

553  
К20

*Л. Н. Капченко*

**СВЯЗЬ  
НЕФТИ,  
РАССОЛОВ  
И СОЛИ  
В ЗЕМНОЙ  
КОРЕ**



*Л. Н. КАПЧЕНКО*

---

**СВЯЗЬ  
НЕФТИ,  
РАССОЛОВ  
И СОЛИ  
В ЗЕМНОЙ  
КОРЕ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ЛЕНИНГРАД • 1974

Капченко Л. Н. Связь нефти, рассолов и соли в земной коре. Л., «Недра», 1974. 184 с.

В монографии рассматривается пространственная взаимосвязь нефтегазоносных комплексов, соленосных и сульфатосных (галогенных) формаций, и на этой основе анализируются различные генетические направления изучения этой взаимосвязи: седиментогенно-эпигенетическое, эндогенное, инфильтрационно-эпигенетическое и гидродинамическое. Показано, что наиболее обоснованным направлением является седиментогенно-эпигенетическое. Развитию взаимосвязей в истории литогенеза (седиментогенез, диагенез, катагенез) на основе седиментогенно-эпигенетического направления уделено наибольшее внимание. Выявлены факторы, приводящие к возникновению и развитию связей органогенных и галогенных накоплений, и особенности действия этих факторов в различных физико-географических и геологических условиях.

Книга предназначена для геохимиков, геологов, гидрогеологов, нефтяников и может быть использована также преподавателями вузов и студентами.

Таблиц 20, иллюстраций 23, список литературы — 254 назв.

Природа связи нефти и соли в земной коре занимала умы естествоиспытателей с первых шагов развития нефтяной промышленности. Первые скважины на нефть, пробуренные в середине прошлого столетия на Северном Кавказе, в Азербайджане и Пенсильвании, выявили тесную связь нефти с растворами поваренной соли с примесью хлористого кальция значительной концентрации — до 100—200 г/л и более. В дальнейшем, при развитии нефтепоисковых работ в прежних регионах и продвижении их в районы Эмбы, Предкарпатья (в России) и в штаты Западная Виргиния, Мичиган, Техас, Луизиану (на территории США), была подтверждена тесная связь нефти и газа как с крепкими растворами солей, так и с залежами ископаемых солей во многих регионах.

Основная масса выявленных к настоящему времени запасов нефти и газа зарубежных стран сосредоточена именно в областях развития мощных галогенных формаций. Эта взаимосвязь в соответствии с уровнем знаний соответствующей эпохи находила в той или иной степени достоверности генетическое толкование. Все известные в настоящее время идеи относительно природы связи соли и нефти имеют глубокие исторические корни и базируются на материале отдельных регионов. Их можно сгруппировать в 4 основных направления: эндогенное (ювенильное), инфильтрационно-эпигенетическое, гидродинамическое и седиментогенно-эпигенетическое. История развития каждого направления излагается ниже.

В целом вопрос о характере и причинах взаимосвязи нефти и соли в земной коре во всей его сложности и многоплановости, по существу, еще никем не ставился,

несмотря на обилие частных высказываний по нему. Данная работа является первым шагом в этом направлении. В ней на основе имеющегося опубликованного материала, а также данных, полученных непосредственно автором, рассматриваются история и современное состояние основных генетических линий развития идей о связи нефти и соли (галогеиных формаций) и получает новое обоснование седиментогенно-эпигенетическое направление изучения данной проблемы.

За весьма полезные советы автор весьма признателен М. Г. Валяшко, М. С. Гуревичу, М. Ф. Двали, Е. А. Рогозиной, Н. М. Кругликову, Е. А. Баскову, М. П. Фивегу. Все конкретные замечания по содержанию книги автор примет с благодарностью.

## ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

# РАЗВИТИЕ И ОБОСНОВАНИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ВЗАИМОСВЯЗИ НЕФТИ И ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

## Г Л А В А I

### РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ВЗАИМОСВЯЗИ НЕФТИ И СОЛИ (ЭВАПОРИТОВ)

Развитие генетических направлений изучения связи между нефтью и солью (эвапоритами) протекало сложными путями, нередко в острой взаимной конкуренции. Трудно выделить начало возникновения каждого направления. До середины прошлого столетия высказывались лишь отдельные догадки по вопросу происхождения как нефти, так и соли в связи с теми или иными общими геологическими представлениями соответствующей эпохи. Только во второй половине прошлого столетия по мере распространения глубокого бурения на нефть и газ, совершенствования химии и геохимии создается минимально необходимая база для развития научных представлений. Рассмотрим каждое из них.

#### § 1. ЭНДОГЕННОЕ НАПРАВЛЕНИЕ

В основе идей, развиваемых в данном направлении, лежит представление об общности первоисточника веществ и путей их миграции для образования как нефти, так и растворенных и твердых солей осадочной толщи. Этим источником, как и для большинства магматогенных рудных месторождений, считаются некоторыми исследователями глубокие подкоровые недра Земли и магматические расплавы.

Развитие данного направления в середине прошлого столетия после длительной дискуссии между нештунистами и плутонистами в XVIII в. обусловлено общей тенденцией трактовки плутонического генезиса многих рудных и нерудных полезных ископаемых.

Известный французский геолог прошлого столетия А. Вирле [34] полагал, что гипс, каменная соль и нефть вероятнее всего имеют вулканическое происхождение и выделились из расплавленной магмы. В 1842 г. англичанин В. Орнерод [98] высказал мысль, что источником солей английских соляных месторождений являлись вулканы и образование залежей происходило путем выделения соли из жидких растворов. Идеи об эндогенном происхождении соли и нефти развивал также выдающийся немецкий ученый А. Гумбольдт.

Наш русский академик Х. Пандер [136] писал, что каменная соль образуется в результате воздействия глубинных, выделившихся из магмы флюидов на «землистые» (терригенные) породы, т. е. путем метасоматоза. Аналогично, по его мнению, образовались гипсы и доломиты.

В 1857 г. Р. Томаси [245] предполагал глубинное, связанное с магмой происхождение солей побережья Мексиканского залива.

Широко известна карбидная гипотеза происхождения нефти Д. И. Менделеева [124], владевшая умами многих исследователей вплоть до первых десятилетий нашего столетия. Д. И. Менделеев полагал, что действием соленой и рассольной воды (не ювенильной) на карбиды металлов нефть можно получить гораздо легче, чем действием пресной воды. Вопросов генезиса соляных пластов Д. И. Менделеев не касался. Идеи Д. И. Менделеева о генерации нефти за счет взаимодействия  $FeC_4$ ,  $H_2O$ ,  $MgCl_2$ ,  $MgSO_4$ ,  $NaCl$  и  $CO_2$  развивал в 1897—1922 гг. русский химик К. В. Харичков [84]. Рассолы нефтяных месторождений К. В. Харичков считал ювенильными, в отличие от Д. И. Менделеева, предполагавшего их инфильтрогенный генезис.

Из ряда других источников известно, что в середине — второй половине прошлого столетия гипотеза постмагматического глубинного происхождения соляных пластов была не только чрезвычайно распространенной но и господствующей. Эти представления были довольно широко распространены вплоть до конца XIX и начала XX столетия. Например, К. С. Мидлемисс [233] полагал, что породы соляного кряжа в Пакистане образовались в процессе внедрения и остывания интрузий магмы. Соль, выделяемая из магмы, внедрялась в перекрывающие осадочные породы. Е. Кост [206] полагал, что соль и нефть в районе Голфа образовались из возгонов магмы. Д. П. Войтецки [248] считал, что вся соль на земной поверхности образовалась в результате конденсации вулканических возгонов на остывающей земной коре. В 1904 г. Л. Хагер [214] и в 1906 г. А. Вич [247] связывали с выделением соли магматическими интрузиями образование соляных куполов в нефтеносных районах Голфа за счет давления, создаваемого кристаллизационной силой галита на окружающие осадочные породы. Гипотеза эпигенетического происхождения галита (в виде куполов) из глубоких артезианских вод предположительно ювенильного генезиса рассматривалась Г. Гаррисом [246].

Г. Гаррис развивал далее идею Л. Хагера и А. Вича об огромных кристаллизационных силах, обуславливаемых растущими кристаллами галита, превосходящих геостатическое давление толщ мощных глин и песков. Причина выпадения соли — понижение ее растворимости за счет снижения температуры раствора.

К. Уошборн [249, 250] предполагал, что богатые магнием, а следовательно, карбидами и нефтью магмы являются в то же время аккумуляторами хлоридных солей. Отделяющийся от магмы насыщенный раствор соли (с нефтью) может при охлаждении отдать 2%

(20 г из литра) соли, причем присутствие в растворе  $HCl$ ,  $CaCl_2$ ,  $MgCl_2$ ,  $NH_4Cl$  способствует вытеснению хлорида натрия из сопро-возрастающих нефть ювенильных вод. Таким путем К. Уошборн, так же как и Г. Гаррис, объяснял образование соляных куполов. Е. Кост [206] соглашался с мнением К. Уошборна, полагая, что гипс, сера, доломит, так же как и соль, на соляных куполах Луизианы и Техаса образованы восходящими поствулканическими соль-фатарами (ср. современную идею Л. М. Бириной [13]).

К. Уошборн, однако, вскоре отказался от вулканической гипотезы образования подземных рассолов. В более поздней работе [251] он целиком разделяет гипотезу эпигенетического образования подземных рассолов за счет подземного испарения воды при выделении из последней углеводородных газов и их расширении.

Идею ювенильного происхождения «нефтяных» вод в СССР поддерживал крупный геолог К. П. Калицкий [85]. В 30—40-х годах обсуждалась она в работах Н. В. Тагеевой, В. А. Сулина, Н. К. Игнатовича и других исследователей. Новый толчок для развития рассматриваемого направления дали работы геохимиков Х. Юри, В. Руби, Д. Калпа, А. Полдварта, А. П. Виноградова [30, 31, 32]; была достаточно аргументирована идея о первично ювенильном происхождении воды океана, анионов его солевой массы и газов атмосферы. В работах А. И. Опарина обосновывалась гипотеза, абиогенного происхождения сложных органических веществ в океане, из которых зародилась жизнь. Возникли и такие логические предположения: если вещество внешних оболочек Земли выделилось из недр, то часть его могла задержаться в осадочной оболочке в виде растворов и выделений солей; если из выделений недр образовались сложные органические вещества абиогенным путем на поверхности Земли, почему бы им не синтезироваться в недрах и не образовать скопления нефти и газа?

У нас в стране возрождение гипотезы глубинного неорганического происхождения нефти и газа принадлежит Н. А. Кудрявцеву (1951 г.), гипотезы ювенильного генезиса нефтяных вод — В. А. Кротовой [109], а идеи ювенильного парагенеза нефти и соли в широком смысле (растворов и пластов соли) — В. Б. Порфирьеву [144]. На Украине идеи В. Б. Порфирьева получили довольно широкое распространение [42, 155, 159]. Разделяют эту мысль В. А. Кротова [134], Н. Д. Буданов [22], В. Ф. Дерпгольд [64] и другие.

Подтверждения идей ювенильного парагенеза соли и нефти ищут в пространственных взаимосвязях месторождений соли и вулканизма, связи месторождений нефти и соли с глубинными разломами. При этом вопрос об этих связях в целом для всех формаций не рассматривается, а берутся обычно единичные примеры из геологии отложений всего земного шара там, где такие пространственные связи наблюдаются. О случаях, где эти связи не установлены, просто умалчивается, что сильно обесценивает подобные построения: выявленные связи могут оказаться случайными (если в равной половине случаев подобные связи не будут установлены).

В последние годы с гипотезой ювенильного происхождения ископаемых солей, нефти, газа и подземных рассолов выступил Н. А. Кудрявцев [112]. В отличие от школы В. Б. Порфирьева, предполагающей образование соли из ювенильных вод в стадию седиментации, Н. А. Кудрявцев полагает, что образование соли шло как путем прямой кристаллизации ее из ювенильных растворов на плоскостях напластования осадочных пород (модификация гипотез Г. Гарриса — К. Уошборна и др.), так и особенно часто путем метасоматического замещения карбонатных, сульфатных, глинистых и прочих пород (идея Х. Пандера). В обосновании этих представлений также использованы выборочные примеры по строению отдельных галогенных формаций всех континентов. Обоснование основано не столько на разработке положений самой гипотезы, сколько на критике существующей классической теории галогенеза — критике, сделанной без достаточного учета многих положений этой теории. Подробный критический разбор представлений Н. А. Кудрявцева сделан М. П. Фивегом, Н. М. Страховым и А. А. Ивановым.

Как видно из изложенного выше, в настоящее время идею ювенильного парагенеза ископаемых солей, глубокозалегающих рассолов, нефти и газа разделяет достаточно многочисленная группа ученых.

## § 2. ИНФИЛЬТРОГЕННО-ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОЕ НАПРАВЛЕНИЕ

Инфильтрогенно-эпигенетическое направление объединяет ряд различных гипотез, связывающих накопление солей и нефтяных углеводородов с подземными водами экзогенного происхождения (инфильтрогенными, в меньшей степени седиментогенными), а через них и с осадочными породами. Представления о соленакоплении и нефтегазонакоплении развивались вначале независимо друг от друга. Рассматриваемое направление имеет не столь длительную историю, как предыдущее, и гораздо меньше сторонников.

К. Уошборн [250, 251] полагал, что осаждение соли могло идти не только из магматогенных вод, но и из подземных вод экзогенного происхождения, особенно погрешенных. Процесс концентрирования последних до стадии самосадочной подземной рапы К. Уошборн связывал с испарением воды в образующуюся газовую фазу месторождений нефти и газа. Этими процессами К. Уошборн объяснял и метаморфизацию рассолов по линии снижения в них Na/Cl. Наиболее полно идею о подземном испарении воды при наличии скоплений газа в недрах развивали Р. Миллс и Р. Уэллс [234]. Подтверждением своих взглядов К. Уошборн, Р. Миллс и Р. Уэллс считали отсутствие воды в газонефтяных месторождениях Аппалачского бассейна, отложение галита в ряде газовых скважин и т. д.

П. А. Православлев [148] также полагал, что залежи соли могут быть производными рассольных подземных вод, ассоциирующих с залежами нефти. Механизм солеобразования он не рассматривает. В. И. Вернадский [28] предполагал, что подземные рассолы увеличивают свою концентрацию с глубиной за счет подземного испаре-

ния, «вплоть до замириания», т. е. до полного удаления воды и образования солей. Широкую известность получила точка зрения М. Е. Альтовского [3] на образование нефти из рассеянного органического вещества подземных вод инфильтрационного происхождения, концентрируемых за счет миграции пара по контакту жидкой и твердой фаз — сугубо гипотетического процесса. Логическим следствием этой концепции явилась и его гипотеза образования ископаемых солей за счет растворенного солевого комплекса метеогенных растворов [4].

Начиная с 40-х годов и до наших дней развивается группа гипотез, связывающая накопление солей в подземных рассолах (вплоть до их выпадения) за счет избирательной восходящей миграции воды через полупроницаемые глинистые толщи под влиянием градиентов давления и температуры [5, 96, 207, 210, 252, 253]. За рубежом господствующая идея — идея концентрирования глубокозалегающих подземных вод нефтегазоносных областей. Подобный фильтрационный эффект наряду с высаливанием привлекается также для объяснения выделения нефти из водных растворов под глинистыми покрывками [96].

## § 3. ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЕ (ФЛЮИДОДИНАМИЧЕСКОЕ) НАПРАВЛЕНИЕ

Гидродинамическое направление объединяет различные гипотезы, связывающие устойчивость скоплений соли, рассолов и нефти главным образом с гидромеханическими причинами. Некоторые исследователи, отвлекаясь от вопросов генезиса эвапоритов (галогенных формаций), глубокозалегающих подземных рассолов и нефти или предполагая любые, в том числе и принципиально различные пути их образования, главную роль при объяснении их взаимосвязи отводят и отводят общности условий их сохранения, существования в недрах [43, 79, 109, 170].

Нефть, газ, рассолы и соли являются антагонистами пресных вод зоны интенсивного водообмена, непрерывно приносящих к залежам свободный кислород и сульфаты. Нефть при этом частично окисляется и минерализуется; продукты окисления —  $H_2S$ ,  $CO_2$  — уносятся за пределы месторождений, остаются преимущественно сложные, медленно разрушающиеся асфальтово-смолистые вещества. При высоких градиентах напора и, следовательно, высоких скоростях движения воды в этой зоне нефтяные месторождения разрушаются и механически. Газовые залежи в аналогичных условиях разрушаются еще быстрее в силу гораздо большей растворимости в воде и высокой эффузионной и диффузионной подвижности.

Соль обладает на несколько порядков более высокой растворимостью в воде по сравнению с нефтью и газом, и в зоне интенсивного водообмена также, как правило, не сохраняется, за исключением областей резко аридного климата. Неустойчивы в зоне интенсивного водообмена и рассолы (при отсутствии соли), подверженные разбавлению и вытеснению пресными водами.

Для сохранения в недрах нефти, рассолов и соли нужна достаточная закрытость недр от влияния метеорных вод, которая создается чаще всего глинистыми региональными водоупорами. Залегая ниже последних, соляные толщи в свою очередь усиливают изолирующую роль водоупоров в отношении находящихся под ними флюидов порового пространства. Верхние и боковые поверхности соляных тел окружены слоем плотных насыщенных рассолов, обладающих гораздо более слабой подвижностью, чем пресные воды; они сильно затормаживают, а в ряде случаев и прекращают процесс растворения соляных тел, в том числе и соляных покрышек.

Мнение об изолирующем влиянии соли стало распространяться сравнительно недавно, главным образом после того, как были открыты уникальные месторождения богатейшего нефтегазоносного бассейна Персидского залива, где миоценовая (Иран) соль как раз и служит такой региональной покрышкой. Представления о галогенном кунгуре, как региональном водоупоре Волго-Уральской области, развивались в работах М. А. Гатальского [43], В. А. Кротовой [109] и других. Отчетливо вырисовывается изолирующая роль соленосной толщи Бухаро-Хивинской области (Каракумский нефтегазоносный бассейн). Месторождения нефти в надсолевом комплексе появляются здесь только в областях резко уменьшенной суммарной мощности соляных пластов [82]\*. Однако в ряде регионов месторождения нефти и газа располагаются в надсолевых комплексах при достаточно большой мощности соли. К ним относится большинство месторождений солянокупольных областей (Прикаспий, бассейн Мексиканского залива, Северо-Европейский бассейн), а также месторождения Канадского, Сахарского, Мичиганского, Персидского и других бассейнов (см. ниже). В ряде регионов нефтеносны межсолевые горизонты (Иркутский, Припятский бассейны и др.) или комплексы подсолевых пород, отделенных от соли непродуктивными отложениями большой мощности (см. ниже).

Таким образом, хотя экранирующая роль соляных пород во многих случаях бесспорна, тем не менее этим невозможно объяснить тесную ассоциацию в плане месторождений нефти и эвапоритов.

Вопросы связи нефти с метаморфизованными рассолами как индикаторами надежной закрытости недр рассматривались многими гидрогеологами в 40—50-х годах: Н. К. Игнатовичем, В. А. Сулиным, М. А. Гатальским, В. А. Кротовой и другими. Однако отрыв гидрогеологов от вопросов генезиса нефти и газа привел к тому, что сейчас невозможно ответить, почему при одинаковых условиях гидрогеологической закрытости, при наличии соляных толщ в разрезе, сходных величинах характеристик и показателей общесолевого состава вод на одних структурах нефть есть, на других нет и наобо-

\* Связь нефтегазоносности отложений карбона и перми Куйбышевско-Оренбургского Заволжья с характером распространения галогенных флюидоупоров нижней и верхней перми хорошо показана К. Б. Ашировым и П. Е. Ефремовым («Труды Перм. фил. Гипрвостокнефти», 1969, вып. 4). с. 59—71.

рот, нефть наблюдается в районах с водами, резко различающимися по минерализации и составу. Таким образом, гидродинамический фактор, хотя и важен в цепи связей между нефтью и растворенными и твердыми солями, но не является исчерпывающим. Отрыв некоторых гидрогеологов от проблем галогенеза, литогенеза и геологии в целом привел их к малообоснованным идеям об инфильтрационно-метеогенном или ювенильном источнике нефтегазообразования и соленаккопления.

