\frac{SO_4}{Cl} \cdot 100 = 1,92$, содержанием йода 18, брома 58, нафтеновых кислот 818 мг/л.

Хлоркальциевая вода с минерализацией 39 г/л, $\frac{rNa}{rCl} = 0,98$ получена на Миассере. Аналогичные по солевому составу воды залегают в нижнекрасноцветном комплексе на Окареме.

Таким образом, для подземных вод водоносного комплекса нижней части красноцветной толщи в еще большей степени, чем для вышележащего, характерна пестрота химического состава и минерализации подземных вод. Наряду с высокоминерализованными (до 200 г/л) хлоркальциевыми рассолами здесь достаточно широко распространены значительно менее минерализованные (до 40 г/л) воды

хлоркальциевого, хлормagneйного, гидрокарбонатнонатриевого и сульфатнонатриевого типов, находящиеся в зонах дизъюнктивных дислокаций в сводах поднятий. Особенность комплекса — наличие не встречающихся в остальных водоносных комплексах сульфатнонатриевых вод. Последние приурочены к западной части Прибалханской и Гограньдаг-Окаремской зон поднятия, где в разрезе нижнекрасноцветных отложений выявлены или предполагаются сульфатсодержащие породы.

Подземные воды всех плиоценовых водоносных комплексов характеризуются высоким содержанием микроэлементов (в $мг/л$): йода 20—35, реже — до 80, брома — до 400—600, аммония — до 150. Содержание $C_{орг}$ 10—158, $N_{орг}$ 1,6—18,8 $мг/л$, нафтеновых кислот — до 4,2 $г/л$ (Альтовский и др., 1962).

Состав растворенных газов углеводородный, азотно- и углекисло-углеводородный (Юргелянец, 1961).

Залегание подземных вод различных химических типов и минерализация их весьма сложны. Зачастую в пределах небольшого поднятия на ограниченной площади, в одном и том же горизонте встречаются воды, различные по минерализации и химическому составу, что зависит от геолого-структурных условий и нефтегазо-насыщенности.

В связи с этим необходима детальная увязка гидрогеохимических материалов с названными факторами на примере наиболее изученных нефтяных и газовых месторождений в пределах каждой из зон поднятия — Прибалханской, Урунджук-Боядагской и Гограньдаг-Окаремской. В первых двух распространены локальные поднятия двух типов: с гипсометрически высоко приподнятой вплоть до ее выхода на дневную поверхность и с относительно погруженной кровлей красноцветной толщи. Все складки Гограньдаг-Окаремской зоны относятся ко второму типу.

В Прибалханской зоне поднятия к первому типу структур принадлежат Челекенская, Небитдагская, Монжуклинская, в Урунджук-Боядагской зоне — Боядагская. Ко второму типу относятся Котурдепинская, Барсакельмесская в Прибалханской, Кумдагская в Урунджук-Боядагской зоне поднятия.

На Западном Челекене и Алигуле резко увеличивается соленость подземных вод на глубине 800—1300 м, соответствующей верхней части красноцветной толщи. Начиная с 1300 м и до подошвы красноцветной толщи (2700—2800 м), минерализация подземных вод с глубиной не изменяется, оставаясь постоянной в пределах 28—45 $г/л$. В отдельных скважинах по всему рассматриваемому диапазону глубин встречаются воды более минерализованные, находящиеся обычно на крыльях структуры, особенно на южном.

Таким образом, минерализация подземных вод с глубиной снижается не плавно, а скачкообразно. Четко вырисовываются две зоны минерализации в интервалах 800—1300 (20—150 $г/л$) и 1300—2800 м (20—45, редко до 100—110 $г/л$). Отсюда следует весьма важный вывод о том, что фактически минерализация вод с глубиной не снижается

постепенно, а резко аномально возрастает в верхних горизонтах красноцветной толщи. Колебания минерализации подземных вод по площади отдельных пачек намного перекрывают ее изменение по разрезу.

В полном соответствии с минерализацией подземных вод находится отношение $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}}$. Уменьшение солености вод сопровождается ростом относительного содержания натрия и снижением — кальция и магния.

Основная масса вод принадлежит к хлоркальциевому типу. Гидрокарбонатнатриевые воды появляются с глубины 1900 м, хотя в отдельных пробах они встречаются и на меньшей глубине.

Сульфатность подземных вод до глубины 1700—1800 м незначительна, коэффициент $\frac{SO_4}{Cl} \cdot 100$ составляет 0—1,0, редко 2,0, в отдельных пробах и больше. Начиная с 1800 м и глубже, коэффициент сульфатности вод становится более изменчивым — от 0—1,0 до 15,0 и выше, появляются воды сульфатонатриевого типа, относительное содержание сульфатов в которых достигает 5—6%-экв. Характерно, что сульфатонатриевые воды распространены в нефтегазоносной толще, в разрезе которой залегают пропластки сульфатсодержащих пород.

Гидрогеохимический разрез участка Дагаджик несколько отличается от описанного. Воды верхней части красноцветной толщи до глубины 800 м имеют минерализацию 70—180 г/л, глубже (от 800 до 1000 м) 35—120 г/л. Еще ниже по разрезу, до глубины 1900 м, следует зона однородных по минерализации подземных вод (25—60 г/л), ниже которой соленость вод вновь увеличивается до 100 г/л и более. Как и на Западном Челекене, основная масса подземных вод Дагаджика принадлежит к типу жестких хлоркальциевых. Щелочные гидрокарбонатнатриевые воды появляются начиная с глубины 1000 м и встречаются до глубины 1800 м. Ниже опять доминируют хлоркальциевые воды. Сульфатность подземных вод Дагаджика незначительна и наибольшей величины (до $2) \frac{SO_4}{Cl} \cdot 100$ достигает в интервале 1100—1200 м. Выше и ниже этого интервала коэффициент сульфатности снижается до 0,4—0,6 и менее.

Таким образом, в отличие от Западного Челекена — Алигула на Дагаджике, во-первых, не обнаружены воды сульфатонатриевого типа, во-вторых, гидрокарбонатнатриевые воды сравнительно невысокой солености встречаются значительно выше по разрезу, и в-третьих, в нижней части разреза красноцветной толщи и в подкрасноцветных отложениях мало минерализованные воды гидрокарбонатнатриевого типа не встречаются.

Воды гидрокарбонатнатриевого типа содержатся в нефтегазо-насыщенной части разреза и протягиваются неширокой полосой вдоль широтного нарушения. По мере удаления на север минерализация подземных вод постепенно возрастает, сопровождаясь сменой сульфатнатриевых и гидрокарбонатнатриевых вод хлоркальци-

евыми (см. рис. 32). Воды гидрокарбонатнонатриевого типа широко распространены также в зоне дробления грязевых вулканов Западный и Розовый Порсугель. В интенсивно разбитом сбросами своде структуры залегают хлоркальциевые рассолы.

Аналогичное распределение минерализации и химических типов подземных вод по площади и разрезу наблюдается и на Небитдагском нефтяном месторождении (см. рис. 31).

В пределах Котурдепинского нефтегазового месторождения, где кровля красноцветной толщи залегает под мощным чехлом верхнеплиоценовых и четвертичных отложений на глубине не менее 1500 м, в наиболее приподнятой части структуры сверху вниз по разрезу степень минерализации вод увеличивается до глубины 1700—2100 м, соответствующей верхним горизонтам красноцветной толщи, где залегают наиболее минерализованные воды. Глубже, почти до 3000 м, на Центральном участке намечается снижение солёности подземных вод, а на других участках в этом интервале залегают подземные воды, весьма пестрые по минерализации (30—125 г/л). На глубине 3000—4000 м на западном Котурдепе выявлены весьма слабо минерализованные воды.

Коэффициент метаморфизации $\frac{rNa}{rCl}$ увеличивается вниз по разрезу довольно четко, вплоть до появления на глубине 2700—2900 м в Центральном Котурдепе гидрокарбонатнонатриевых вод. На Западном и Восточном участках в том же интервале залегают хлоркальциевые воды с $\frac{rNa}{rCl}$ менее 0,80. Характерно, что наименее минерализованные воды в интервале 3000—4000 м отличаются низким $\frac{rNa}{rCl}$, достигающим 0,74 при минерализации 14 г/л, что вообще встречается очень редко.

Гидрокарбонатнонатриевые воды на Котурдепе не так широко распространены, как на Челекене, и залегают в нарушенной зоне Центрального участка на глубине около 3000 м; там же содержатся и хлоркальциевые воды.

Сульфатность вод Котурдепе обычно невелика, $\frac{SO_4}{Cl} \cdot 100$ не превышает 6. В распределении сульфатов по разрезу какой-либо закономерности подметить не удалось.

На Боядаге весь изученный разрез плиоценовых отложений содержит исключительно хлоркальциевые воды с минерализацией 110—275 г/л, $\frac{rNa}{rCl} = 0,74—0,88$, содержанием йода 15—42, брома 174—730 мг/л, коэффициентом сульфатности, не превышающим 0,21. Нигде в разрезе поднятия нет вод с солёностью ниже 100 г/л.

В пределах Кумдагского поднятия также распространены воды только хлоркальциевого типа. Здесь отмечается тенденция к некоторому снижению минерализации вод от апшеронского яруса до кровли красноцветной толщи. Сверху вниз в разрезе различают верхнюю зону до глубины около 1000 м с минерализацией основной

массы вод 150—175 г/л, среднюю (1000—1500 м), весьма пеструю по минерализации (75—175 г/л), и нижнюю (глубже 1500 м) с минерализацией не более 125 г/л. В целом же распределение минерализации по разрезу весьма пестро. В глубоко залегающих горизонтах нижней части красноцветной толщи встречаются, как и в верхнем плиоцене, хлоркальциевые бессульфатные рассолы с минерализацией 108—130 г/л, $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}} = 0,80—0,86$. По площади Кумдагского поднятия минерализация подземных вод возрастает от Восточного Кумдага к Западному.

В Гограньдаг-Окаремской зоне поднятия на площади Окарем сверху вниз по разрезу от постплиоценовых до верхнекрасноцветных отложений наблюдается рост минерализации подземных хлоркальциевых вод от 33 до 145 г/л, сопровождающийся, однако, не снижением, а увеличением $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}}$ от 0,74 до 0,84.

В нижней части красноцветной толщи, на глубине 2500—3000 м, залегают как сравнительно мало минерализованные и слабо метаморфизованные воды и рассолы (36—65 г/л, $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}} = 0,88—0,97$), так и высокоминерализованные (до 200 г/л) рассолы хлоркальциевого типа.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ МИНЕРАЛИЗАЦИИ И ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД В ЗАПАДНО-ТУРКМЕНСКОЙ ВПАДИНЕ

В пределах Западно-Туркменской впадины глубоким бурением охвачены нефтегазоносные структуры, а также перспективные на нефть и газ площади, связанные исключительно с антиклинальными поднятиями.

Разведочные работы на йодо-бромные воды также концентрируются на структурных поднятиях. В то же время межструктурные * пространства и огромные прогибы, разделяющие зоны регионального поднятия, бурением почти не изучены. По этой причине сведения о подземных водах основаны на материале, относящемся главным образом к отдельным структурным поднятиям. Возникает вопрос, можно ли на основе анализа гидрохимической обстановки локальных поднятий составить представление об основных гидрогеологических закономерностях всего региона. Рассмотрим в общем виде основные гидрохимические закономерности в пределах отдельных поднятий.

На Челекене, Небитдаге, Боядаге в кровле красноцветной толщи отмечается зона подземных вод, с наибольшей для Западно-Туркменской впадины минерализацией — более 250 г/л, что, однако, не исключает наличия в пределах этой же зоны значительно менее соленых вод, около 40—50 г/л и меньше. По мере увеличения глубины воды весьма высокой минерализации встречаются значительно

* Имеются в виду положительные структурные формы.

реже, пределы изменения солености вод сужаются, но и на относительно большой глубине нет вод с минерализацией меньшей, чем в названной зоне. Таким образом, в плиоценовых водоносных комплексах залегают подземные воды пестрой минерализации, испытавшие аномально высокое осолонение в верхних частях разреза красноцветной толщи (рис. 34). Следовательно, постепенного снижения минерализации подземных вод с глубиной в Западно-Туркменской впадине, вопреки широко распространенному мнению, не наблюдается.

Кажущееся снижение минерализации с глубиной на некоторых площадях объясняется тем, что в верхах разреза отдельных локальных поднятий распространены аномально высокоминерализованные воды, редко встречающиеся на большой глубине, где в сводах складок в большинстве случаев залегают мало минерализованные воды, аллохтонные по отношению к красноцветной толще. Это уточнение весьма существенно, поскольку снимается вопрос о существовании каких-то особенных региональных условий формирования подземных вод верхней части красноцветной толщи по сравнению с более глубокими ее слоями.

Интересно изменение минерализации подземных вод на Дагаджикском участке Челекенского месторождения, где в наиболее глубоких исследованных частях разреза в низах красноцветной толщи и подстилающих ее отложениях залегают подземные воды повышенной, по сравнению со средней частью разреза, минерализации.

Все ли площади Юго-Западной Туркмении подвержены этим закономерностям?

На Котурдепе, Барсакельмесе, структурах Кеймир-Чикишлярского района в красноцветной толще залегают воды довольно изменчивой минерализации — в пределах 20—160 г/л. В то же время здесь почти нет подземных вод с соленостью 200—250 г/л, широко распространенных на Челекене, Небитдаге и Боядаге. Следовательно, аномальное увеличение солености в кровле красноцветной толщи свойственно не всем структурным поднятиям Западно-Туркменской впадины, а только нефтегазоносным структурам (независимо от того, сохранились ли в них промышленные залежи или нет), весьма интенсивно разбитым сбросами, с неглубоким залеганием красноцветной

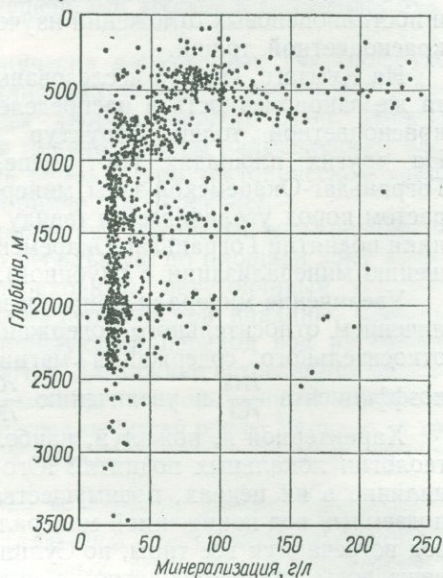


Рис. 34. Изменение с глубиной минерализации подземных вод Небитдага.

толщи. В самом деле, из трех структур на двух (Боядаге, Челекене) красноцветная толща обнажается на поверхности, а на Центральном Небитдаге залегает на глубине менее 500 м. На том же Небитдаге, в его западной части, где кровля красноцветной толщи значительно погружена, подземных вод аномально высокой солености нет.

Подземные воды верхнеплиоценовых водоносных комплексов и постплиоценовых отложений изучены значительно хуже, чем воды красноцветной толщи.

На Кумдаге, где они исследованы наиболее детально, отмечается та же закономерность в распределении минерализации, что и для красноцветной толщи структур Гограньдаг-Окаремской зоны. На других площадях (Котурдепе, Барсакельмесе) — поднятиях Гограньдаг-Окаремской зоны, минерализация подземных вод с возрастом пород увеличивается (ввиду сравнительно спокойной тектоники поднятий Гограньдаг-Окаремской зоны это соответствует повышению минерализации с глубиной).

Увеличение минерализации подземных вод сопровождается увеличением относительного содержания в них кальция и снижением относительного содержания магния, что приводит к снижению коэффициента $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}}$ и увеличению $\frac{r_{Ca}}{r_{Mg}}$.

Характерной и, пожалуй, наиболее существенной чертой гидрогеологии локальных поднятий Юго-Западной Туркмении является наличие в их недрах, преимущественно на значительной глубине, подземных вод пониженной минерализации (15—40 г/л). Среди этих вод встречаются все типы, по Сулину, однако наиболее распространены воды гидрокарбонатно- и сульфатнонатриевого типов. Воды пониженной минерализации обнаружены в Западно-Туркменской впадине на всех нефтегазоносных площадях, главным образом в нижней части красноцветной толщи, иногда в ее верхней части и в верхнем плиоцене.

На наиболее изученных площадях Западно-Туркменской впадины, где бурением изучены как своды, так и крылья складок и их периклинали (Челекен, Котурдепе, Небитдаг и др.), выяснены условия проявления этих вод.

Характерной чертой залегания мало минерализованных вод является их приуроченность к зонам крупных тектонических нарушений, расположенных в большинстве случаев в осевых частях складок. Ареалы распространения упомянутых вод в общих чертах совпадают с нефтегазовыми залежами. Чаще всего эти воды относятся к гидрокарбонатнонатриевому типу, однако встречаются и сульфатнонатриевые воды. С нефтегазовыми залежами связаны главным образом первые, но в некоторых случаях наблюдается параллельное распространение, так сказать, паразалегание углеводородов и вод сульфатнонатриевого типа (Челекен, Камышджа).

Тяготение описанных вод к тектоническим нарушениям отчетливо проявляется на Небитдаге и Челекене. Не случайно на поверх-

ность эти воды изливаются в грязевых вулканах, расположенных вдоль крупных разломов; иногда очаги грязевого вулканизма и участки проявления мало минерализованных вод в недрах совпадают (Челекен). Однако не следует думать, что эти воды связаны только с грязевыми вулканами, поскольку они проявляются и в тех местах, где грязевулканической деятельности нет (Западный Небитдаг, Монжуклы). Воды сравнительно низкой солености связаны, следовательно, с тектоническими нарушениями вообще и грязевыми вулканами в частности.

По мере удаления от тектонически нарушенных участков, где содержатся воды низкой минерализации, обнаруживаются все более и более минерализованные воды хлоркальциевого типа. Иногда типы и соленость вод сменяются плавно по всем направлениям (Западный Небитдаг), иногда очень резко — при тектоническом экранировании разнотипных вод (например, на Челекене).

В некоторых случаях гидрокарбонатнонатриевые воды переходят в хлоркальциевые через обычно небольшую по площади зону хлормagneиных вод (Небитдаг) — переходный неустойчивый тип вод нефтяных месторождений Западно-Туркменской впадины. Определенной минерализации, характеризующей переход вод из одного типа в другой, нет; на Небитдаге и Дагаджике встречаются подошвенные гидрокарбонатнонатриевые воды с повышенным содержанием органических кислот и минерализацией около 30 г/л, в то же время в акчагыльском ярусе и верхней части красноцветной толщи Небитдага встречаются слабо метаморфизованные ($\frac{r_{Na}}{r_{Cl}}$ до 0,98) хлоркальциевые воды с минерализацией 20 г/л и менее. В общем же переход от гидрокарбонатнонатриевых вод через хлормagneиные к хлоркальциевым осуществляется при минерализации 20—40 г/л.

Гидрокарбонатно- и сульфатнонатриевые мало минерализованные воды, распространенные преимущественно на северных крыльях складок, экранированы от южных их крыльев нарушениями (Западный Челекен, Дагаджик), однако иногда они обводняют и южные крылья поднятий (Небитдаг, Монжуклы).

Мало минерализованные воды появляются на разных площадях на различной глубине: на Западном Челекене (Алигуле) — с 1900 м, на Дагаджике — с 1000 м, на Котурдепе — с 3000 м, на Западном Небитдаге они попадают уже на глубине 800—1000 м. В пределах исследованной части разреза количество мало минерализованных вод с глубиной возрастает, за исключением Дагаджикского участка, где их больше всего в средней части разреза красноцветной толщи и совсем нет в низах ее разреза.

Особенности залегания мало минерализованных гидрокарбонатно-, сульфатнонатриевых и более соленых хлоркальциевых вод свидетельствуют о том, что последние, повсеместно распространенные в плиоценовой толще Западно-Туркменской впадины, — здесь коренные, первичные воды. Воды двух других типов, разбросанные отдельными небольшими пятнами в массе хлоркальциевых, —

экзотические и появились в красноцветной толще и верхнем плиоцене на каких-то этапах истории геологического развития Западно-Туркменской впадины. Несомненно, что их нахождение в плиоценовых отложениях обязано в первую очередь тектоническим нарушениям, с которыми они отчетливо связаны. Происхождение этих вод, механизм их появления в красноцветной толще будут рассмотрены далее. Установив, что хлоркальциевые воды типичны для красно-

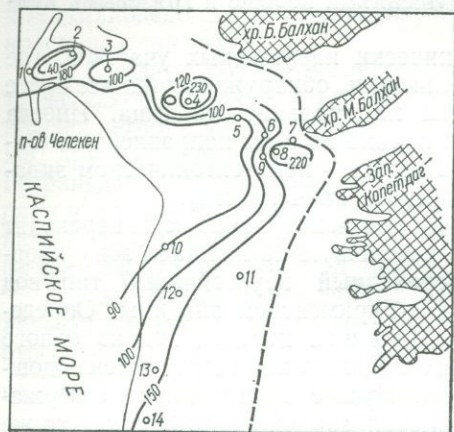


Рис. 35. Схематическая гидрохимическая карта верхнекрасноцветного водоносного комплекса Западно-Туркменской впадины.

1 — Западный Челекен, 2 — Дагаджик, 3 — Котурдепе, 4 — Небитдаг, 5 — Монжуклы, 6 — Кумдаг, 7 — Кобек, 8 — Боядаг, 9 — Куйджик, 10 — Карадашли, 11 — Бугдайли, 12 — Камышджа, 13 — Окарем, 14 — Кеймир. (Условные обозначения см. на рис. 29).

цветной толщи Западно-Туркменской впадины, проанализируем некоторые особенности их залегания. Однородны ли эти воды по составу и минерализации или изменяются по разрезу плиоценовой толщи, какова наиболее типичная их минерализация, изменяется ли она по площади и разрезу в региональном плане?

Для суждения о характере подземных вод, самых типичных для всей впадины в целом, необходимо выбирать данные из скважин, расположенных в наиболее погруженных структурах и структурах, слабо нарушенных сбросами. Этому условию лучше других отвечают структуры Гограньдаг-Ока-

ремской зоны поднятия, Котурдепе и Барсакельмес в Прибалханской зоне. На других, резко приподнятых и нарушенных дизъюнктивами, складках следует отбирать данные из скважин, наиболее удаленных на крылья и периклинали.

В некоторых работах (Добров и др., 1957, 1958 и др.) высказано основанное на анализе материала по верхам красноцветной толщи Челекена, Центрального Небитдага, Боядага мнение о том, что верхней части красноцветной толщи Прибалханского района свойственны подземные воды весьма высокой минерализации, выше 200 г/л. Однако в последнее время получен материал по подземным водам многих площадей, который свидетельствует об ограниченном ареале распространения подземных вод весьма высокой минерализации. Воды, залегающие у кровли красноцветной толщи на Котурдепе, Окарема, Карадашли, оказались гораздо менее минерализованными. Кроме того, на Котурдепе в верхних горизонтах красноцветной толщи, не испытавших влияния мало минерализованных вод, заметно снижается минерализация подземных вод по мере удаления от свода

складки. Воды более погруженной, расположенной ближе к центру Кызылкумского прогиба, структуры Барсакельмес в верхней части красноцветной толщи менее минерализованы, чем на Котурдепе. Такой же минерализации воды встречены на Карадашли. На структуре Куйджик, расположенной западнее Боядага, минерализация подземных вод ниже, чем на более приподнятом Боядаге.

Таким образом, воды с минерализацией 200 г/л и выше, встреченные у кровли красноцветной толщи на Челекене, Центральном Небитдаге и Боядаге, — это своего рода гидрогеохимические аномалии, которые, как и аномальные проявления вод низкой минерализации, свойственны определенным геолого-гидрогеологическим условиям и нехарактерны для впадины в целом (рис. 35 и 36).

На схематических гидрогеологических картах основных водоносных комплексов Западно-Туркменской впадины показано изменение минерализации подземных вод в региональном плане, свидетельствующее о возрастании минерализации подземных вод всех исследованных комплексов от центральных к краевым частям впадины (см. рис. 29, 35, 36).