#### § 4. СЕДИМЕНТОГЕННО-ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОЕ НАПРАВЛЕНИЕ

Седиментогенно-эпигенетическое направление объединяет гипотезы первично-седиментационного взаимосвязанного накопления солей и потенциально-нефтеобразующих веществ (в породах и водах) и взаимозависимого преобразования этих веществ в постседиментационный период. Это направление имеет не менее длительную историю, чем эндогенное. Обоснованием для него являлось отсутствие эндогенных образований (изверженных и метаморфических пород, жильных руд и т. д.) в областях развития соленосных и нефтеносных пород. Образование соли из морской воды, а нефти — из ископаемого органического вещества биогенной природы было предугадано еще гением М. В. Ломоносова. Достаточно полное обоснование представления о морском происхождении соли (эвапоритов вообще) получили во второй половине прошлого века в трудах Г. Бишофа, К. Оксениуса, Я. Вант-Гоффа, а позднее и в трудах отечественных ученых — Н. С. Курнакова, Ю. В. Морачевского, Н. С. Шатского, Н. М. Страхова, М. Г. Валяшко, А. А. Иванова, А. Л. Яншина, М. П. Фивега и др.

Представления о биоорганическом происхождении нефти развивались в XIX — начале XX вв. благодаря работам А. Лецкого, К. О. Энглера, Г. Гефера, Т. Ханта, Г. П. Михайловского, Н. И. Андрусова, К. П. Калицкого, а в дальнейшем И. М. Губкина, С. И. Митронова, А. В. Фроста, А. Ф. Добрянского, М. Ф. Мирчинка, В. В. Вебера, И. О. Брода, Н. М. Страхова, В. А. Соколова, В. А. Успенского, О. А. Радченко, Н. Б. Вассоевича, А. Леворсена, П. Смита и других. Согласно представлениям одних исследователей, процессы образования соли и нефти шли параллельно, независимо друг от друга, по мнению других — взаимосвязанно. Так, К. Оксениус отводил процессам изменения солености воды в отшнурованных, полуизолированных от моря лагунах (в них и предполагалось выпадение соли в аридных условиях) решающую роль в накоплении органического вещества, исходного для нефтеобразования. Аналогичных взглядов придерживался Р. Залозецкий [47]. Сходные идеи развивал К. О. Энглер.

Определенные успехи в изучении химизма вод, связанных с нефтью, позволили С. Ханту [222] выдвинуть идею о первичноморском происхождении (погребенные воды) соленых и рассольных вод нефтяных месторождений, обогащенных хлоридами кальция.

Эта идея в дальнейшем получила широкое развитие в трудах отечественных гидрогеологов и является ведущей в настоящее время.

Повсеместная ассоциация нефти с солеными и рассольными водами, открытие месторождений нефти в ассоциации с солью в солянокупольных районах (Голф-Кост, Эмба и др.) приводили многих исследователей к мысли о каталитическом влиянии соленой среды при образовании нефти [работы К. О. Энглера, Г. Гефера, К. Оксениуса (1896 г.), Р. Залозецкого (1891 г.), Г. П. Михайловского (1906 г.), Н. И. Андрусова (1906 г.), Мразека (1927 г.) и других]. Эти идеи были широко распространены вплоть до 50-х годов. Нефтеобразование связывалось главным образом с фациями пород, образовавшихся в условиях повышенной солености бассейнов седиментации не ниже морской; пресноводные отложения в основном исключались из состава возможно нефтепроизводящих свит. Однако ихизм процессов не рассматривался. Очень слабо этот вопрос развивается и в настоящее время.

Мало внимания было уделено изучению органического вещества и рассеянной битуминозности галогенных формаций. Поэтому широко распространено мнение об отсутствии рассеянного органического вещества, необходимого для нефтеобразования, в галогенных формациях, затрудняющее даже постановку вопроса о поисках связей в общности условий накопления и концентрирования исходных веществ для нефтеобразования и соленакпления.

Румынский профессор Л. Мразек [235] битуминозность пород соленосных формаций объяснял погребением в илистых галопелитах планктонных организмов. Высокая соленость иловых вод, по его мнению, предохраняла осаждающееся вместе с илами органическое вещество от окисления и разложения. Таким образом, генетическую взаимосвязь соли (в широком смысле) и нефти Л. Мразек усматривал в общности процессов накопления и сохранения в осадках органического вещества и осолонения среды.

О зависимости характера микробиологической деятельности в осадке от солености среды писал и Дж. Джонс [224]. По его мнению, анаэробные бактерии, перерабатывающие органическое вещество до стадии нефти, обычно более распространены в соленой воде ( $>3$  г/л), чем в пресной. Этим он объяснял в то время известный факт ассоциации нефти с морскими осадками, а некоторых горючих сланцев — с пресноводными. К. Крейчи-Граф [226] полагал, что соленые и рассольные воды нефтяных месторождений являются побочным продуктом нефтеобразования («nebenproducttheorie»), т. е. выделяются из органического вещества при его превращении в нефть. Эту же мысль К. Крейчи-Граф проводит и в последних своих работах.

В. А. Сельский [153, с. 248] указывал, что в ряде регионов «никакой непосредственной зависимости между залежами нефти и соли нет и что существуют огромные залежи соли без всяких признаков нефти. Меньше 50% соляных куполов США лишены промышленной нефти». И далее: «Главные месторождения нефти находятся

вне всякой зависимости от залежей соли». Существующие частые случаи ассоциации нефти и соли он объяснял скоплением и захоронением органических остатков (планктона, но главным образом водорослей) в отдельные этапы жизни солеродных лагун. Вслед за Л. Мразеком В. А. Сельский полагал, что органическое вещество предохраняется от уничтожения бактериями благодаря высокой солености среды. О необходимости соленой (или солоноватой) среды для развития нефтегазообразования из сапропелевого органического вещества писал также Г. И. Теодорович [175] и другие исследователи.

В целом все перечисленные работы имеют характер отрывочных предположений, призванных как-то объяснить существующие закономерности, но недостаточно обоснованных в отношении физического, химического или биологического механизмов предполагаемых процессов.

Крупные западные исследователи соляных месторождений Ф. Лотце и Х. Борхерт [198, 199, 230] повышенную битуминозность пород галогенных формаций (в основном доломитов и ангидритов) объясняют интенсивным накоплением органического вещества, особенно в ранние стадии функционирования солеродных бассейнов (карбонатно-сульфатную), а также в периоды снижения концентрации рапы солеродных бассейнов, когда садка солей прерывалась и шло осаждение огромных количеств карбонатно-сульфатно-глинистого, галопелитового материала. В эти периоды из открытого океана в сильно осолоненные бассейны заносилось огромное количество в основном планктонных организмов, которые, попадая в условия высокой солености, в массовом количестве отмирали. Сравнительно меньшая часть органического вещества приносилась с суши реками.

Вопрос о связи галогенных формаций с нефтеносностью разбирал Н. И. Буялов [23]. Он отметил, что ни в одной галогенной формации нет исключительно чистой каменной соли, везде в солях встречаются пропластки и слои глин, мергелей, известняков, доломитов, ангидритов и т. д., т. е. несоляных пород, образование которых не исключало развития жизни в соответствующих бассейнах в отдельные эпохи. Далее он пишет: «Необходимо провести детальное и всестороннее изучение вскрытых соленосных отложений по всем регионам, где установлено их наличие, обратив внимание на выявление в этих комплексах пород органических соединений. Решение проблемы изучения органического вещества и взаимосвязей его с нефтегазопроявлениями соленосной толщи должно оказать большую помощь в разрешении не менее важной проблемы образования и накопления мощных соленосных толщ в земной коре».

Вопрос о механизме взаимосвязи нефти с эвапоритами в рамках рассматриваемого направления широко обсуждается в последние годы на симпозиумах, в том числе и международных (Bull. AAPG, 1969, 53, № 4); [163]; (М. К. Калинин. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1973, № 10, с. 95—106). В ряде работ приведены интересные



данные о соотношениях в разрезе отдельных осадочных бассейнов галогенных формаций, нефтегазоносных комплексов, сингенетично-битуминозных свит, данные по современному солеобразованию и осаждению органического вещества и т. д., а также подтверждены высказанные Н. С. Шатским А. Л. Яншиным, М. П. Фивегом идеи о глубоководном характере накопления многих мощных галогенных формаций прошлого в крупных бассейнах тектонического морфогенеза.

Седиментогенно-эпигенетическое направление изучения связи между нефтью и эвапоритами является в настоящее время наиболее научно обоснованным и перспективным. Имеющиеся материалы позволяют успешно развивать его дальше и на этой основе получать многие новые важные научные и практические выводы для поисков нефти, газа, различных солей, минерально-сырьевых (промышленных) вод, а также для прогнозирования выбросов углеводородных газов в соляных рудниках.

## Г Л А В А II

### ДОКАЗАТЕЛЬСТВА СЕДИМЕНТОГЕННО-ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ (И ГАЗА)

Ограниченный объем книги не позволяет подробно останавливаться на вопросах генезиса нефти и галогенных формаций. Ниже мы изложим в систематизированном виде основные доказательства первично-осадочного происхождения исходного вещества нефти и галогенных формаций, приведенные различными исследователями и рассеянные в потоке геологической литературы.

#### § 1. ДОКАЗАТЕЛЬСТВА ОСАДОЧНОГО ГЕНЕЗИСА ИСКОПАЕМЫХ СОЛЕЙ

1. Соли имеют отчетливое слоистое строение, причем субгоризонтальные размеры отдельных элементарных слоев на много порядков превышают их вертикальные размеры (мощности). Отдельные маркирующие горизонты мощностью в десятки сантиметров — первые метры выдерживаются часто на расстоянии многих десятков километров. Слоистость солей резко отличается от полосчатости гидротермальных образований. Последняя не имеет такого резкого контраста субгоризонтальных и субвертикальных размеров элементарных слоев (полос) вещества разного состава или разной структуры.

2. Чередование отдельных элементарных (годовых) слоев в соленосных отложениях строго закономерно: соляные слои постоян-

ной мощности (от нескольких сантиметров до 10—12 см в разных регионах) разделяются слоями глинисто-карбонатно-сульфатного материала мощностью от долей миллиметра до 1—2 мм. Соляная часть годовичного ритма отлагалась в условиях интенсивного испарения (сухое время года), несоляная — в относительно более влажное время года. По числу годовых ритмов можно определить продолжительность формирования галогенных формаций. Ничего подобного нет в гидротермальных образованиях. При соляном тектогенезе соляные пачки интенсивно сминаются, соли перекристаллизуются, прослой несоляного материала рвутся и иногда создают впечатление брекчий, особенно в замковых частях складок. Но на более спокойных участках залегания соли ее ритмичность совершенно отчетлива.

3. Годовые слои соленосных отложений объединяются в ритмы более крупных порядков. Соляные пачки и толщи ритмично чередуются с несоляными.

4. В большей части хорошо изученных галогенных формаций наблюдается закономерная последовательность отложения хемогенных пород в отдельных крупных регрессивных ритмах, соответствующая увеличению растворимости слагающих их хемогенных минералов: доломит — ангидрит — галит — сильвин — карналлит — бишофит. Эта последовательность, иногда нарушаемая осложнением регрессивных ритмов трансгрессивными подритмами, а возможно, и постседиментационными факторами, свидетельствует о последовательной кристаллизации солей в порядке повышения их растворимости из морской испаряющейся воды. Часто площади распространения пород различного состава в отдельных галогенных формациях значительно отличаются друг от друга по своим размерам. Например, сульфатная формация кунгура на востоке Русской платформы имеет размеры по площади на порядок большие, чем соленосные формации (Предуральский прогиб). Это свидетельствует о существовании обширных подготовительных бассейнов рапы до стадии садки соли, которых, к сожалению, не увидел Н. А. Кудрявцев [112].

5. Сравнительно малоперекристаллизованные соли (Соликамск, Бахмут и др.) часто переполнены скелетно-зональными образованиями, в той или иной степени перекристаллизованными «лодочками» галита — свидетельством явно бассейнового образования солей [76]. «Лодочки» галита наблюдались нами в рассеянном состоянии и в межсольевых горизонтах галопелитов Верхнекамского месторождения калийных солей (см. рис. 12).

6. Степень постседиментационного изменения вещества галогенных формаций очень слабая. Метаморфизм редких углистых макроостатков солей (Соликамск, Индер) не выходит за пределы бурой — длиннопламенной стадии. Каких-либо жильных проявлений относительно высокотемпературных гидротермальных минералов в керне и выработках Верхнекамского, Бахмутского, Соль-Илецкого, Индерского, Челкарского, Калужского, Стебникского и других соляных

месторождений нам наблюдать не приходилось, несмотря на то, что работы велись целенаправленно в этом аспекте.

7. Глинистые и глинисто-карбонатные породы, подстилающие, перемежающиеся и непосредственно перекрывающие галогенные формации, обладают специфическими чертами. Они чрезвычайно обеднены остатками макрофауны и макрофлоры, сравнительно редко содержат прослой песчаного и грубоалевритового материала, т. е. отлагались в чрезвычайно спокойных гидродинамических и тектонических условиях, когда рельеф не имел резких контрастов, а масса и энергия речного стока были относительно минимальными, чему не в малой степени способствовал и аридный климат. Более грубозернистые фации наблюдаются лишь в некоторых краевых частях бассейнов галогенной седиментации (Верхнекамская впадина, Рейнский грабен и др.).

8. Содержание брома в солях каждого отдельного крупного цикла (от начала садки галита до бишофита) непрерывно возрастает; высокие отношения  $Br/Cl$  часто являются геохимическим индикатором наличия калийных и магниевых солей [24]. Приуроченность наиболее растворимых, обогащенных бромом солей к верхним частям галогенных циклов, как уже указывалось, не может найти объяснения с точки зрения их гидротермального происхождения.

Число доказательств осадочного генеза ископаемых солей можно было бы продолжить. Масштабы эпигенетического переотложения солей, в основном галита, в трещинах и порах межсолевых и частично подсолевых несоляных пород в целом очень незначительны.

## § 2. ДОКАЗАТЕЛЬСТВА СЕДИМЕНТОГЕННО-ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОГО МОРСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ ГЛУБОКОЗАЛЕГАЮЩИХ СОЛЕННЫХ ВОД И РАССОЛОВ

Подробно этот вопрос рассматривается в другой нашей работе [55]. Здесь отметим основные доказательства.

1. Распределение подземных вод различной солености по площади и разрезу на наибольших глубинах контролируется палеоклиматическими и фаціальными особенностями (соленость среды седиментации) пород.

2. Кривые регрессии взаимной зависимости изменения основных химических характеристик подземных вод ( $rCl - rNa$ ) —  $rCl$  и  $Cl-Br$  имеют отчетливое сходство друг с другом и с теми же кривыми для морской воды различных стадий сгущения. Не менее отчетливо сходство между морской водой и подземными водами по зависимости  $Cl/Br - rNa/rCl$  (рис. 1).

3. Поровые растворы глинистых толщ, разделяющих водоносные и нефтегазоносные горизонты, по своей минерализации и химическому облику отражают фаціальные условия образования глинистых толщ и минерализацию подземных вод смежных водоносных горизонтов.

## 4. Содержание одного из основных компонентов радиоактивного распада рассеянных урана и тория — гелия — в подземных водах

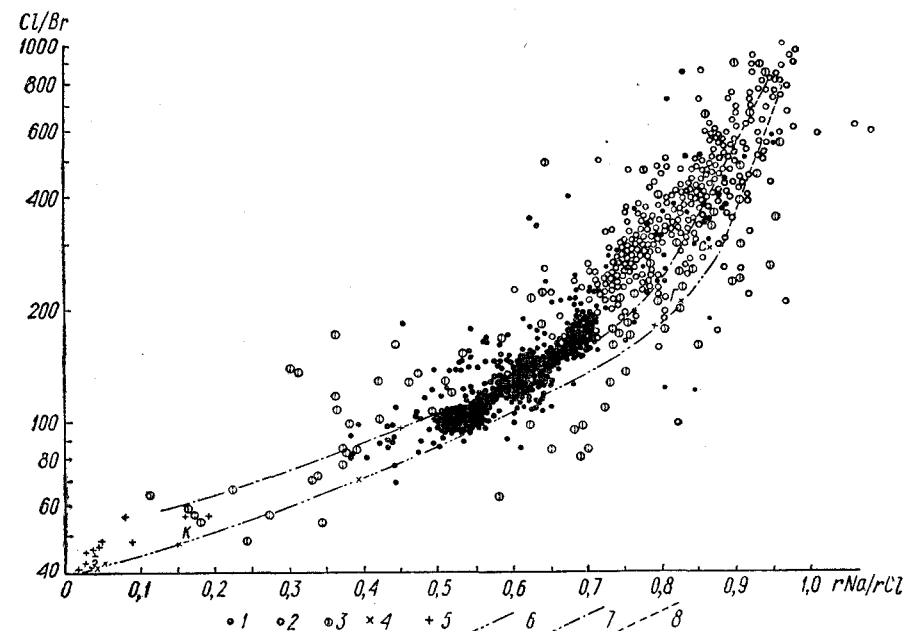


Рис. 1. Зависимость  $Cl/Br - rNa/rCl$  для глубокозалегающих подаемных вод Волго-Уральской нефтегазоносной области и морской воды различной степени сгущения.

1 — воды девона; 2 — воды карбона; 3 — воды перми; 4 — вода Черного моря; 5 — морская вода оз. Сасык-Сиваш; 6 — кривая сгущения для воды Черного моря; 7 — то же, для воды оз. Сасык-Сиваш (проведена через крайние, максимальные значения  $Cl/Br$ ); 8 — линия смещения рапы стадии садки гипса с рассолами растворения галита ( $Br/Cl = 0$ ,  $rNa/rCl = 1$ ); \* — садка гипса; † — начало садки галита; ‡ — начало садки карналлита; § — эвтоника.

находится в достаточно отчетливой зависимости от геологического возраста водоносных горизонтов [37], оно свидетельствует о сопоставимости абсолютного возраста пород и вод.

## § 3. ДОКАЗАТЕЛЬСТВА БИОГЕННО-КАТАГЕНЕТИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ НЕФТИ И ГАЗА

### Геологические доказательства

1. Приуроченность подавляющего большинства нефтяных и газовых месторождений (99%) и поверхностных газонефтепроявлений к бассейнам осадочных пород. Сторонники неорганического происхождения нефти объясняют эту закономерность только тем, что в осадочных толщах создаются необходимые для нефти и газа емкости и относительно непроницаемые покрывки.

Однако, во-первых, заметные, а порой значительные емкости и непроницаемые перекрытия над ними в кристаллических породах все же создаются, о чем говорит приуроченность к этим породам рудных гидротермальных месторождений-гигантов, а также трещинных рассолов высокой концентрации (на щитах). Но значительных скоплений нефти и твердых продуктов ее разрушения в крупных массивах изверженных пород на щитах (вдали от контактов с осадочными) неизвестно. Выявленные к настоящему времени случаи находок углеводородов в рудных месторождениях и в изверженных породах, в том числе и последнее открытие нефти на Узоне, имеют минералогическое значение; к тому же большинство их локализовано в трещинах осадочных, в той или иной степени метаморфизованных пород или в гидротермальных минералах, секущих осадочные или изверженные породы вблизи контактов с осадочными [12, 49].

Во-вторых, допущение об отсутствии условий для формирования скоплений нефти и газа в кристаллических породах влечет за собой следствие особенно широкой эмиграции нефти и газа из открытых, действующих в настоящее время глубинных разломов, секущих породы щитов, которая неизбежно должна была привести к образованию на щитах нефтяных и асфальтовых озер. В действительности ничего подобного ни в прошлом, ни в настоящем времени не наблюдается. Бесспорно, древние залежи могли быть разрушены эрозией. Однако факт сохранения огромных запасов битума в Мелекесе и на Атабаске на небольших глубинах свидетельствует о чрезвычайной длительности разрушения битуминозных скоплений.