Минерализация основной массы подземных вод плиоценовых отложений Западно-Туркменской впадины сравнительно однородна. По результатам статистической обработки минерализация подземных вод, наиболее типичная для красноцветной толщи Западно-Туркменской впадины, близка к 100 г/л.

В то же время в пределах отдельных тектонических блоков одной и той же площади и даже в одних и тех же пластах, но в разных частях одного и того же блока, наблюдается отчетливая изменчивость химического состава и минерализации подземных вод, о чем свидетельствуют графики химического состава вод, из которых видно, что на одной и той же глубине встречаются воды самой различной минерализации и состава.

ХАРАКТЕРИСТИКА ВОДОНАПОРНОЙ СИСТЕМЫ

В работах, посвященных подземным водам Западно-Туркменской впадины (Альтовский и др., 1962; Добров, 1960; Калугина, 1962;

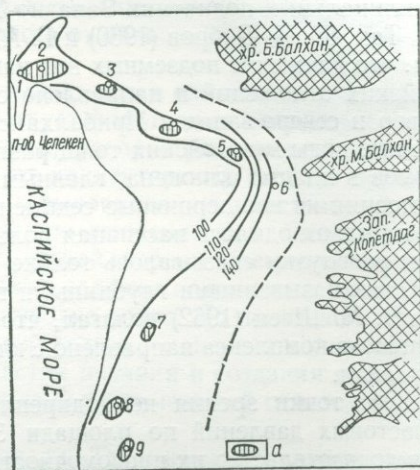


Рис. 36. Схематическая гидрохимическая карта нижнекрасноцветного водоносного комплекса Западно-Туркменской впадины. 1 — Западный Челекен, 2 — Алигул, 3 — Котурдепе, 4 — Небитдаг, 5 — Монжуклы, 6 — Боядаг, 7 — Камышджа, 8 — Окарем, 9 — Миассер; а — очаги проявления мало минерализованных (до 40 г/л) подземных вод. (Остальные условные обозначения см. на рис. 29).

Борщевский, 1960), приведены высказывания о направлении движения подземных вод, основанные на представлениях их авторов о существовании Западно-Туркменского артезианского бассейна, область питания которого находится в окружающих впадину горных сооружениях Копетдага и Эльбурса, а область разгрузки — на антиклинальных поднятиях Западно-Туркменской впадины.

Так, Ю. В. Добров (1960) и Г. А. Борщевский (1960) предполагали, что движение подземных вод наиболее интенсивно в толще мезозойских отложений и направлено с юга, юго-востока и востока на север и северо-запад к Прибалханской зоне поднятия. Инфильтрационные воды мезозойских толщ разгружаются в ней по схеме разломов в пласты плиоцена, главным образом красноцветную толщу, вытесняя из нее первичные седиментогенные хлоркальциевые воды, которым отводилась пассивная роль, поскольку их движение к очагам разгрузки связывалось только с вытеснением инфильтрационными, так называемыми глубинными водами*.

В. М. Швец (1962) предполагал, что движение подземных вод плиоценового комплекса направлено с юга и юго-востока на север и северо-запад.

Обе точки зрения не подкреплялись анализом распределения пластовых давлений по площади Западно-Туркменской впадины, и в доказательство их правомочности в лучшем случае приводились гидрогеохимические данные, которые вкратце сводились к следующему: поскольку глубинные воды мало минерализованы, то они циркулируют в толщах с хорошими коллекторскими свойствами. Принимая во внимание то, что пластовое давление в зонах внедрения глубинных вод превышает условное гидростатическое и что с ним связаны положительные тепловые аномалии, упомянутые исследователи сделали вывод о внедрении мало минерализованных вод в плиоценовые отложения с большой глубины. Но где источник этих вод? Под плиоценом, по всей вероятности, залегают главным образом глинистые отложения миоцена и палеогена, ниже — меловые, также представленные, как показали результаты бурения в Аладаг-Мессерианской зоне, в основном глинистыми породами. Еще глубже должны залежать юрские отложения, среди которых необходимыми коллекторскими свойствами, судя по выходам в Эльбурсе, обладают известняки келловей-оксфорда. Они-то и рассматривались как источник глубинных вод; таким образом, возникло предположение об их движении с юга на север и скрытой разгрузке на некоторых площадях Прибалханского района.

Как указывалось, эта схема основана на некоторых допущениях и расчетах напора не подкреплялась, в то время как основным фактором, определяющим возможность движения подземных вод, является региональное изменение напора. Все остальные, главным образом гидрогеохимические, признаки являются вспомогательными.

* Глубинными — относительно плиоценовых отложений. (Прим. авт.)

Фильтрация подземных вод в пласте всегда связана с существованием перепада давлений и может быть направлена от участков с большим к участкам с меньшим пластовым давлением. Перепад пластовых давлений — необходимое, но недостаточное условие движения подземных вод, для осуществления которого нужны пути движения на всем протяжении пласта от области питания до очагов разгрузки.

В свою очередь, разгрузка подземных вод, в районе которой образуется воронка депрессии, способствует фильтрации подземных вод. Со временем депрессионная воронка, распространяющаяся с различной скоростью в зависимости от коллекторских свойств пород, охватывает весь пласт и приводит к выравниванию пластового давления и, как следствие, прекращению движения вод. Однако при постоянном восполнении потерь пластовой энергии в результате разгрузки движение подземных вод (при условии пополнения их запасов) может продолжаться сколько угодно долго. До последнего времени полагали, что запасы пластовой воды и их энергия пополняются вследствие инфильтрации в областях питания и создания напора, обусловленного разностью наибольшей и наименьшей отметок зоны создания напора.

Разгрузка подземных вод в Западно-Туркменской впадине сама по себе свидетельствует об их движении. Для определения потерь и восполнения запасов подземных вод необходимо выполнить балансовые расчеты.

Режимными наблюдениями за естественными очагами разгрузки подземных вод, проведенными нами в 1957—1958 гг., установлено постоянство во времени (за период наблюдения в два года) химического состава подземных вод плиоценовых отложений, их минерализации, дебита, температуры. Суммарный дебит естественных источников Западно-Туркменской впадины составляет около 100 л/сек, или $3 \cdot 10^{-3}$ км³/год. Разгрузка через грязевые вулканы составляет незначительную часть суммарной величины. Расход подземных вод грязевых вулканов обычно весьма незначителен и большей частью эпизодичен.

Все без исключения скважины, вскрывающие красноватую толщу, самоизливаются. Пьезометрическая поверхность водоносных пластов располагается гораздо выше земной поверхности. Пластовое давление в скважинах, как правило, превышает условное гидростатическое ($P_{у.г} = \frac{H\gamma_{в}}{10}$) на 10—70% и более. При закрытии скважин давление на устье изменяется в широких пределах от 2—3 до 300 атм и более, что создает значительные технические трудности при исследовании скважин. Исследуют скважину обычно путем замера дебита и забойного давления при различных диаметрах штуцера, после чего в закрытой скважине замеряют пластовое давление глубинным манометром и давление на устье. Во избежание погрешностей вследствие возможного образования на устье газовой подушки результаты замера глубинным манометром и расчет по давлению

на устье сравнивают между собой. Таким образом отбирались качественные замеры пластового давления и температуры на большинстве разведочных площадей и нефтяных месторождений Западно-Туркменской впадины. Эти данные, полученные до начала промышленной разработки пластов, положены в основу расчета напоров подземных вод.

Для расчета приведенных напоров подземных вод предложено немало методических приемов, вокруг которых велась и ведется дискуссия.

Наиболее рациональна, хотя и не лишена недостатков методика А. И. Силина-Бекчурина (1958), использованная в наших построениях. Самое уязвимое ее место — оперирование плоскостью сравнения с постоянным удельным весом воды на ней. Такое допущение, при условии значительной изменчивости минерализации подземных вод по площади, приводит к существенным погрешностям. Невзирая на это, методика Силина-Бекчурина с успехом используется при региональных гидродинамических расчетах, когда хотят ориентировочно определить направление движения подземных вод и скорость фильтрации. Полученный при таких расчетах порядок цифр позволяет получить представление о динамике подземных вод крупных регионов.

При расчетах по формуле Силина-Бекчурина для переливающих скважин

$$H = h \gamma_v + Z \frac{\gamma_v + \gamma_z}{2} + 10 P_{уст}, \quad (III,1)$$

где H — напор, м; h — глубина скважины, м; γ_v — удельный вес воды в скважине, г/см³; Z — расстояние от средних отверстий фильтра до плоскости сравнения, м; γ_z — удельный вес воды на плоскости сравнения, г/см³; $P_{уст}$ — давление на устье скважины, ата.

Принимая во внимание значительные пластовые температуры и давление, в величину удельного веса воды, полученную в лаборатории при 20° С и 760 мм рт. ст., вводились поправки на температуру и давление. Отметки плоскости сравнения выбирали, исходя из наибольшего погружения водоносного комплекса, за удельный вес воды на плоскости сравнения принимали наибольший из выявленных на данной глубине (с поправками).

Для водоносного комплекса верхней части красноцветной толщи взята отметка плоскости сравнения 2805 м, удельный вес воды 1,170 г/см³; для водоносного комплекса нижней части красноцветной толщи — 4240 м с удельным весом воды на ней 1,070 г/см³.

Приведение напора к различным плоскостям сравнения необходимо из-за различной глубины залегания водоносных комплексов. Если приводить напор всех водоносных комплексов к единой, наиболее глубоко расположенной плоскости сравнения, существует опасность искажения истинной величины напора за счет расчетной величины $Z \frac{\gamma_v + \gamma_z}{2}$, приобретающей превалирующее значение

для комплексов с неглубоким залеганием и, следовательно, большой величиной Z . Однако для качественного сопоставления напора разных водоносных комплексов, несмотря на неизбежные погрешности, мы приводили напоры также к единой плоскости сравнения.

Для проверки построений на основе изложенной выше методики составлены карты изменения отношения пластового давления к условному гидростатическому, причем последнее рассчитывали с

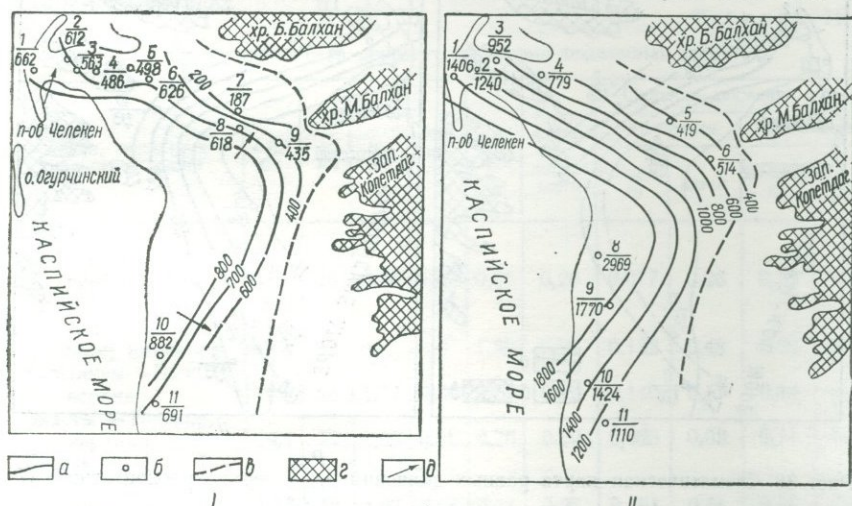


Рис. 37. Схематические карты гидроизопьез верхнекрасноцветного (слева) и нижнекрасноцветного водоносных комплексов.

a — гидроизопьезы; b — точки наблюдения (в числителе на рис. I: 1 — Западный Челекен, 2 — Дагаджик, 3 — Западный Котурдепе, 4 — Центральный Котурдепе, 5 — Восточный Котурдепе, 6 — Барсакельмес, 7 — Монжуклы, 8 — Кизылкум, 9 — Боядаг, 10 — Окарем, 11 — Кеймир; в знаменателе — приведенный напор), $в$ — восточная граница распространения комплекса, $г$ — горные сооружения, $д$ — возможное направление движения вод. В числителе на рис. II: 1 — Западный Челекен, 2 — Алигул, 3 — Дагаджик, 4 — Котурдепе, 5 — Монжуклы, 6 — Боядаг, 8 — Карадашли, 9 — Камышлджа, 10 — Окарем, 11 — Миассер.

учетом фактического удельного веса воды в скважине по формуле (1,2), что позволяет исключить влияние как различной глубины замера, так и разного удельного веса воды. Чем больше значение $\frac{P_{пл}}{P_{у.г}}$, тем больше приведенный напор, изменение $\frac{P_{пл}}{P_{у.г}}$ по площади и вертикали качественно характеризует изменение приведенного напора. При сопоставлении карт равных $\frac{P_{пл}}{P_{у.г}}$ с картами равных напоров, составленных по методике Силина-Бекчурина, видно, что последние, несмотря на несовершенство методики, в общем правильно отражают пространственные изменения приведенных напоров подземных вод (рис. 37, 38).

Приведенные напоры нижнекрасноцветного водоносного комплекса превышают таковые верхнекрасноцветного комплекса, чем определяется возможность вертикального восходящего движения

подземных вод снизу вверх и их скрытая или открытая разгрузка (см. рис. 37).

Наибольший напор подземных вод указанных водоносных комплексов наблюдается на участках, испытавших наибольшие плиоцен-четвертичные прогибания, — в западной части Западно-Туркменской впадины. Так, если на Челекене, Окареме, Камышлдже напор в

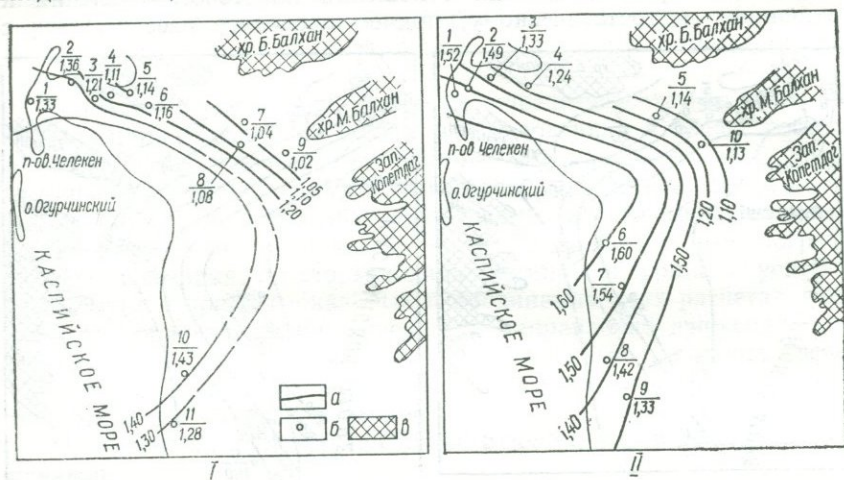


Рис. 38. Схематическая карта равных значений $\frac{P_{пл}}{P_{у.г}}$ верхнекрасноцветного (I) и нижнекрасноцветного (II) водоносных комплексов Западно-Туркменской впадины.

a — изолинии значений $\frac{P_{пл}}{P_{у.г}}$, $б$ — точки наблюдения (в числителе рис. I: 1 — Западный Челекен, 2 — Дагаджик, 3 — Западный Котурдепе, 4 — Центральный Котурдепе, 5 — Восточный Котурдепе, 6 — Барсакельмес, 7 — Монжуклы, 8 — Кизылкум, 9 — Боядаг, 10 — Окарем, 11 — Кеймир; в числителе рис. II: 1 — Западный Челекен, 2 — Алигул, 3 — Дагаджик, 4 — Котурдепе, 5 — Монжуклы, 6 — Карадашли, 7 — Камышлджа, 8 — Окарем, 9 — Миассер, 10 — Боядаг; в знаменателе — значение $\frac{P_{пл}}{P_{у.г}}$); $в$ — горные сооружения.

нижнекрасноцветном водоносном комплексе составляет около 1400—1800 м, то в Урунджук-Боядагской зоне он снижается до 400—500 м (см. рис. 37). В западной части впадины в верхнекрасноцветном водоносном комплексе напор составляет 600—900 м, в восточной 200—400 м (см. рис. 37). Разность напора между различными участками впадины по нижнекрасноцветному водоносному комплексу гораздо выше, чем по верхнекрасноцветному.

Распределение напора подземных вод по площади Западно-Туркменской впадины свидетельствует о возможности движения подземных вод в общем с запада на восток, северо-восток и юго-восток, от областей наибольшего прогибания к периферии впадины, а не с юга и юго-востока на север и северо-запад, как предполагалось раньше (Борщевский, 1960; Курбанмурадов, 1963, и др.).

На основе расчета приведенных напоров определена современная скорость движения подземных вод на некоторых участках впадины. Хотя сколько-нибудь точное определение скорости движения вод исключено из-за невозможности учета множества изменяющихся факторов — проницаемости коллекторов, вязкости пластовых вод и т. д., сугубо ориентировочное ее определение также небезынтересно. Принимая во внимание довольно большой гидравлический уклон, скорость движения подземных вод определяли по формуле Дарси (табл. 11).

Таблица 11

Ориентировочная скорость движения подземных вод

Участок, часть красноцветной толщи	ΔP , ат	L, км	μ , спз	K, дар-си	$\frac{\Delta P}{L}$	Коеф-фици-ент порис-тости	Скорость движения вод			
							Кажущаяся		Фактическая	
							см/сут-ки	м/год	см/сут-ки	м/год
Камышджа — Окарем; нижняя	34,6	40	0,78	0,07	0,86	0,20	0,077	0,28	0,38	1,39
Западный Челекен — Дагаджик; нижняя	47,4	30	0,83	0,07	1,58	0,23	0,132	0,48	0,66	2,41
Кизылкум — Боядаг; верхняя	17,0	25	1,74	0,36	0,68	0,29	0,140	0,51	0,48	1,75
Окарем — Кеймир; верхняя	19,1	25	1,98	0,06	0,76	0,20	0,023	0,08	0,11	0,40
Барсакельмес — Котурдепе; верхняя	12,8	18	1,27	0,27	0,71	0,27	0,151	0,55	0,56	2,04

Скорость движения подземных вод в Прибалханском районе больше, чем в южной части Западно-Туркменской впадины, что связано с более высоким градиентом напора и лучшими коллекторскими свойствами пород Прибалханья. Именно здесь расположены открытые очаги разгрузки подземных вод впадины.

Направление возможного движения подземных вод среднелицевых водоносных комплексов свидетельствует о том, что окружающие Западно-Туркменскую впадину горные сооружения не играют никакой роли в создании напора водонапорной системы, которую, таким образом, нельзя рассматривать как артезианский бассейн. Об этом же свидетельствует чрезвычайно высокий напор подземных вод. Для объяснения наблюдающегося на устье скважин избыточного давления необходимо предполагать существование области питания на высоте, в некоторых случаях, более 2500 м, что нереально.

В то же время движение вод плиоценовых отложений доказывается наличием многочисленных источников с суммарным расходом $3 \cdot 10^{-3}$ км³/год, дренирующих красноцветную толщу, по крайней мере на протяжении всего постплиоцена, о чем свидетельствуют

родниковые гидрохимические осадки. За это время суммарный расход всех источников, если предположить, что их дебит был неизменным на протяжении всего четвертичного периода, составил $3 \times 10^{-3} \text{ км}^3 \cdot 10^6 \text{ лет} = 3 \cdot 10^3 \text{ км}^3$. Но в коллекторах красноцветной толщи в пределах рассматриваемой территории, включающей сухопутную часть Западно-Туркменской впадины и прибрежные участки акватории Каспийского моря несколько восточнее меридиана о. Огурчинского, содержится, как показали расчеты, около $11 \cdot 10^3 \text{ км}^3$ подземных вод (табл. 12). Такого количества хватило бы при современных темпах разгрузки на $3,7 \cdot 10^6$ лет, т. е. на время, прошедшее с начала апшеронского века.

Таблица 12

Расчет объема подземных вод, захороненных в коллекторах водоносных комплексов красноцветной толщи

Водоносный комплекс	Площадь распространения, тыс. км ²	Мощность коллекторов, средневзвешенная по площади, м	Коэффициент пористости средневзвешенный по мощности и площади	Объем захороненной воды, тыс. км ³
Нижнекрасноцветный	47,6	0,20	0,21	2,0
Верхнекрасноцветный	49,9	0,78	0,23	8,95

Если же разгрузка в таком объеме продолжалась на протяжении всей плиоценовой и постплиоценовой истории развития впадины, на поверхность должно было излиться около $30 \cdot 10^3 \text{ км}^3$ воды. Образующийся в этом случае дефицит в $19 \cdot 10^3 \text{ км}^3$ воды должен быть покрыт за счет каких-то источников питания.

Отрицая возможность пополнения запасов подземных вод в результате инфильтрации поверхностных вод в пределах горных сооружений вне Западно-Туркменской впадины, чему противоречат многочисленные изложенные выше факты, обратимся к рассмотрению возможности пополнения запасов седиментационных вод из внутренних ресурсов водонапорной системы.

Вследствие устойчивого прогибания земной коры, компенсирующегося накоплением осадков, образующиеся толщи постепенно уплотняются, что сопровождается уменьшением первоначальной мощности, пористости и влажности осадков, увеличением их плотности.

Наибольшему уплотнению подвержены глинистые породы, пористость которых снижается от 80 (стадия ила) до 10—15% при погружении на глубину более 3000 м. Поскольку поры глинистых пород заполнены водой, она отжимается в соседние коллекторы, чему весьма способствует чередование в разрезе песков и глин, что, в частности, является особенностью плиоценовой толщи Западно-Туркменской впадины. Из-за неравномерного уплотнения, вызванного разными темпами прогибания различных участков впадины,

создается неравномерная нагрузка на уплотняющиеся комплексы и, как следствие, происходит отток подземных вод из областей наибольшего прогибания и наибольших нагрузок в области меньших нагрузок, т. е. из зон наибольшего погружения в приподнятые участки, и разгрузка подземных вод различными путями — через литологические «окна», тектонические нарушения и т. п. В частности, длительное развитие крупных тектонических нарушений в Западно-Туркменской впадине (Т. Шварц, 1963) способствовало такой разгрузке на протяжении всей плиоценовой истории ее развития.

В разных регионах уплотнение пород различно и зависит от минерального состава пород, характера чередования песчаных и глинистых пластов и т. п., поэтому на основе обобщения результатов изучения физических свойств пород плиоценовых отложений Юго-Западной Туркмении нами составлены кривая изменения пористости глинистых пород с глубиной (рис. 39), а также графики уплотнения алевролитов и песков. Из них следует, что если алевролиты в какой-то степени подчиняются закономерности, то пористость песков в условиях Западно-Туркменской впадины изменяется беспорядочно.

Эти материалы использованы нами при расчетах уплотнения плиоценовых отложений Западно-Туркменской впадины.

Как уже упоминалось, территория Юго-Западной Туркмении в течение плиоценового времени испытала устойчивое прогибание, продолжающееся до настоящего времени, причем его темп на различных участках был неодинаковым. Максимальным было прогибание в центральных частях впадины, наименее интенсивным — в Урунджук-Боядагской зоне поднятия.

Уже в период отложения нижней части красноватой толщи намечаются крупные депрессионные участки — Кизылкумский прогиб и впадина, расположенная к западу от Гограндаг-Окаремской зоны поднятия (см. рис. 28).

Из-за особенностей геологического развития отдельных участков Западно-Туркменской впадины приходится рассматривать их отдельно и для каждого из них выяснять характер накопления и уплотнения осадков. Таких районов три: 1) Гограндаг-Окаремская зона, 2) Кизылкумский прогиб, Прибалханская и 3) Урунджук-Боядагская зоны поднятия. Верхнеплиоценовые отложения, распространяющиеся на восток, за пределы Западно-Туркменской впадины, рассматривались только в ее границах.

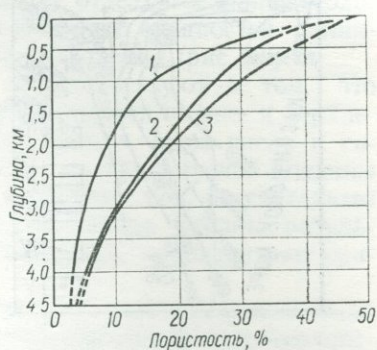


Рис. 39. Кривые уплотнения глинистых пород

(1 — по Уэллеру, 2 — по Вассоевичу; 3 — по данным авторов, Западно-Туркменская впадина).

Глинистость разреза нижнекрасноцветного водоносного комплекса уменьшается от 70 (Прибалханская зона и Кизылкумский прогиб) до 33% (Урунджук-Боядагская зона). Изменения глинистости (в %) верхней части красноцветной толщи составляют 56—32, акчагыла 93—48, апшерона 90—30 (см. рис. 27 и 28).

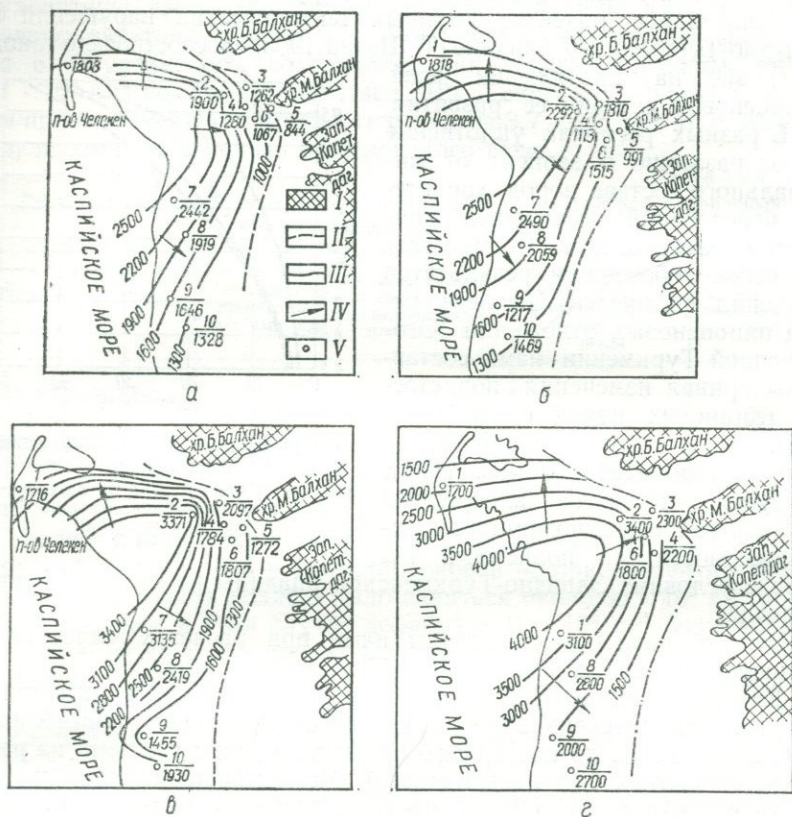


Рис. 40. Схематические карты гидродинамической обстановки нижнекрасноцветного водоносного комплекса Западно-Туркменской впадины к началу акчагыльского (а), апшеронского (б), бакинского (в) времени и в настоящее время (г).

I — горные сооружения, II — восточная граница распространения комплекса, III — изолинии равных суммарных мощностей исследуемого и перекрывающих комплексов, IV — возможное направление движения вод, V — точки наблюдения (в числителе: 1 — Западный Челекен, 2 — Монжуклы, 3 — Урунджук, 4 — Кумдаг, 5 — Кобек, 6 — Боядаг, 7 — Карадашли, 8 — Камышджа, 9 — Окарем, 10 — Миассер, в знаменателе — суммарная мощность исследуемого и перекрывающих комплексов, м).

Базируясь на анализе уплотнения осадков, мы рассчитали первоначальную мощность и пористость исследуемых водоносных комплексов на различных стадиях уплотнения по методике, изложенной в работах Уэллера (1961), а также Бурштара и Машкова (1963).

При уплотнении глинистых пород отжатые седиментогенные воды движутся в направлении областей меньших нагрузок, величина которых зависит от плотности и мощности перекрывающих толщ. Исходя из этого и используя расчеты первоначальных мощностей и пористости пород, мы составили палеогидродинамические схемы для нижне- и верхнекрасноцветного водоносных комплексов Западно-Туркменской впадины. На них показаны мощности перекрывающих водоносный комплекс отложений к началу отдельных этапов геологической истории впадины, причем в значения мощностей глинистых комплексов введены поправки на уплотнения (рис. 40).

Палеогидродинамические схемы свидетельствуют о том, что возможное направление движения подземных вод нижне- и верхнекрасноцветного водоносных комплексов на всех, в том числе и современном, этапах истории развития Западно-Туркменской впадины совпадало с направлением движения подземных вод, рассчитанным для современного этапа, исходя из анализа напора. Сходные результаты, полученные при помощи разных методик, подтверждают правильность выполненных построений.

Apriogi, исходя из внутренней сущности явления, можно было ожидать именно такого результата. Унаследованность гидрогеологического развития Западно-Туркменской впадины на протяжении всей плиоцен-четвертичной истории и, судя по истории геологического развития, отсутствие условий для воздействия инфильтрогенных вод в геологическом прошлом, как и в настоящем, должны были привести к сходству палеогидрогеологической и современной гидрогеологической обстановок. Таким образом, чисто логические умозаключения и конкретные расчеты в данном случае полностью совпадают, что имеет принципиальное значение, поскольку элизионные этапы развития свойственны всем нефтегазоносным водонапорным системам, однако далеко не во всех из них это явление выражено на современном этапе так отчетливо, как в Западно-Туркменской впадине.

Современный гидрогеологический этап развития большинства водонапорных систем связан в той или иной степени с инфильтрацией поверхностных вод, наложившей отпечаток на их гидродинамику и гидрогеохимию, так что реконструкция палеогидрогеологических условий основывается почти исключительно на анализе палеогеографических обстановок и некоторых теоретических положениях. Особенности геологического строения и истории развития исследуемого региона таковы, что между палеогидрогеологическими и современными гидрогеологическими обстановками намечается непосредственная связь. Таким образом, еще раз подтверждается работа исследователей (Карцев и др., 1962), придающих большое значение истории седиментации и не ограничивающихся в палеогидрогеологическом плане только рассмотрением возможных древних областей инфильтрации и разгрузки подземных вод.

Каково же количество отжимаемых седиментогенных вод и может ли оно обеспечить наблюдающийся расход источников?

Таблица 13

Расчет количества отжатой из глин воды при уплотнении красноцветной толщи в Западно-Туркменской впадине (начальная пористость на стадии ила — 80%)

Район	Уплотняющийся комплекс	Параметры расчета	К началу отложения верхнекрасноцветной толщи	К началу акчагыльского времени	К началу апшеронского времени	К началу бакинского времени	В настоящее время	Всего, тыс. км ³	
Гограндаг-Окаремская зона поднятия	Нижнекрасноцветный	Площадь пространства, тыс. км ²	32,4	32,4	32,4	32,4	32,4		
		Мощность глин, км	0,41	0,38	0,38	0,31	0,285		
		Пористость глин	0,42	0,24	0,23	0,17	0,16		
		Количество отжатой воды, тыс. км ³	5,1	2,50	0,248	1,04	0,229		9,10
Прибалханская зона поднятия и Кизылкумский прогиб		Площадь пространства, тыс. км ²	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3		
		Мощность глин, км	0,63	0,60	0,59	0,49	0,46		
		Пористость глин	0,35	0,25	0,24	0,22	0,19		
		Количество отжатой воды, тыс. км ³	3,70	0,95	0,10	0,51	0,23		5,49
Всего по Западно-Туркменской впадине			Количество отжатой воды, км ³	8,80	3,45	0,34	1,55	0,45	14,59
Гограндаг-Окаремская зона поднятия		Верхнекрасноцветный	Площадь пространства, тыс. км ²	—	32,6	32,6	32,6	32,6	
	Мощность глин, км		—	0,96	0,90	0,85	0,81		
	Пористость глин		—	0,345	0,33	0,275	0,21		
	Количество отжатой воды, тыс. км ³		—	14,2	1,2	1,9	2,2	19,5	
Прибалханская зона поднятия и Кизылкумский прогиб	Площадь пространства, тыс. км ²		—	15,0	15,0	15,0	15,0		
	Мощность глин, км		—	1,04	0,91	0,89	0,83		
	Пористость глин		—	0,34	0,32	0,27	0,19		

Район	Уплотняющийся комплекс	Параметры расчета	К началу отложения верхнекрасноцветной толщи	К началу акчагальского времени	К началу апшеронского времени	К началу бакинского времени	В настоящее время	Всего, тыс. км ³
Урунджук-Боядагская зона поднятий	Верхнекрасноцветный	Количество отжатой воды, тыс. км ³	—	7,2	0,91	0,72	1,23	10,06
		Площадь распространения, тыс. км ²	—	2,3	2,3	2,3	2,3	
		Мощность глин, км	—	0,74	0,71	0,67	0,60	
		Пористость глин	—	0,34	0,31	0,28	0,26	
		Количество отжатой воды, тыс. км ³	—	0,76	0,07	0,07	0,09	0,99
		Количество отжатой воды, км ³	—	22,16	2,18	2,69	3,52	30,55
Всего по Западно-Туркменской впадине								

Количество отжатой из глин красноцветной толщи воды, рассчитанное по соотношению

$$V_B = S(h_1 m_1 - h_2 m_2), \quad (\text{III}, 2)$$

где V_B — объем воды, выжатой из глин в процессе их уплотнения, км³; S — площадь рассматриваемого региона, км²; h_1 — мощность глин на предыдущем этапе их уплотнения, км, и их пористость m_1 ; h_2 — мощность глин на последующем этапе уплотнения, км, и их пористость m_2 (табл. 13).

За всю историю развития Западно-Туркменской впадины, начиная со среднеплиоценового времени, вследствие уплотнения из красноцветной толщи отжато $45,1 \cdot 10^3$ км³ воды.

Это грандиозное количество седиментогенной воды с избытком покрывает расход при разгрузке на протяжении всей истории развития Западно-Туркменской впадины ($30 \cdot 10^3$ км³). Следует заметить, что мы сделали расчет только для территории Прикаспийской низменности и прилегающих небольших участков акватории Каспийского моря. К полученному объему отжатых из глин седиментогенных вод необходимо добавить $11,0 \cdot 10^3$ км³ седиментогенных вод, насыщающих поры коллекторов, и $23,1 \cdot 10^3$ км³ вод, еще оставшихся в глинах. Тогда объем седиментационных вод в красноцветной толще достигнет $79,2 \cdot 10^3$ км³.

Постоянный процесс отжимания воды из уплотняющихся глин в пески, в свою очередь также заполненные водой, очевидно, сопро-

вождался повышением пластового давления и в благоприятных условиях разгрузки избыточного ее количества, чему способствовали зоны дизъюнктивных дислокаций. Таким образом осуществляется элизионный водообмен.

Интенсивность элизионного водообмена определяется показателем водообмена — отношением объема воды, отжатой из уплотняющихся глинистых пород, к объему порового пространства коллекторов, принимающих отжатую воду и служащих путями ее транзита к областям разгрузки, по (I, 11).

Таблица 14

Расчет показателя интенсивности элизионных водообменов водоносных комплексов красноцветной толщи

Водоносный комплекс	Расчетные параметры	К концу отложения нижней части красноцветной толщи	К концу отложения верхней части красноцветной толщи	К концу акчагыльского времени	К концу апшеронского времени	На современном этапе	Всего водообменов
Нижнекрасноцветный	V_B , тыс. км ³	8,9	3,5	0,35	1,57	0,48	7,40
	V_P , тыс. км ³	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	
	N	4,45	1,75	0,18	0,78	0,24	
Верхнекрасноцветный	V_B , тыс. км ³	—	22,0	2,25	2,66	3,49	3,41
	V_P , тыс. км ³	—	8,9	8,9	8,9	8,9	
	N	—	2,47	0,25	0,30	0,39	

Соответствующие расчеты, представленные в табл. 14, показывают, что элизионный водообмен наиболее интенсивен в отложениях нижнекрасноцветного водоносного комплекса (суммарный показатель водообмена 7,41). Менее интенсивен водообмен в верхнекрасноцветном водоносном комплексе (суммарный показатель водообмена 3,40).

На современном этапе элизионная водонапорная система плиоценовых отложений Западно-Туркменской впадины характеризуется условиями затрудненной эксфильтрации во всех изученных водоносных комплексах, показатели водообмена которых не превышают $n \cdot 10^{-1}$. Активная эксфильтрация в нижне- и верхнекрасноцветном водоносных комплексах прекратилась к началу акчагыльского века.

Небезынтересно сравнение современной скорости движения подземных вод со скоростью на древних этапах развития Западно-Туркменской впадины, рассчитанной (табл. 15) по формуле Карцева (1962).

Значения скоростей подземных вод красноцветных отложений на последнем этапе гидрогеологической истории Западно-Туркменской впадины с начала четвертичного периода и по настоящее время, а также средние скорости за всю историю седиментации, т. е. с начала красноцветного времени, удовлетворительно сопоставляются со скоростями на современном этапе (см. табл. 15).

Таблица 15

Расчет скорости движения подземных вод на древних этапах

Водоносный комплекс	Современная скорость движения подземных вод по формуле Дарси, м/год	Скорость, рассчитанная по формуле Карцева, м/год	
		с начала четвертичного времени	средняя за весь период седиментации
Нижнекрасноцветный	0,28—0,48	0,053	0,163
Верхнекрасноцветный	0,08—0,55	0,088	0,093

Нами рассчитан возможный масштаб разгрузки подземных вод верхнекрасноцветного водоносного комплекса на каждом из этапов водообмена:

Во время отложения	$10^{-3} \text{ км}^3/\text{год}$
верхней части красноцветной толщи ($\tau = 3,6 \cdot 10^6$ лет)	6,1
акчагыльский век ($\tau = 2,8 \cdot 10^6$ лет)	0,8
апшеронский век ($\tau = 2,6 \cdot 10^6$ лет)	1,0
четвертичное время ($\tau = 10^6$ лет)	3,5
В настоящее время	3,0

Исходя из предпосылки, что поскольку коллекторы вмещают ограниченный объем воды, определяющийся объемом их порового пространства, то вся избыточная вода, отжатая из глин, должна изливаться на поверхность. Не учитываемое при этом сжатие воды приводит к завышению расчетной разгрузки примерно на 0,5—1%, что особой роли не играет.

Величина разгрузки рассчитывалась по формуле

$$Q = \frac{V_v}{\tau}, \quad (\text{III}, 3)$$

где Q — суммарная разгрузка на седиментационном этапе водообмена, $\text{км}^3/\text{год}$; V_v — объем воды, отжатой за данный этап, км^3 ; τ — продолжительность этапа, лет.

Суммарная разгрузка подземных вод на четвертичном этапе развития верхнекрасноцветного водоносного комплекса, рассчитанная на основе палеогидрогеологических данных, практически равна непосредственно измеренной.

Продолжающимися уплотнением пород и отжиманием седиментогенных вод, медленным перераспределением давления из-за низкой проницаемости пород, литофациальных замещений, выклиниваний и т. п. объясняется высокое пластовое давление, на 50—70% превышающие условное гидростатическое.

Аномально высокое пластовое давление характерно для всех поднятий Западно-Туркменской впадины, несмотря на их нефтегазоносность, однако его распространение по разрезу и площади

отдельных структур зависит от их геологического строения и положения в том или ином участке впадины.

Наиболее благоприятны условия сохранения АВПД в водоносном комплексе нижней части красноцветной толщи, где проницаемые пласты залегают линзообразно среди непроницаемых. О линзообразном распространении проницаемых пластов свидетельствуют различные отношения $\frac{P_{пл}}{P_{у.г}}$ даже в близрасположенных пластах. Отмечена достаточно четкая прямая зависимость величины $\frac{P_{пл}}{P_{у.г}}$ от глинистости разреза (рис. 41).

Весьма интересна также следующая закономерность: превышение

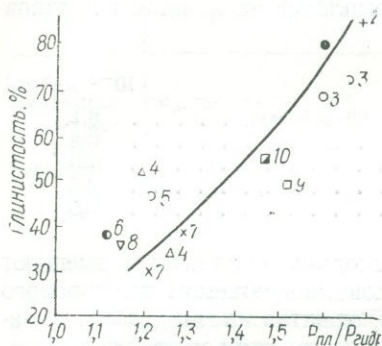


Рис. 41 График зависимости отношения $\frac{P_{пл}}{P_{у.г}}$ от глинистости разреза (по Шувалову).

1 — Западный Челекен, 2 — Алигул, 3 — Дагаджик, 4 — Западный Котурдепе, 5 — Центральный Котурдепе, 6 — Восточный Котурдепе, 7 — Барсакельмес, 8 — Восточный Барсакельмес, 9 — Камышлджа, 10 — Окарем.

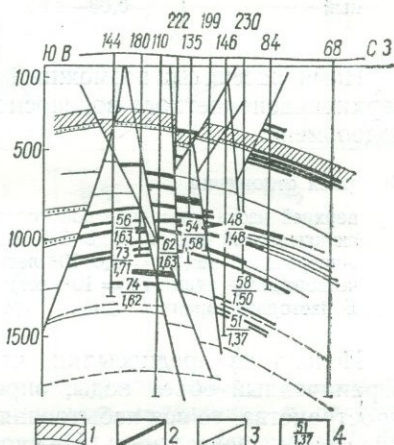


Рис. 42. Распределение anomalно высокого пластового давления по разрезу Дагаджикской структуры (по Шувалову).

1 — литологический порог, 2 — нефтенасыщенные горизонты, 3 — тектонические нарушения, 4 — в числителе: превышение пластового давления над гидростатическим (в ат), в знаменателе — отношение $\frac{P_{пл}}{P_{у.г}}$.

пластового давления над условным гидростатическим всегда выше на участках структур Прибалханской зоны, тяготеющих к Кызылкумскому прогибу. Так, на Котурдепе начальное пластовое давление на западном участке на 20—30% превышает условное гидростатическое, а на восточном — только на 15—20%. Аналогичное явление наблюдается и на Барсакельмесе. На Дагаджике отношение $\frac{P_{пл}}{P_{у.г}}$ снижается с юго-востока на северо-запад на одном и том же гипсометрическом уровне (рис. 42).

П. Е. Шувалов (1969) полагает, что скачкообразное изменение отношения $\frac{P_{пл}}{P_{у.г}}$ по разрезу площадей Юго-Западной Туркмении

нельзя объяснить равномерно увеличивающейся с глубиной геостатической нагрузкой, и, таким образом, геостатическое давление на локальных поднятиях не определяет превышения пластового давления над условным гидростатическим.

Анализируя второй возможный путь влияния геостатической нагрузки на возникновение АВПД (отток жидкости из интенсивно прогибающейся центральной части впадины к ее периферии), Шувалов приходит к выводу о том, что геостатический фактор не имеет существенного значения для возникновения АВПД.

После соответствующих расчетов по формуле Дарси он установил, что при перепаде пластовых давлений в 22 ат обеспечивается полная разгрузка всех отжатых за четвертичный период вод нижне-красноцветного водоносного комплекса. Такой перепад давлений, по мнению Шувалова, не может обусловить АВПД, существующее в Западно-Туркменской впадине. Высокое пластовое давление он связывает с формированием нефтяных и газовых месторождений или последующими неотектоническими процессами.

По поводу приведенных выше расчетов и выводов надо заметить следующее.

1. Скачкообразное изменение по разрезу отношения пластового давления к условному гидростатическому связано прежде всего со степенью сообщаемости данного природного резервуара с другими и с дневной поверхностью и ни в коей мере не может служить опровержением влияния геостатической нагрузки на пластовое давление в резервуаре.

2. Величина перепада пластового давления никак не свидетельствует об абсолютном значении давления. Так, перепад напора между Челекенским поднятием и центральной частью Кизылкумского прогиба составляет 30—40 ат (что близко к величине, полученной Шуваловым), однако абсолютная величина напора намного превышает условное гидростатическое.

3. Возможное приращение давления в полузамкнутых резервуарах зависит прежде всего от соотношения между поступлением и расходом жидкости (подземных вод). Избыточное количество жидкости, обеспечивающее приращение потенциальной энергии упругой деформации,

$$\Delta Q = Q_1 - Q_2, \quad (\text{III}, 4)$$

где Q_1 — количество поступающей жидкости, Q_2 — ее расход.

Приращение давления в этом случае определяется из уравнения (I, 4). Нетрудно убедиться, что в соответствующих условиях приращение давления может быть весьма значительным.

4. Аномально высокое пластовое давление возможно только при условии соблюдения неравенства $Q_1 > Q_2$, вне зависимости от природы жидкости, внедряющейся в резервуар, и механизма такого внедрения. Если АВПД не может быть обеспечено колоссальным объемом вод, отжимающихся из глинистых толщ в коллекторы, то тем более оно не может вызываться поступлением сравнительно небольшого количества нефти.

Наконец, что очень важно, АВПД наблюдается в пластах, лишенных нефти и газа.

Следовательно, попытки поставить под сомнение возможность возникновения в осадочной толще пластового давления, намного превышающего условное гидростатическое вследствие уплотнения пород, неосновательны.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗАПАСОВ И ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Ионно-солевой состав подземных вод формируется в результате сложных процессов — при взаимодействии вод с породами, газами, органическими веществами, в том числе нефтью, и вод различных типов между собой. Поэтому по одному только химическому составу в некоторых случаях трудно определить, к каким — седиментационным или, скажем, древним инфильтрационным, изменившим свой первоначальный состав вследствие длительного пребывания в недрах, — относятся близкие по составу воды.

Исходя из этого, при выяснении генезиса подземных вод следует принимать во внимание наряду с их химическим составом * также историко-геологические условия развития территории, на основе которых может быть в общих чертах реконструирована палеогидро-геологическая обстановка на каждом этапе развития вплоть до современного. Только на основе такого комплексного подхода к решению указанного вопроса могут быть получены верные представления о происхождении подземных вод Западно-Туркменской впадины.

На протяжении более чем пятидесятилетней истории изучения подземных вод Прикаспийской низменности высказывались самые различные точки зрения на их природу и условия формирования химического состава.

Основываясь на представлениях о лакколитовой природе складок Прибалханского района, К. П. Калицкий, изучавший воды Челекена (1911), Небитдага, Монжуклы и Боядага (1916, 1918), разделял гипотезу ювенильного происхождения подземных вод источников и грязевых вулканов.

В работах С. А. Ковалевского (1934, 1940), отстаивавшего взгляды о солянокупольной тектонике складок Юго-Западной Туркмении, пластовые воды Прибалханского района рассматриваются как инфильтрогенные с областью питания на Малом Балхане. Высокая минерализация вод объяснялась выщелачиванием соли погребенных соляных куполов. Воды грязевых вулканов Ковалевский относил к ювенильным.

На основании изучения грязевых вулканов Юго-Западной Туркмении А. И. Косыгин (1932, 1935, 1937) считает воды грязевых вулканов инфильтрогенными, попадающими в кратеры из апшеронских отложений.

* Под химическим составом здесь и далее понимается состав растворенных в водах ионов и солей.

Исследовавший йодо-бромные воды Юго-Западной Туркмении Г. И. Смолко (1932, 1934, 1936) пришел к выводу, что изливающиеся в источниках минерализованные воды относятся к инфильтрогенным, артезианским, их запасы формируются в Западном Копетдаге и на Малом Балхане, в подакчагыльских конгломератах, откуда поступают в красноцветную толщу и путем выщелачивания солей приобретают высокую минерализацию, а затем разгружаются на поверхность по сбросам в виде восходящих источников.

В противовес концепции Калицкого о ювенильном характере подземных вод Юго-Западной Туркмении Порфирьев (1932), как и Смолко, считал их артезианскими, поступающими из Копетдага в синклиналичную впадину и поднимающимися по сбросам к очагам разгрузки.

Формирование солевого состава вод объяснялось выщелачиванием солей и смешиванием инфильтрогенных вод с седиментогенными, высокая минерализация подземных вод — примесью вод юрских и меловых отложений, образовавшихся в лагунно-соленосных фациях, высокое содержание в водах йода — разложением органического вещества при его превращении в нефть.