Но ведь глубинные разломы функционируют в течение очень долгих периодов времени, а большинство сторонников неорганического происхождения нефти связывают образование ее именно с молодым тектогенезом: В. Б. Порфирьев — с миоценом, Н. А. Кудрявцев — с современным периодом (нефть Узона). Обширные проявления неоген-четвертичной и современной активности глубинных разломов имеются на Аравийско-Африканском щите (рифты Танзании, Кении, Уганды, АРЕ), но в составе газов термальных источников наблюдается лишь примесь метана (см. ниже). Нефтяные месторождения и значительные поверхностные проявления углеводородов обнаруживаются там, где глубинные разломы проходят в области развития мощного осадочного чехла (Суэцкий грабен, грабен Мертвого моря и др.).

Все сколько-нибудь значительные поверхностные проявления нефти (источники, нефтяные и асфальтовые озера) приурочены к впадинам с мощным осадочным чехлом (Венесуэла, Тринидад, Сахалин, оз. Ла-Бреа-Пит у Лос-Анджелеса и др.).

Таким образом, приуроченность основной массы углеводородов к достаточно мощным осадочным сериям, бесспорно, свидетельствует о глубоких генетических связях нефти и газа с процессами литогенеза.

2. Приуроченность залежей нефти и газа к краевым прогибам и глубоким внутриплатформенным и межгорным впадинам.

Общеизвестно, что мощность осадочных толщ в пределах устойчивых областей резко возрастает по направлению к краевым прогибам, отделяющим устойчивые области от подвижных. Очевидно, чем больше мощность осадочных толщ, тем благоприятнее условия нефтегазообразования в силу большей массы рассеянного органического вещества и большей вероятности встречи в более мощном разрезе пород, наиболее сильно обогащенных органическим веществом, а также в силу полноты реализации нефтегазопроизводящих возможностей при глубоком погружении пород в зоны высоких температур и давлений.

Сторонники неорганического происхождения нефти со времен Д. И. Менделеева приуроченность нефтяных месторождений к прогибам у горных кряжей связывают с миграцией нефти по глубинным разломам, отделяющим устойчивые области от закрывающихся геосинклиналей. Но в соответствии с частотой и степенью активности глубинных разломов количество выделившейся нефти в прогибе должно возрастать по направлению от платформенного к складчатому борту прогиба и далее к складчатой области. В частности, на крутом борту прогиба и смежной складчатой области должны были бы наблюдаться следы разрушения и остаточные залежи битумов в силу активной динамики подземных вод.

Как указывают А. А. Бакиров [7], В. Д. Наливкин и другие, приуроченность нефти и газа к глубинным разломам наблюдается далеко не во всех регионах; существуют другие типы мощных зон нефтегазоаккумуляции, не связанных с глубинными разломами. Также далеко не везде выдерживается «закон» Н. А. Кудрявцева о широком вертикальном распространении залежей нефти и газа в отдельных месторождениях вплоть до фундамента. Многочисленные примеры отклонения от этого «закона» см. у А. А. Бакирова [7, с. 48]. Последним изложен и ряд других геологических доказательств органического происхождения нефти.

#### Геохимические доказательства

1. Работами А. Н. Горской, В. В. Вебера, О. К. Бордовского, Н. Смита, К. Эмери и С. Риттенберга установлена возможность образования нефтяных углеводородов из рассеянного органического вещества в современных и древнетертичных морских и солоноватоводных осадках.

Большая часть определений была сделана путем анализа экстрактов битумоидов органическими растворителями, меньшая — путем анализа экстрактов сжатыми газами ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ). Если в первом случае еще есть опасность превращения в битумоиды части керогена и части растворителя при их совместном взаимодействии [53], то во втором все соображения относительно новообразования битумоидов в процессе экстракции их из породы отпадают. Кстати, количества извлекаемых битумоидов во втором случае часто гораздо выше, чем в первом.

## ВЗАИМОСВЯЗЬ РАСПРОСТРАНЕНИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ И ЭВАПОРИТОВЫХ БАССЕЙНОВ НА ЗЕМНОМ ШАРЕ

Тяжелые газообразные гомологи метана в современных и четвертичных осадках обнаруживаются лишь в концентрациях  $0,0n$  —  $0,n\%$  и менее, а жидкие ( $C_6$  —  $C_{14}$ ) вообще не обнаруживаются, но они присутствуют в глинистых отложениях зоны катагенеза как в нефтегазонасных, так и в ненефтегазонасных областях и извлекаются как в свободном виде из закрытых пор (газы), так и путем экстракции сжатым газом (работы М. Н. Соколовой, Т. П. Жузе, М. И. Гербер, С. Н. Белецкой, Е. А. Рогозиной и др.).

2. Экспериментально доказана возможность образования метановых, нафтеновых и ароматических углеводородов из индивидуальных соединений рассеянного органического вещества и из сапропелитов в целом [75] под влиянием повышенных температур (до  $200$ — $300$  °C) и в присутствии алюмосиликатных катализаторов и воды (работы А. И. Богомолова, А. А. Петрова, Р. Мак-Ивера и др.).

3. Установлено присутствие в нефтях целой гаммы органических соединений, имеющих структуры, поразительно сходные со структурами молекул живого вещества: изопреноидные углеводороды — фитан, пристан и другие (биологические «метки»), порфирины, оптически активные вещества, жирные кислоты, аминокислоты и т. д. [25, 86]. Возможность получения этих соединений путем абиогенного термокаталитического синтеза в природе не доказана. Некоторые исследователи считают возможным неорганический абиогенный синтез изопреноидных структур, особенно в древних графитсодержащих кристаллических толщах под воздействием гамма-излучения [212, 236], однако достаточно убедительных данных для этого не приведено. В целом углеводороды абиогенного синтеза резко отличаются от углеводородов нефти как строением, так и соотношением индивидуальных соединений [86].

4. Установлено сходство строения индивидуальных углеводородов нефтей и битумной части рассеянного органического вещества в одних и тех же стратиграфических комплексах на примере многих регионов СССР и зарубежных стран [46, с. 5—21, 48—53, 192—201; 120].

5. Изотопный состав углерода и серы нефтей, битумоидов и рассеянного органического вещества одних и тех же литолого-стратиграфических комплексов имеет большое сходство (работы А. П. Виноградова, Э. М. Галимова [33], Н. А. Еременко, Р. Г. Панкиной, С. Силвермана, С. Эпштейна и др.). В то же время углерод нефтей по изотопному составу значительно отличается от рассеянного углерода изверженных пород.

Вопросы взаимосвязи распространения нефтяных месторождений и эвапоритовых отложений наиболее широко освещались А. И. Егоровым [67] и О. А. Радченко [149]. В последнее время эта проблема обсуждалась американскими исследователями («Bull. AAPG», 1969, т. 64, № 4) преимущественно на материалах западного полушария. Наиболее крупная работа по распространению эвапоритовых бассейнов на земном шаре выполнена М. А. Жарковым [70]. Им же рассмотрены вопросы взаимного распространения и формирования некоторых эвапоритовых формаций и нефтегазонасных комплексов [67]\*. Распространение на земном шаре нефтегазонасных бассейнов и их промышленно-нефтегазонасных зон освещается в работах И. О. Брода и других [131], справочнике «Геология нефти» [47], в работах Н. Т. Линдропа и других [117], Е. А. Почекутовой [147] и уточняется в отечественной и зарубежной печати в связи с открытием новых месторождений.

### § 1. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЗАПАСОВ НЕФТИ И ЭВАПОРИТОВ В ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНАХ

В настоящее время на земном шаре насчитывается более 180 нефтегазонасных и перспективно нефтегазонасных бассейнов [131], однако промышленные месторождения нефти и газа известны только в 115 бассейнах. В большей половине последних (58%) в осадочном чехле имеются мощные толщи, отдельные пласты или серии линз эвапоритов (гипса, ангидрита, хлоридных солей), нередко разновозрастных. Основной материал по этому вопросу сосредоточен в табл. 1. Однако приведенные в таблице нефтегазонасные бассейны резко неоднородны по размерам (от тысяч до миллионов квадратных километров), количеству находящихся в их пределах месторождений (от нескольких до 500—800) и суммарным доказанным запасам нефти (от первых миллионов до десятков миллиардов тонн). Запасы нефти не всегда находятся в прямой зависимости от площади бассейнов и количества месторождений в них. Например, в бассейне Денвер (США) число месторождений (в основном мелких и средних) гораздо больше, чем в бассейне Персидского залива, но запасы нефти в последнем на несколько порядков выше за счет широкого распространения месторождений-гигантов.

Относительно наиболее показательным критерием распределения нефтеносности по различным нефтегазонасным бассейнам являются доказанные запасы нефти, хотя и они зависят от емкости структур при одинаковых условиях нефтегенерации в разных бассейнах. На рис. 2 показано распределение доказанных начальных и текущих (остаточных) запасов нефти в различных странах и нефтегазо-

\* Сходная работа выполнена А. П. Колесником и др. [100].

носных бассейнах. Большая половина начальных и почти  $\frac{2}{3}$  остаточных запасов нефти капиталистических стран приходится на долю бассейна Персидского залива, где широко развиты разновозрастные отложения эвапоритов. Подавляющая часть остальных запасов нефти приходится на США, Канаду, Венесуэлу, Ливию, Алжир и Индонезию. Из них только в бассейнах Венесуэлы и Индонезии

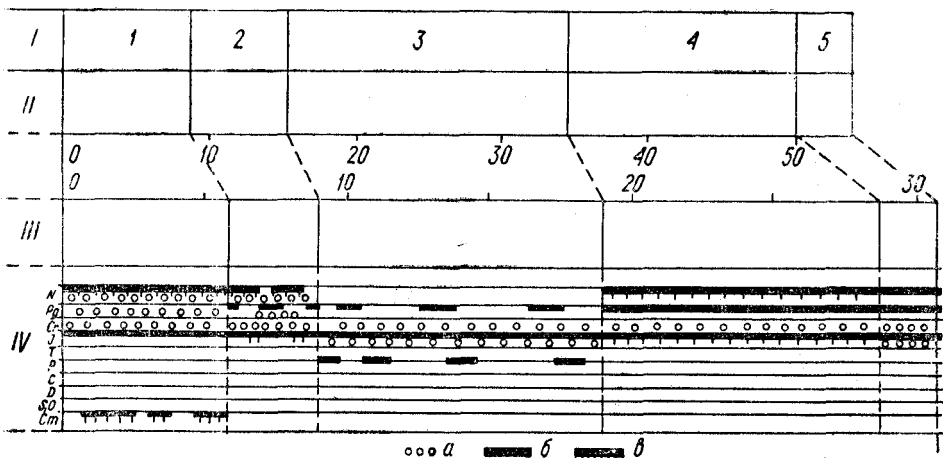


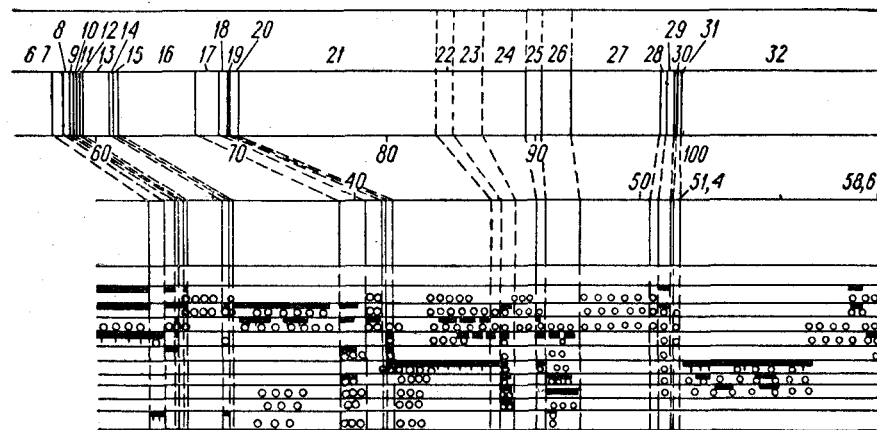
Рис. 2. Распределение доказанных запасов нефти по

I — нефтегазоносные бассейны и страны: 1—10 — Персидского залива [1 — Иран, 2 — 6 — Нейтральная зона, 7 — Катар, 8 — Оман, 9 — Сирия, 10 — Бахрейн, Турция]; 11 — (Египет); 13 — Зондских островов (Индонезия); 14 — Ассамский, Бенгальский, Камбейский (Восточная Азия); 16 — Ливийский (Ливия); 17 — Сахарский (Алжир), 18 — Гвинейского Тюрингский, Рейнский, Аквитанский, Венский и др. (Европа); 21 — Пермский и Мексикский, Иллинойский, Скалистых гор, Уиллистонский и др. (США); 24 — Калифорнийский (Канада); 27 — Восточно-Венесуэльский, частично Маракаибский (Венесуэла); 30 — Андский и др. (Аргентина); 30 — Баия, Сержица — Алагоас, Амазонский (Бразилия); 31 — стран (Волго-Уральский, Тимано-Печорский, Украинско-Белорусский, Западно-Сибирский, патско-Балкан

в осадочном чехле неизвестны эвапоритовые отложения. [В Венесуэле эвапориты известны в складчатом обрамлении и фундаменте (рис. 3, 4).] Из наиболее крупных бассейнов США эвапориты отсутствуют в бассейнах Калифорнии; известны лишь проявления гипса континентального генезиса [220]. В бассейнах Калифорнии сосредоточено около 15% запасов нефти США.

В пределах социалистических стран большая часть запасов приходится на Волго-Уральский регион [132], характеризующийся региональным развитием эвапоритов в перми и локальным — в девоне и карбоне. В целом как в капиталистических, так и в социалистических странах подавляющая часть запасов нефти сосредоточена в бассейнах, характеризующихся распространением эвапоритов в чехле. По капиталистическим странам доля запасов в бассейнах

без эвапоритов составляет лишь около 10%, а по всему земному шару — несколько более 11%. Однако, по мнению канадских геологов, огромные запасы нефти могут быть открыты в бассейне северных арктических островов Канады (архипелаг Свердруп), характеризующихся распространением разновозрастных эвапоритов и солянокупольных структур. Здесь уже открыты 3 весьма крупных газовых



нефтегазоносным бассейнам и странам.

Иран, 3 — Саудовская Аравия, 4 — Кувейт, 5 — Объединенные Арабские эмираты, Афгано-Таджикский, Восточно-Средиземноморский (Афганистан, Израиль); 12 — Суэцкий (Индия); 15 — Иравадийско-Андаманский, Японских островов, Тайваньский, и др. (Юго-залива (Ангола, Габон, Нигерия); 19 — Австралийские (Австралия); 20 — Северо-Европейский, канского залива (США); 22 — Западный Внутренний (США); 23 — Мичиганский, Предаппалачские (США); 25 — Мексиканского залива, частично (Мексика); 26 — Западно-Канадский и Уил-28 — Колумбийский, частично Маракаибский (Колумбия); 29 — Мендоса, Неукен, Предан-Титикакский, Гуаякильский и др. (Чили, Перу и др.); 32 — бассейны социалистических Среднекаспийский, Южно-Каспийский, Каракумский, Северо-Предкарпатский, Предкарский и др.).

месторождения с аномально высоким давлением газа («Oil and Gas Journ.», 1970, т. 68, № 44, с. 48—49; 1971, т. 69, № 6, с. 38—39 и № 4, с. 153; 1972, т. 70, № 2, с. 36—38).

Таким образом, почти 90% доказанных мировых запасов нефти сосредоточено в бассейнах, где распространены галогенные формации. Тем не менее абсолютные доказанные запасы нефти в «без-эвапоритовых» бассейнах в общем огромны и составляют более 6,5 млрд. т. К ним относятся такие богатые нефтью бассейны, как Восточно-Венесуэльский (Ориноковский), Маракаибский, бассейны Калифорнии, Зондского архипелага и Западно-Сибирский, а также ряд более мелких бассейнов (см. табл. 1).

Мировые запасы газа характеризуются аналогичным нефти распределением: только около 12% мировых запасов газа

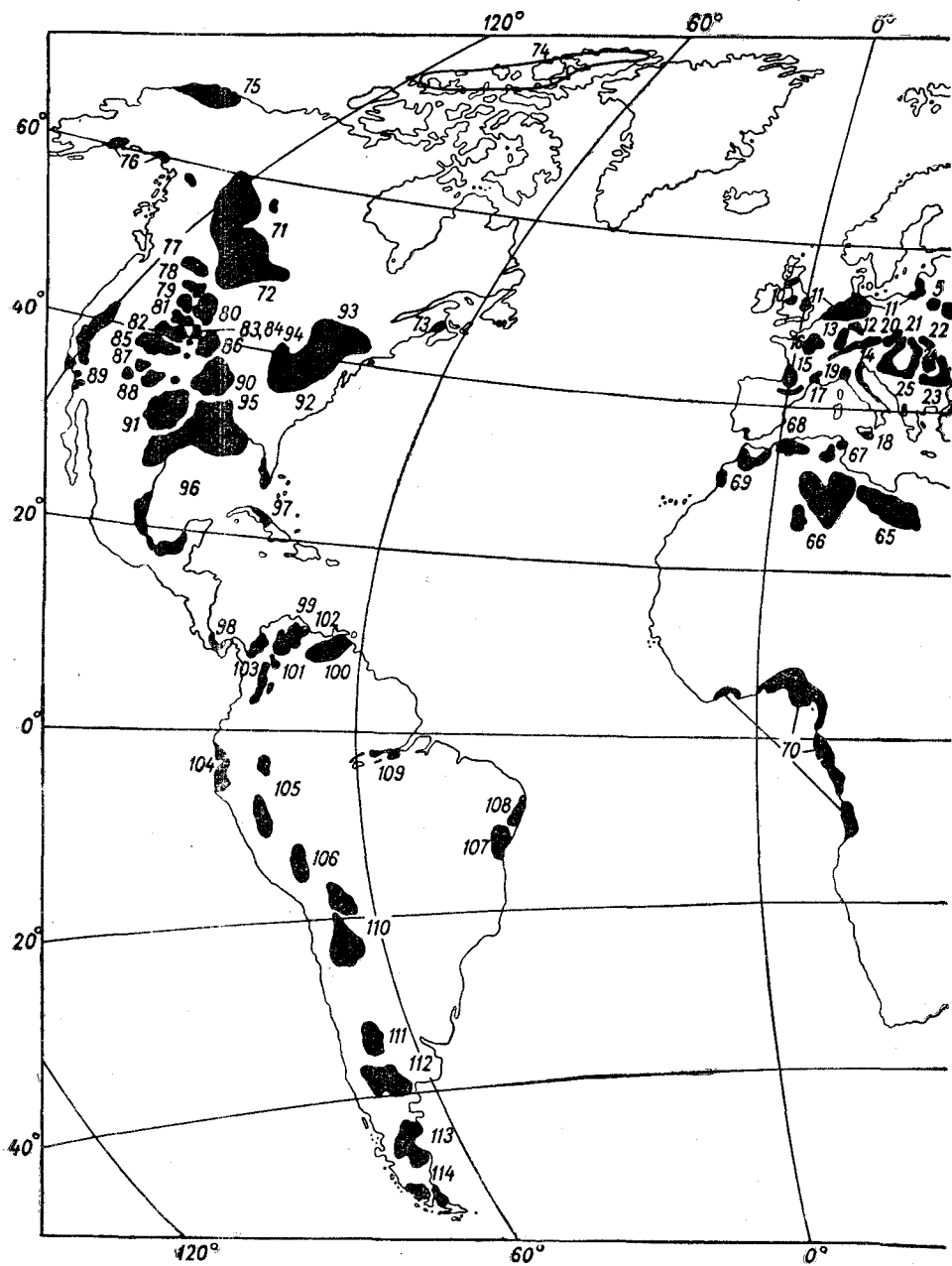
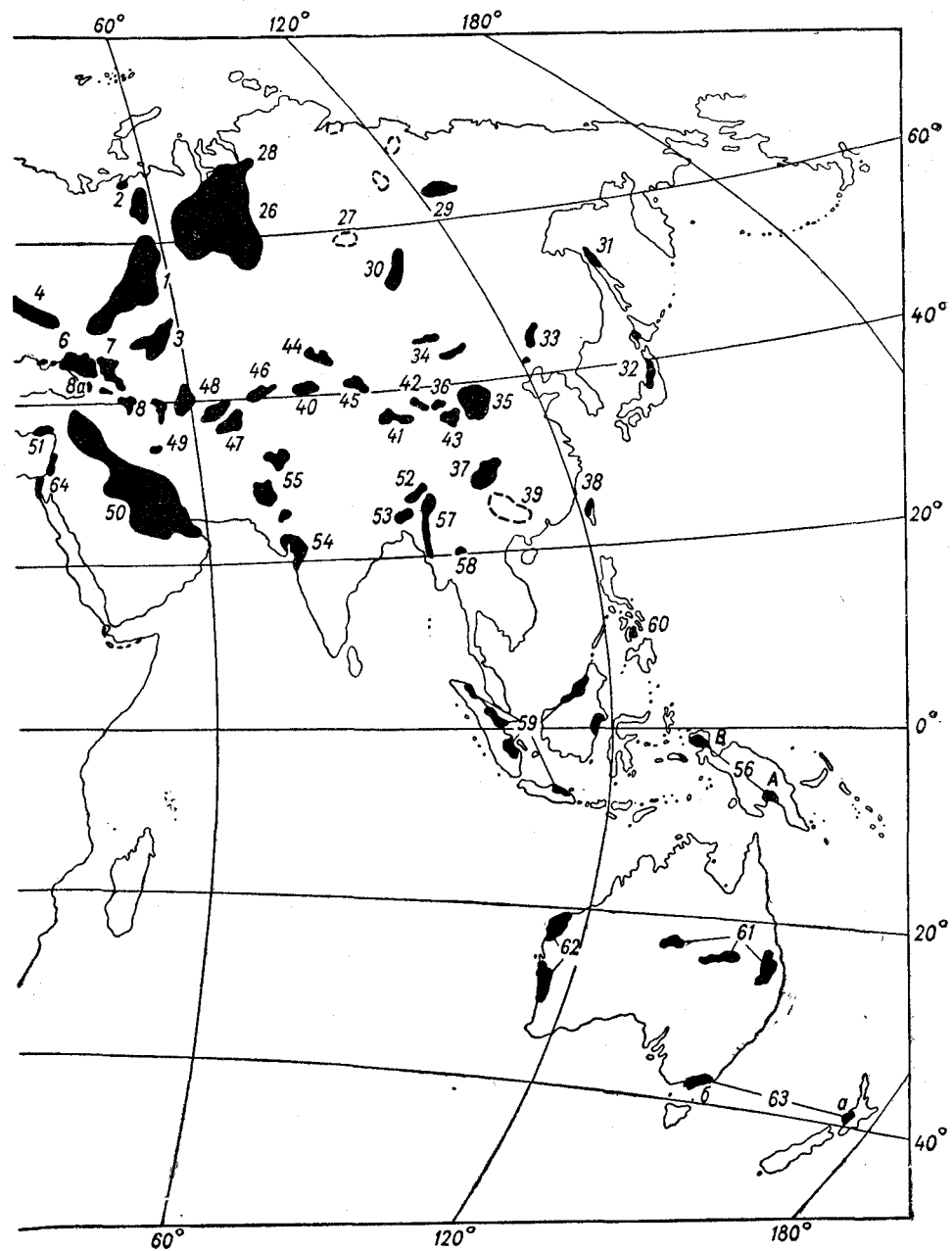