Н. В. Тагеева (1934) на примере подземных вод Челекена пришла к выводу о седиментогенном характере подземных вод красноцветной толщи, которые формировались в лагунах во время отложения красноцветной толщи при интенсивном испарении и поступлении пресных вод с суши. В этих условиях образовались хлоркальциевые рассолы, идентичные по химическому составу, но различной концентрации. Контактированием этих вод с нефтями Н. В. Тагеева объясняла образование бессульфатных хлоркальциевых рассолов с высоким содержанием йода.

Все эти представления базировались на материале изучения естественных источников и немногих мелких скважин, вскрывавших верхнюю часть красноцветной толщи, в то время как подземные воды более глубоких стратиграфических горизонтов оставались совершенно неизученными. Исследования того времени были исключительно гидрогеохимическими, что привело к возникновению трех гипотез о формировании подземных вод: первой — К. П. Калицкого и С. А. Ковалевского о глубинном генезисе подземных вод; второй — Г. И. Смолко и А. И. Косыгина об инфильтрационном их генезисе и третьей, Н. В. Тагеевой, — о седиментационном происхождении хлоркальциевых рассолов, образовавшихся в лагунах.

Исследованиями сороковых годов XX ст., когда значительно возрос объем разведочного бурения, выявлены в недрах Юго-Западной Туркмении, наряду с высокоминерализованными хлоркальциевыми рассолами, воды сравнительно низкой минерализации.

А. А. Бечер (1941) предполагал, что мало минерализованные воды Западного Небитдага имеют инфильтрационное происхождение и поступают из синклинали, постепенно замещающая седиментогенные рассолы красноцветной толщи. Противоположное мнение высказал Н. Г. Линдтроп (1941), считавший воды пониженной

минерализации седиментационными. Хлоркальциевым же водам он приписывает глубинное происхождение.

Тесную взаимосвязь тектонического строения Небитдагского месторождения и существующих в его недрах гидрогеологических условий отмечают Б. Н. Любомиров и И. Я. Ермилов (1949). По мнению последнего, сбросы играют в основном роль экранов и лишь в незначительной степени являются путями циркуляции вод (Ермилов, 1954). Он пришел к выводу о том, что в плиоценовой толще первоначально залегали минерализованные гидрокарбонатнонатриевые воды, а затем сюда внедрялись с большой глубины рассолы хлоркальциевого типа, высокая минерализация которых объясняется выщелачиванием каменной соли, согласно представлениям Ковалевского о солянокупольной природе антиклиналей Западно-Туркменской впадины (Ермилов, 1954).

А. В. Щербаков (1948) на основе гидрогеологических исследований на Челекене изложил свою точку зрения на формирование пластовых вод этого района. В пределах красноцветной толщи он выделил три гидрохимические зоны и соответствующие зонам пояса циркуляции подземных вод. Воды красноцветной толщи рассматриваются как инфильтрационные, с областью питания в горном обрамлении Прикаспийской низменности, откуда происходит подток вод во впадину, наиболее интенсивный в средней части разреза красноцветной толщи и менее значительный в его нижней и верхней частях. Различия в минерализации подземных вод выделенных зон объясняются разной скоростью их движения, а также в верхней зоне — интенсивным испарением грунтовых вод, вызывающим засоление залегающих ниже пластовых вод. Напорные воды нижних зон, по Щербакову, поступают в верхнюю зону, что приводит к локальному снижению минерализации и относительной жесткости подземных вод. Отсюда наблюдаемое разнообразие подземных вод по разрезу и площади Челекенской структуры.

Ф. Ф. Герман (1952) несколько видоизменил гипотезу В. Б. Порфирьева, предположив, что рассолы красноцветной толщи образуются из пресных вод горного обрамления Прикаспийской низменности, обогащаясь в миоценовых отложениях солями и, достигнув высокой степени концентрации, по разломам внедряются в красноцветную толщу.

Таким образом, в 1940—1950 гг. также высказывались противоречивые взгляды на природу рассолов и мало минерализованных вод. Если Линдтроп, Ермилов и Любомиров полагали, что первичные седиментогенные воды красноцветной толщи были мало минерализованными, а рассолы хлоркальциевого типа — глубинными, чуждыми красноцвету, то Бечер первичными седиментационными водами считал именно рассолы, а мало минерализованным водам приписывал инфильтрационное происхождение.

Эти противоречия отражали недостаточную изученность подземных вод как отдельных структур, так и всей Прикаспийской низменности, невозможность отнесения только по гидрогеохими-

ческим критериям подземных вод к первичным пластовым или экзотическим.

В пятидесятые годы XX ст., с началом широкого ведения геологопоисковых работ, на территории Прикаспийской низменности создались благоприятные условия для детального изучения подземных вод этого обширного региона.

Комплексными геофизическими исследованиями установлено, что под складками Западно-Туркменской впадины нет соляных штоков и лакколитов, в связи с чем отпали многие из высказанных ранее взглядов на природу подземных вод этого района. В. В. Семенович (1957) указывает на седиментогенный характер подземных вод плиоценовых отложений. Высокая минерализация рассолов верхней части красноцветной толщи объясняется испарением воды в газовую залежь, согласно схеме Миллса и Уэллса (1915—1919).

Региональную гидрогеологию Западно-Туркменской впадины изучал Г. А. Борщевский (1959, 1960), полагавший, что это типичный артезианский бассейн, в пределы которого, помимо впадины, он включил весь Западный Копетдаг. Хлоркальциевые рассолы впадины, по его мнению, седиментогенные, вытесняющиеся из красноцветной толщи инфильтрационными гидрокарбонатнонатриевыми водами.

Первичность по отношению к плиоценовым отложениям хлоркальциевых рассолов и вторичность мало минерализованных, в основном гидрокарбонатнонатриевых, вод доказана в работах Ю. В. Доброва (1960), Ю. В. Доброва и В. В. Колодия (1959, 1960), В. В. Колодия (1961, 1966, 1969 и др.) и в настоящее время сомнений не вызывает.

В работе Ю. В. Доброва (1960) на новом материале обоснована точка зрения о седиментогенном происхождении первичных хлоркальциевых вод, высказывавшаяся ранее Н. В. Тагеевой и др. Констатируя, что поскольку (по микрофаунистическим данным) соленость вод понтического бассейна составляла около 20, а верхнеплиоценовых — 10—14 г/л, и предполагая на этой основе незначительную начальную минерализацию захоронявшихся подземных вод плиоцена, а также исключая возможность формирования их солевого состава и минерализации вследствие выщелачивания терригенных пород или каменной соли, Добров считает наиболее близким к действительности предположение о формировании минерализации и химического состава подземных вод при концентрировании (удалении растворителя).

Добров отмечает, что гипотеза подземного испарения (Альтовский, 1958), как и гравитационного разделения ионов (Филатов, 1956), противоречит закономерностям, наблюдаемым в Западно-Туркменской впадине, и обращает внимание на концентрацию вод при их испарении на земной поверхности, захоронение рассолов и их дальнейшее преобразование (Добров, 1960).

М. Е. Альтовский, В. М. Швец (1962) и А. Курбанмурадов (1963) относят все подземные воды плиоценовых отложений к

инфильтрогенным, отрицая самую возможность сохранения в недрах седиментогенных рассолов вообще. Они основываются на сопоставлении возможных запасов седиментогенных вод в недрах и масштабов их разгрузки в естественных очагах. Принимая мощность красноцветной толщи равной 2000 м и площадь ее распространения 4500 км² (150 × 30 км²), Швец оценивает статические запасы седиментогенных вод в коллекторах красноцветной толщи в 1000 км³ (при мощности коллекторов 1200 м и средней их пористости 20%). Сравнивая указанные запасы с разгрузкой ($3 \cdot 10^{-3}$ км³/год), он полагает, что период полного водообмена составит около 0,3 млн. лет, утверждая на этом основании, что за всю историю существования красноцветной толщи завершилось 15—20 полных водообменов, в течение которых седиментогенные воды полностью сменились инфильтрогенными.

Ранее нами была показана ошибочность расчетов В. М. Швеца, более чем в десять раз занизившего запасы подземных вод красноцветной толщи (Колодий, 1969). Кроме того, он совершенно не принимает во внимание возможности восполнения этих запасов за счет подземных вод, заключенных в глинистых породах и отжимаемых в коллекторы по мере уплотнения. Количество же отжатых вод в пять раз превышает статические запасы седиментогенных вод в песках (см. табл. 12, 13).

Курбанмурадов, правильно определивший статические запасы седиментогенных вод в коллекторах * и принявший во внимание, что соизмеримая с современной разгрузка подземных вод происходила только на протяжении четвертичного периода, также полагает, что седиментогенные воды красноцветной толщи сменились инфильтрогенными, однако, по его расчетам, завершился всего один водообмен. Как и В. М. Швец, А. Курбанмурадов также обходит молчанием возможность отжатия седиментогенных вод из глинистых пород в коллекторы.

Из изложенного ясно, что попытки опровергнуть седиментогенное происхождение подземных вод Западно-Туркменской впадины на основе таких расчетов цели не достигли.

Возможности подтока подземных вод по простираанию пластов со стороны расположенных на окраинах впадины горных сооружений, как полагают некоторые исследователи, противоречит распределение минерализации подземных вод по площади Западно-Туркменской впадины. Если бы такой подток существовал, следовало бы ожидать наличия вод пониженной минерализации в окраинных частях впадины и постепенного перехода подземных вод от пресных и слабо соленых до высокоминерализованных в центральных частях депрессии, если не по всему периметру впадины, то, по крайней мере, в некоторых местах в виде своеобразных языков, что на-

* Согласно А. Курбанмурадову, площадь красноцветной толщи составляет $3 \cdot 10^4$ км². По нашим подсчетам, площадь распространения красноцветной толщи, включая прибрежные участки акватории Каспийского моря, около $5 \cdot 10^4$ км².

блюдается в случаях установленной инфильтрации, например в восточной части Каракумского водонапорного бассейна, и чего не обнаружено в Юго-Западной Туркмении.

Таким образом, нет никаких оснований приписывать подземным водам плиоценовых отложений Западно-Туркменской впадины инфильтрационное происхождение.

Предположение об инфильтрационном генезисе подземных вод плиоценовых отложений противоречит основным особенностям распределения напоров подземных вод по площади впадины. Если бы питание происходило путем инфильтрации в горноскладчатых областях Копетдага и Эльбурса, то напор подземных вод должен был бы снижаться с юга и юго-востока на север и северо-запад, как и предполагают сторонники инфильтрационного генезиса (Альтовский и др., 1962).

На самом деле напор снижается от центральных участков наибольшего прогибания впадины к периферийным, наиболее приподнятым частям (см. рис. 37, 38). Палеогидродинамические условия на различных этапах геологической истории Западно-Туркменской впадины свидетельствуют о том, что такое распределение напора в общем сохраняется, по крайней мере, со времени отложения нижней части красноцветной толщи (см. рис. 40).

О седиментогенном характере подземных вод Западно-Туркменской впадины свидетельствуют палеогидрогеологические условия, господствовавшие на ее территории начиная со среднеплиоценового времени, когда здесь было море и отлагалась песчано-глинистая красноцветная толща. Век отложения красноцветной толщи составляет первый элизионный этап развития впадины. Между красноцветным и акчагыльским веками, по некоторым данным (Эберзин, 1956), наметился перерыв в осадконакоплении, захвативший, однако, только отдельные антиклинальные поднятия, выступавшие из-под уровня моря в виде островов. Вероятнее всего, это были участки, скорость прогибания которых была меньше, чем остальной части впадины. Таким образом, несмотря на местные перерывы, и в то время продолжалось погружение впадины, сопровождавшееся накоплением осадков везде, за исключением некоторых поднятий, служивших, по всей видимости, очагами разгрузки подземных вод. Сказанное не позволяет считать время на границе красноцвета и акчагыла инфильтрационным этапом.

В течение всего позднего плиоцена продолжалось непрерывное прогибание впадины, в процессе которого отдельные участки, с меньшей скоростью прогибания, выступали в виде относительно растущих складок на общем фоне погружения. Временами они образовывали острова, то появлявшиеся, то вновь исчезающие, о чем свидетельствуют небольшие локальные перерывы в осадконакоплении.

Более значительным был предбакинский перерыв в осадконакоплении, однако и в этот период морские условия господствовали на рассматриваемой территории, и только на островах, соответствующих

складкам Прибалханья (Челекенеу, Небитдагу, Монжуклы, Боядагу и др.), существовали континентальные условия.

В этот период отмечается особенно интенсивный рост локальных складок (Т. Шварц, 1962) и, как следствие, размывы их сводов, иногда весьма глубокие. Так, на Челекене отложения бакинского яруса залегают несогласно на различных горизонтах плиоцена до красноцветной толщи включительно (Вебер и Калицкий, 1911).

Некоторые исследователи (Курбанмурадов, 1963) считают это время инфильтрационным этапом развития впадины, полагая, что острова, окруженные морем, изобиловали дождями и были областями инфильтрации.

С подобным мнением нельзя согласиться, принимая во внимание сходство современных климатических условий Юго-Западной Туркмении с существовавшими в предбакинское время. Несмотря на близость моря, атмосферные осадки в Прибалханском районе, в том числе и на Челекене, который еще в тридцатые годы XX ст. был островом, такая же редкость, как и в пустынных районах, удаленных от моря. Да и вообще близость моря еще ничего не говорит об осадках. Лучшее свидетельство тому — пустынные берега восточного Каспия. Скорее всего, в предбакинское время, как и сейчас, размывы участки суши служили областями разгрузки подземных вод.

В настоящее время на территории Западно-Туркменской впадины господствуют континентальные условия, однако выходы пород плиоцена на поверхность не являются областями их питания подземными водами, а служат очагами разгрузки. Таким образом, и современный этап следует считать элизионным.

Исходя из сказанного выше, можно констатировать, что вся плиоценовая история развития Западно-Туркменской впадины характеризовалась устойчивым непрерывным ее опусканием, сопровождавшимся накоплением огромных толщ отложений. Отдельные местные перерывы, обусловленные отставанием в прогибании некоторых участков, не могли иметь заметного значения как возможные области питания инфильтрационными водами. Региональных подъемов над уровнем моря сколько-нибудь крупных участков за все плиоценовое время не было. Следовательно, за все это время (как и теперь) не было пополнения запасов подземных вод водами древней инфильтрации.

Плиоценовую и постплиоценовую историю развития Западно-Туркменской впадины следует считать единым элизионным этапом ее гидрогеологической истории.

В. В. Красинцева, Г. А. Борщевский и А. К. Алешина (1963) исследовали поровые растворы верхнеплиоценовых отложений Прибалханского района, в результате чего пришли к выводу о том, что поровые растворы акчагыльских и апшеронских отложений восточной части Прибалханской зоны поднятия по минерализации и общему химическому составу очень близки к подземным водам плиоценовых водоносных горизонтов и относятся к хлориднокальциево-натриево-му (хлоркальциевому, по Сулину.— В. К., А. К.) типу. Получен-

ные материалы позволяют считать установленным седиментационный генезис основной массы подземных вод изучавшихся отложений. Формирование подземных вод происходило вследствие естественного отжатия поровых растворов в водоносные горизонты при литификации илов акчагыльского и апшеронского морей и при дальнейшем уплотнении главным образом глинистых пород. Процесс этот, очевидно, происходит в какой-то мере и в настоящее время в результате продолжающегося уплотнения отложений. Седиментационные воды акчагыльских и апшеронских морских отложений на всей территории артезианского бассейна не испытывают сейчас и не подвергались в геологическом прошлом прямому воздействию инфильтрационных вод (Красинцева и др., 1963).

Анализируя совершенно иной материал, мы пришли к таким же выводам, распространив их не только на верхнеплиоценовые отложения восточного Прибалхана, из которых изучались поровые растворы, но и на всю плиоценовую толщу Западно-Туркменской впадины.

В заключение рассмотрим вкратце процессы, приведшие к преобразованию морских главным образом хлормagneйных вод плиоценовых бассейнов сравнительно невысокой минерализации (до 17 ‰), в хлоркальциевые рассолы с минерализацией в среднем 90—100 г/л, а на некоторых участках и выше, до 250 г/л и более.

Весьма ценный материал к познанию процессов формирования седиментогенных вод в процессе накопления осадков и их захоронения представляют геохимические исследования вод придонных илов и поровых вод уплотненных глинистых пород, залегающих на глубине до нескольких десятков и сотен метров от дна моря (Тагеева и Тихомирова, 1962; Пушкина, 1965 и др.). Установлено, что существенное влияние на характер преобразования солевого состава захороненных вод имеют скорость накопления осадков, направленность тектонических движений, степень обогащенности илов органическим веществом, состав илов и т. п. Для рассматриваемого нами региона наиболее интересны материалы изучения поровых вод отложений современного и древнего Каспия, а также предшествовавших ему плиоценовых бассейнов.

Новокаспийские отложения, по данным Тагеевой и Тихомировой, содержат поровые воды хлормagneйного типа, что сближает их с водой Каспийского моря. Минерализация поровых растворов несколько выше минерализации морской воды (в среднем 13,1 и 19,5 г/л соответственно), что объясняется концентрированием поровых вод в процессе диагенеза осадков. Сходство же химического состава тех и других указывает на то, что «в большинстве поровых вод со времени их захоронения в осадке не произошло значительной метаморфизации» (Тагеева и Тихомирова, 1962, стр. 162).

Поровые растворы более древних осадков (нижнечетвертичных и плиоценовых) Южного Каспия значительно отличаются от вод осадков новокаспийского яруса как по минерализации, так и по химическому составу. Они относятся исключительно к хлоркальциевому

типу с минерализацией до 100 г/л и больше на глубине залегания 6—27 м (табл. 16).

Таблица 16

Химический состав поровых вод некоторых образцов из четвертичных и плиоценовых отложений Южного Каспия
(по Тагеевой и Тихомировой, 1962)

№ скв.	Глубина от дна моря, м	Стратиграфический горизонт (ярус)	Минерализация, г/л	Химический состав								Тип воды **
				Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	rNa/rCl	rCa/rMg	
Морская вода, среднее по 3 точкам	—	—	13,1	5486 154,7 34,98	3020 63,1 14,26	179 2,93 0,78	384 19,16 4,33	752 61,8 14,29	3213 140,0 31,67	0,91	0,30	ХМ
Среднее из 14 опред.	Новокаспийский	19,5	8429 237,7 36,5	4163 87,8 12,11	— — —	519 25,9 3,62	1178 96,8 14,35	4840 209,4 32,25		0,92	0,26	ХМ
Среднее из 7 опред.	Хазарский + хвалынский	42,1	26120 736 47,66	1380 28,7 1,90	50 0,78 0,07	1891 99,6 6,72	3050 251,9 15,59	9800 424 28,04		0,59	0,43	ХМ
210	29—36	Бакинский	33,5	20060 566 48,21	1029 21,4 1,82	— — —	1179 58,8 5,0	1001 82,3 7,01	10260 446 38,01	0,78	0,71	ХК
206	21—27	Апшеронский	101,3	63780 1799 49,42	1029 21,4 0,59	— — —	8487 423,5 11,64	4577 376,4 10,34	23470 1020 28,02	0,57	1,12	ХК
Среднее из 9 опред.			76,5	47300 1331 48,66	1589 32,9 1,26	— — —	5760 291,0 10,48	3453 278,3 10,13	18450 799 29,44	0,61	1,03	ХК
204	4—12	Продуктивная толща	86,0	50310 1418 47,95	2881 60,0 2,02	— — —	3849 192,1 6,50	681 56,0 1,90	2831 1231 41,63	0,87	3,42	ХК

* Верхняя цифра — мг/л, средняя — мг-экв, нижняя — %-экв.

** ХМ — хлормagneзиевый, ХК — хлоркальциевый тип.

Сверху вниз по стратиграфическому разрезу минерализация поровых вод возрастает до величины, в семь-восемь раз превышающей соленость воды бассейнов седиментации, содержание в поровых водах хлора, натрия и калия, относительное содержание кальция увеличивается, что сопровождается снижением относительного содержания магния и сульфатов в поровых водах. Соответственно уменьшается отношение $\frac{rNa}{rCl}$ и увеличивается $\frac{rCa}{rMg}$. Все указанные изменения обусловлены диагенетическим преобразованием осадка и поровых вод.

Согласно Н. В. Тагеевой, в течение первых тысячелетий с момента отложения осадка при условии устойчивого опускания дна бассейна в поровых водах происходит интенсивная редукция сульфатов и небольшое увеличение минерализации. В последующем,

при дальнейшем опускании осадки постепенно уплотняются, теряя свободную воду. При этом поровый раствор, фильтруясь через полупроницаемую среду, теряет некоторые ингредиенты солевого состава (фильтрационный эффект), в результате чего концентрация поровых вод в осадке увеличивается.

Послойное изучение поровых растворов современных, древне-четвертичных и третичных отложений в Южном Каспии, не поднимавшихся с раннего плиоцена до настоящего времени над уровнем моря, представляет большой интерес с точки зрения изучения природы и условий формирования подземных вод плиоценовых отложений Южно-Каспийской впадины.

Метаморфизация вод — процесс весьма длительный, измеряющийся геологическим временем, в течение которого хлормagneйные морские воды преобразуются в высокоминерализованные подземные рассолы хлоркальциевого типа.

Указанное преобразование в общем сводится к удалению из вод сульфатов, частично магния, увеличению содержания в них кальция при одновременном значительном увеличении общей минерализации за счет, главным образом, ионов Na^+ и Cl^- . Этому способствуют окислительно-восстановительные реакции, обменные реакции между катионами порового раствора и поглощающего комплекса осадков, образование аутигенных минералов за счет ионов поровых вод, диффузионные и осмотические процессы.

Весьма интересно, что изменение с глубиной химического состава поровых вод и подземных вод Западно-Туркменской впадины идентично. В этой связи целесообразно проследить изменение с глубиной солевого состава подземных вод постплиоценовых отложений Окаремского месторождения и площади Изат-Кули (Аладаг-Мессерианская тектоническая зона), залегающих в интервале 22—156 м.

На Изат-Кули на глубине 22,1 м водоносный пласт IV содержит воду хлормagneйного типа с содержанием сульфат-иона 105 мг-экв, йода 5, брома 31, бора 3 мг/л, отношение $\frac{r_{\text{Ca}}}{r_{\text{Mg}}} = 0,30$. На глубине 41,2 м пласт III содержит воду уже хлоркальциевого типа, с содержанием сульфатов 61 мг-экв, йода 13, брома 74, бора 4 мг/л, $\frac{r_{\text{Ca}}}{r_{\text{Mg}}} = 0,54$. На глубине 80 м во II пласте залегают воды с содержанием только 39 мг-экв сульфатов, йода 22, брома 146, бора 4 мг/л, отношение $\frac{r_{\text{Ca}}}{r_{\text{Mg}}} = 0,62$. Наконец, воды I пласта с глубины 120 м содержат 35 мг-экв сульфатов, йода 20, брома 172, бора 4 мг/л. Коэффициент $\frac{r_{\text{Ca}}}{r_{\text{Mg}}}$ увеличивается до 0,76.

Таким образом, с увеличением глубины залегания водоносного пласта в подземных водах, как и в поровых растворах, наблюдается уменьшение содержания сульфат-иона и возрастание отношения $\frac{r_{\text{Ca}}}{r_{\text{Mg}}}$, что в конечном итоге приводит к образованию бессульфатных

хлоркальциевых вод, в которых кальций преобладает над магнием.

На Окареме на глубине 156 м встречена вода хлоркальциевого типа, не содержащая сульфатов, с содержанием йода 24, брома 95, бора 5 мг/л, отношением $\frac{r_{Ca}}{r_{Mg}} = 1,47$.

В определенных условиях концентрирование подземных вод может быть связано с подземным испарением (Вернадский, 1933; Mills and Wells, 1915 и др.).