Рис. 3. Промыленно-нефтегазоносные зоны (затусеваны) в нефтегазоносных бассейнах 132, 147  
 Названия бассейнов по их



бассейнах земного шара. Составлено по литературным данным [47, 117, 131, и др.].  
 номерам см. в табл. 1.

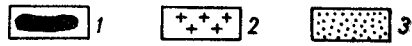
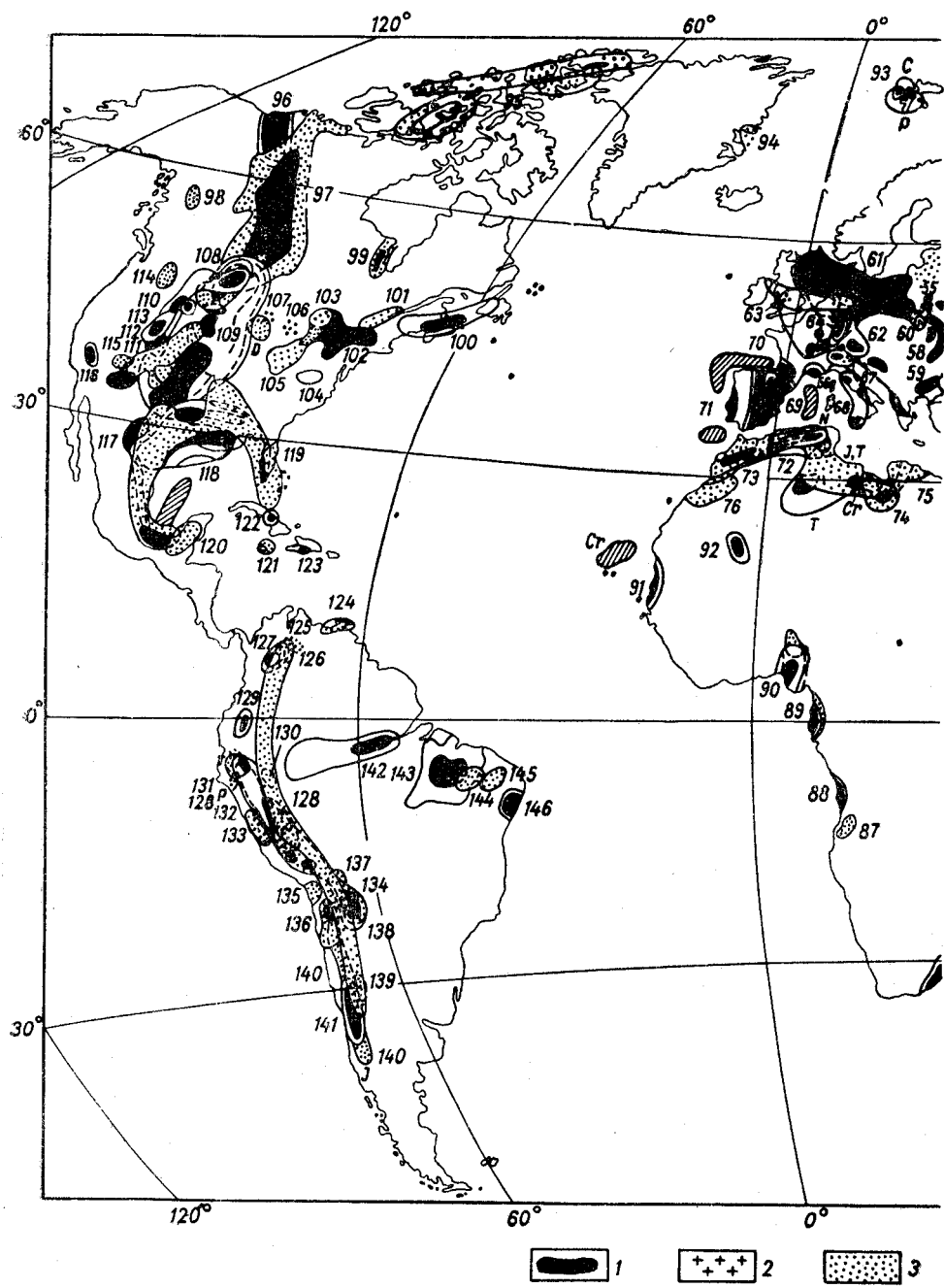
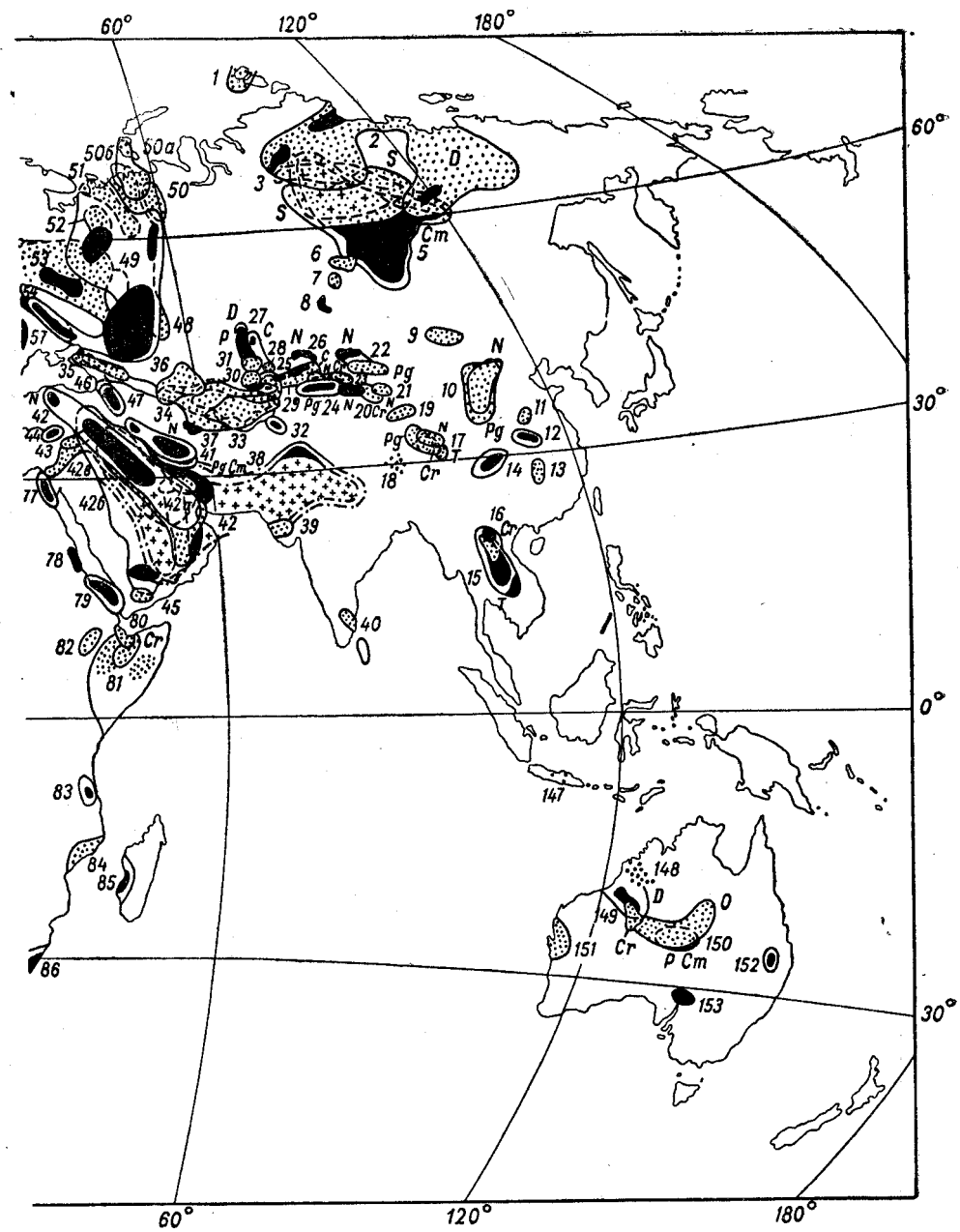


Рис. 4. Размещение галогенных формаций на земном шаре. Составлено  
1 — соленосные отложения; 2 — то же, предполагаемые; 3 — сульфатные отложения (гипс,  
Названия бассейнов по их



по обобщенным данным схем М. А. Жаркова [70].  
ангидрит); 4 — границы эвапоритовых бассейнов; 5 — эвапориты под дном океана.  
номерам см. в табл. 2.

Промышленно-нефтегазоносные бассейны земного шара, их нефтегазоносные комплексы и галогенные формации

Номер на рис. 3	Бассейны	Комплексы			
		нефтеносные	газоносные	соленосные	гипс-ангидритовые
1	Северо-Каспийский (Волго-Уральский)	D, C, P	C, P	P <sub>1</sub> (P <sub>2</sub> )	D <sub>3</sub> -л, п * C-л, п, P <sub>1</sub> <sup>1-2</sup>
2	Тимано-Печорский	D, C, P	C, P	P <sub>1</sub> -л	S, D, C, P
3	Прикаспийский	P-Cr	Cr, N	P <sub>1</sub>	P <sub>1</sub>
4	Белорусско-Украинский (Днепроовско-Донецкий)	C, P, (T-J)	C, P	D <sub>3</sub> , P <sub>1</sub>	P <sub>1</sub>
5	Белорусско-Украинский (Припятский)	D, (C)	—	D <sub>3</sub>	D <sub>3</sub>
6	Азово-Кубанский	Pg, N	Pg, N	J <sub>3</sub>	J <sub>3</sub> , Cr <sub>1</sub> -л, N
7	Среднекаспийский	J-N	J-N	J <sub>3</sub> , N-л	J <sub>3</sub> , Cr <sub>1</sub> -л, N
8	Южно-Каспийский	N <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	—	N <sub>2</sub> -л, п
8a	Восточно-Черноморский	N	—	—	»
9	Шотландский	C <sub>3</sub>	C <sub>3</sub>	—	C <sub>1</sub> -л
10	Западно-Английский	T	—	—	—
11	Северо-Европейский (Центрально-Европейский)	P <sub>1</sub> -Cr <sub>2</sub>	C <sub>3</sub> -Cr <sub>2</sub>	P <sub>1-2</sub> , T <sub>1-2</sub>	P <sub>1-2</sub> , T <sub>1-2</sub> , J <sub>3</sub>
12	Тюрингский	P <sub>2</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> , T <sub>1-2</sub>	P <sub>2</sub> , T <sub>1-2</sub> , J <sub>3</sub>
13	Рейнский	T <sub>3</sub> -Pg <sub>2</sub>	Pg <sub>2</sub> -N <sub>2</sub>	T <sub>1-2</sub>	T <sub>1-2</sub> , Pg <sub>3</sub>
14	Среднеевропейский (Предальпийский молассовый)	J <sub>1</sub> -Pg <sub>3</sub>	J <sub>2</sub> -N <sub>1</sub>	—	—
15	Аквитанский	J <sub>1</sub> -Cr <sub>2</sub>	J <sub>1</sub> -Cr <sub>2</sub>	T	Cr <sub>1</sub> , T, J <sub>3</sub> -п
16	Парижский	J <sub>2</sub> -Cr <sub>1</sub>	—	—	—
17	Ронско-Бресский	T-Cr	T-Cr	T-л	T-л
18	Сицилийский	T <sub>2</sub> -N	Q	—	Pg <sub>3</sub> -N <sub>1</sub> -л
19	Адриатический	Cr <sub>2</sub> -Q	Pg <sub>3</sub> -Q	—	N-л
20	Венский	Pg <sub>2</sub> -N <sub>2</sub>	—	—	—
21	Внутрикрупатский	Cr <sub>1</sub> -Pg <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> -Pg <sub>3</sub>	—	—
22	Северо-Предкарпатский	J <sub>1</sub> -N <sub>1</sub>	C <sub>3</sub> -N	N <sub>1</sub>	T <sub>1-2</sub> , J <sub>3</sub> , N <sub>1</sub>
23	Предкарпатско-Балканский	Pg <sub>3</sub> -N <sub>2</sub>	N <sub>1-2</sub>	T <sub>3</sub> , N <sub>1</sub> -л	T <sub>2-3</sub> , N <sub>1</sub> -л
24	Трансильванский	—	N <sub>1</sub> -N <sub>2</sub>	N <sub>1</sub>	N <sub>1</sub>
25	Паннонский	Pg <sub>3</sub> -N <sub>2</sub>	Pg <sub>3</sub> -N <sub>2</sub>	—	—
26	Западно-Сибирский	J-Cr	J-Cr	—	—
27	Тунгусский	P <sub>2</sub> -п	—	См <sub>1</sub> (?)	O, S
28	Анабаро-Ленский	P <sub>2</sub> -п	—	D-л	D
29	Приверхоянско-Вилюйский	—	P <sub>2</sub> , T <sub>1</sub> , J <sub>1</sub>	— (?)	См, O, S
30	Иркутский	См <sub>1</sub>	—	См <sub>1</sub>	См, O, S
31	Сахалинский	N <sub>1</sub>	N <sub>1</sub>	—	—
32	Японских островов	N	Pg <sub>3</sub> -N	—	—
33	Сунляо (и Фусинь)	Cr	—	—	Cr-п

\* л — локализованное развитие линз эвапоритов, п — проявления галогенных минералов в негалогенных породах.

Номер на рис. 3	Бассейны	Комплексы			
		нефтеносные	газоносные	соленосные	гипс-ангидритовые
34	Восточно-Гобийский	Cr <sub>1</sub>	—	—	Cr <sub>1</sub> -п
35	Ордосский	T	T	—	P, J, N-л, п
36	Чжаошуйский	J	—	—	—
37	Сычуаньский	T-J	P-T	T	T
38	Тайваньский	N	N	—	—
39	Гуанси-Гуйчжоу	S-л	(P, T)-п	—	—
40	Таримский	J-N	N	Pg	Cr-N
41	Цайдамский	Pg-N	N	N-Q	N-Q
42	Преднаньшаньский	Pg	—	—	—
43	Миньхэ	J, Pg	—	—	—
44	Джунгарский	T-N	—	—	—
45	Турфанский	J, (Cr)	—	N	Pg-N
46	Ферганский	J-N	J-N	N, Pg-л	Cr, Pg, N
47	Афгано-Таджикский	J-Pg	J <sub>3</sub> -Pg	J <sub>3</sub> , Pg-л	J <sub>3</sub> , Cr-Pg <sub>3</sub>
48	Каракумский	J <sub>1</sub> -Cr <sub>2</sub>	J <sub>3</sub> -Cr <sub>2</sub>	J <sub>3</sub>	J <sub>3</sub> , Cr, Pg-л, N
49	Центральноиранские	Pg <sub>3</sub> -N <sub>1</sub>	Pg <sub>3</sub>	Pg <sub>3</sub> , N <sub>1</sub>	Pg <sub>3</sub> -N <sub>1</sub>
50	Персидского залива	J <sub>3</sub> -N <sub>1</sub>	Cr-N <sub>1</sub>	См, J, N	T, J, Pg, N
51	Восточно-Средиземноморский	J <sub>3</sub> , Cr <sub>1</sub>	J <sub>3</sub>	Q <sub>3</sub>	Q <sub>3</sub>
52	Ассамский	Pg <sub>3</sub> -N <sub>1</sub>	—	—	—
53	Бенгальский	Pg <sub>3</sub> -N <sub>1</sub>	—	—	—
54	Камбейский	Pg <sub>2</sub>	Pg <sub>2</sub>	—	N, Pg-л, п
55	Индский	Pg (См, J)	Pg	PCm, Cm	См, Pg-п
56	Арафурский и Вогелкоп	N <sub>1</sub>	N <sub>1</sub>	—	—
57	Иравадийско-Андаманский (север)	Pg <sub>2</sub> -N <sub>1</sub>	—	—	Pg <sub>2</sub> -п, N-п
58	Фанг (Таиланд)	N <sub>2</sub>	—	—	—
59	Зондских островов	Pg <sub>2</sub> -N <sub>2</sub>	—	—	—
60	Филиппинских островов	N <sub>1</sub>	N <sub>1</sub>	—	—
61	Среднеавстралийский и Амадеус	P, J	P, T, J, D	—	O
62	Западно-Австралийский	P, J, Cr	O-Cm	Pt	Pt
63	Новозеландский (a) и Гипсленд (б)	Pg <sub>2</sub>	P-J	—	O
64	Суэцкий грабен	C-Cr-N <sub>1</sub>	—	N <sub>1</sub>	N <sub>1</sub>
65	Ливийский	См-Pg <sub>2</sub>	—	Cr <sub>1</sub>	Cr <sub>1</sub> , Pg, (T, J)
66	Сахарский	См-T	См-T	T	C, T, J, Cr, Pg
67	Тунисский	T	Cr <sub>1</sub>	—	Pg-л
68	Северо- и Центральноатлантический	Cr <sub>2</sub> -N <sub>1</sub>	—	—	N-л
69	Западно-Атлантический	P <sub>2</sub> -N <sub>1</sub>	—	P-T	P-T, J
70	Гвинейского залива	Cr <sub>1</sub> -N	—	Cr <sub>1</sub>	Cr <sub>1</sub> - <sub>2</sub> , Pg <sub>2</sub> , N
71	Западно-Канадский	См-Cr <sub>2</sub>	D <sub>2</sub> -P	D <sub>2</sub>	D <sub>2</sub> - <sub>3</sub>
72	Уиллистонский	O-Cr <sub>2</sub>	O, C-Cr <sub>2</sub>	D <sub>2</sub> , <sub>3</sub>	O, D <sub>2-3</sub> , C <sub>п</sub> , J, P
73	Восточно-Канадский	С <sub>м</sub>	—	С <sub>м</sub>	С <sub>м</sub>
74	Свердруп	—	—	P, C, (S)	D, P, C, (S)