На наш взгляд, подземным испарением объясняется увеличение минерализации подземных вод в приподнятых блоках в красноцветной толще на структурах, расположенных в прибортовых частях впадины. Этим же объясняется увеличение минерализации подземных вод в окраинных частях впадины, особенно в восточной части Прибалханской и Урунджук-Боядагской зон поднятия. Указанный процесс сопровождался дегазацией недр, что способствовало формированию аномальных высокоминерализованных рассолов Челекена и Боядага. Такие локальные очаги подземных вод аномально высокой минерализации, связанные с нефтегазоносными площадями, четко фиксируются на гидрохимических картах (см. рис. 37).

Более сложен вопрос о происхождении аномалий сравнительно мало минеральных вод, главным образом сульфатнатриевого и гидрокарбонатнатриевого типов. Аналогичные аномалии известны и на западном борту Южно-Каспийской мегавпадины (Мехтиев и др., 1966; Исмаилов и др., 1969, и др.).

Выше отмечался экзотический характер этих вод, их ограниченное распространение и приуроченность к строго определенным участкам в пределах антиклинальных складок, связанным с тектоническими нарушениями.

Все исследователи подземных вод Юго-Западной Туркмении, за исключением И. Я. Ермилова (1954), полагают, что эти воды аномальны, нетипичны для красноцветной толщи. Наиболее детально вопрос о происхождении мало минерализованных вод был разработан Ю. В. Добровым и другими исследователями (Добров и др., 1957, 1958, 1959).

На основе имевшегося в то время материала было выдвинуто предположение о глубинном происхождении мало минерализованных вод и их внедрении в красноцветную толщу и верхнеплиоценовые отложения снизу по полостям тектонических нарушений. О глубинном характере описываемых вод свидетельствовали многие достаточно убедительные данные: локализация этих вод вдоль крупных нарушений, наличие их в грязевулканических озерах, приуроченность к проявлениям таких вод положительных температурных аномалий.

Глубинным (относительно плиоценовой толщи) мало минерализованным гидрокарбонатнатриевым водам приписывалось инфильтрационное происхождение. По мнению Ю. В. Доброва (1960), пресные воды, инфильтрующиеся в толщу мезозойских, главным образом юрских, отложений Эльбурса проникают в мезозойские от-

ложения, которые должны быть развиты в пределах Западно-Туркменской впадины. Достигнув зон поднятия в пределах впадины, эти воды по крупным дизъюнктивам, секущим всю третичную толщу и достигающим мезозоя (Годин, 1957), внедряются в вышележащие отложения, в том числе и плиоценовые, дислоцируясь, естественно, в зонах тектонической нарушенности. Наличие мало минерализованных вод сульфатнатриевого типа в недрах объяснялось метаморфизацией гидрокарбонатнатриевых вод вследствие соприкосновения с пропластками гипсов или ангидрита (Челекен).

В последнее время получены новые данные, позволяющие пролить свет на гидрогеологические условия глубоких недр Западно-Туркменской впадины, где в мезозойской толще предполагалось наличие мало минерализованных вод гидрокарбонатнатриевого типа.

Как указывалось выше, при бурении глубоких скважин, вскрывающих верхне- и нижнемеловые отложения в предполагаемой области питания Западно-Туркменской впадины, а также в непосредственно примыкающей к впадине Аладаг-Мессерианской зоне поднятия получены притоки пластовых хлоркальциевых вод с минерализацией 17—53 г/л из меловых отложений в долине Субмара (Кудельский, 1963) и на площадях Зирик и Суйджи.

Гидрогеологические условия Копетдага и смежных регионов свидетельствуют о том, что меловые отложения Западно-Туркменской впадины должны характеризоваться высокоминерализованными водами хлоркальциевого типа.

Рассмотрение условий залегания гидрокарбонатнатриевых вод показывает, что далеко не всегда их появление в красноцветной толще можно связывать с внедрением снизу по разломам. Такое предположение пригодно для Западного Челекена и Небитдага, где доля глубинных вод в разрезе с глубиной закономерно возрастает. Но на Дагаджике мало минерализованных вод в низах красноцветной толщи совсем нет, есть они только в средней части ее разреза, хотя нижняя часть красноцветной толщи сложена здесь хорошими коллекторами.

Изложенные факты заставили нас рассмотреть вопрос о происхождении мало минерализованных вод с иных позиций.

Существование устойчивой пространственной связи гидрогеохимических аномалий, обусловленных наличием в недрах мало минерализованных вод и нефтегазовых скоплений, наталкивает на мысль о возможной генетической их связи. Еще В. А. Сулин (1948), констатируя повышение минерализации гидрокарбонатнатриевых вод, относительное увеличение содержания в них хлоридов натрия и уменьшение количества гидрокарбонатов натрия по мере погружения водоносных горизонтов, указывал на необходимость увязки проявлений этих вод с тектоническими нарушениями и нефтегазоносностью.

Мехтиев с соавторами (1966) на материале Азербайджана установил тенденцию связи гипсометрического положения раздела между жесткими и щелочными водами с величиной балансовых запасов

нефти. Там, где запасы нефти наибольшие, раздел занимает наивысшее гипсометрическое положение (рис. 43). Авторы пришли к выводу о том, что щелочные воды в продуктивной толще (аналог красноцветной толщи Юго-Западной Туркмении) — инородное внедрение и что инверсия типов вод обусловлена процессами аккумуляции углеводородов.

На связь гидрохимических аномалий, обусловленных мало минерализованными водами, и нефтегазоносности красноцветной толщи Западно-Туркменской впадины один из авторов этой работы обратил внимание еще в 1961 г. (Колодий, 1961), когда была установлена зависимость между запасами нефти и количеством извлекаемых из недр мало минерализованных вод на Челекенском месторождении.

Таким образом, закономерная связь нефтегазоносности недр и гидрохимических аномалий проявляется в разных частях Южно-Каспийской впадины.

По мнению большинства исследователей, нефтяные и газовые залежи Западно-Туркменской впадины формировались в результате вертикальной миграции углеводородов по зонам тектонических нарушений с последующей их локализацией в плиоценовой толще (Денисевич, 1957; Старобинец, 1960). При этом в благоприятных

условиях углеводороды частично достигали земной поверхности, оставив здесь следы в виде кировых покровов, озокеритов, и т. п. Переформирование залежей сопровождалось истечением на поверхность огромных количеств жидких и газообразных флюидов, и, таким образом, ныне существующие залежи представляют собой, по мнению Л. Я. Гаврилова, лишь остатки ранее существовавших больших углеводородных скоплений.

О грандиозных масштабах истечения на поверхность газов и нефти свидетельствуют весьма многочисленные факты, описанные в литературе (Порфирьев, 1932). Как показали расчеты (Кудрявцев, 1963), только за одно извержение грязевого вулкана выделяется от 1 до 20—40 млрд. m^3 газа, причем, принимая во внимание многократную повторяемость извержения, дегазация недр достигает огромных размеров. По нашим подсчетам, только грязевые вулканы Кеймирской группы за время их существования выбросили 10^{14} km^3 газов.

Вопросы фазового состояния мигрирующих углеводородов до сих пор являются предметом дискуссии, однако в последнее время

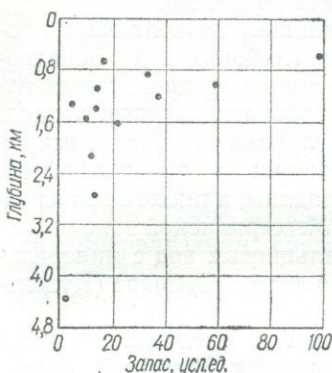


Рис. 43. Связь между балансовыми запасами нефти и гипсометрическим положением зоны перехода от первичных пластовых вод продуктивной толщи Апшеронской нефтегазоносной провинции области к водам аномального состава (по Мехтиеву и др.).

все более популярным становится предположение, согласно которому углеводороды мигрируют в однофазном газовом состоянии (Жузе и др., 1963; Тумарев, 1963). С этих позиций рассматривается также формирование нефтяных месторождений Юго-Западной Туркмении, где наряду с нефтяными открыты крупные газоконденсатные месторождения (Тумарев, 1963).

Подавляющее большинство исследователей относит зоны генерации углеводородов в Юго-Западной Туркмении к глубоко залегающим частям разреза (Порфирьев, 1935а, б; Бескровный и др., 1963; Л. Шварц, 1960), даже вне пределов стратисферы (Кудрявцев, 1963). Во всяком случае, по имеющимся данным, нефтегазообразование в пределах Западно-Туркменской впадины не может быть связано с глубиной менее 5—6 км (указанное значение взято весьма осторожно). Таким образом, следует предполагать вертикальную миграцию углеводородов с таких глубин.

Природные, в том числе углеводородные газы содержат влагу, количество которой зависит от их состава, температуры и давления. Снижение температуры ведет к уменьшению влагонасыщенности единицы объема газа в нормальных условиях и конденсации части содержащейся в нем воды. Однако в пластовых условиях снижение температуры в большинстве случаев сопровождается падением пластового давления. В этих условиях газы расширяются, и в них может быть растворено дополнительное количество воды, повышающее тем самым суммарную влагонасыщенность газов.

Широко известна конденсация воды в газопромысловой практике. В сепараторах при работе газовых скважин накапливается пресная или солоноватая вода, хотя пластовые воды (краевые, подошвенные) высокоминерализованы. Такое явление наблюдалось при работе газовых скважин на месторождениях Кизылкум, Зеагли-Дарваза, Байрам-Али в Туркмении, на Шебелинке, Глебовском на Украине и др. (табл. 17).

Вода в пластовых условиях конденсируется при перемещении газа на более высокий гипсометрический уровень с меньшими температурой и давлением. О возможности этого явления сообщил Б. И. Султанов (1961) на материале месторождения Зыря в Азербайджане.

Условиям конденсации отвечает неравенство

$$W_1 V_1 > W_2 V_2, \quad (\text{III}, 5)$$

где W_1 и W_2 — влагосодержащие газы в пластовых, начальных и конечных, условиях, г/нм³; V_1 и V_2 — объем газа в тех же условиях, нм³.

Объем газа в начальных пластовых условиях

$$V_1 = \frac{P_1 V_0 Z_0 T_0}{P_0 Z_1 T_1}$$

и в конечных —

$$V_2 = \frac{P_2 V_0 Z_0 T_0}{P_0 Z_2 T_2},$$

Таблица 17

Химический состав пластовых и конденсационных вод некоторых газовых и газоконденсатных месторождений

Место отбора пробы воды	Уд. вес и соленость*, г/л	Химический состав **						$\frac{r \text{ Na}}{r \text{ Cl}}$	$\frac{r \text{ Ca}}{r \text{ Mg}}$	Тип воды***
		Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺			
Байрам-Али, скв. 15, 2786 м, из траппа	$\frac{1,002}{0,4}$	$\frac{1}{11,11}$	$\frac{0,5}{5,56}$	$\frac{3}{33,33}$	$\frac{2}{22,22}$	$\frac{1}{11,11}$	$\frac{1,5}{16,37}$	1,50	2,00	ГКН
Там же, скв. 7, 2836—2865 м, пластовая	$\frac{1,094}{139}$	$\frac{2400}{49,86}$	$\frac{6}{0,12}$	$\frac{1}{0,02}$	$\frac{452}{9,38}$	$\frac{82}{1,70}$	$\frac{1873}{38,92}$	0,78	5,51	ХК
Глебовское, скв. 21, из траппа	$\frac{—}{0,4}$	$\frac{1}{10,00}$	$\frac{0,2}{1,63}$	$\frac{4}{38,37}$	$\frac{1,2}{11,51}$	$\frac{0,4}{3,83}$	$\frac{3,6}{34,66}$	3,60	3,00	ГКН
Там же, скв. 4, 1174—1256 м	$\frac{1,028}{39}$	$\frac{651}{48,99}$	$\frac{13}{0,96}$	$\frac{1}{0,05}$	$\frac{47}{3,56}$	$\frac{13}{0,95}$	$\frac{605}{45,49}$	0,92	3,61	ХК
Шебелинка, скв. 125, 1672—1754 м, из траппа	$\frac{—}{1,0}$	$\frac{7,5}{25,54}$	$\frac{0,2}{0,64}$	$\frac{7}{23,82}$	$\frac{0,6}{3,06}$	$\frac{0,1}{0,47}$	$\frac{14}{46,47}$	1,86	6,00	ГКН
Там же, скв. 127, 1080—1270 м	$\frac{1,1164}{174}$	$\frac{3100}{49,49}$	$\frac{30}{0,48}$	$\frac{2}{0,03}$	$\frac{508}{8,08}$	$\frac{348}{5,54}$	$\frac{2276}{26,38}$	0,74	1,45	ХК

* Верхняя цифра — уд. вес, нижняя — соленость.

** Верхняя цифра — в мг-экв/л, нижняя — в %-экв.

*** ГКН — гидрокарбонатнонатриевый, ХК — хлоркальциевый тип.

где P_0, P_1, P_2 — давление в нормальных и пластовых, начальных и конечных, условиях, *ата*; T_0, T_1, T_2 — температура в тех же условиях, °К; V_0 — объем газа в нормальных условиях, *нм*³; Z_0, Z_1, Z_2 — коэффициенты сверхсжимаемости в тех же условиях. Остальные обозначения те же, что в (III,5).

Количество конденсирующейся воды

$$\pm \Delta W = W_1 V_1 - W_2 V_2.$$

После преобразований

$$\pm \Delta W = \frac{V_0 Z_0 T_0}{P_0} \left(\frac{W_1 P_1}{Z_1 T_1} - \frac{W_2 P_2}{Z_2 T_2} \right). \quad (\text{III},6)$$

Отрицательные значения ΔW свидетельствуют об испарении воды в газ вследствие его недонасыщенности влагой в конечных условиях по сравнению с начальными.

Количество конденсирующейся воды зависит от объема газа, мигрировавшего через осадочную толщу на данной структуре. Для накопления ощутимых количеств конденсационной воды необходимо грандиозное количество газа. Из расчетов по (III,6) следует, что на Челекенском нефтегазовом месторождении для формирования приблизительно $5 \cdot 10^8 \text{ м}^3$ необходимо около $4 \cdot 10^{13} \text{ нм}^3$ газа (Колодий, 1965а). Параметры подсчета сведены в табл. 18.

Таблица 18

Параметры подсчета количества конденсирующейся воды в условиях Челекенского месторождения

Условия	Температура, °К	Давление, <i>ат</i>	<i>z</i>	<i>v</i>	<i>w</i>
Начальные (глубина 6 км)	423	1000	1,64	422	4220
Конечные (глубина 2,5 км)	363	400	1,06	300	900

Известно, что Западно-Туркменская впадина изобилует грязевыми вулканами, которым свойственны муьды проседания, образующиеся вследствие выноса сопочной брекчии на поверхность. Соотношение объемов всей вынесенной вулканом породы и породы, вынесенной в процессе одного извержения, является показателем многократности извержений (Кудрявцев, 1963). Например, объем сопочной брекчии грязевого вулкана Кянизадаг составляет $5,5 \times 10^8 \text{ м}^3$. В то же время за одно извержение выносятся не более нескольких десятков или сотен тысяч кубических метров сопочной брекчии (Кудрявцев, 1963). По данным Кудрявцева (1963), за одно извержение грязевого вулкана с эруптивным каналом диаметром 10 м выделяется от 2 до 20 млрд. м^3 газа.

На грязевом вулкане Кеймир объем вынесенной сопочной брекчии, судя по размерам воронки проседания, составляет $3 \cdot 10^9 \text{ м}^3$.

Полагая, что количество выброшенной за одно извержение сопочной брекчии равно 10^4 — 10^5 м³, получим, что всего произошло $3 \cdot 10^5$ — $3 \cdot 10^4$ эксплозий. Если за одно извержение выделялось только 2×10^9 м³ газа, то суммарное количество газа, выброшенное вулканом, составило $6 \cdot 10^{13}$ — $6 \cdot 10^{14}$ нм³, что сопоставимо с его объемом, необходимым для конденсации $3,9 \cdot 10^8$ м³ воды на Челекене, где действовали три крупных грязевых вулкана — Западный Порсугель, Алигул и Розовый Порсугель.

В сжатых газах растворяются не только жидкие углеводороды и воды, но и неорганические соединения, в частности соли. Растворимость в водяном паре NaCl рассмотрена в работах Стыриковича и др. (1955), Бенсона и др. (1953), Джиллингема (1948), Оландера и Лиандера (1950) и др. Наиболее полно

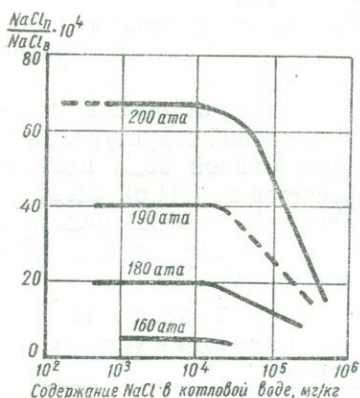


Рис. 44. Зависимость между коэффициентом $\frac{NaCl_{п}}{NaCl_{в}}$ (пар — вода) и солесодержанием воды при различном давлении (по Кот, 1960).

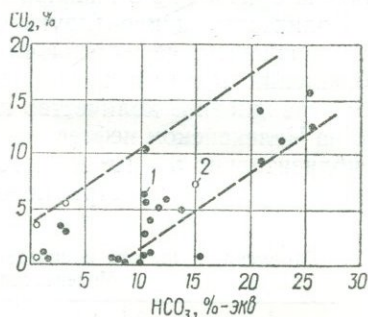


Рис. 45. Зависимость содержания HCO_3 в водах грязевых вулканов от содержания CO_2 в газе.

1 — сопки Таманского п-ова, 2 — сопки Керченского п-ова.

изучена растворимость NaCl в насыщенном водяном паре при давлениях 100—200 ата (Стырикович и др., 1955). Установлено, что при минерализации воды 10—12 г/л солесодержание пара при постоянном давлении приблизительно пропорционально солесодержанию воды. При более высокой минерализации воды, особенно при концентрации, близкой к насыщению, коэффициент уноса соли насыщенным паром снижается. С увеличением давления этот коэффициент увеличивается (рис. 44). При испарении многокомпонентных растворов наблюдается селективный унос солей. Наибольшим избирательным уносом из разбавленных растворов обладает SiO_2 , меньшим NaCl, $CaCl_2$, Na_2SO_4 . Растворимость последнего в водяном паре в 400 раз меньше, чем NaCl.

После конденсации водяного пара новообразованная конденсационная вода будет содержать небольшое количество солей, главным образом хлоридов и бикарбонатов натрия, что подтверждается составом конденсационных вод, образующихся при работе газовых скважин (см. табл. 17). Увеличение степени минерализации конден-

сационных вод и дальнейшее преобразование их химического состава связано с воздействием этих вод и углекислого газа на горные породы, вследствие чего воды обогащаются бикарбонатами и хлоридами щелочных и щелочноземельных металлов. По мере падения в газе парциального давления CO_2 и нарушения карбонатного равновесия малорастворимые карбонаты щелочных земель выпадают в осадок. Количество бикарбонатов в мало минерализованных гидрокарбонатнонатриевых водах грязевых вулканов пропорционально содержанию CO_2 в газах (рис. 45).

Интересна зависимость между концентрацией в водах гидрокарбонатнонатриевого типа бикарбонатов и кремнезема, связанная с

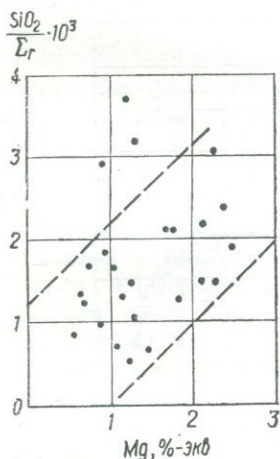


Рис. 46. Зависимость между содержанием магния и отношением $\frac{\text{SiO}_2}{\Sigma r}$ в водах грязевых вулканов Керченско-Таманской области (Σr — общая минерализация воды).

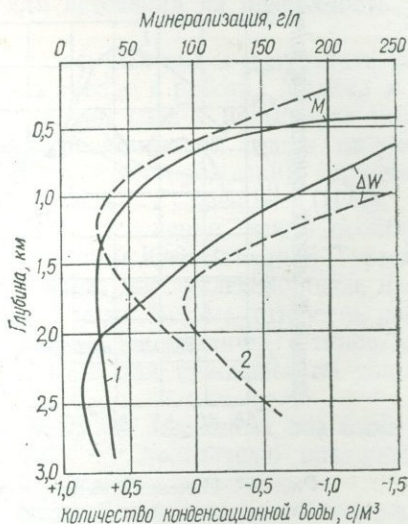


Рис. 47. Изменение минерализации подземных вод и ΔW по разрезу на месторождении Челекен.

1 — Западный Челекен, 2 — Дагаджик.

параллельным накоплением в водах HCO_3 и SiO_2 как продуктов взаимодействия углекислоты, воды и алюмосиликатов и, возможно, с селективным уносом с водяным паром этих компонентов (рис. 46).

Взаимодействуя с породами, обогащенными сульфатами, конденсационные воды насыщаются ими, переходя в сульфатонатриевый тип. При взаимодействии сульфатосодержащих вод с углеводородами в водах накапливаются бикарбонаты. При взаимодействии конденсационных вод с пластовыми могут образовываться воды различных химических типов, по Сулину.

О существенном влиянии конденсационных вод на минерализацию пластовых вод свидетельствует сопоставление графиков изменения по разрезу нефтяного месторождения общей минерализации вод и возможного количества конденсирующейся из газа воды (рис. 47).

Естественно, при небольшом объеме мигрирующих газов конденсационные воды не могут сколько-нибудь значительно повлиять на гидрогеохимическую обстановку в недрах. Кроме того, длительное взаимодействие пластовых вод с ограниченными объемами вод аномально низкой минерализации приводит к исчезновению последних. Несмотря на это, при высокой нефтегазонасыщенности недр, молодом возрасте залежей нефти и газа, продолжающихся процессах миграции углеводородов конденсационные воды могут существенно повлиять на гидрогеологическую обстановку.

Гидрогеохимические аномалии, связанные с явлениями конденсации вод в подземных условиях, выявлены нами также на

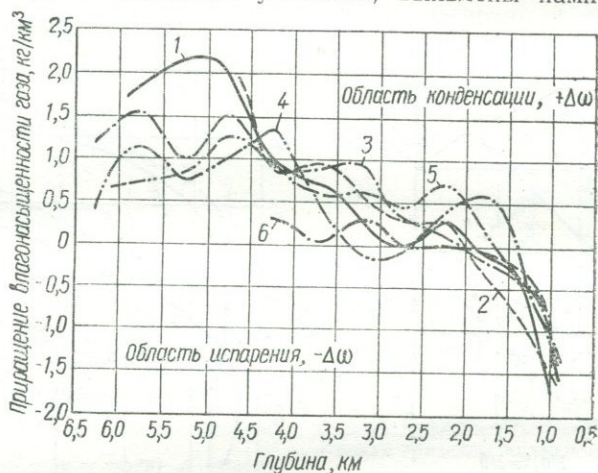


Рис. 48. Изменение ΔW с глубиной на месторождениях Юго-Западной Туркмении.

1 — Котурдепе, 2 — Кумдаг, 3 — Окарем, 4 — Дагаджик, 5 — Западный Челекен, 6 — Карадашли.

нефтегазоконденсатных месторождениях Крыма (Октябрьском, Западно-Октябрьском), где условия конденсации водных паров из газоконденсатных смесей весьма благоприятны ввиду высокой температуры и сравнительно небольшого давления в недрах.

Составленные нами для отдельных месторождений Западно-Туркменской впадины графики изменения с глубиной ΔW в зависимости от пластового давления и температуры свидетельствуют о том, что конденсация подземных вод обычно прекращается на глубине приблизительно 1800—2000 м, что соответствует наименьшей глубине, на которой здесь встречаются мало минерализованные воды. В отдельных случаях, например на Дагаджике, вода конденсируется еще на глубине около 1300 м, т. е. выше, чем на Западном Челекене. Соответственно и наименьшая глубина залегания мало минерализованных вод здесь также меньше (рис. 48).