Номер на рис. 3	Бассейны	Комплексы			
		нефтеносные	газоносные	соленосные	гипс-ангидритовые
75	Северо-Аляскинский	J—Pg <sub>1</sub>	Cr <sub>1</sub>	—	—
76	Южно-Аляскинские	Pg <sub>1</sub> —N <sub>1</sub>	Pg <sub>2</sub> —N <sub>1</sub>	—	—
77	Сунтграсс	D—Cr <sub>2</sub>	D—Cr <sub>2</sub>	—	—
78	Центральная Монтана	O—Cr	C—Cr	—	—
79	Биг-Хорн	Cm—Cr <sub>2</sub>	Cr	—	P, J <sub>2</sub>
80	Паудер-Ривер	C <sub>m</sub> —Cr <sub>2</sub>	C <sub>n</sub> —Cr	—	P (?)
81	Уинд-Ривер	Cm—Pg	P—Cr <sub>2</sub>	—	P
82	Грин-Ривер	Cm—Pg	J—Pg	—	Pg
83	Ханна	C—N	Cr <sub>2</sub>	—	—
84	Ларамп	C—Cr <sub>2</sub>	J—Cr <sub>2</sub>	—	C (?)
85	Уинта и Пайсенс	C <sub>n</sub> —Pg	P—Pg	—	—
86	Денвер	C <sub>n</sub> —Cr <sub>2</sub>	P—Cr <sub>2</sub>	—	T—P
87	Парадокс	C—Cr	D—Cr <sub>2</sub>	C <sub>n</sub>	C <sub>n</sub>
88	Сан-Хуан	D <sub>3</sub> —Cr	D <sub>3</sub> —Cr	—	C <sub>n</sub>
89	Калифорнийские (5 бассейнов)	Cr <sub>2</sub> —N <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> —N <sub>2</sub>	—	Pg—п
90	Западный Внутренний	Cm—C <sub>n</sub>	Cm—C <sub>n</sub>	P	P, J—л
91	Пермский	O—Cr	O—Cr	P <sub>2</sub>	P <sub>2</sub>
92	Предапалачский	Cm <sub>3</sub> —C	O—C <sub>m</sub>	S <sub>2</sub>	S <sub>2</sub>
93	Мичиганский	Cm <sub>3</sub> —C <sub>m</sub>	Cm <sub>3</sub> —C <sub>n</sub>	S <sub>2</sub> , D <sub>1</sub>	S <sub>2</sub> , D <sub>2</sub> , C <sub>m</sub> , P—л
94	Иллинойский	O—C <sub>n</sub>	—	—	C <sub>m</sub>
95	Арканзасский	—	C <sub>n</sub>	—	—
96	Мексиканского залива	P—J—N <sub>2</sub>	P—J—N	P—J	P—J, J <sub>3</sub> , Cr <sub>1</sub>
97	Кубинские	Cr	—	—	N
98	Прибрежно-Карибский	Pg—N	—	—	—
99	Маракайбский	Cr—N <sub>1</sub>	Cr—N <sub>1</sub>	—	—
100	Восточно-Венесуэльский (и Тринидал)	Cr <sub>1</sub> —N <sub>2</sub>	То же	—	—
101	Баринас (Апуре)	Cr—Pg <sub>2</sub>	—	—	—
102	Фалькон (Токуйо)	Pg <sub>3</sub> —N <sub>1</sub>	—	—	—
103	Колумбийский	Cr <sub>1</sub> —Pg <sub>3</sub>	Cr <sub>1</sub> —Pg <sub>3</sub>	—	J—Cr—?
104	Гуаякильский	Cr—Pg	—	—	—
105	Верхнеамазонский	Cr <sub>1-2</sub>	Cr	P <sub>2</sub> —T, J <sub>3</sub>	P—T, J <sub>3</sub>
106	Титикаканский	D, Cr	—	Cr—л	J, Cr, Pg
107	Баия	Cr	Cr	Cr—л	Cr—л
108	Сержиши — Алагоас	Cr	Cr	Cr <sub>1</sub>	Cr <sub>1</sub>
109	Нижнеамазонский	D—C	D	C <sub>3</sub>	C <sub>3</sub>
110	Центральнопредандийский	D—P	—	Cr	T, Cr, Pg
111	Мендоса	T—N	T—N	Cr (?)	Pg, J—Cr—?
112	Неукен	T—Cr	T—Cr	Cr—л (?)	J—Cr—л—?
113	Комодоро-Ривадавия	Cr <sub>1</sub> —Pg <sub>1</sub>	Pg <sub>1</sub>	—	—
114	Магелланов	J—N <sub>1</sub>	J—Pg <sub>2</sub>	—	—

капиталистических стран приходится на бассейны, лишённые эвапоритов в разрезе чехла. Однако поскольку на территории социалистических стран (где сосредоточена 1/3—1/4 мировых запасов) почти половина запасов газа приходится на «безэвапоритовые» бассейны и части бассейнов (Западно-Сибирский, Среднекаспийский, Азово-Кубанский и др.), доля общих мировых запасов газа, приходящихся на «безэвапоритовые» бассейны, составляет примерно 20%, а на «эвапоритовые» — 80%.

Однако рассредоточение запасов газа по отдельным бассейнам и странам несколько отличается от рассредоточения запасов нефти. Бассейн Персидского залива, хотя и остается по запасам газа на первом месте в мире, но в нем сосредоточена только 1/5 часть мировых запасов. Примерно 1/4 запасов приходится на Северную Америку, главным образом на бассейны Мексиканского залива, Пермский и Западный Внутренний, и примерно 1/5 — на бассейны Западной Европы и Северной Африки (Сахарский, Северо-Европейский) [«World Oil», 1971, vol. 173, № 3].

С другой стороны, из всех известных эвапоритовых бассейнов геологического прошлого (~153), многие из которых фиксируются по отложениям нескольких геологических периодов (табл. 2), большая часть (~60%) располагается в нефтегазоносных бассейнах. Причем 41% формаций находится в разрезе продуктивных зон нефтегазоносных бассейнов, 4% — в непродуктивной, 4% — в разрезе перспективно нефтегазоносных бассейнов (с нефтегазопроявлениями) и 11% — в разрезе возможно-нефтегазоносных бассейнов. Остальные 40% эвапоритовых бассейнов располагаются в основном в пределах горно-складчатых областей (19%) и щитов (4%), в том числе и складчатом основании (2 бассейна); 17% бассейнов располагаются в равной степени как в пределах складчатых областей, так и нефтегазоносных бассейнов, в том числе и промышленно-нефтегазоносных, большую часть которых составляют бассейны Южной Америки.

Таким образом, большая часть эвапоритовых формаций (по количеству) располагается на территории нефтегазоносных бассейнов. Однако необходимо учитывать, что площади распространения и мощности галогенных формаций складчатых областей и щитов (за некоторым исключением) во много раз, а нередко на несколько порядков величин меньше соответствующих параметров галогенных формаций, располагающихся в нефтегазоносных бассейнах. Причем в наиболее крупных и наиболее продуктивных нефтегазоносных бассейнах расположены и наибольшие массы эвапоритов (Западно-Канадский, Уиллистонский, Пермский, Мексиканского залива, Персидского залива, Сахарский, Ливийский, Северо-Европейский, Северо-Каспийский, Каракумский, Днепровско-Донецкий и другие бассейны). Очень большие массы эвапоритов сосредоточены в Иркутском и Тунгусском нефтегазоносных бассейнах, где пока известно одно нефтяное месторождение. Однако глубинное строение этих бассейнов изучено недостаточно, а обилие газонефтепроявлений и следов миграции бигумов по разрезу свидетельствует о значительных

Соотношение эвапоритовых и нефтегазоносных бассейнов

Номер на рис. 4	Эвапоритовые бассейны	Эвапориты		Нефтегазоносные бассейны (по карте И. О. Брода и других [131]), соответствующие эвапоритовым бассейнам	Нефть и газ
		Состав	Возраст		
1	Северо-Земельский	с	S	Складчатая область Анабаро-Ленский, При-верхоянско-Виллойский и складчатая область Тунгусский и щит Тунгусский	+
2	Северо-Сибирский	с, (г)	D		г
3	Лено-Енисейский	с	O	Тунгусский и щит Тунгусский	+
4	Тунгусский	с	S		н
5	Восточно-Сибирский	г, с	Sm <sub>1</sub>	Складчатая область и Иркутский	+
6	Чулым-Енисейский	с	D		н
7	Минусинский	с, г	D	Минусинский	+
8	Тувинский	с, г	D		н
9	Восточно-Гобийский	с	Cr	Восточно-Гобийский	н
10	Ордосский	с	Pg, N		н
11	Лонин-Шанцойский	с	Pg	Северо-Китайский	н
12	Цзиньшаньский	г, с	Pg		
13	Восточно-Хунаньский	с	Pg	Дунтинху и складчатая область	н
14	Сычуаньский	г, с	T	Сычуаньский	
15	Коратский	г, с	T	Складчатая область	н
16	Лаосский	с, г	Cr	Складчатая область	
17	Чамдо	с	T, Cr, Pg, N	Складчатая область	н
18	Лхасский	с	C	Складчатая область	
19	Чаган-Усуйский	с	Cr	Цайдамский	н
20	Цайдамский	с, г, к	N, Cr—с	То же	
21	Миньхэйский	с	N	Миньхэ и Цайдамский	н?
22	Турфанский	с, г	N, Pg—с	Турфанский	
23	Таримский	с	Cr	Таримский	н?
24	Северо-Таримский	с, г	Pg, N—с	То же	
25	Иссык-Кульский	г, с	N	Иссык-Кульский	+
26	Илийский	г, с	N	Илийский	
27	Чу-Сарысуйский	г, с	P, C, D	Чу-Сарысуйский	+
28	Чуйский	г, с	N	Восточно-Чуйский	
29	Фергано-Токесский	с, г	C	Ферганский и складчатая область	н
30	Ферганский	с	D, Pg, N	Ферганский	
31	Сырдарьинский	с	Cr	Чу-Сарысуйский	н, г
32	Кохат	г, с	Pg	Складчатая область	
33	Среднеазиатский	с	Pg, Cr	Афгано-Таджикский	н, г
34	Кавказско-Среднеазиатский	с, г, к	J	Каракумский	
				Среднекаспийский	н, г
				Азово-Кубанский	
				Среднекаспийский	н, г
				Азово-Кубанский	
35	Предкавказский	с	N	Каракумский, частично	н
36	Каракумский	с	N	Кызылкумский и Устюртский	

Номер на рис. 4	Эвапоритовые бассейны	Эвапориты		Нефтегазоносные бассейны (по карте И. О. Брода и других [131]), соответствующие эвапоритовым бассейнам	Нефть и газ
		Состав	Возраст		
37	Мешхетский	г, с	N	Складчатая область и Центральнo-Иранские	+
38	Ирано-Пакистанский	г, с	Sm	Персидского залива, Индский, Оманско-Мекранский и др.	н, г
39	Кач	с	N	Камбейский	н
40	Мадрас-Цейлонский	с	Cr	Коромандельский	
41	Центральнoиранский	г, с	Pg, N	Центральнo-Иранские	н, г
42	Месопотамско-Персидский	г, с	N, Pg—с	Персидского залива	
42a	Загрос	с	Cr	То же	н, г
42б	Аравийский	с, г	J	»	
42в	Пальмирид-Персидский	с	T	То же и Восточно-Средиземноморский	н, г
43	Пальмиридский	с	Cr	Восточно-Средиземноморский	
44	Кипрский	г, с	N	Аданский	н
45	Западно-Хадрамаутский	с	Cr	Щит	
46	Западно-Кавказский	г, с	Cr	Складчатая область и Восточно-Черноморский	н
47	Армяно-Иранский	г, с	N	Складчатая область	
48	Северо-Прикаспийский	с	C	Северо-Каспийский и складчатая область	+
49	Восточно-Европейский	с, г, к	P	Среднерусский, Мезенско-Камский, Тимано-Печорский, Белорусско-Украинский, Северо-Каспийский	
50	Тимано-Ухтинский	с	D	Тимано-Печорский	н, г
50a	Печорский	с	S	То же	
50б	Печорско-Новоземельский	с	C	»	н, г
51	Западно-Притиманский	с	C	Мезенско-Камский	
52	Северо-Двинский	с	C	То же и Среднерусский	+
53	Морсовский	с, г	D	Среднерусский, на юго-востоке — Северо-Каспийский	
54	Днепровско-Донецкий	г, с	D	Белорусско-Украинский	н, г
55	Припятский	г, с, к	D	Белорусско-Украинский	
56	Львовский	с	D	Северо-Европейский	+
57	Предкарпатский	г, с, к	N	Северо-Предкарпатский, Предкарпатско-Балканский	
58	Трансильванский	г, с	N	Трансильванский	г
59	Варненский	г, с	T	Предкарпатско-Балканский	
60	Южно-Молдавский	с	J	Северо-Европейский	н, г
61	Германо-Североморский	с, г, к	P		

Номер на рис. 4	Эвапоритовые бассейны	Эвапориты		Нефтегазоносные бассейны (по карте И. О. Брода и других [131]), соответствующие эвапоритовым бассейнам	Нефть и газ
		Состав	Возраст		
62	Северо-Западно-Европейский	г, с	T	Северо-Европейский, Тюрингский, Рейнский, Среднеевропейский	н, г н, г н, г
63	Западно-Европейский	с	J	Северо-Европейский, Западно-Английский	н, г
64	Рейнский	г, с	Pg	Рейнский	н, г
65	Альпийский	с	P	Складчатая область	
66	Южно-Европейский	г, с	T	Ронский, Адриатический, Вале-Латина, складчатая область	н, г
67	По	с, г	N	Адриатический	н, г
68	Апеннинский	г, с	N	Складчатая область, Адриатический и Вале-Латина	
69	Иберийский	г, с	T, Pg, N	Пиренейского полуострова, Аквитанский (частично)	+
70	Аквитанский	г, с	T, Cr <sub>1</sub>	Аквитанский	н, г
71	Португальский	г, с	T	Португальский	
72	Магрибский	г, с	T, Cr, Pg, N	Ливийский, Сахарский, бассейны Атласа	н, г
73	Магриб-Сахарский	г, с	J	Западно-, Восточно-, Центральное- и Северо-Атласский	н
74	Сирт	г, с	Pg	Ливийский	н, г
75	Киренаикский	с	N	Ливийский	
76	Испанской Сахары	с	Sm	Западно-Африканский и складчатая область	
77	Синайско-Суэцкий	г, с	N	Суэцкий	н
78	Дунгувабский	г, с	N	Щит	+
79	Красноморско-Эфиопский	г, с	N	Щит и бассейн Аденского залива	
80	Сомалийский	с	Pg	То же	
81	Эфиопско-Сомалийский	с	Cr, T	То же и частично Восточно-Африканский	
82	Шоа	с	J	Щит	
83	Линди	г, с	J	Щит и Восточно-Африканский	
84	Мозамбикский	с	Pg	Щит и Мозамбикский	
85	Морондава	г, с	T	Мадагаскарский	
86	Южно-Африканский	г, с	Cr	Карру	
87	Кванза	с	T	Щит	
88	Конго и Кванза	г, с	Cr	Гвинейского залива	н, г
89	Габонский	г, с	Cr, J—с	То же	н, г
90	Нигерийский (Нижне-нигерийский)	г, с	Cr, N	»	н, г
91	Сенегальский	с	J, Pg	»	
92	Таудени	г, с	Cr	Западно-Африканский	
93	Шпицбергена	г, с	Pg	Эльджуфский	
94	Восточно-Гренландский	с	С, P	Складчатая область	+
		с	P	Складчатая область	

Номер на рис. 4	Эвапоритовые бассейны	Эвапориты		Нефтегазоносные бассейны (по карте И. О. Брода и других [11]), соответствующие эвапоритовым бассейнам	Нефть и газ
		Состав	Возраст		
95	Арктических островов	с	C, P, D, S, PCm	Арктических островов (Свердруп и др.)	н, г
96	Маккензи	г, с	Sm	Маккензи, Игл-Плейн	н, г
97	Западно-Канадский	г, с	D	Западно-Канадский	н, г
98	Британской Колумбии	с	T	Складчатая область	
99	Джамес-Бей	г, с	D	То же	
100	Маритайм	г, с	C	Восточно-Канадский и складчатая область	н
101	Гренвиллский	с	PCm	Щит	
102	Мичигано-Предаппалачский	г, с	S	Мичиганский и Предаппалачский	н, г
103	Мичиганский	с, г	D, C—с	То же	н, г
104	Солтвилл	с	C	Предаппалачский и складчатая область	
105	Южно-Иллинойский	с	O	Иллинойский	н, г
106	Иллинойский	с	C	То же	н, г
107	Южной Иовы	с	C, D	Западный Внутренний	н, г
108	Уиллистонский	г, с	O, C, P, T	Уиллистонский	н, г
109	Мидконтинента	с, г, к	P	Уиллистонский, Денвер, Западный Внутренний, Пермский, бассейны Скалистых гор (Парадокс и др.)	н, г
110	Ютско-Уиллистонский	с, г, к	J	Уиллистонский и бассейны Скалистых гор	н, г
111	Южной части Мидконтинента	с	J	Бассейны Скалистых гор и Пермский	н, г
112	Парадокс и Игл	г, с	C	Парадокс	н, г
113	Грин-Ривер	с, г	Pg	Грин-Ривер	н, г
114	Белт	с	PCm	Складчатая область	
115	Аризонский	с	T	То же	
116	Невадо-Аризонский	г, с	N	»	
117	Северо-Мексиканский	г, с	P	Складчатая область	
118	Голф-Кост	г, с	P?, T, J, Cr	Мексиканского залива	н, г
119	Флоридский	с	Pg	Мексиканского залива	
120	Юкатанский	с	Pg	То же	
121	Ямайки	с	Pg	Складчатая область	
122	Кубинский	г, с	N	Кубинские	+
123	Гаяти	с, г	N	Гаятийский	
124	Маравел	с	J	Восточно-Венесуэльский и Тринидад	н, г
125	Венесуэльский	с	C	Западно-Венесуэльский, Колумбийский, складчатая область	
126	Северо-Колумбийский	г, с	Cr	Колумбийский, Апуре, складчатая область	н
127	Гирон	г, с	J	То же	н

Номер на рис. 4	Эвапоритовые бассейны	Эвапориты		Нефтегазоносные бассейны (по карте И. О. Брода и других [131]), соответствующие эвапоритовым бассейнам	Нефть и газ
		Состав	Возраст		
128	Преандийский	с	Pg, P-г, с	Складчатая область и бассейны: Колумбийский, Верхне-Амазонский, Преандийский, Мендоса, Титикакский, Неукен	н, г
129	Чапиза	г, с	J	Складчатая область	
130	Хуалага	г, с	J	То же	
131	Южно-Перуанский	с	C	»	
132	Пукара	с	T, J-г, с	»	
133	Западно-Перуанский	с	Cg	»	
134	Андийский	г, с	Cg	Верхне-Амазонский, Центрально-Преандийский Титикакский и складчатая область	
135	Арика	с	J	Складчатая область	
136	Северо-Чилийский	г, с	Cg	То же	
137	Южно-Боливийский	с	Cm	Центрально-Преандийский и складчатая область	н
138	Боливийский	с	T	То же	н
139	Сьерра-Пампана	с	T	Мендоса и складчатая область	
140	Южно-Андийский	с	J	Центральной (Продольной) долины и складчатая область	
141	Его-де-Трансиш	г, с	Cg	То же	
142	Нижнеамазонский	с, г	C	Амазонский	н, г
143	Педро-Фога	с, г	P	Мараньяно	
144	Какспас	с	T	То же	
145	Арарине	с	Cg	Складчатая область	
146	Сержиши — Алагоас	с, г	Cg	Сержиши — Алагоас и Баия	н, г
147	Явы	с	C	Складчатая область	
148	Фицрой	с	C	То же	
149	Кеннинг	с, г	D, Cg	»	
150	Амадиес и Джорджина	г, с	O, PCm	Щит и Среднеавстралийский	н, г
151	Карнарвон	с	O	Западно-Австралийский	н, г
152	Эдавейл	с, г	D	Среднеавстралийский	н, г
153	Торренский	с, г	PCm	Щит и Большой Артезианский	

Примечание. н, г — наличие промышленных скоплений нефти и газа на территории распространения эвапоритов в нефтегазоносном бассейне; плюс — обильные проявления нафтидов; минус — непромышленные притоки нефти к скважинам; с — сульфатсодержащие формации; г — галитсодержащие формации; к — формации, содержащие калийно-магниевые соли; вертикальные сплошные линии в графе 4 объединяют формации бассейнов, частично или полностью перекрывающиеся друг друга по площади; штриховые линии — галогенные формации, не перекрывающиеся по площади формациями выше- и нижерасположенных (в таблице) перекрывающихся эвапоритовых бассейнов.