Конденсация воды тесно связана с обратным явлением — ее испарением при расширении газа, вызванным падением давления,

что приводит к повышению минерализации подземных вод. Такое явление должно происходить при истечении огромных масс газа в атмосферу по системе трещин и разрывов, представляющих собой пути дегазации недр. Там же, где истечение газов происходило в ограниченных масштабах либо его вовсе не было, воды приповерхностных частей разреза не осолонялись. На наш взгляд, именно испарением воды в газ и уходом последнего в атмосферу, как указывалось выше, объясняется аномально высокая минерализация подземных вод на Челекене, Центральном Небитдаге, Боядаге. Испещренные густой сетью трещин выходы плиоценовых отложений этих структур служили идеальными путями для истечения на поверхность углеводородов.

Явление концентрирования подземных вод в результате захвата растворителя газом проанализировано в работах Миллса и Уэллса (1915—1919). По нашему мнению, резкое повышение минерализации подземных вод в кровле красноцветной толщи на указанных площадях связано с дегазацией месторождений, нарушенных сбросами. Такое мнение ранее высказывал Семенович (1960).

Следовательно, как аномальное опреснение, так и осолонение подземных вод плиоценовых отложений Юго-Западной Туркмении связано с наличием в недрах огромных масс углеводородов, их вертикальной миграцией и дегазацией недр. Весьма интересны результаты изотопного анализа подземных вод различных типов, представляющего дополнительные данные для суждения об условиях формирования подземных вод *.

Для определения изотопного состава подземных вод была принята методика сопоставления вод по показателю преломления, который определяется на интерферометре Габера-Леве.

Известно, что показатель преломления зависит от содержания в воде дейтерия D_1^2 и тяжелого кислорода O_8^{18} :

$$\Delta n = 4,57 \cdot 10^{-3} \Delta n^1 D_2 O - 2,4 \cdot 10^{-4} \Delta n^1 H_2 O^{18}. \quad (III,7)$$

Отсюда следует, что показатель преломления воды зависит главным образом от содержания в ней дейтерия. Нужно заметить, что изменение показателя преломления в связи с наличием $H_2 O^{18}$ изучено с малой точностью и, по мнению Уотсона, оно в три раза меньше, чем в формуле (III,7). Поэтому для гидрохимических сопоставлений на первых порах содержанием тяжелого кислорода можно пренебречь, принимая, что

$$\Delta n \approx 4,57 \cdot 10^{-3} \Delta n D_2 O. \quad (III,8)$$

После удаления солей, уголекислоты и окисления органических примесей проба воды перегонялась с отбрасыванием начальной и конечной фракций в пропорции 3 : 1, а затем окончательно перегонялась для проведения наблюдений на интерферометре.

* Анализы изотопного состава подземных вод выполнены в Туркменском филиале Всесоюзного научно-исследовательского института нефти под руководством Ю. В. Доброва.

Чувствительность выбранного метода определения в воде дейтерия составляет $3,0 \cdot 10^{-5}$ мол. % D_2O , точность $\pm 5\%$.

Изотопному анализу были подвергнуты пробы грунтовых и пластовых вод Западно-Туркменской впадины (хлоркальциевые рассолы и воды пониженной минерализации гидрокарбонатнонатриевого типа), всего 36 проб. Весьма интересна зависимость (рис. 49)

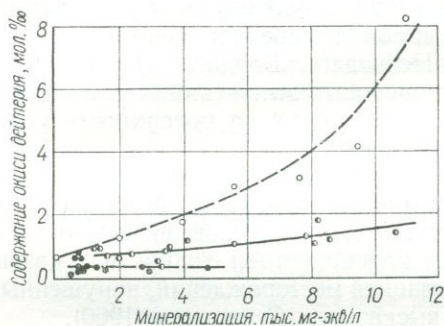


Рис. 49 Зависимость содержания окиси дейтерия в подземных водах от степени их минерализации.

Воды: — 1 — грунтовые, 2 — пластовые хлоркальциевые, 3 — пластовые мало минерализованные.

содержания в водах окиси дейтерия (мол. %₀₀) от степени минерализации вод (мг-экв/л). За нулевое условно принято содержание окиси дейтерия в стандартной воде *.

Наиболее обогащены окисью дейтерия грунтовые воды, менее — хлоркальциевые рассолы и наименее — воды гидрокарбонатнонатриевого типа пониженной минерализации. С увеличением степени минерализации вод содержание в них окиси дейтерия возрастает особенно резко в грунтовых водах и значительно меньше — в пластовых. Глав-

ной причиной резкого роста минерализации грунтовых вод в Юго-Западной Туркмении является испарение воды, в связи с чем понятно резкое увеличение содержания в них окиси дейтерия, накапливающегося, как известно, в процессе испарения воды. Естественное, что концентрирование окиси дейтерия связано с удалением при испарении воды, обедненной окисью дейтерия. В таком случае конденсированные воды должны отличаться небольшим содержанием окиси дейтерия. В действительности, наименьшее содержание окиси дейтерия отмечается в водах, которым мы приписываем конденсационное происхождение.

Локальные гидрогеохимические аномалии представляют особый интерес в связи с прогнозированием нефтегазоносности недр Южно-Каспийской впадины по гидрогеологическим данным.

Генетически связанные с нефтегазоносностью недр аномалии обоих типов (проявления аномально высоко и аномально низкоминерализованных вод) служат индикаторами миграции углеводородов, однако, если аномалии первого типа свидетельствуют о дегазации недр и разрушении залежей в приподнятых участках складок, то аномалии второго типа, образующиеся глубоко в недрах в условиях изоляции от земной поверхности и связанные с формированием нефтегазовых залежей, указывают на наличие этих залежей в недрах.

* В качестве стандартной была использована вода из р. Москвы.

О ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ СООТНОШЕНИЯХ ГОРНЫХ СООРУЖЕНИЙ СО СМЕЖНЫМИ ПРОГИБАМИ И ВПАДИНАМИ

Вопросы гидрогеологических взаимоотношений горноскладчатых сооружений с окружающими их впадинами и прогибами до настоящего времени спорны. Кажущаяся их простота на протяжении длительного времени способствовала развитию и некритическому восприятию представлений о горных странах как областях питания и возникновения напора подземных вод в смежных с ними депрессионных участках — межгорных впадинах, предгорных прогибах (см. рис. 16). Эти представления основывались на наблюдаемых повсеместно и совершенно бесспорных фактах питания грунтовых водоносных горизонтов конусов выноса и предгорных наклонных равнин за счет атмосферных осадков, выпадающих в пределах горных сооружений. Без достаточных на то оснований, допуская возможность проникновения инфильтрационных вод на весьма значительную глубину, с горными странами связывали питание не только грунтовых, но и высоконапорных глубоко залегающих водоносных горизонтов. Отсюда следовало, что вокруг горноскладчатых сооружений по всему разрезу осадочных толщ должна распространяться зона пресных кислородсодержащих вод, неблагоприятная для сохранения залежей нефти и газа в районах предгорных складок и структур внутреннего борта прогиба. Такие представления не только сдерживали нефтегазопромысловые работы и сужали круг перспективных на нефть и газ районов; еще более существенно то, что они затрудняли изучение условий формирования и закономерностей размещения залежей углеводородов.

Одним из первых высказал сомнение в достоверности указанных представлений Н. К. Игнатович. Рассматривая гидрогеологическое взаимоотношение Урала и Восточно-Европейской платформы, он впервые обратил внимание на то, что «Урал, в частности его западный склон, на протяжении большого отрезка геологического времени в отношении питания водами пород палеозоя платформы, как ни странно на первый взгляд, имеет весьма скромное значение» (Игнатович, 1945). Однако долгое время это замечание Игнатовича не привлекало к себе должного внимания, и только более чем через 10 лет В. А. Кротова отметила, что «по падению слоев атмосферные воды поступают в Предуральский прогиб, пополняя запасы подземных вод палеозоя, однако некоторая их часть разгружается по периферии Урала, о чем свидетельствуют выходы источников как пресных, так и минеральных» (Кротова, 1956).

Более определенно мнение об отсутствии области питания для девонских и каменноугольных водоносных комплексов в пределах Урала вытекает из составленных Кротовой гидрогеохимических карт. Почти вплотную примыкающие к горноскладчатым сооружениям Урала высокоминерализованные подземные воды и рассолы Волго-Уральской области не оставляют места для сомнений в этом.

О гидродинамической разобщенности Урала и Предуралья свидетельствует также анализ приведенного пластового давления (Тхостов, 1966), наличие нефти, газа и высококонцентрированных рассолов в разрезе Урала и его предгорий. Распределение приведенного начального пластового давления в пределах передовых хребтов Северного Кавказа также свидетельствует о том, что типичного для артезианских систем гидродинамического взаимоотношения собственно Кавказа и Предкавказья не существует.

Действительно, гипсометрические отметки меловых отложений на Большом Кавказе изменяются от $+4000$ до $+1700$ м, а выходов кровли мезозоя, т. е. отложений, соответствующих верхнемеловому продуктивному горизонту (вдоль северной границы этой зоны), более или менее постоянна и составляет от $+800$ до $+1000$ м. Отметки Терского и Сунженского хребтов достигают примерно $(+750)$ — $(+800)$ м, а расчетные гипсометрические отметки уровней вод в верхне- и нижнемеловых отложениях — до $+2920$ м. Таким образом, даже максимальные отметки, не говоря уже об отметках кровли его, не обеспечивают наблюдавшегося фактического превышения начального пластового давления над значением условного гидростатического давления (Тхостов, 1966).

Не подтвердились фактическими данными (Тхостов, 1966; Богданов, 1969 и др.) и представления о расположении области питания и создания напоров водоносных комплексов Ангара-Ленского бассейна в окружающих Саянской и Прибайкальской горных системах. Как сообщает Богданов, результаты анализа гидродинамики вендско-мотского рассолоносного комплекса свидетельствует о том, что инфильтрационные воды, поступающие из внешних областей питания и создания напора, перетекают в вышележащие комплексы или разгружаются на периферии Ангара-Ленского бассейна и не проникают в его глубокие части. Водообмен происходит только в окраинных частях водонапорной системы.

Впервые явление экранирования и почти полной разгрузки подземных вод горных сооружений на моноклинальных погружающихся структурах описано Штилле (Stille, 1903), изучившего источники Падербона (Германия). Классифицировав эти источники как «плотинные, барьерные или подпорные» (Stauquellen, Barrierenquellen), Штилле тем самым подчеркнул механизм их формирования, связанный с чрезвычайно слабым оттоком подземных вод в глубоко погруженных частях водоносных горизонтов, головные части которых «интенсивно обнажены и отождествляются с областью питания».

В 1946 г., анализируя гидрогеологические условия горных сооружений, А. М. Овчинников пришел к несколько неожиданному и для того времени парадоксальному выводу о том, что горные страны — это не только области питания; во многих случаях, наоборот, подземные воды подтягиваются в сторону горных складчатых областей (Овчинников, 1946).

Работа А. М. Овчинникова благоприятно повлияла на развитие региональной гидрогеологии. Многие положения ее, в частности представления о сложном гидродинамическом взаимоотношении горных стран и смежных с ними прогибов и впадин, в последующие годы подтвердились.

В 1964 г., рассматривая гидрогеологию горноскладчатых сооружений Западного Копетдага, один из авторов настоящей работы (Кудельский, 1964) пришел к следующим выводам.

1. В водоносных горизонтах, ограниченных сверху и снизу водопорами и имеющих области питания на моноклиналих структурах окраин депрессий с затрудненным стоком, наряду с нисходящим потоком холодных инфильтрационных вод всегда существует встречный поток более нагретых и минерализованных вод, движущихся из погруженных частей депрессий вверх по восстанию пластов в сторону гор. Благодаря тепловой и гравитационной дифференциации, восходящий поток подземных вод движется у кровли водоносных горизонтов, а нисходящий — по подошве горизонтов.

2. Признаком бассейнов с затрудненной разгрузкой служат прессионные источники на моноклиналих структурах, ограничивающих бассейны.

3. Области питания, создания напоров и основной разгрузки водоносных горизонтов находятся в ограничивающих депрессии горных сооружениях; как правило, они сильно сближены или накладываются друг на друга.

Многочисленные выходы подземных вод на периферии горных сооружений, расцениваемые ранее как свидетельство питания водоносных горизонтов окружающих депрессий, мы рассматриваем в качестве однозначного указания на слабую промытость последних и гидродинамическую разобщенность с так называемой областью питания. К таким депрессиям относится Южно-Атласский (Предафриканский) прогиб, огромная синклиналь Бекаа, расположенная между горными массивами Ливана и Антиливана, Западно-Туркменская впадина и Предкопетдагский прогиб, граничащие с горноскладчатыми сооружениями Копетдага, и многие другие.

Гидрогеологическое взаимоотношение Копетдага с нефтегазонасными водонапорными системами Западно-Туркменской впадины и Предкопетдагского прогиба издавна привлекало к себе внимание многих исследователей, одни из которых (Смолко, Щербаков, Бедер, Добров, Борщевский, Курбанмурадов, Альтовский, Швеи, Калугина) рассматривали горноскладчатые сооружения Копетдага как область питания и создания напора для смежных с ним бассейнов; другие (Колодий, Кудельский, Милькис, Семенович, Соколовский)

развивают представление о гидрогеологической самостоятельности и разобщенности водонапорных систем прогибов и горных сооружений.

До постановки буровых работ во внутренних районах Копетдага и в пределах южного борта Предкопетдагского прогиба предполагалось, что в районе «термальной зоны» (Передовой хребет) происходит переток подземных вод из Западно-Копетдагской депрессии в Каракумский артезианский бассейн (Калугина, 1962а).

В 1961 г. в верхнемеловых отложениях Бами-Коджинской складки, контактирующих с неокотскими известняками по плоскости разрыва термальной зоны, где циркулируют пресные воды (до 1 г/л), были вскрыты несвойственные передовым хребтам хлориднонатриевые метановые йодобромные воды с минерализацией 57 г/л (Куприн, Архипов, 1963). Позднее воды аналогичного состава были вскрыты в сводовой части Западно-Беурминской антиклинали.

Наличие сильно минерализованных вод с высокой степенью метаморфизации ($\frac{rCl-rNa}{rMg} = 2,3$) севернее и в непосредственной близости от термальной зоны свидетельствует об отсутствии движения подземных вод мезозойских отложений из Копетдага в сторону Предкопетдагского прогиба и Каракумов. Еще менее вероятна возможность подобного движения в тех районах, где мезозойские отложения контактируют с глинистыми палеоген-неогеновыми отложениями южного борта прогиба (Соколовский, Давыдов, 1963; Семенович, Соколовский, 1964; Ходжакулиев, 1966; Кунин, 1967; Кудельский, 1969; Милькис, 1969).

Больше того, исходя из характеристики тектонического сопряжения Копетдага и Каракумов, а также геохимического облика подземных вод, разгружающихся в зоне их сопряжения, мы склонны думать, что определяющее значение в гидродинамике этого района имеют восходящие воды, движущиеся из погруженных частей Предкопетдагского прогиба в направлении Копетдага.

Гидродинамические условия зависят от разности геостатических нагрузок в центральной части прогиба, где мезозойские отложения залегают на глубине 3—7 тыс. м, и на его южном крыле, где соответствующие отложения приближаются к дневной поверхности и даже обнажаются (Бами-Коджинская группа складок). Прогиб, выполненный мощной толщей осадочных пород, представляет собой область пьезомаксимумов, а его крылья, в частности южное, — области пьезо минимумов, к которым направлены восходящие движения подземных вод и где они разгружаются.

Особенно интересны гидрогеологические взаимоотношения Копетдага и Западно-Туркменской впадины.

Как уже упоминалось, некоторые исследователи предполагали, что питание подземных вод плиоценовых отложений происходит в окружающих Западно-Туркменскую впадину горных сооружениях Копетдага, Большого Балхана и Эльбурса (Смолко, 1932; Щерба-

ков, 1956; Борщевский, 1959; Добров, 1960; Курбанмуратов, 1963, -и др.).

В результате наших исследований (Колодий, 1966, 1969) установлено, что, во-первых, горные сооружения, окружающие Западно-Туркменскую впадину, не являются областями питания для плиоценовых водоносных комплексов, и, во-вторых, пополняются запасы подземных вод за счет уплотнения глинистых осадков и отжатия седиментогенных вод в песчанистые коллекторы.

Различием в представлениях исследователей об источниках питания плиоценовых комплексов объясняется отсутствие у них единого мнения по вопросу о движении подземных вод, его природе и направлении. Согласно Смолко, Бедеру, Щербакову, Борщевскому, Курбанмуратову, Швецу, Калугиной, считающим, что водоносные комплексы красноцветной толщи питаются вследствие инфильтрации атмосферных вод, выпадающих в пределах окружающих впадинах горных сооружений Большого и Малого Балхана, Копетдага и Эльбурса, наиболее интенсивное движение подземных вод происходит в мезозойских отложениях и направлено с юго-востока на север и северо-запад в сторону Прибалханской зоны поднятия, где глубинные инфильтрогенные воды мезозойских комплексов разгружаются в пласты плиоцена, главным образом в красноцветную толщу по системе разломов, вытесняя из нее первичные седиментогенные рассолы. Основным аргументом, якобы подтверждающим это мнение, служит наличие сравнительно мало минерализованных (20—30 г/л) хлоридно-гидрокарбонатных натриевых вод в низах красноцветной толщи.

В результате гидрогеологических исследований, проведенных в Копетдаге (Кудельский, 1964, Кудельский, Калугин, 1968), установлено, что развитые здесь в погруженных частях малым-неокомского, апт-сеноманского и более молодых комплексов подземные воды являются хлоридонатриевыми с минерализацией 17—80 г/л.

Высококонцентрированные (выше 200 г/л) рассолы вскрыты в юрских отложениях южного склона Большого Балхана (Лях, Антонов). Все это позволило другой группе исследователей (Колодий, Кудельский, Семенович, Соколовский, Мальцев) высказать мнение о том, что горные сооружения Копетдага и обоих Балханов нельзя рассматривать как область питания для водоносных комплексов красноцветной толщи и, тем более,— мезозойских отложений Западно-Туркменской впадины, выведенных из контакта с разновозрастными образованиями горноскладчатых сооружений системой разломов глубокого заложения.

Материалы новейших исследований позволили не только исключить из числа предполагавшихся ранее областей питания горные сооружения Большого и Малого Балхана, Копетдага и Эльбурса, но и установить, что с мезозойскими отложениями в пределах Западно-Туркменской впадины связаны высокоминерализованные хлоридонатриевые воды. Так, на площади Сыртланли в палеогеновых отложениях вскрыты хлоридонатриевые воды с минерализацией

Химический состав подземных вод

Водопункт, глубина, м	Площадь	Возраст пород	Концент		
			Сухой оста- ток, г/л	Na ⁺ +K ⁺	Ca ²⁺
Скв. 2,1233	Сыртланли	Pg ₂ ³	50,5	17 867	1303
Скв.25, 1009—1011	Суйджи	Cr ₂ cm	52,9	18 554	1353
Скважина 1м, 613—1134	Бала-Ишем	J ₂ bj	212,6	64 644	8978

выше 50 г/л, в сеноманских отложениях Суйджи — с минерализацией 53 г/л; на южном погружении Большого Балхана с известняками байоса связаны воды с минерализацией выше 212 г/л (табл. 19). На площади Боядаг в 1967 г. скв. 11 на глубине 1300 м вскрыт нерасчлененный комплекс апт-сеноманских отложений. Однако уменьшения минерализации подземных вод красноцветной толщи вблизи кровли меловых отложений не отмечается. Еще одним примером отсутствия сравнительно мало минерализованных вод в нижней части красноцветной толщи может быть структура Карадашли, где скв. 5 на глубине 4430 м вскрыты высококонцентрированные (160 г/л) рассолы.

Таким образом, предположение о том, что сравнительно мало минерализованные гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды имеют инфильтрационное происхождение и поступают в красноцветную толщу из подстилающих мезозойских отложений, фактическими данными не подтвердилось.

Все приведенные выше данные свидетельствуют о том, что Копетдаг нельзя рассматривать как область питания красноцветной толщи, и, тем более, водоносных комплексов мезозойских отложений Западно-Туркменской впадины. На современном этапе развития горноскладчатые сооружения Копетдага представляют собой самостоятельный гидрогеологический регион с весьма ослабленными гидродинамическими связями с окружающими бассейнами — Западно-Туркменской впадиной и Предкопетдагским прогибом. Характер этих связей, их интенсивность и направленность нуждаются в дальнейшем изучении.

Аналогичные весьма ослабленные гидрогеологические связи, по материалам исследований последних лет, существуют между водоносными комплексами Ферганской впадины и окружающих ее горных сооружений, между горным Крымом и его равнинной частью (Причерноморский водонапорный бассейн).

Ферганская впадина. К Ферганской впадине приурочен одноименный водонапорный бассейн, расположенный между палеозойскими складчатыми системами Тянь-Шаня и Памиро-Алая.

рация, мг/л						Дата отбора пробы
Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	J	Br	
331	30 496	339	122	15	136	18.IV.67
486	32357	—	103	40	108	10.IV.63
5861	132 620	9,9	36,6	21	450	12.III.68

Гидрогеологические условия Ферганской впадины изучали П. К. Азимов, Б. А. Бедер, А. А. Варов, А. А. Карцев, В. А. Кудрявцев, Х. А. Равикович, М. И. Суббота, А. Н. Султанходжаев, А. М. Хитаров и др.

В осадочной толще впадины различают юрский, нижне- и верхнемеловой, палеогеновый и неогеновый водоносные комплексы (Семашев, 1970).

Воды пониженной минерализации по всем водоносным комплексам, за исключением юрского, окаймляют центральную часть впадины, где находятся высокоминерализованные рассолы. Особенно хорошо это явление выражено в верхнемеловом водоносном комплексе, где наиболее распространены мало минерализованные воды. Площадь развития вод малой минерализации в разных комплексах различна и контролируется зонами разломов. К центральной части Ферганской впадины повышается пластовое давление, намного превосходящее здесь условное гидростатическое. Особенности гидрогеохимии и распределения пластовых давлений в пределах впадины свидетельствуют о наличии здесь двух водонапорных систем — внутренней и внешней (Семашев, 1970). Внешняя водонапорная система имеет все признаки инфильтрационной природной водонапорной системы, внутренняя — элизионной (рис. 50).

Внешняя водонапорная система, занимающая периферийные участки водонапорного бассейна, характеризуется напором, соответствующим гипсометрическому положению областей питания инфильтрационными водами и их разгрузки.

Внутренняя водонапорная система расположена во внутренней части бассейна, распространяясь по некоторым водоносным комплексам и на его окраины.

Зоны наибольшего напора системы тяготеют к наиболее погруженным участкам впадины с максимальной мощностью осадочной толщи, где пластовое давление превышает условное гидростатическое на 100—150 ат. По мере приближения к горному обрамлению пластовое давление снижается до величины гидростатического вблизи выходов водоносных комплексов на дневную поверхность.

Источником создания напора подземных вод во Внутренней системе считают воздействие на пласт и насыщающую его жидкость геостатической нагрузки и тектонических напряжений в условиях его недостаточной раскрытости. Движение подземных вод здесь направлено от областей наибольшего прогибания и мощностей осадочной толщи к бортам впадины; движущей силой является энергия

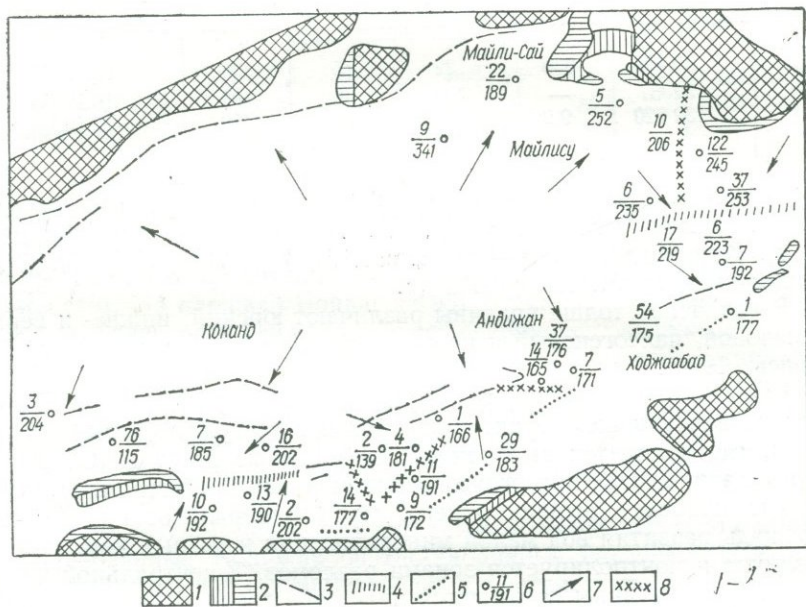


Рис. 50. Схема расположения Внешней и Внутренней водоносных систем V пласта палеогена Ферганской впадины (по Семашеву).