перспективах этих бассейнов на нефть и газ. Всего 3 небольших газонефтяных месторождения имеются в крупном Амазонском эвапоритовом и нефтегазоносном бассейне. Одной из главных причин слабой нефтегазоносности бассейна является сильное влияние траппового магматизма.

Весьма интересна и еще одна особенность. В пределах складчатых областей и щитов распространены главным образом маломощные разновозрастные («однопластовые») галогенные формации. Только в 5% случаев в разрезе развиты эвапоритовые формации, относящиеся к двум геологическим системам, и в одном случае (бассейн Чамдо, Китай) к 4 системам. В пределах возможно нефтегазоносных, перспективно-нефтегазоносных и непродуктивных зон промышленно-нефтегазоносных бассейнов имеются только 2 бассейна из 30 (7%) с тремя эвапоритовыми формациями разного геологического возраста в разрезе (Чу-Сарысуйский и Иберийский эвапоритовые бассейны, см. табл. 1, 2).

В пределах продуктивных частей нефтегазоносных бассейнов в чехле в большей части случаев наблюдается развитие галогенных формаций разного возраста (от 2—3 до 5—6). Причем максимальное число разновозрастных эвапоритовых формаций (от неогена до кембрия) наблюдается в бассейне Персидского залива, характеризующемся, как уже указывалось, наибольшими запасами нефти в мире. Галогенные отложения имеются в отложениях кембрия, частично — в отложениях перми, триаса, верхней и частично нижней юры, в отложениях мела (Загрос), палеоцен-эоцена, олигоцена и миоцена (рис. 5).

По 4—5 галогенных формаций имеется в бассейнах Мексиканского залива, Уиллистонском, некоторых бассейнах Мидконтинента (Пермском и др.), Ливийском и Сахарском, бассейнах Атласа, бассейне Гвинейского залива, Ферганском. Галогенные формации 2—3 геологических систем наблюдаются во многих нефтегазоносных бассейнах (см. табл. 1, 2, рис. 3, 4). Кроме того, галогенные отложения некоторых систем (отделов) являются разновозрастными, например в отложениях перми Пермского, Северо-Каспийского бассейнов имеются 2—3 формации. В каждом отделе девона Западно-Канадского бассейна установлено по несколько эвапоритовых серий. Таким образом, самые крупные нефтегазоносные бассейны (и некоторая часть средних и мелких) характеризуются многоярусным развитием галогенных формаций в стратиграфическом разрезе.

Изложенный выше материал дает основание утверждать, что основная часть запасов нефти и масс эвапоритов (соли, гипса, ангидрита) совмещена в пространстве в пределах осадочного чехла ряда крупных бассейнов, которые можно именовать как нефтегазоносными, так и эвапоритовыми (соленосными и «сульфатосносными»). Эта зависимость в распределении эвапоритовых бассейнов и промышленно-нефтеносных зон в нефтегазоносных бассейнах намечается и на прилагаемых схематических картах (см. рис. 3, 4). Тенденцию тяготения нефтеносных территорий к областям развития эвапоритов

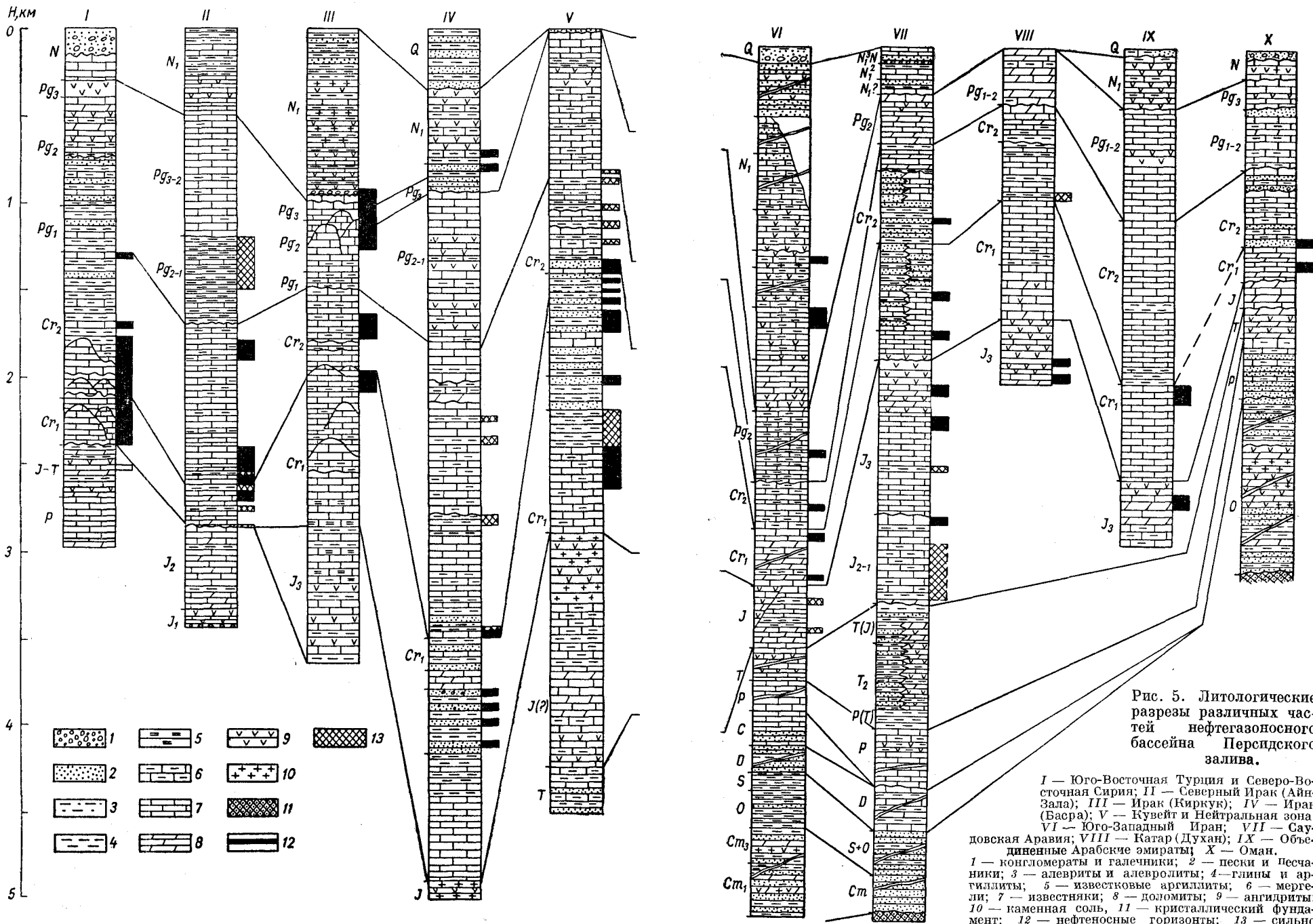


Рис. 5. Литологические разрезы различных частей нефтегазового бассейна Персидского залива.

I — Юго-Восточная Турция и Северо-Восточная Сирия; II — Северный Ирак (Айн-Зала); III — Ирак (Киркук); IV — Ирак (Басра); V — Кувейт и Нейтральная зона; VI — Юго-Западный Иран; VII — Саудовская Аравия; VIII — Катар (Духан); IX — Объединенные Арабские эмираты; X — Оман.  
 1 — конгломераты и галечники; 2 — пески и Песчаники; 3 — алевроиты и алевролиты; 4 — глины и аргиллиты; 5 — известковые аргиллиты; 6 — мергели; 7 — известняки; 8 — доломиты; 9 — ангидриты; 10 — каменная соль; 11 — кристаллический фундамент; 12 — нефтеносные горизонты; 13 — сильно обогащенные органическим веществом сингенетично-битуминозные толщи.

на земном шаре отмечали А. И. Егоров [67], О. А. Радченко [149], М. Т. Козари, Дж. Ц. Данлэп, В. Е. Хампрей (1968 г.), [70, 179] и другие исследователи.

## § 2. СООТНОШЕНИЕ НЕФТЕНОСНЫХ КОМПЛЕКСОВ И ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ В ЧЕХЛЕ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

### Распространение нефти и эвапоритов в вертикальном, стратиграфическом разрезе отдельных бассейнов

В большинстве нефтегазоносных бассейнов не наблюдается определенной закономерности во взаимном распределении нефтегазоносных свит и галогенных отложений. Нефтегазоносные горизонты располагаются как выше, так и ниже эвапоритовых отложений, причем удалены от последних на самые различные расстояния. В относительно немногих случаях залежи углеводородов располагаются непосредственно в трещиноватых эвапоритах (ангидритах). Такие примеры известны в бассейнах Персидского залива, Аквитанском, Днепровско-Донецком и др. Во многих случаях эвапориты служат экранирующими флюидопорами, крышками нефтяных залежей. Широко распространен такой тип экранирования в бассейне Персидского залива (Иран, Саудовская Аравия), Пермском, Западно-Канадском, Уиллистонском, Мичиганском, Сахарском, Ливийском, бассейне Гвинейского залива, Днепровско-Донецком и других бассейнах. В Иране и частично Ираке под миоценовыми эвапоритами (нижний Фарс) сосредоточены основные запасы нефти и газа. В Саудовской Аравии, Катаре и Объединенных Арабских эмиратах роль основного экрана часто играют юрские эвапориты. Под ними сосредоточены основные запасы нефти (см. рис. 5).

В Сахарском бассейне многие залежи (Хасси-Мессауд, Хасси-Эр-Мель и др.), в том числе и залежи-гиганты, экранируются ангидритами и солью триаса. В Ливии экранирующую роль для ряда месторождений выполняют эвапориты мела и палеогена (бассейн Сирт), в Бассейне Гвинейского залива — эвапориты мела, в Пермском бассейне — разновозрастные эвапориты перми (для небольшой группы месторождений). В Западно-Канадском и Мичиганском бассейнах многие залежи экранируют эвапориты силура и девона, в Каракумском — верхней юры, в Днепровско-Донецком бассейне, Предуральском прогибе (на севере и юге), Северо-Европейском, Пермском и некоторых других бассейнах — эвапориты перми. Эти примеры можно было бы продолжить.

Интересные данные приводят М. Т. Халбути, Р. Е. Кинг и другие [179]. Ими обобщены данные по нефтяным и газовым залежам-гигантам (запасы более 79 млн. т). В последних сосредоточена большая часть мировых запасов нефти и газа, а вместе с крупными месторождениями они составляют основную часть мировых запасов углеводородов. По данным М. Т. Халбути, Р. Е. Кинга и других исследователей нами подсчитано, что в 60% нефтяных и газовых месторо-

ждений-гигантов (в 92 из 154 нефтяных и в 23 из 39 газовых), основная часть которых располагается в бассейне Персидского залива, эвапориты играют роль крышек или реже роль коллекторов наряду с другими породами.

Многочисленны также примеры, когда нефтяные месторождения располагаются по разрезу значительно ниже или выше галогенных формаций и отделены от последних комплексами непродуктивных пород значительной мощности (сотни, иногда до 1000 м). Например, в бассейне Персидского залива регионально нефтегазоносны нижне- и верхнемеловые отложения, представленные как карбонатными, так и карбонатно-терригенными породами. С этими отложениями связана нефтегазоносность Юго-Восточной Турции и Северо-Восточной Сирии, Кувейта, а также всех остальных стран, располагающихся на территории этого бассейна. Продуктивные комплексы мела отделены от вышележащего палеогенового и нижележащего верхнеюрского эвапоритовых комплексов значительными интервалами пород, лишенных нефти и газа (мощность их от многих десятков до 1—2 тыс. м, см. рис. 5). Сложены эти непродуктивные комплексы плотными глинисто-карбонатными породами. Галогенная формация мела в пределах отрогов хр. Загрос примыкает к юго-восточной границе рассматриваемого бассейна, т. е. находится за его пределами.

В Саудовской Аравии, кроме того, нефтеносны нижне- и среднеюрские отложения в интервалах, отделенных от верхнеюрских эвапоритов известняками мощностью до 500 м и более (см. рис. 5). К сожалению, нижезалегающие триасовые и палеозойские породы в бассейне вскрыты в единичных точках и изучены в отношении нефтегазоносности очень слабо. В Кувейте и Нейтральной зоне в отложениях палеогена и неогена нефтегазоносность отсутствует, несмотря на широкое распространение эвапоритов.

В Сахарском и Ливийском бассейнах нефтегазоносность связана в равной степени как с мезозойскими отложениями (где имеются эвапориты), так и с отложениями девона, силура и кембрия, лишенными эвапоритов. В Пермском бассейне (США) нефтегазоносность связана не только с пермскими отложениями (эвапоритосодержащими) но в равной степени и с отложениями карбона, девона, силура, ордовика и кембрия (нет эвапоритов). В бассейне Мексиканского залива (пределы США) большая часть промышленной нефтегазоносности связана с отложениями палеогена и неогена, лишенными эвапоритов, но очень часто прорываемых пермскими эвапоритами (солью). Пластовые эвапориты имеются в продуктивных отложениях мела и нижележащих отложениях юры, триаса и, возможно, перми; из них нефтегазоносны юрские отложения, триасовые и пермские залегают на больших глубинах, не вскрытых бурением.

В Западно-Канадском бассейне нефтегазоносность распространена по разрезу гораздо шире, чем эвапориты. Если последние и имеются в отложениях ордовика, силура, девона, карбона, и юры, то

нефтеносные пласты содержатся, кроме того, также и в отложениях кембрия, карбона, перми и мела. Основная же нефтегазонасность этого бассейна связана с отложениями девона, карбона и мела.

В Волго-Уральском бассейне эвапориты регионально распространены в отложениях нижней, частично верхней перми, узко локализовано — в породах девона и карбона. Основная же нефтегазонасность этого бассейна сосредоточена в девонских, карбоновых и в меньшей степени пермских отложениях.

Промышленная нефтегазонасность распространена значительно шире, чем эвапориты, по разрезу и в других, менее значительных по запасам бассейнах (см. рис. 3, 4, табл. 1, 2).

Необходимо учитывать, что нефть (и газ) в отличие от эвапоритов подвержена процессам широкой миграции (фильтрации, флюации, диффузии), что ведет к частому переформированию залежей в пределах месторождений (если достаточна проводимость возникающих в покрышках разломов и трещин). Поэтому расположение нефтяных залежей по разрезу гораздо выше эвапоритовых толщ еще не говорит об аналогичном взаимном расположении их в момент образования, особенно в тех случаях, когда галогенные формации представлены в основном сравнительно хрупкими (ангидриты) и маломощными слоями, чередующимися с пластами трещиноватых карбонатов и терригенных пород. Значительные перетоки нефти и газа из-под маломощной соленосно-ангидритовой толщи в периферических частях распространения галогенной формации установлены в Каракумском нефтегазонасном бассейне [82], возможно, в Прикаспийской впадине (В. С. Соболев, 1964 г.), Куйбышевско-Оренбургском Заволжье и других регионах.

Широкое развитие перетоки могут иметь в солянокупольных регионах в связи с восходящими движениями соли и сопутствующими эти движения разрывами сплошности покрышек подсолевых и межсолевых залежей (бассейны Мексиканского залива, Северо-Европейский, Северо-Каспийский, Днепровско-Донецкий, частично бассейн Персидского залива и др.

В бассейне Мексиканского залива юрская (Т, Р ?) соль прорывает наиболее нефтепродуктивные палеогеновые и неогеновые отложения и играет роль структурообразующего фактора для формирования месторождений. В данном случае наблюдается ассоциация нефти с эвапоритами, претерпевшими восходящую «миграцию», т. е. находящимися во вторичном залегании. Аналогичная ассоциация нефти с эвапоритами (солью) во вторичном залегании наблюдается и в других солянокупольных регионах.

Однако залегание нефти по разрезу значительно ниже горизонтов эвапоритов, наблюдающееся в таких крупных нефтегазонасных бассейнах, как Ливийский, Сахарский, Пермский, Северо-Каспийский (Волго-Уральский) и другие, не дает оснований для предположения о более тесном первичном сонахождении эвапоритов и нефти, так как нисходящая миграция нефти в водонасыщенной среде требует сочетания сравнительно редких в природной обстановке физических

условий. Причину данных, как и вообще всех, примеров соотношения нефти и эвапоритов в разрезе следует искать в сходстве геологических и геохимических условий седиментации и преобразования сингенетично-битуминозных, потенциально нефтепроизводящих толщ и эвапоритов, о чем речь пойдет ниже.

### Сопоставление регионального распространения нефтегазонасных комплексов и эвапоритовых отложений

Рассмотрим данный вопрос на примере нефтегазонасных бассейнов, имеющих относительно наибольшее значение в мировых ресурсах нефти. В бассейне Персидского залива эвапориты распространены по площади несколько шире, чем нефтегазонасные толщи (см. рис. 4, 3). Кембрийские, юрские и частично палеогеновые эвапориты залегают далеко за пределами Предтавро-Загрос-Оманского краевого прогиба (где сосредоточена основная масса нефти и соли), на юго-запад от него, в пределы платформенной впадины Руб-эль-Хали, занимающей юго-восточную часть Аравийской платформы. Осадочный чехол в этой части платформы еще «тонок» и нетипичен для нефтегазонасных зон осадочных бассейнов. Нефтегазонасность и наибольшая мощность галогенных формаций тяготеет к области наибольшей мощности осадочного чехла в пределах краевого прогиба, главным образом его платформенного склона [117].

В бассейне Мексиканского залива районы распространения нефтяных месторождений и эвапоритов (Сг, J, T) также в основных чертах совпадают. Меловой эвапоритовый, главным образом «сульфатный», бассейн распространен несколько шире, чем территория промышленной нефтегазонасности (см. рис. 4, 3). В последние годы установлены соленосные породы и нефтепроявления также и под дном глубоководных частей Мексиканского залива (см. рис. 4).

В Пермском бассейне нефтегазонасность приурочена к юго-восточной части распространения пермских эвапоритов, представленным главным образом сульфатными фациями, и наблюдается на территории промежуточных (подготовительных) частей эвапоритовых бассейнов [69]. Западный Внутренний бассейн (Мидконтинент) располагается на территории развития подготовительных частей эвапоритовых бассейнов и на территории распространения самой галогенной формации, представленной ангидритом и солью. В Мичиганском и Предапалачском бассейнах нефтегазонасная территория почти полностью включает площадь эвапоритовых бассейнов ордовика, девона и карбона и распространяется значительно дальше за их пределы к юго-востоку (см. рис. 3, 4).

Большая часть бассейнов Скалистых гор, бассейны Денвер и Уиллистонский располагаются в пределах развития эвапоритовых бассейнов перми и частично мезозоя, кайнозоя и карбона. Промышленно-нефтегазонасная территория Западно-Канадского бассейна, приуроченная к краевому прогибу в области сочленения платформенного склона Канадского щита и складчатой области Скалистых

гор, несколько смещена относительно центра соответствующего девонского эвапоритового бассейна на запад и частично выходит на западе и юго-западе за пределы области распространения эвапоритов. В целом нефтегазоносная территория по размерам гораздо меньше территории эвапоритового бассейна; однако в северной части развития галогенной формации вплоть до берегов Северного Ледовитого океана изученность глубоким бурением еще недостаточна (бассейны Маккензи и Игл-Плейн).

В число наиболее крупных в мире по запасам нефти нефтегазоносных бассейнов входят Ливийский и Сахарский (Сахаро-Ливийский), приуроченные к обширной области прогибания на севере Северо-Африканской платформы, продолжающейся в Средиземное море. Галогенные формации триаса, юры (Магрибский, Магриб-Сахарский эвапоритовые бассейны), частично палеогена (бассейн Сирт) распространены на большей части территории этих нефтегазоносных бассейнов. Лишь юго-восточная часть промышленно-нефтегазоносной зоны Ливийского бассейна и западная — Сахарского несколько выступают за пределы контуров эвапоритовых бассейнов. В свою очередь, эвапориты выходят за пределы нефтегазоносных зон на северо-востоке и северо-западе.

В последние годы все большую роль в мировых ресурсах нефти начинают играть страны бассейна Гвинейского залива (Нигерия, Габон, Ангола, Конго). Совпадение пределов распространения нефтегазоносных и эвапоритовых комплексов здесь достаточно отчетливое. Нефтеносная зона распространена несколько шире зоны эвапоритов, особенно на юге. Значительная нефтегазоносность выявлена в пределах акватории Гвинейского залива.

В Западной Европе (капиталистические страны) наибольшими запасами характеризуется Северо-Европейский бассейн. Его промышленно-нефтегазоносная часть не выступает за пределы пермского, частично триасового и юрского эвапоритовых бассейнов. Указанные эвапоритовые бассейны распространены также на территории Рейнского и Тюрингского нефтегазоносных бассейнов.

В пределах СССР наибольшей продуктивностью характеризуются Северо-Каспийский и Мезенско-Камский (Волго-Уральский), Среднекаспийский и Азово-Кубанский (Предкавказье и Мангышлак), Днепровско-Донецкий, Каракумский и другие бассейны («эвапоритодержащие»). В Волго-Уральском бассейне промышленно-нефтегазоносная зона не выходит за пределы распространения пермских эвапоритов. В основной продуктивной части этого бассейна нефтегазоносность связана с девонскими, каменноугольными и в меньшей степени пермскими отложениями. В каменноугольных и девонских отложениях имеются локально распространенные зоны эвапоритов. Галогенная формация девона центральных областей Восточно-Европейской (Русской) платформы своей юго-восточной частью примыкает к нефтегазоносной области. В пределах последней она имеет островное распространение, продолжаясь на юге, в Заволжье несколько восточнее Куйбышева, а на севере — примерно до мери-

диана г. Ижевска [77]. В позднем девоне (морское время) основная часть территории современной промышленной нефтегазоносности располагалась в пределах подготовительных бассейнов эвапоритового литогенеза Русской платформы, в которых отлагались доломиты, глинистые доломиты, известняки, существовали рифы [69]. В западном направлении карбонатные породы постепенно фашиально замещаются галогенными.

В южной части бассейна (Прикаспийская впадина) нефтегазоносность связана с мезозойскими надсолевыми отложениями и приурочена чаще всего к соляным куполам. Подсолевые отложения изучены очень слабо.

В Днепровско-Донецкой грабенообразной впадине на большей части территории нефтегазоносные комплексы и пермские эвапориты распределены одинаково по площади. Распространение девонских эвапоритов детально не установлено; по имеющимся геологическим и геофизическим данным они залегают в основном в южной части нефтегазоносной территории.

В Азово-Кубанском и Среднекаспийском бассейнах зона распространения верхнеюрских (и частично неогеновых) эвапоритов располагается на крайнем юге нефтегазоносной области (в Предкавказье) и протягивается (по схеме М. А. Жаркова) по Среднему Каспию, южнее Мангышлака, в Каракумский нефтегазоносный бассейн. Преобладающая часть нефтегазоносной области Предкавказья характеризуется отсутствием юрских эвапоритов в разрезе; соответствующие по возрасту эвапоритовые фации кимеридж-титона представлены доломитовыми, известковыми и карбонатно-глинистыми отложениями.

Промышленно-нефтегазоносные зоны Каракумского бассейна, приуроченные к Амударьинской, Мургабской впадинам и Каракумскому своду, целиком находятся в пределах развития юрской и частично меловой, палеогеновой и неогеновой галогенных формаций. Галогенные формации распространены гораздо шире нефтегазоносных зон. Аналогичные соотношения эвапоритов и нефтегазоносных толщ по площади наблюдаются в межгорных бассейнах Центральной Азии — Афгано-Таджикском, Ферганском, Сычуаньском, Ордосском — и некоторых бассейнах других континентов.

Приведенных примеров достаточно, чтобы говорить о преобладающей приуроченности промышленно-нефтегазоносных частей рассматриваемых нефтегазоносных бассейнов или целиком к областям распространения эвапоритов или о некотором, а порой значительном смещении за пределы их контуров, в том числе и в пределы областей распространения отложений, подготовительных для галогенеза бассейнов. Последний вопрос более подробно рассмотрен в работе М. А. Жаркова [69]. Однако для ряда эвапоритовых формаций вопрос о расположении областей подготовительных «морей», по которым шло постепенное питание эвапоритовых бассейнов водами открытого океана, еще до конца не решен. Различие условий и процессов образования, последующего сохранения и переформирования



Минерализация и типы пластовых вод продуктивных горизонтов нефтегазоносных бассейнов СССР и зарубежных стран

залеганий и скоплений нефти и газа может объяснить и ряд отклонений во взаимном распространении нефти и эвапоритов по площади и разрезу, ибо нефть более подвижна, чем соль и сульфатные породы. Естественно эти различия должны в меньшей степени сказываться на соотношении галогенных формаций и сингенетично-битуминозных (нефтепроизводящих) свит, обогащенных рассеянным органическим веществом, из которых происходила эмиграция углеводородов, сформировавших залежи.

Таким образом, наиболее важным этапом, на котором закладываются связи между нефтью, солью и эвапоритами, является этап седиментогенеза, на протяжении которого формируются и основные черты химического облика седиментогенных растворов, насыщающих большую часть порового пространства глубоких горизонтов нефтегазоносных бассейнов. Второй важный этап развития связей между нефтью и эвапоритами — постседиментационный, включающий стадию диагенеза и стадию катагенеза, в течение которых происходит преобразование состава рассеянного органического вещества, подземных вод, новообразование углеводородов, их первичная и вторичная миграция и формирование залежей. При этом в зависимости от глубины залегания эвапоритов, их мощности и соотношения в них хрупких и пластичных пород могут проявляться в той или иной степени дислокации (соляные диапиры). Первичный минеральный состав эвапоритов изменяется сравнительно слабо в постседиментационный период; эти изменения охватывают наиболее реакционноспособные системы компонентов: сульфаты + органическое вещество (с образованием сульфидов), хлориды магния + известковое вещество и др. Рассмотрению вопросов взаимосвязи накопления и преобразования нефти, эвапоритов и подземных рассолов посвящены следующие главы.

### § 3. МИНЕРАЛИЗАЦИЯ И ТИПЫ ПЛАСТОВЫХ ВОД НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАСЕЙНОВ ЗЕМНОГО ШАРА

Как показано в табл. 3, минимальная минерализация глубокозалегающих пластовых вод отдельных нефтегазоносных областей СССР и зарубежных стран не менее 5—15 г/л, а максимальная — не менее 30—80 г/л. Ни на одном месторождении неизвестна ассоциация нефти и газа во всех пластах исключительно с пресными водами, хотя последние и фиксируются иногда в некоторых глубокозалегающих горизонтах месторождений предгорных и межгорных артезианских бассейнов.

Минимальная минерализация наблюдается в зонах ускоренного водообмена бассейнов, т. е. при расположении нефтяных месторождений на переходе к зоне гипергенеза, где идет интенсивное разрушение залежей нефти (месторождение Квири-Квири в Венесуэле).

Х. Д. Гедберг [45] пишет, что согласно сообщениям на Шестом мировом нефтяном конгрессе большинство вновь открытых за рубежом с 1959 г. месторождений содержит пресные (? — Л. К.) или

Нефтегазоносные бассейны	Пределы глубины, тыс. м	Минерализация, г/л	Тип по В. А. Ступину (I — Cl-Ca, II — HCO <sub>3</sub> -Na)	Автор, год сообщения
Тимано-Печорский . . . . .	0,8—2	140—240	I	Б. Н. Любомиров, 1967; М. Н. Невская, 1972
Северо-Каспийский	0,6—3,4	160—320	I	В. А. Кротова, 1960; М. И. Зайдельсон, 1969; М. А. Помарнацкий, 1971 и др.
Белорусско-Украинский	0,7—3	50—350	I	М. А. Гатальский, 1963; Л. П. Швай, 1962 и др.
Северо-Предкарпатский (СССР) . . . . .	0,5—2	50—320	I	А. Ф. Романюк, 1967; В. М. Щепак, 1970 и др.
Азово-Кубанский . . . . .	0,7—2	15—80 (до 300)	I, II	В. С. Котов, 1962; А. С. Тердовидов, 1970 и др.
Среднекаспийский . . . . .	0,6—1,3	20—160	I, II	Г. М. Сухарев, 1963; В. Н. Корценштейн, 1970 и др.
Южно-Каспийский . . . . .	0,2—3	15—290	I, II	Г. М. Сухарев, 1963; В. В. Колодий, 1966
Каракумский . . . . .	0,7—2,5	40—400	I	Я. А. Ходжакулиев, 1967; В. Н. Корценштейн, 1967 и др.
Афгано-Таджикский (СССР) . . . . .	0,8—2,2	60—300	I	А. В. Готгильф, 1969, М. Г. Лубянская, 1967
Ферганский . . . . .	0,4—2	50—200	I	М. Г. Лубянская, 1967
Западно-Сибирский . . . . .	1—3	10—80	I, II	Л. Г. Учителева, 1967; Н. М. Кругликов, 1964
Иркутский . . . . .	1—2,5	300—500	I	Н. Я. Тычино, 1962; Е. В. Пиннекер, 1966
Приверхоинско-Виллюйский . . . . .	0,8—2	20—125	I	Е. В. Ильина, 1962; Л. А. Грубов, 1969
Сахалинский . . . . .	1—3	5—30 (до 57)	I, II	О. В. Равдопикас, 1970 и др.
Северо-Предкарпатский (Польша) . . . . .	0,2—1,9	10—250	I, II	К. Крейчи-Граф, 1962
Венский (Австрия) . . . . .	До 2	5—30	II, I	К. Крейчи-Граф, 1962; И. Капунк и др., 1967; Ф. Брикс и др., 1967
Предкарпатско-Балканский (Румыния) . . . . .	0,3—1,2	10—250	I, II	К. Крейчи-Граф, 1962, 1963
То же (Болгария) . . . . .	0,1—2,6	10—140	I, II	Р. И. Иовчев, В. Н. Рыжова, 1962

Нефтегазоносные бассейны	Пределы глубин, тыс. м	Минерализация, г/л	Тип, по В. А. Сулину (I — Cl—Ca, II — HCO <sub>3</sub> —Na)	Автор, год сообщения
Северо-Европейский (ГДР)	0,5—1,9	120—360	I	В. Энгельгардт, К. Гайда, 1963; И. Дюни, Г. Освальдт, 1964
Западно-Канадский (Альберта)	0,5—2,6	170—300	I	В. Фейлен, 1919; Б. Хитчон и др., 1971
Аппалачский (США)		150—300	I	В. Фейлен, 1919; Х. Хоскинс, 1947
Иллинойский (США)		70—200	I	Е. Уолкер, 1959
Западный Внутренний (Арканзас, Луизиана)	1,3—3	180—230	I	М. Хэукинс, И. Муур, 1956; В. Энгельгардт, К. Гайда, 1963
Мексиканского залива (США, Техас, Луизиана)	0,3—2,3	15—230	I, II?	Б. Тимм, И. Марицелли, 1953; В. Энгельгардт, К. Гайда, 1963
Мичиганский		200—300	I	Д. Граф и др., 1966
Бассейны Скалистых гор (США)	0,2—1,0	2—50	I, II	И. Крофорд, 1940, 1942
То же, Парадокс		до 397	I	Д. Уайт и др., 1961
Пермский (Делавэр, Вал-Верде, США)	1—4	20—350	I	А. Бергер, Р. Фэш, 1934; Р. Мак-Нил, 1965
Бассейны Калифорнии (Лос-Анджелес и др.)		10—40 (до 100)	I, II	Ч. Пальмер, 1934; Ф. Гадсон и др., 1925
Южно-Аляскинские (США)	Грязевые вулканы	До 27	I, II	А. Грантц и др., 1962
Восточно-Венесуэльский (Венесуэла)	0,2—2	2—30	II	Л. Рентц, 1958
Баия, Сержиши-Алагоас (Бразилия)		40—170	I	И. Риген, 1938; К. Крейчи-Граф, 1962, 1963
Мендоса (Аргентина)	0,7—1,8	40—60	I	Х. Болдуин, 1944
Восточно-Гобийский (Монголия)	0,5—1,2	20—60	I	Н. А. Маринов, 1957; М. М. Кузнецова, 1961
Сычуаньский, Сунляо и др. (Китай)		Соленые (до 250) до 7,5	I, II	Б. Д. Русанов, устное сообщение
Ассамский (Бирма)		до 7,5	I, II	Е. Корпс, 1949
Афгано-Таджикский (Афганистан)	0,8—2	80—354	II	В. И. Браташ и др., 1964

Нефтегазоносные бассейны	Пределы глубин, тыс. м	Минерализация, г/л	Тип, по В. А. Сулину (I — Cl—Ca, II — HCO <sub>3</sub> —Na)	Автор, год сообщения
Персидского залива (Турция, юго-восток)		5—68		П. Темпл, Л. Перри, 1962
Арафурский (Новая Гвинея)	Нефтяной источник	10—35	II?	А. Уэйд, 1927; Мат-лы XXIII сессии МГК, 1969
Зондских островов (Ява)		26—250		К. Крейчи-Граф, 1962, 1963
Среднеавстралийский	до 1—1,2	2—57,7	II, I	Сообщения Геол. о-ва Квинсленда, 1960
Японских островов	1—1,8	15—35	II, I	«Геол. и минерал. ресурсы Японии», 1962
Суэцкий грабен	1,5—3,2	114—383	I	Ф. Эль-Кики, 1965
Ливийский	3,06	250	I	Х. Химида, 1965
Северо- и Центральноатлантический (Марокко)	до 1,5	76—434	I	А. Ларбенуа и др., 1959
Уиллистонский (США)	0,0n—2	3—275	I, II	Т. Барнес, 1953

солончатые пластовые воды. В качестве примеров таких месторождений он приводит следующие: в угленосных отложениях Муник (Австралия), Кенай и Суансон-Ривер (Аляска), Камбей (Индия), Центральные графства (Англия); Парижский бассейн — ряд месторождений в неокоме; Сахарский и Ливийский бассейны — месторождения в силуре — девоне, Боливия — Санта-Крус. К сожалению, количественных данных по минерализации вод не приводится. В ряде бассейнов, где открыты эти месторождения, вскрывались и соленые воды (см. табл. 3). Некоторые месторождения содержат соленые воды и рассолы в континентальных формациях, но эти формации чаще не являются пресноводными.

К сожалению, указывая на возможное нефтеобразование в континентальных отложениях в ряде регионов, Х. Д. Гедберг не дифференцирует осадочные бассейны, хотя бы приближенно, на соленоводные и пресноводные. К таким континентальным бассейнам, а в их пределах — к отдельным месторождениям Х. Д. Гедберг относит некоторые месторождения области Скалистых гор (Паудер-Уош, Ист-Гайавата, бассейн Уинта, Фармингтон), Китая, Венского бассейна, ряд месторождений Западно- и Восточно-Венесуэльского бассейнов (Сабан, Грейт-Оффисина, Ла-Кручес), Колумбийского бассейна (Ла-Сира-Инфанта), бассейнов Баия (Реонкаво, Бразилия), Комодоро-Ривадавия и Мендоса (Аргентина). В ряде этих бассейнов и месторождений распространены соленые и рассольные воды (см. табл. 3).

**ВОЗМОЖНЫЕ МЕХАНИЗМЫ  
ВЗАИМОСВЯЗИ СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ  
И НЕФТЕОБРАЗОВАНИЯ  
В ИСТОРИИ ЛИТОГЕНЕЗА**

Г Л А В А IV

**СТАДИЯ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА**

В период седиментации закладываются минеральный состав, первичные концентрации и исходный тип органического вещества осадочных пород и насыщающих их седиментационных вод. Представляет интерес проследить, как изменяются в различных климатических условиях концентрации и состав растворенных солей и органического вещества седиментационных бассейнов, особенно соленодных.

**§ 1. СХОДСТВО ТЕКТОНИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ  
СИНГЕНЕТИЧНО-БИТУМИНОЗНЫХ ГЛИНИСТЫХ ТОЛЩ  
И ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ**

Основная масса рассеянного органического вещества осадочных толщ концентрируется в глинистых породах. Образование же достаточно мощных толщ последних, выполняющих нефтепроизводящую роль и роль водоупоров (флюидоупоров), возможно главным образом в условиях относительно спокойного или умеренно подвижного тектонического режима — устойчивого прогибания. В условиях тектонически весьма подвижных областей (геосинклиналей) формируются грубозернистые осадочные и вулканогенно-осадочные образования, содержащие сравнительно маломощные пласти глинистых и глинисто-карбонатных пород. Угленосные отложения относительно подвижных зон (Кузбасс, Донбасс, Караганда) также характеризуются слабым распространением достаточно мощных и выдержанных по площади глинистых толщ; обычно в них присутствуют тонкие прослои углистых аргиллитов, связанных с пластами углей. В разрезе же нефтегазоносных бассейнов суммарные мощности флюидоупорных, пелитоморфных толщ несравненно выше, чем коллекторских, флюидопроводящих пород.

Для формирования галогенных формаций также необходим относительно спокойный или умеренно подвижный тектонический режим — медленные колебательные движения дна бассейнов

Пластовые воды большинства зарубежных стран еще очень слабо изучены. Можно ожидать, что, подобно Сахалину и Западной Сибири, сравнительно слабоминерализованные воды будут встречены в бассейнах южной части Южной Америки, Зондского архипелага и Юго-Восточной Азии. Наоборот, в большинстве бассейнов Африки, Ближнего Востока, Центральной Азии, центральной части Южной Америки и Канады следует ожидать в ассоциации с нефтью чаще всего крепкие рассолы.

Пока неизвестны нефтегазоносные области и районы, в пределах которых были бы распространены только пресные воды ( $\leq 1$  г/л), т. е. седиментационные воды пресноводных озер. Пресноводные отложения (фашии озер, дельт, русел, пойм, пресноводных лагун и лиманов полузакрытых морей и т. д. и т. п.) распространены довольно повсеместно в пределах осадочного чехла, но слагают обычно невыдержанные по простиранию горизонты. Естественно, пресные воды континентальных фаций имеют тенденцию замещаться солеными, морскими. Районы развития исключительно пресноводных отложений (без морских) встречаются сравнительно редко. К ним можно отнести, например, мезозойско-кайнозойские отложения Прибайкалья, Забайкалья и юга материковой части Дальнего Востока СССР. Во всех этих районах, несмотря на значительный объем нефтепоисковых буровых работ (особенно в Зее-Буреинской впадине), промышленной и непромышленной нефтегазоносности не установлено, кроме мелких нефтегазопроявлений и битумопроявлений. Минерализация пластовых вод этих регионов не превышает 1—2,5 г/л на глубинах до 1,5—2 тыс. м. Мощность чехла редко превышает 2,5—3 км.