Обозначения: 1 — палеозой и 2 — мезозой, 3 — региональные разломы, 4 — зоны флексурно-разрывных дислокаций, 5 — линия выклинивания V пласта, 6 — точки наблюдения (цифра рядом — приведенное давление), 7 — направление падения напора пластовых вод, 8 — граница раздела водоносных систем в областях ненарушенной сплошности пласта.

упругой деформации, накапливающаяся в результате процессов уплотнения и выжимания подземных вод в условиях затрудненного их оттока.

Причерноморский водоносный бассейн расположен между складчатыми сооружениями Горного Крыма и Карпат на юге и западе и Украинским щитом на севере.

В разрезе осадочной толщи Равнинного Крыма и Причерноморья, по А. С. Тердовидову, содержатся следующие водоносные комплексы: 1) домеловых отложений (водоносные горизонты палеозоя и юры), 2) нижнемеловых отложений (горизонты неокома и верхнего альба), 3) верхнемеловых отложений (горизонты сенонский, туронский, сенонский), 4) дат-палеоценовых отложений и водоносные горизонты 5) эоценовых, 6) майкопских и 7) неогеновых отложений.

Обычно полагали, что области питания неокомского водоносного комплекса связаны со склонами Украинского щита на севере и районами Предгорий на юге, где неокомские отложения обнажаются на отметках 300—350 м над уровнем моря (Бабинец, 1961; Гордиевич и др., 1963; Самсонов, 1961). Главная роль в питании комплекса отводилась фильтрации подземных вод из верхнеюрских трещино-

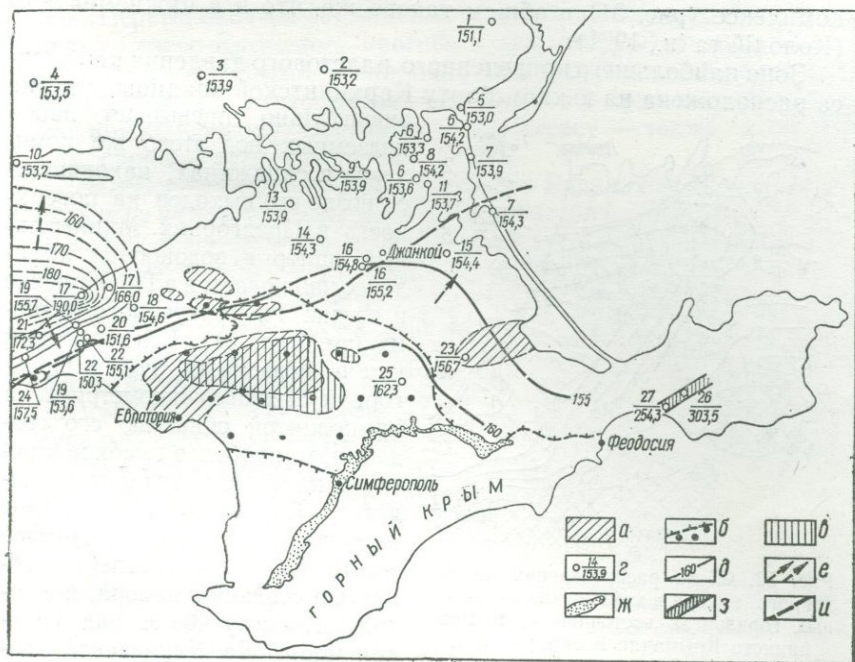


Рис. 51. Схема распределения приведенного напора маастрихт-эоценового водоносного комплекса Равнинного Крыма и Причерноморья.

Область, где нет отложений: а — маастрихт, б — дат-палеоэоцен, в — нижнего и среднего эоцена; г — точка наблюдения (в числителе структуры: 1 — Чкаловская, 2 — Строгановская, 3 — Чаплинская, 4 — Большешклиновская, 5 — Геническая, 6 — Северосивашская, 7 — Стрелковская, 8 — Чонгарская, 9 — Балашовская, 10 — Тендровская, 11 — Медведовская, 12 — Краснопереконская, 14 — Орловская, 15 — Славянская, 16 — Джанкойская, 17 — Бакальская, 18 — Задорненская, 19 — Карлавская, 20 — Глебовская, 21 — Черноморская, 22 — Краснополянская, 23 — Нижегородская, 24 — Оленевская, 25 — Найденовская, 26 — Куйбышевская, 27 — Мошкарёвская; в знаменателе — приведенное пластовое давление, атм), д — изобары маастрихт-эоценового водоносного комплекса, е — возможное направление движения подземных вод, ж — выходы на поверхность отложений верхнего мела и палеогена (область питания маастрихт-эоценового водоносного комплекса инфильтрогенными водами), з — зоны аномально высокого пластового давления, и — тектонические нарушения.

вато-кавернозных известняков в песчано-галечниковые отложения неокома (Зуброва, 1959; Самсонов, 1961).

Однако результаты исследования последних лет (Богаец, Захарчук, Куришко, Овчаренко, 1969) свидетельствуют о том, что предлагавшиеся ранее схемы стока подземных вод противоречат новому фактическому материалу. Приведенный напор подземных вод нижне-мелового водоносного комплекса снижается «не только от крымских

предгорий в северном направлении, но и от наиболее опущенных участков Сивашской впадины»* (Богаец и др., 1969, стр. 43).

В Северном Присивашье напоры снижаются к северу и северо-востоку. Поступление инфильтрационных вод со стороны Украинского щита незначительно, только с узкой полосы его склона.

Распределение напора в маастрихт-эоценовом водоносном комплексе (рис. 51) в общем таково же, что и в нижнемеловом (Колодий та ін., 1971).

Зона наибольшего приведенного пластового давления комплекса расположена на южном борту Каркинитской впадины, где оно значительно превышает напор подземных вод этого же комплекса в скважинах, находящихся возле его выходов на поверхность в Предгорьях. Минимальный напор в водоносном комплексе наблюдается в Присивашье и в зоне Тарханкутского разлома (см. рис. 51). Если высокий напор подземных вод в Предгорьях связан с гипсометрически приподнятой областью его создания, то наиболее высокое в регионе пластовое давление в пределах Каркинитской впадины превышает то давление, которое могло бы быть обеспечено областью создания напора, поднятой на высоту 400 м над уровнем моря. На Бакальской площади (Тарханкутский п-ов) пластовое давление составляет 249,5 ата, в то время как гидростатический напор (с учетом гипсометрии области питания) — 209,3 ата. Абсолютная величина напора и ее пространственное распределение здесь свидетельствует о том, что область питания и создания напора в крымских предгорьях на них не влияет. Пластовое давление на южном склоне Украинского щита таково же или даже несколько ниже, чем в пределах Северо-Крымского прогиба, т. е. подземные воды щита на гидрогеологические условия прогиба не влияют.

Рис. 52. Схема распределения приведенного напора в майкопских водоносных горизонтах восточной части Равнинного Крыма (по Богайцу и др.).

1 — точки наблюдения (в числителе индекс и номер скважины: Дж — Джанкойская, Кп — Красноперекоская, Ст — Стрелковая, Нг — Нижнегорская площади; знаменатель — приведенный напор, м). 2 — гидроизопьезы нижнемайкопских отложений, 3 — изогипсы поверхности майкопских отложений, 4 — выходы майкопских отложений на поверхность, 5 — районы, где майкопских отложений нет.

Напор подземных вод майкопской толщи снижается от наиболее прогнутых частей Индольского прогиба к его периферии, т. е. в направлении уменьшения мощности водоносного комплекса (рис. 52).

Влияние инфильтрационных вод на водонапорную систему в май-

* Северо-Крымский прогиб. — В. К., А. К.

копской толще не установлено. Исходя из геологического строения и литофациальных особенностей толщи, можно предположить, что оно играет некоторую роль только в северо-западном Приазовье и в полосе, примыкающей к обнажениям майкопа на юге (Богаец и др., 1969).

Изложенное свидетельствует о наличии в пределах Равнинного Крыма водонапорных систем элизионного и инфильтрационного типов. Первые охватывают меловые и палеогеновые отложения в пределах Северо-Крымского прогиба и майкопскую толщу в Индольском прогибе. Инфильтрационная водонапорная система выявлена в меловых и палеогеновых отложениях в крымских предгорьях (по нижнемеловому водоносному комплексу — также в пределах Симферопольского поднятия).

Элизионные водонапорные системы в Равнинном Крыму распространены на значительно большей территории, чем инфильтрационные. Все известные залежи углеводородов в этом районе связаны с элизионными водонапорными системами. Достаточно четкое проведение границы между водонапорными системами различных типов в настоящее время затруднительно ввиду недостатка фактического материала, однако есть основание полагать, что она проходит в пределах Евпаторийско-Новоселовского поднятия, где наблюдаются плезоминимумы. Последние, вероятно, указывают на внутрирезервуарную разгрузку подземных вод, путями которой могут служить участки трещиноватости и полости в зоне субширотного регионального разлома (см. рис. 51).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенный выше материал свидетельствует о том, что горные сооружения и смежные с ними прогибы и впадины находятся в весьма сложных гидрогеологических взаимоотношениях, зависящих от геолого-тектонических, геоморфологических, литологических, климатических и других факторов. Однако даже в наиболее благоприятных условиях горные сооружения не играют той роли в питании и создании напоров соседних с ними депрессионных участков земной коры, которая им приписывалась с позиций представлений о широком развитии в природе артезианских инфильтрационных водонапорных бассейнов.

Даже в районах с чрезвычайно благоприятными климатическими и геолого-структурными особенностями в пределах горных стран активной циркуляцией инфильтрогенных вод охвачены только верхние 500—600 м разреза, ниже которых широко распространены высокоминерализованные хлоркальциевые воды и рассолы и сопутствующие им углеводородные газы и нефть, как это наблюдается, например, в Складчатых Карпатах (Романюк, 1963).

Многочисленные примеры, небольшая часть из которых приведена в настоящей работе, неопровержимо доказывают преимущественную разобщенность водонапорных систем прогибов и горных стран и существование в их недрах гидрогеологических условий, указывающих на возможную нефтегазоносность.

Водонапорные системы большинства горных сооружений еще ждут исследований в связи с постановкой глубокого и сверхглубокого разведочного бурения. В более удачном по сравнению с другими районами положении находятся Советские Карпаты, где в силу особенностей геологического строения Внутренней зоны нефтегазонасного Предкарпатского прогиба, на больших глубинах «ныряющего» далеко под надвиг Складчатых Карпат, в процессе глубокого бурения могут быть получены уникальные материалы по гидрогеологии и горного сооружения и прогиба.

Задачей будущих исследований должно быть накопление материала по подземным водам глубоких недр горных сооружений и смежных с ними прогибов с целью познания гидрогеологических особенностей тех и других, что особенно важно при оценке перспектив нефтегазоносности.

ЛИТЕРАТУРА

- Александров В. В. — Изв. ВГРО, 7, 1932 а.
- Александров В. В. От Дойруна до долины Дивана. Геолиздат, 1932 б.
- Альтовский М. Е. и др. Органические вещества и микрофлора подземных вод и их значение в процессах нефтегазообразования. Гостоптехиздат, М., 1962.
- Амброджи Р. и др. Гидрогеология Марокко. ИЛ, М., 1955.
- Амурский Г. И. и др. — В сб.: Тектоника Туркмении. «Наука», М., 1966.
- Амурский Г. И. и др. — Советская геология, 9, 1969.
- Аникиев К. А. — Аномально высокие пластовые давления в нефтяных и газовых месторождениях. «Недра», Л., 1964.
- Атабекян А. Л., Лихачева А. А. — Верхнемеловые отложения Западного Копетдага. Гостоптехиздат, М., 1961.
- Бабинец А. Е. Подземные воды юго-запада Русской платформы. Изд-во АН УССР, К., 1961.
- Балашов Л. С. Сурхан-Дарьинский артезианский бассейн. Изд-во АН СССР, М., 1960.
- Барс Е. А. — В кн.: Труды Ин-та нефти АН СССР, 9, 1958.
- Барс Е. А., Александрова Т. И. — Новости нефтяной техники, серия геологии, 10, 1960.
- Барс Е. А. и др. — Геология нефти и газа, 11, 1961.
- Барс Е. А., Висковский Ю. А. — Нефтегазовая геология и геофизика, 2, 1965.
- Барташевич О. В., Кудельский А. Б. — Изв. АН ТССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, 3, 1963.
- Барташевич О. В. — Геохимия рассеянного органического вещества мезозойских и кайнозойских отложений Туркмении в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности. Автореф. канд. дисс., 1964.
- Барташевич О. В. и др. — Изв. АН ТССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, 6, 1969.
- Бахтин М. И. и др. — Геология нефти и газа, 6, 1970.
- Белоусов В. В. — Очерки геохимии природных газов. ОНТИ, М. — Л., 1937.
- Богаец А. Т. и др. — В кн.: Геология и геохимия горючих ископаемых, 21. «Наукова думка», К., 1969.
- Богданов Г. Я. — Изв. высш. учебн. завед., серия геологии и разведки, 10, 1969.
- Бондаренко С. С. — Изв. высш. учебн. завед., серия геологии и разведки, 4, 1961.
- Борисов А. А. и др. Очерки геологического строения и нефтегазоносность Средней Азии. Гостоптехиздат, М., 1960.
- Борщевский Г. А. — В кн.: Материалы IV конференции мл. научн. сотрудников и аспирантов АН СССР. Изд-во АН СССР, М., 1959.
- Брезгунов В. С. и др. — В сб.: Вопросы изотопной геологии. Бюлл. на учно-техн. информ., ОНТИ — ВИЭМС, М. — 1966.
- Брод И. О., Левинсон В. Г. — Происхождение нефти и нефтегазо-накопление. Гостоптехиздат, М., 1955.
- Брод И. О., Еременко Н. А. Основы геологии нефти и газа. Гостоптехиздат, М., 1957.
- Брод И. О. Основные положения учения о нефтегазоносных бассейнах. Изд-во НИИнефтегаз, М., 1962.
- Брод И. О. Основы учения о нефтегазоносных бассейнах. «Недра», М., 1964.
- Бурштар М. С., Машков И. В. Условия формирования и закономерности размещения залежей нефти и газа. Гостоптехиздат, М., 1963.
- Варенцов М. И., Суворов П. Г. — В сб.: Геология и полезные ископаемые Средней Азии. Изд-во АН СССР, М., 1940.

- Васильева В. Н. — Изв. высш. учебн. заведений, серия геологии и разведки, 3, 1966.
- Вассоевич Н. Б. — В кн.: Труды ВНИГРИ, геол. сб. 1, новая серия, в. 83, Гостоптехиздат, Л., 1955.
- Вассоевич Н. Б. — В сб.: Новости нефтяной техники, серия геологии, 4, 1960.
- Вассоевич Н. Б. — В сб.: Генезис нефти и газа, «Наука», М., 1968.
- Вебер В. В., Хаин В. Е. — В кн.: Нефтяные месторождения СССР, 1. Гостоптехиздат, М., 1949.
- Вернадский В. И. Опыт описательной минералогии, 2, в. 1, 1918.
- Вернадский В. И. Очерки геохимии. Избр. соч., 2, Изд-во АН СССР, М., 1954.
- Вернадский В. И. История минералов земной коры. Избр. соч., 2. Изд-во АН СССР, М., 1960.
- Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. Гостоптехиздат, М., 1962.
- Врублевский М. И. Минеральные воды Центрального Кавказа. Изд-во ЛГУ, Л., 1962.
- Высоцкий И. В. Основы геологии природного газа. Гостоптехиздат, М., 1954.
- Гавотти Ч. — В кн.: V международный нефтяной конгресс, 2. Бурение скважин и добыча нефти и газа. Гостоптехиздат, М., 1961.
- Гатальский М. А. — В кн.: Труды ВНИГРИ, геол. сборн., в. 2, 1953.
- Гатальский М. А. Подземные воды и газы палеозоя северной половины Русской платформы. Гостоптехиздат, Л., 1954.
- Гатальский М. А. — В кн.: Геология, гидрогеология и нефтеносность Белоруссии. Труды ВНИГРИ, в. 205. Гостоптехиздат, М., 1963.
- Геодакян А. А. и др. — Геологическое строение и нефтегазоносность Прибалханской зоны поднятий. Изд-во АН СССР, М., 1960.
- Годин Ю. Н. — В кн.: Геология СССР, 22, ч. I. Госгеолиздат, М., 1957.
- Голева Г. А. — В сб.: Вопросы геохимии подземных вод (посвящен 100-летию со дня рождения В. И. Вернадского). «Недра», М., 1964.
- Гордиевич В. А. и др. Гидрогеология Крыма и перспективы его нефтегазоносности. Изд-во АН УССР, К., 1963.
- Граждан П. Е. — Изв. АН ТССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, 3, 1960.
- Губкин И. М. Майкопский нефтеносный район. Труды Геолокома, в. 78, 1912.
- Губкин И. М. Учение о нефти. ОНТИ, 1932.
- Гуревич А. Е. — Советская геология, 12, 1967.
- Гуревич М. С. — В кн.: Труды Лаб. гидрогеол. пробл. им. Саваренского, 3. Изд-во АН СССР, М., 1948.
- Гуревич М. С. — В сб.: Вопросы нефтепоисковой гидрогеологии. Госгеолтехиздат, М., 1956.
- Гуревич М. С. и др. — В кн.: Труды Лаб. гидрогеол. проблем, 16. Изд-во АН СССР, М., 1958.
- Гуревич М. С. — В кн.: Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 46, в. 2, 1961.
- Данов А. В. — В кн.: Труды Туркменск. ФАН СССР, 2, 1942.
- Двали М. Ф. — В кн.: Труды ВНИГРИ, в. 132. Гостоптехиздат, Л., 1959.
- Двали М. Ф. — В кн.: Труды ВНИГРИ, в. 211. Гостоптехиздат, Л., 1963.
- Денисевич В. В. — В кн.: Геология СССР, 22, ч. II. Госгеолиздат, М., 1957.
- Денисевич В. В. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западного Туркменистана. Доклад по опублик. работам, представленный на соиск. уч. степени доктора геол.-мин. наук. М., 1970.
- Джибути С. С. Геотермические условия подземных вод Западно-Туркменского нефтегазоносного бассейна. Изд-во АН СССР, М., 1962.
- Добров Ю. В., Колодий В. В., Гирдюк О. П. — Изв. АН ТССР, 6, 1959.
- Добров Ю. В. — Изв. АН ТССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, 5, 1960.

- Дьяконов Д. И.— Геотермия в нефтяной геологии. Гостоптехиздат, М., 1958.
- Езиашвили А. Г.— Структура и основные этапы развития Главной передовой антиклиналы Западного Копетдага. Автореф. канд. дисс., 1967.
- Ермилов И. Я.— Азерб. нефтяное хозяйство, 7, 1954.
- Жузе Т. П.— В кн.: Геолого-геохим. исследования нефтегазоносных областей СССР. Труды ИГиРГИ, 1. Изд-во АН СССР, М., 1960.
- Жузе Т. П. и др.— Геология нефти и газа, 4, 1963.
- Зайцев И. К., Толстихин Н. И.— В сб.: Проблемы гидрогеологии. Госгеолиздат, М., 1960.
- Застежко Ю. С., Терещенко В. А.— В сб.: Гидрогеологические критерии перспектив нефтегазоносности Русской платформы. Тезисы докладов. Изд-во АН БССР, Минск, 1969.
- Зуброва Е. А.— Изв. высш. учебн. завед., серия геологии и разведки., 6, 1959.
- Игнатович Н. К.— Советская геология, 6, 1945а.
- Игнатович Н. К.— ДАН СССР, 46, 5, 1945б.
- Игнатович Н. К.— Труды Лаб. гидрогеол. проблем, 13, 1950.
- Иосифова Е. В. и др. Минеральные воды Кубани и их лечебное применение. Краснодарское книжное издательство, 1968.
- Исмаилов К. А. и др.— В сб.: Нефтегазовая геология и геофизика, 8, 1969.
- Иткина Е. С., Лыгалова В. Н.— В сб.: Геохимия нефти и нефтяных м-ний. Изд-во АН СССР, М., 1962.
- Казмина Т. И.— В кн.: Труды ВНИГРИ, в. 57, 1951.
- Калицко М. К. Основные закономерности распределения нефти и газа в земной коре. «Недра», М., 1964.
- Калугин П. И.— В кн.: Труды Ин-та геологии АН ТССР, 1, 1956.
- Калугин П. И.— В сб.: Задачи и перспективы поисково-разведочных работ на нефть и газ в западных районах Средней Азии. Ашхабад, 1959.
- Калугин П. И.— Изв. АН ТССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, 5, 1964.
- Калугина О. Я. Малм-неокомский водонапорный комплекс Южно-Каспийского артезианского бассейна. Ашхабад, 1962а.
- Калугина О. Я.— Изв. АН ТССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, 3, 1962б.
- Калугина О. Я.— В сб.: Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии ТССР. Изд-во АН ТССР, Ашхабад, 1963а.
- Калугина О. Я.— Изв. АН ТССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, 6, 1963б.
- Калугина О. Я., Калугин П. И.— Изв. АН ТССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, 2, 1968.
- Каменский Г. Н. и др.— Гидрогеология СССР. Госгеолтехиздат, М., 1959.
- Карцев А. А. и др. Геохимические методы поисков и разведки нефтяных и газовых месторождений. Гостоптехиздат, М., 1954.
- Карцев А. А., Вагин С. Б.— Советская геология, 8, 1962.
- Карцев А. А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. Гостоптехиздат, М., 1963.
- Карцев А. А.— В кн.: Тезисы докл. на конференции по итогам научно-иссл. работы 1962 г. Гостоптехиздат, М., 1963.
- Карцев А. А., Шугрин В. П. Геохимические методы исследований при поисках нефти и газа. «Недра», М., 1964.
- Карцев А. А. и др. Палеогидрогеология. «Недра», М., 1969.
- Катченков С. М.— В кн.: Геол. сб. 1 (Вопросы происхождения нефти). Труды ВНИГРИ, новая серия, в. 83. Гостоптехиздат, М., 1955.
- Катченков С. М.— В кн.: Труды ВСЕГЕИ, в. 143, Гостоптехиздат, Л., 1959.
- Киссин И. Г. Восточно-Предкавказский артезианский бассейн. «Наука», М., 1964.

- Киссин И. Г. Гидродинамические аномалии в подземной гидросфере. «Наука», М., 1967.
- Козлов А. Л. Проблемы геохимии природных газов. Гостоптехиздат, М., 1950.
- Козлов А. Л.— Нефтяное хозяйство, 3, 1955.
- Козлов А. Л.— Формирование и размещение нефтяных и газовых месторождений. Гостоптехиздат, М., 1959.
- Колодий В. В.— В сб.: ГОСИНТИ. Гостоптехиздат, М., 1961а.
- Колодий В. В.— Изв. АН ТССР, 3, 1961б.
- Колодий В. В., Гирдюк О. П.— Изв. АН ТССР, 5, 1961.
- Колодий В. В.— В сб.: Вопросы геологии и эксплуатации нефтяных месторождений Туркмении. Труды Туркменск. фил. ВНИИ, в. 5. Гостоптехиздат, М., 1962.
- Колодий В. В.— В кн.: Труды Туркменск. фил. ВНИИ, в. 7. «Недра», М., 1965а.
- Колодий В. В.— В кн.: Труды Туркменск. фил. ВНИИ, в. 7. «Недра», М., 1965б.
- Колодий В. В.— Советская геология, 2, 1966.
- Колодий В. В.— В кн.: Генезис нефти и газа. «Недра», М., 1967.
- Колодий В. В.— В сб.: Геология и геохимия горючих ископаемых, в. 15. «Наукова думка», К., 1968.
- Колодий В. В.— В сб.: Проблемы геол. и техники освоения сверхглубокого бурения на нефть и газ в УССР (Материалы республ. совещания). «Наукова думка», К., 1969.
- Колодий В. В. Гидрогеология плиоценовых отложений Западно-Туркменской нефтегазоносной области. «Недра», М., 1969а.
- Колодий В. В.— В сб.: Нефтегазовая геология и геофизика, 8, 1969б.
- Колодий В. В., Добров Ю. В.— Геохимия, 3, 1969.
- Колодзяжная А. А. Режим химического состава атмосферных осадков и их метаморфизация в зоне аэрации. Изд-во АН СССР, 1963.
- Корценштейн В. Н. Гидрогеология газоносной провинции Центрального Предкавказья. Гостоптехиздат, М., 1960.
- Корценштейн В. Н.— ДАН СССР, 145, 4, 1962.
- Корценштейн В. Н. Методика гидрогеологических исследований нефтегазоносных районов. Гостоптехиздат, М., 1963.
- Корценштейн В. Н.— В кн.: Труды ВНИИГАЗ, в. 20/28. «Недра», М., 1964.
- Крайнов С. Р. Гидрогеохимический метод поисков месторождений бора. «Недра», М., 1964.
- Красинцева В. В. и др.— В сб.: Геохимия подземных вод некоторых районов Туркмении и Узбекистана. Изд-во АН СССР, М., 1963.
- Кротова В. А. Волго-Уральская нефтеносная область. Гидрогеология. Гостоптехиздат, М., 1966.
- Кротова В. А.— В кн.: Гидрогеологические критерии нефтегазоносности Русской платформы. «Наука и техника», Минск, 1971.
- Кругликов Н. М.— В кн.: Труды ВНИГРИ, в. 220, сб. 8. Гостоптехиздат, Л., 1963.
- Крымус В. Н. и др.— Изв. АН ТССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, 2, 1964.
- Крымус В. Н.— В сб.: Тектоника Туркмении. «Наука», М., 1966.
- Крымус В. Н., Лыков В. И.— В кн.: Материалы юбилейной научно-технической конференции геологической службы Туркменской ССР (тезисы докладов). Ашхабад, 1967.
- Куделин Б. И.— Советская геология, 10, 1959.
- Кудельский А. В.— Изв. АН ТССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, 3, 1963.
- Кудельский А. В.— В сб.: Геология и полезные ископаемые Туркмении. Труды Геол. ком. ТССР, 2, Ашхабад, 1964.
- Кудельский А. В., Барташевич О. В.— Изв. АН ТССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, 3, 1964.

- Кудельский А. В.— Изв. АН ТССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, 3, 1966.
- Кудельский А. В.— Изв. АН ТССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, 5, 1968.
- Кудельский А. В., Калугин В. П.— В сб.: Труды Управления геологии СМ ТССР. «Ылым», Ашхабад, 1968.
- Кудельский А. В. и др.— Геология нефти и газа, 12, 1969.
- Кудельский А. В.— В сб.: Гидрогеология и инженерная геология. Ашхабад, 1969.
- Кудельский А. В., Козлов М. Ф. Геохимия, формирование и распространение йодобромных вод. «Наука и техника», Минск, 1970.
- Кудрявцев Н. А. Глубинные разломы и нефтяные месторождения. Гостехиздат, Л., 1963.
- Кудряков В. А. Гидрогеология мезозойских отложений южной части Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области. Автореф. канд. дисс. М., 1963.
- Кузнецов С. И. и др. Введение в геологическую микробиологию. Изд-во АН СССР, М., 1962.
- Кузьмичева Е. Н., Прозоровский В. А.— БМОИП, отдел геол., 43, в. 1, 1968.
- Куканов В. М.— Процессы формирования сероводородных вод типа Мацесты. «Наука», М., 1968.
- Кунин В. Н.— В сб.: Проблемы освоения пустынь, 5, 1967.
- Куприн П. Н., Архипов А. Я.— Геология нефти и газа, 5, 1963.
- Курбанмуратов А.— Глубокие воды юго-западного Туркменистана и перспективы нефтегазоносности. Изд-во АН ТССР, Ашхабад, 1963.
- Линдтроп Н. Г.— В сб.: Памяти акад. И. М. Губкина. Изд-во АН СССР, М., 1957.
- Линдтроп Н. Г.— В сб.: Авторефераты научных трудов ВНИГРИ, в. 14. Гостехиздат, Л., 1958.
- Линский В. Ф. Миграция нефти и формирование ее залежей. «Научная мысль», К., 1965.
- Лобов В. А., Гроссгейм Д. А.— В сб.: Генезис нефти и газа. «Наука», М., 1968.
- Ломтадзе В. Д.— ДАН СССР, 98, 3, 1954.
- Лукашю К. І. і др.— Весці АН БССР, серія фіз. тэхн. навук, 2, 1962.
- Ляхович П. К.— Геология нефти и газа, 6, 1970.
- Малышек В. Т.— Труды XVII сессии Международн. геол. конгресса, 4. Гостехиздат, М., 1940.
- Марченко В. И.— В кн.: Проблемы нефтегазоносности Средней Азии. Труды ВСЕГЕИ, в. 2, новая серия. Гостехиздат, М., 1952.
- Марченко В. И.— В кн.: Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 78. Гостехиздат, Л., 1962.
- Мехтиев Ш. Ф. и др. ДАН АзССР, 22, 9, 1966.
- Милькис М. Р.— Изв. АН ТССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, 2, 1968.
- Милькис М. Р.— В сб.: Гидрогеология и инженерная геология. Ашхабад, 1969.
- Мирзаханов М. К. и др.— В кн.: Труды Геол. Ком. ТССР, в. 2, 1964.
- Мирзаханов М. К., Назаров Н. О.— Изв. АН ТССР, серия физ.-техн. хим. и геол. наук, 2, 1964.
- Муликовская Е. П.— В сб.: Вопросы нефтепоисковой гидрогеологии. Госгеолтехиздат, М., 1956.
- Мушин Ю. В.— Процессы уплотнения глинистых осадков. «Недра», М., 1965.
- Мышкин Л. П., Колодий В. В.— В сб.: Нефтегазовая геология и геофизика, 2, 1970.
- Намиот А. Ю., Бондарева М. М. Растворимость газов в воде под давлением. Гостехиздат, М., 1963.
- Нефтегазопроисковые гидрогеологические критерии (под ред. В. А. Кротовой). Тр. ВНИГРИ, в. 277. «Недра», Л., 1969.

- Николаенко В. А.— Геология нефти и газа, 8, 1969.
- Никольский Б. Н., Гортиков В. М.— В кн.: Современные физико-химические методы химического анализа, ОНТИ, 1936.
- Никшич И. И.— Вестник ирригации, 1925, 7.
- Никшич И. И.— Арчманский сернистый источник. Изд-во Геолкома, 1926.
- Никшич И. И.— Бариты бассейна р. Сумбар в Туркменской республике. Изд-во Геолкома, 1926а.
- Никшич И. И. От ст. Казанджика до колодцев Куйляр. Геолиздат, 1931.
- Никшич И. И. Бассейн рек Сумбар и Чандыр. Геолиздат, 1932.
- Овчинников А. М.— Вестник знания, 11—12, 1940.
- Овчинников А. М.— ДАН СССР, 4, 3, 1946.
- Овчинников А. М. Минеральные воды. Госгеолиздат, М., 1947.
- Овчинников А. М. Общая гидрогеология. Госгеолтехиздат, М., 1955.
- Овчинников А. М.— В кн.: Основы курортологии. Курортные ресурсы СССР. Медгиз, М., 1956.
- Овчинников А. М. — БМОИП, отд. геол., 32, в. 5, 1957.
- Овчинников А. М.— В сб.: Тезисы докладов на совещании курортных институтов по гидрогеологии минеральных вод 27—29 января 1958. Медгиз, М., 1958.
- Овчинников А. М.— Изв. высш. учебн. заведений, серия геологии и разведки, 1, 1958а.
- Овчинников А. М.— В сб.: Проблемы гидрогеологии. Госгеолтехиздат, М., 1960.
- Овчинников А. М.— Труды вулканологии, в. 19. Изд-во АН СССР, М., 1960а.
- Овчинников А. М.— Изв. высш. учебн. заведений, серия геологии и разведки, 8, 1961.
- Овчинников А. М. Минеральные воды. Госгеолтехиздат, М., 1963.
- Овчинников А. М. — Советская геология, 4, 1966.
- Панкина Р. Г. и др. — В сб.: Генезис нефти и газа. «Наука», М., 1968.
- Пиннекер Е. В. Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. «Наука», М., 1966.
- Поливанова А. И. — В кн.: Доклады советских геологов на Межд. геол. конгрессе, XXXIII сессия. Генезис минеральных и термальных вод. «Наука», М., 1968.
- Польстер Л. А. — В кн.: Принципы оценки перспектив нефтегазоносности. Труды НИЛнефтегаз, 11. «Недра», Л., 1964.
- Попов Г. И.— Апшеронский ярус Туркмении. Изд-во АН ТССР, Ашхабад, 1961.
- Порфирьев В. Б. — В кн.: Труды НГРИ, серия Б, в. 11. Госнаучтехиздат, Л., 1932.
- Порфирьев В. Б. Геологические исследования в районе Гаурдака. Гос. н.-т. горно-геол. нефт. изд-во, 1934.
- Порфирьев В. Б. — В сб.: Природные газы СССР. Изд-во Геолгазразведки, 1935.
- Порфирьев В. Б. Условия образования нефти и нефтяных месторождений в республиках Средней Азии. Изд-во Узб. ФАН СССР 1941.
- Пушкина З. В.— В кн.: Постседиментационные изменения четвертичных и плиоценовых глинистых отложений Бакинского архипелага. Труды ГИН АН СССР, в. 115. «Наука», М., 1965.
- Резанов И. А. Тектоника и сейсмичность Туркмено-Хорасанских гор. Изд-во АН СССР, М., 1959.
- Ростовцев Н. Н.— В кн.: Труды СНИИГГИМС, в. 17, 1961.
- Савченко В. П.— Нефтяное хозяйство, 12, 1952, и 1, 1953.
- Самсонов Ф. П.— Изв. высш. учебн. завед., серия геологии и разведки, 2, 1961.
- Сауков А. А. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. Изд-во МГУ, М., 1963.

- Семашев В. Г.— Изв. высш. учебн. завед., серия геологии и разведки, 8, 1970.
- Семенович В. В.— Изв. АН ТССР, 5, 1957.
- Семенович В. В.— В сб.: Перспективы нефтегазоносности и направление геологоразведочных работ в западных районах Средней Азии. Гостоптехиздат, М., 1960.
- Семенович В. В.— В кн.: Геология и нефтегазоносность юга СССР. Труды КЮГЭ АН СССР. Гостоптехиздат, Л., 1960.
- Семенович В. В.— Нефтяная и газовая промышленность Средней Азии, в. 3, 1964.
- Семенович В. В., Соколовский Л. Г.— Изв. АН ТССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, 6, 1964.
- Серафимова Е. К.— Бюлл. вулканологич. станций, 42. «Наука», М., 1966.
- Сидоренко А. В.— ДАН СССР, 5, 2, 1947.
- Силин-Бекчурин А. И.— В кн.: Труды Лаб. гидрогеол. проблем АН СССР, 4, 1949.
- Силин-Бекчурин А. И.— Динамика подземных вод. Изд-во МГУ, М., 1958.
- Скуб А. И., Атаев Б. А.— Нефтяная и газовая промышленность Средней Азии, в. 5—6, 1965.
- Смирнов А. А.— Советская геология, 44, 1955.
- Смирнов А. А.— Советская геология, 1, 1958.
- Смолко Г. И.— В кн.: Труды Главн. геол. управления, 1932.
- Соколов В. А. Процессы образования и миграции нефти и газа, «Недра», Л., 1965.
- Соколов В. А.— Миграция газа и нефти. Изд-во АН СССР, М., 1956.
- Соколов В. А.— В сб.: Генезис нефти и газа. «Наука», М., 1968.
- Соколовский Л. Г., Давыдов И. Я.— Изв. АН ТССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, 1, 1963.
- Соколовский Л. Г., Ланге Л. Л.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Туркмении. Труды Гос. произв. геол. ком. ТССР, в. 2. Ашхабад, 1964.
- Соколовский Л. Г.— Изв. АН ТССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, 1, 1964.
- Соловьев В. Ф. и др.— ДАН СССР, 140, 5, 1961.
- Сорокин Ю. И.— ДАН СССР, 115, 4, 1957.
- Стырикович М. А. и др.— ДАН СССР, 10, 6, 1955.
- Сукачева М. П. и др. В кн.: Труды ВСЕГЕИ, новая серия, в. 2. Гостоптехиздат, М., 1962.
- Сулин В. А. и др.— Материалы к познанию геологии и гидрогеологии Верхнечусовских городков. ОНТИ, М., 1933.
- Сулин В. А. Воды нефтяных месторождений в системе природных вод. Гостоптехиздат, М., 1946.
- Сулин В. А. Гидрогеология нефтяных месторождений. Гостоптехиздат, М., 1948.
- Султанов Б. И.— ДАН АзССР, 12, 1961.
- Султанходжаев А. Н.— Геол. журнал АН УзбССР, 2, 1966.
- Сунгуров А. М.— В сб.: Новости нефтяной техники, серия геологии, 9, 1958.
- Сухарев Г. М.— Гидрогеология и воды нефтяных и газовых месторождений. Гостоптехиздат, Л., 1959.
- Тадеева Н. В., Тихомирова М. М.— Геохимия поровых вод при диагнозе морских осадков. Изд-во АН СССР, М., 1962.
- Татаринов П. М. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, М., 1963.
- Таусон В. О., Алешина В. И.— В кн.: Микробиология, 1, в. 3. 1932.
- Терещенко В. А.— В сб.: Тезисы докладов II конференции молодых специалистов Укр. н-и. ин-та природн. газов, 1966. Харьков, 1966.

- Тумарев К. К.— В кн.: Условия формирования нефтяных и газовых месторождений ряда нефтегазоносных областей СССР. М., 1963.
- Тхостов Б. А.— Начальные пластовые давления и геогидродинамические системы. «Недра», М., 1966.
- Уклонский А. С. Парагенезис серы и нефти. Изд-во Узб. фил. АН СССР, 1940.
- Успенская Н. Ю. и др. Нефтегазоносные провинции СССР. «Недра», М., 1966.
- Уэллер Дж. М.— В сб.: Проблемы нефтяной геологии в освещении зарубежных ученых. Гостоптехиздат, Л., 1961.
- Ходжакулиев Я. А. Караумская и Амударьинская нефтегазоносные области. Гидрогеология. «Туркменистан», Ашхабад, 1966.
- Ходьков А. Е., Валукоис Г. Ю. Формирование и геологическая роль подземных вод. Изд-во ЛГУ, 1968.
- Шабарова Н. Т.— В кн.: Труды ВНИГНИ, в. 27, 1960.
- Шабарова Н. Т.— Советская геология, 8, 1961.
- Шварц Л. Я.— В сб.: Новости нефтяной техники, серия геологии, 3, 1957.
- Шварц Л. Я.— В кн.: Труды Туркменск. фил. ВНИИ, в. 5. Гостоптехиздат, М., 1962.
- Шварц Т. В.— В кн.: Труды Туркменск. фил. ВНИИ, в. 5. Гостоптехиздат, М., 1962.
- Штеклин Дж.— Геотектоника. 1, 1966.
- Щелкачев В. Н. Упругий режим пластовых водонапорных систем. Гостоптехиздат, М., 1948.
- Щелкачев В. Н. Разработка нефтеводоносных пластов при упругом режиме. Гостоптехиздат, М., 1959.
- Щербаков А. В.— В кн.: Труды ВСЕГИНГЕО, 14, 1956.
- Щербаков А. В.— В кн.: Труды ВСЕГИНГЕО, 16, 1959.
- Щукарев С. А.— В сб.: Физико-химия минеральных вод и лечебных грязей. Биомедгиз, М., 1937.
- Эберзин А. Г.— В кн.: Труды Ин-та геологии АН ТССР, 1. Ашхабад, 1956.
- Юргелянец Э. Н.— В кн.: Труды ВСЕГЕИ, новая серия, в. 2, 1961.
- Якобсон Г. П.— В сб.: Гидрогеологические критерии оценки перспектив нефтегазоносности Русской платформы. Тезисы докладов. Минск, 1969.
- Яковлев Б. М.— В сб.: Условия формирования нефтяных и газовых месторождений ряда нефтегазоносных областей СССР. ВИНТИ, М., 1963.
- Ятченко Л. Д.— Изв. АН ТССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, 6, 1965.
- Ятченко Л. Д.— Изв. АН ТССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, 4, 1966.
- Яцкевич З. В., Попова А. И.— Карта минеральных вод Туркменской ССР. ЦНИГРИ, 1935.
- Athy L. F.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 14, 1, 1930.
- Benson S. W. a. o.— Journ. Chem. Phys., 21, 12, 1953.
- Cheney M. I.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 24, 1, 1940.
- Cooke P. W.— Proc. 4-th World Petrol. Congr. Rome, 1955.
- Emery K. O., Rittenberg S. K.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 36, 5, 1952.
- Hedberg H. D.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 10, 11, 1926.
- Gillingham T.— Journ. Econ. Geol., 43, 4, 1948.
- Hubbert M. C.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 37, 8, 1953.
- Iiling V. C.— Sci. Petrol., 1, 1938.
- King F. H.— U. S. Geol. Surv. 19-th Ann. Rept., 2, 1899.
- Ölander A., Liander H.— Acta Chem. Scandinavica, 4, 9, 1950.
- Rich J.— Econ. Geology, 16, 6, 1926.
- Russel W. L. Principles of Petroleum Geology. New York, 1951.
- Scempton A. W.— Quart. Journ. Geol. Soc., London, 1944.
- Stille H.— Abh. d. K. Preuss. Geol. Landesanst. u. Bergakad., Neue Folge, H. 38, Berlin, 1903.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I. Природные водонапорные системы земной коры и их нефтегазоносность	5
Глава II. Гидрогеологические условия горных сооружений. Западный Копетдаг	38
Основные черты геологического строения	41
Подземные воды	49
Некоторые соображения о динамике подземных вод	61
Закономерности формирования химического и газового состава подземных вод	70
История формирования подземных вод Западного Копетдага	80
К проблеме нефтегазоносности горноскладчатых сооружений	84
Глава III. Гидрогеологические условия прогибов и впадин. Западно-Туркменская впадина	109
Основные черты геологического строения	109
Подземные воды	119
Основные закономерности изменения минерализации и химического состава подземных вод в Западно-Туркменской впадине	138
Характеристика водонапорной системы	143
Закономерности формирования запасов химического состава подземных вод.	160
Глава IV. О гидрогеологических соотношениях горных сооружений со смежными прогибами и впадинами	181
Заключение	192
Литература	193

Владимир Васильевич Колодий
Анатолий Викторович Кудельский

Гидрогеология горных стран, смежных прогибов и впадин
(в связи с нефтегазоносностью)

*Печатается по постановлению ученого совета Института геологии
и геохимии горючих ископаемых АН УССР*

Редактор Т. З. Сардак. Художественный редактор К. Г. Лычаковский.
Оформление художника А. Л. Омелянюка. Технический редак-
тор Г. Р. Баднер. Корректор Л. Г. Усальцева.

Сдано в набор 3.XI 1971 г. Подписано к печати 5.IV 1972 г. БФ 00321.
Зак. № 1—2244. Изд. № 162. Тираж 1200. Бумага № 1, 60×90¹/₁₆. Усл.
печ. листов 12,75. Учетно-изд. листов 13,68. Цена 1 руб. 48 коп.

Издательство «Наукова думка», Киев, Репина, 3

Напечатано с матриц Киевского полиграфкомбината в Нестеровской
гортипографии Львовского облуправления по печати, г. Нестеров,
ул. Горького, 8. Зак. 3073.

**ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКОВА ДУМКА» В 1972 ГОДУ
ВЫПУСТИТ В СВЕТ КНИГИ:**

Балуховский М. Ф. Новые геологические методы в нефтегаз-разведке. Язык русский. 10 л. 1 руб. 3 коп.

В книге излагаются методы формационно-циклического и солянокупольного анализа, приводятся данные по литостадийному анализу формаций и освещаются критерии глубинного тектонического анализа.

Предлагается новая генетическая систематика соляных куполов, основывающаяся на внутренних физико-химических свойствах галогенов. На основе новой методики разработано тектоническое районирование прогиба и прогнозируется нефтегазоносность.

Книга рассчитана на геологов научных и производственных организаций.

Белевцев Я. Н. Современные проблемы эндогенного рудообразования. Язык русский. 20 л. 2 руб. 35 коп.

Рассматриваются главнейшие проблемы современной теории рудообразования: источники рудных растворов; пути и причины движения рудных растворов; геологические и физико-химические условия мобилизации, миграции и концентрации металлов; закономерности размещения месторождений.

Разработано новое представление о полигенном происхождении рудообразующих растворов — ювенильных, постмагматических, метаморфогенных, вадозовых глубинной циркуляции, вулканогенных и смешанных — полигенетических. Рассмотрены возможные источники металлов эндогенных месторождений: ювенильные — вулканогенные и газоводные флюиды, магматогенные, метаморфогенные и инфильтрационные. Большое внимание уделено связи эндогенного оруденения с глубинными подкоровыми процессами, метаморфизмом и ультраметаморфизмом, магматизмом и вулканизмом, а также подземной циркуляцией вадозовых вод.

Книга рассчитана на геологов, занимающихся изучением и поиском месторождений полезных ископаемых.

Слензак О. И. Вихревые системы литосферы и структура докембрия. Язык русский. 12 л. 1 руб. 33 коп.

Обосновывается представление о формировании пород и структур фундамента в ходе метаморфической дифференциации верхней мантии в твердом состоянии. Рассмотрены различные тектонические системы фундамента и их соподчиненность, показан закономерный характер сочетания дугообразных моноклинальных взбросо-надвиговых зон в сдвигоподобные структуры —

зоны складчатости, а зон складчатости — в структуры высшего порядка — вихревые системы разных масштабов.

Гигантские вихревые системы литосферы определяют не только размещение разнообразных тектонических структур, но и самый тип превращения верхней мантии в земную кору — гранитизацию, базификацию и магматизм верхней мантии, а также геохимическую и рудную специализации регионов.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, интересующихся вопросами тектоники, петрологии и стратиграфии фундамента, а также преподавателей, аспирантов и студентов высших учебных заведений.

Тохтуев Г. В. Закономерности деформаций в неоднороднослоистых геологических средах. Язык русский. 8 л. 81 коп.

В книге обобщены результаты исследований по закономерностям деформаций в неоднородно-слоистых геологических средах на примере наиболее типичных для данного типа форм — структур будинаж и структур некоторых других типов.

Рассматривается значение физико-механических свойств пород при образовании структур будинаж, дается систематика их генетических типов, морфометрии, морфокинематики. Характеризуются закономерности соотношений параметров будин и межбудинных участков, уточняются закономерности будинообразования для метаморфических и осадочных пород. Впервые разработаны рациональные методы изучения и документации структур будинаж при геологической съемке, поисково-разведочных работах и эксплуатации месторождений.

Книга предназначена для геологов-съемщиков, поисковиков, разведчиков, рудничных геологов, исследователей, преподавателей и студентов геологической специальности.

Для своевременного получения этих книг просим сделать на них предварительный заказ. Предварительные заказы принимают все городские и сельские книжные магазины.

Для получения книг по почте заказы необходимо высылать любому магазину *«Книга-почтой»* или непосредственно книжному магазину издательства *«Наукова думка»* (252001 Киев-1, ул. Кирова, 4).

1 руб. 48 коп.

1757

«НАУКОВА ДУМКА»