Из табл. 3 достаточно отчетливо видна зависимость минерализации и типа подземных вод от наличия или отсутствия в чехле галогенных отложений. В регионах, где последние имеются, минерализация вод достигает 200—300, а в некоторых случаях — 400—600 г/л, причем максимальная минерализация зафиксирована непосредственно в межсолевых и подсолевых отложениях. В регионах, где неизвестны галогенные отложения и проявления, минерализация составляет 15—60, реже 80 г/л. В соответствии с минерализацией изменяется и тип вод: хлоркальциевый, по В. А. Сулину, в случае крепких рассолов и гидрокарбонатно-натриевый — в случае соленых вод и весьма слабых рассолов. Подробнее зависимость минерализации и состава подземных вод от характера фаций осадочного чехла отдельных артезианских нефтегазоносных бассейнов освещается автором в монографии [55].

Наблюдается также зависимость состава нефтей от фашиальных особенностей чехла нефтегазоносных бассейнов: наиболее сернистые нефти тяготеют к областям развития галогенных формаций [149]. Однако вопрос о первичности или вторичности серы нефтей еще окончательно не решен.

отрицательного знака (без последующей интенсивной инверсии), которые бы длительное время обеспечивали определенную степень связи эпиконтинентальных морских бассейнов с океаном и во многом — размеры бассейнов речного стока в моря с окружающей суши.\*

В весьма подвижных, геосинклинальных, областях с интенсивными колебаниями формы, размеров, глубины бассейнов, а также рельефа дна, длины, ширины и глубины проливов, отделяющих бассейны от океана, формирование галогенных формаций значительной мощности, как правило, исключается, хотя отдельные примеры и имеются (гл. III). Для формирования глинистых и соляных толщ значительной мощности (до 2—3 тыс. м и более) необходима в некоторых случаях достаточно большая величина прогибания дна седиментационных бассейнов, в той или иной степени компенсируемая осадконакоплением. Такие условия именно и создаются в обстановке внутриплатформенных и краевых впадин и грабенов, краевых прогибов и межгорных впадин, к которым приурочены наиболее продуктивные нефтегазоносные бассейны и наибольшие массы эвапоритов, особенно каменной соли.

Относительно глубины и соотношения темпов осадконакопления и тектонического прогибания эвапоритовых (солеродных) бассейнов не существует единого мнения. А. А. Иванов, Ю. Ф. Левицкий, М. Л. Воронова [76, 77] развивают представление о мелководности солеродных бассейнов (глубина до десятков метров) и о постоянной компенсации осадконакопления тектоническим прогибанием, т. е. о равенстве скоростей и годовых амплитуд тектонического прогибания и накопления соляных отложений. Это условие для природной обстановки следует считать весьма и весьма жестким, так как скорости седиментации и скорости прогибания по современным представлениям определяются принципиально совершенно различными причинами: первые — физико-географическими, вторые — геотектоническими. При образовании негалогенных осадочных формаций такая постоянная компенсация осадконакопления тектоническим прогибанием с сохранением постоянной глубины бассейна седиментации, да еще мелководного, наблюдается чрезвычайно редко. Критерии же относительной палеобатиметрии глубоководных, пелитоморфных фаций осадков пока не разработаны и говорить о соотношении темпов прогибания и седиментации в этом случае преждевременно.

Резко аномальной и в то же время изменчивой во времени должна быть и скорость прогибания: от нескольких сантиметров до 8—12 см в год при образовании соляных пластов. Такие огромные скорости современных колебательных (неотектонических) движений неизвестны. В то же время при садке сульфатных минералов и галопелитов скорость прогибания должна была снижаться на 1—2 по-

\* Сходством тектонической обстановки образования эвапоритовых и нефтегазоносных толщ, а также изолирующей и структурообразующей ролью соли в отношении нефтегазовых месторождений объясняет связь между соленостью и нефтегазоносностью в земной коре М. К. Калинин («Изв. АН СССР, Сер. геол.», 1970, № 10, с. 95—106).

рядка и более. Трудно согласовать также изменение гидрохимического состава бассейнов с такой схемой изменения тектонического режима при галогенезе: при наибольших скоростях прогибания усиливается связь бассейнов с океаном и должно наблюдаться снижение за счет этого концентрации рапы, переход к садке несоляных минералов (и наоборот).

Другая группа исследователей — М. П. Фивег [181, 182], А. Л. Яншин [191] — снимает требования к солеродным бассейнам в отношении глубины и строгого соответствия во времени ритмов седиментации и прогибания: солеродными могут быть осадочные бассейны любой глубины, и режим прогибания их дна в отдельные отрезки времени не связан с темпами седиментации. Но чем глубже солеродный бассейн, тем на более длительное время (при прочих равных условиях) растягивается подготовительный этап для развития галогенеза, особенно его первая фаза — до садки сульфатов кальция. Эта фаза осуществляется главным образом в обширных мелководных частях, заливах, лагунах солеродных бассейнов (подготовительных, промежуточных бассейнах), откуда рапа поступает в наиболее глубокие, прогнутые части солеродного бассейна (о динамике рапы солеродных бассейнов см. ниже).

## § 2. СРЕДНЕГОДОВАЯ ТЕМПЕРАТУРА И БИОЛОГИЧЕСКАЯ ПРОДУКТИВНОСТЬ БАССЕЙНОВ СЕДИМЕНТАЦИИ МОРСКОГО ТИПА

Если для наземной растительности и животного мира зависимость ежегодно синтезируемой биомассы от среднегодовой температуры при одинаковых условиях увлажнения налицо (тундра — тайга — тропики), то для условий водной среды этот вопрос на первый взгляд не столь очевиден.

Забегая несколько вперед, отметим, что наиболее благоприятным для нефтеобразования типом органического вещества является сапропелевое, образующееся при отмирании и фоссилизации преимущественно автохтонных водных организмов. Гумусовое вещество, привносимое с суши, менее пригодно для нефтеобразования. Содержание сапропелевого органического вещества в отлагающихся илах в первую очередь тем выше, чем выше концентрация биомассы в водах бассейна и чем благоприятнее условия захоронения отмерших организмов в осадке. Количество биомассы в бассейнах зависит в первую очередь от первичной продукции (фотосинтез) органического вещества фитопланктоном и на мелководных участках бассейнов — высшими водорослями. Развитие животных организмов определяется в первую очередь продукцией растительных организмов. Последняя определяется температурой, продолжительностью солнечной экспозиции, концентрацией биогенных элементов (N, P, K, S, Ca и др.), соленостью и составом водной среды.

Среднегодовая температура и продолжительность солнечной экспозиции тесно друг с другом связаны и определяются в первую

очередь географической широтой местности. Чтобы выявить влияние этих факторов на биологическую продуктивность бассейнов, нужно рассмотреть бассейны разных климатических зон при постоянстве прочих факторов — концентрации биогенных элементов и солености среды. Так как концентрация биогенных элементов также тесно связана с климатом, характером выветривания и общей интенсивностью биологических кругооборотов (т. е. выше в теплых зонах, чем в холодных), можно рассмотреть лишь совместное влияние указанных факторов на биологическую продуктивность. Для примера можно сопоставить южные и северные моря европейской части СССР: Черное, Азовское и Каспийское — Белое и Балтийское. Прежде всего различное положение этих морей сказывается на различии автохтонных и аллохтонных форм органического вещества.

Как установлено геохимиками-океанологами [18], большая часть органического вещества морских бассейнов находится в истинно-растворенном состоянии, менее 20% — в коллоидно-растворенном и доли процента составляет органическое вещество самих водных организмов в макро- и микроформах. Если для морей теплой аридной зоны (Черное, Каспийское) доля аллохтонного органического вещества в общем балансе за год составляет 0,2 и 0,7% от общего содержания в объеме моря, то для северных морей, например Белого, эта доля повышается до 20%. В Азовском море, хотя соответствующая цифра выше, чем в Белом, «...но влияние его на формирование состава растворенного органического вещества в первом водоеме (Азовском. — Л. К.) несомненно значительно меньше, чем во втором, вследствие исключительно высокой продукции фитопланктона в Азовском море» [58].

Среднее содержание органического вещества в водах Белого моря около 6,4 мг/л (3,2 мг/л  $C_{орг}$ ), т. е. меньше, чем в Каспийском и Азовском примерно в 2 раза (6,0 и 6,3 мг/л  $C_{орг}$  соответственно). «В то же время окисляемость органического вещества на единицу углерода в Белом море примерно в 2 раза больше, чем в Азовском, Каспийском и Черном морях, по-видимому, вследствие влияния берегового стока» [57, 58]. По данным О. К. Бордовского [48], содержание  $C_{орг}$  в южных морях составляет: Каспийское море — 6 мг/л, Азовское море — 4,4 мг/л, Черное море — 3,5 мг/л. Концентрация и состав органического вещества в Балтийском море и его заливах близки к аналогичным показателям Белого моря (2,3—3,8 мг/л  $C_{орг}$ ). Значительную роль в его питании принимает сток гумусовых веществ с суши [456].

Таким образом, намечаются определенные черты различия в концентрации и составе органического вещества в морских бассейнах разных климатических зон. В южных морях его концентрация почти в 2 раза выше, чем в северных, и обусловлена несравненно более высокой продукцией фитопланктона. Наоборот, в северных морях при сравнительно слабом развитии фитопланктона большую роль в его концентрации играет материковый сток гумусовых соединений.

Иными словами, в первом случае выше не только концентрация, но и степень лицидизации органического вещества.

Влияние среднегодовой температуры на темп накопления органического вещества (в тоннах сухого органического вещества на 1 км<sup>2</sup> в год) в донных осадках шельфовых зон современных морей и некоторых озер недавно хорошо показал Б. Ф. Игнатов [78].

Продуктивность Мексиканского и Токийского заливов в несколько раз выше, чем Берингова, Охотского и Карского морей (рис. 6). К сожалению, Б. Ф. Игнатов учитывает только общую массу органического вещества без разделения на автохтонную и аллохтонную составляющую. При учете только автохтонной составляющей приведенные им различия, возможно, еще более усилились.

Б. Ф. Игнатов рассчитал также биологическую продуктивность 12 палеобассейнов (от D<sub>3</sub> до N<sub>2</sub>). На рис. 7 видно, что большинство этих бассейнов приурочено к теплым, аридным палеопоясам, причем в среднем для этих бассейнов характерна наибольшая биологическая продуктивность сапропелевого типа органического вещества. Для зон умеренного и холодного гумидного климата (миоцен Сахалина, доггер Прикаспия) сравнительно высокая рассчитанная продуктивность обусловлена в основном сносом с суши аллохтонного гумусового материала. Низкая биологическая продуктивность автохтонного органического вещества в бассейнах холодной гумидной зоны может, однако, при очень низком темпе осадконакопления обусловить сравнительно высокие концентрации сапропелевого материала в породе. Например, при слабой биологической продуктивности позднеюрского — раннемелового бассейна Западной Сибири (которая более чем на порядок ниже продуктивности бассейнов теплопояса) соответственно во столько же раз более низкий темп осадконакопления в связи с огромной площадью бассейна, привел к концентрациям органического вещества, аналогичным бассейнам теплой зоны ~2%  $C_{орг}$  [428].

Весь известный нам материал по климатическим условиям образования в значительной степени обогащенных сапропелевым веществом пород представлен на рис. 8 и частично в табл. 8. Из последних видно, что большинство первично битуминозных глинистых и горючесланцевых пород, образовавшихся из первичных сапропелей, накапливалось в условиях теплого климата, т. е. в аридном или тропическом поясах. Значительная часть этих образований тяготеет к стыку аридного и гумидного поясов или располагается вблизи зоны стыка. Но в ряде случаев наблюдаются совершенно отчетливые отклонения от общей тенденции, особенно заметные в средне- и позднеюрское время (Русская платформа, Западная Сибирь, юг Восточной Сибири, Забайкалье). Чем обусловлены эти отклонения — медленным темпом осадконакопления, как это имело место в Западной Сибири, потеплением климата или какими-то другими, еще не изученными причинами — ответить трудно.

Как и сапропелитовые образования, большинство нефтегазоносных областей также тяготеет к аридным и тропическим палеоклима-

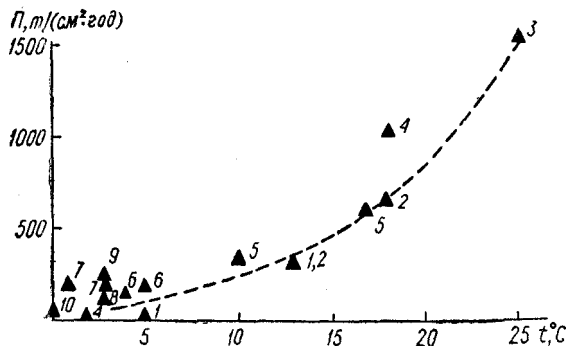


Рис. 6. Зависимость биологической продуктивности современных бассейнов седиментации  $P$  от среднегодовой температуры, по Б. Ф. Игнатову [78].

1 — Балтийское море; 2 — Аральское море; 3 — Мексиканский залив; 4 — Токийский залив; 5 — оз. Балхаш; 6 — Охотское море; 7 — северо-западная мелководная часть Охотского моря; 8 — юго-западная часть Берингова моря; 9 — Берингово море, район м. Слоуторского; 10 — Карское море.

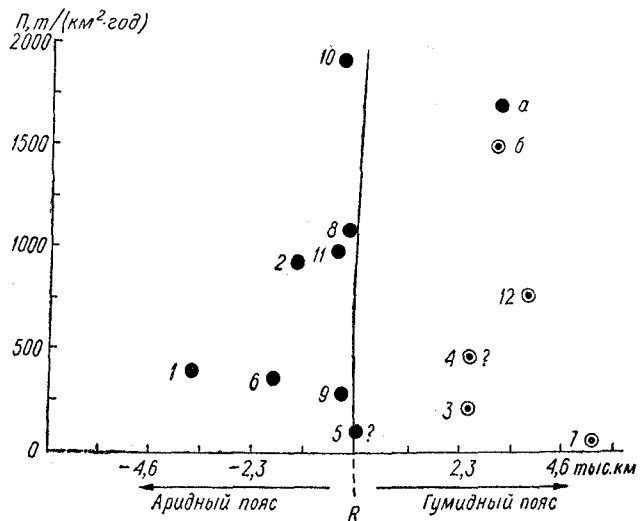
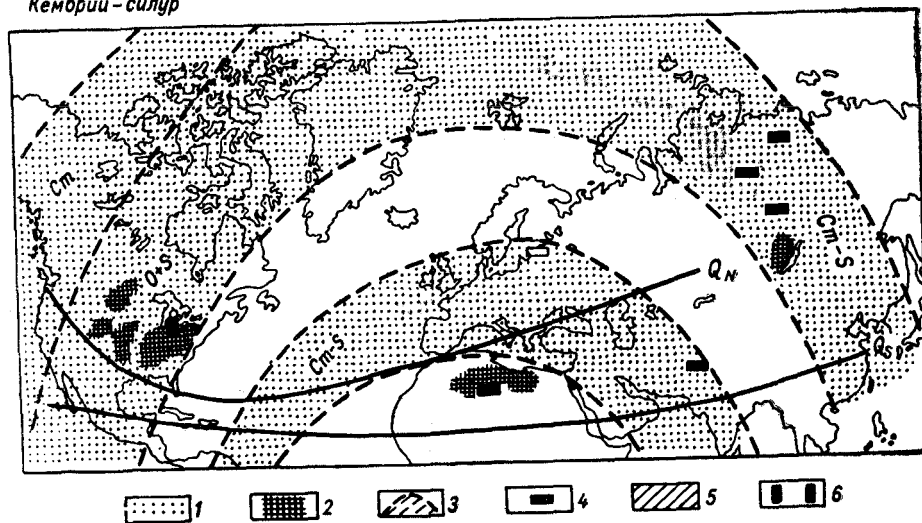


Рис. 7. Зависимость биологической продуктивности древних бассейнов  $P$  от расстояния между их центрами и границами аридного и гумидного (северного) поясов в соответствующие геологические эпохи.

1 — Волго-Уральская область ( $D_2, dom$ ); 2 — Припятская впадина ( $D_3$ , задонско-елецкий горизонт); 3 — Урало-Эмбинская область ( $J_2$ ); 4 — Прикаспийская впадина ( $J_2, b1$ ); 5 — Ферганская впадина ( $J_2$ ); 6 — Бухаро-Хивинская область ( $Cr, a1$ ); 7 — Западная Сибирь ( $J_2$ ); 8 — Предкарпатский прогиб ( $N_1$ , менилитовый горизонт); 9 — Предкавказье ( $Pg_3-N_1$ , майкоп); 10 — то же, чокрак; 11 — то же, караган; 12 — Сахалин ( $N$ , окобайская свита).  $R$  — граница между аридным и гумидным паллопоясами в соответствующий период;  $a$  — преимущественно сапропелевый тип органического вещества;  $б$  — преимущественно гумусовый тип органического вещества. Биологическая продуктивность по Б. Ф. Игнатову [78]. Дополнение границы  $R$  — по схемам, рис. 8.

Кембрий — силур



Поздний девон

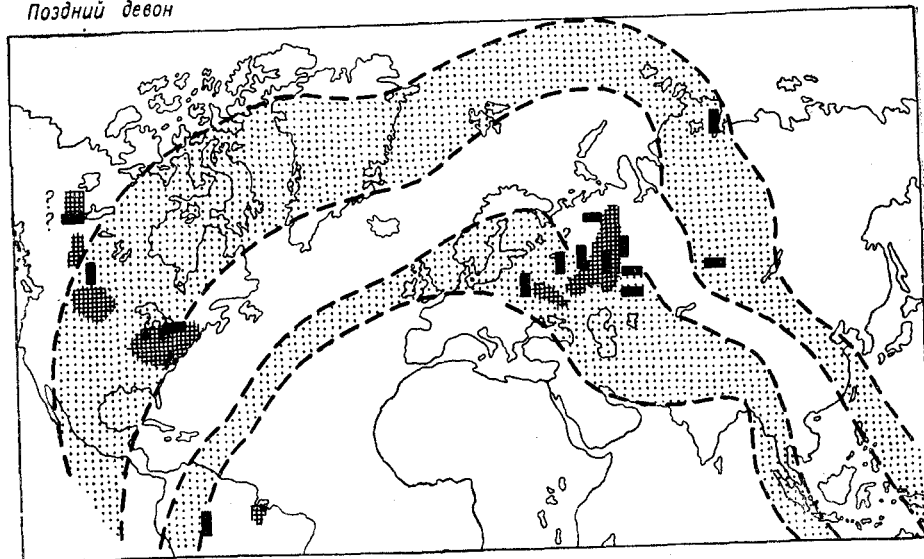
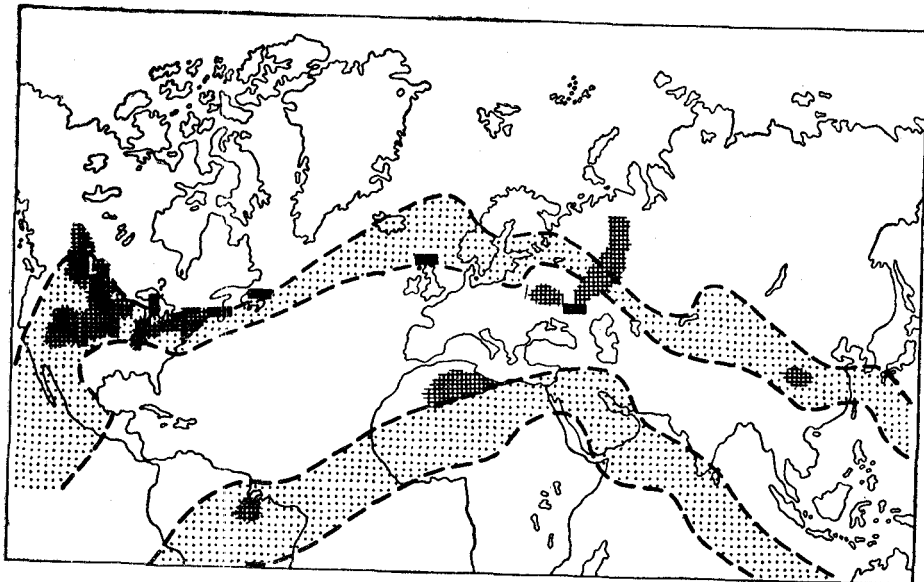


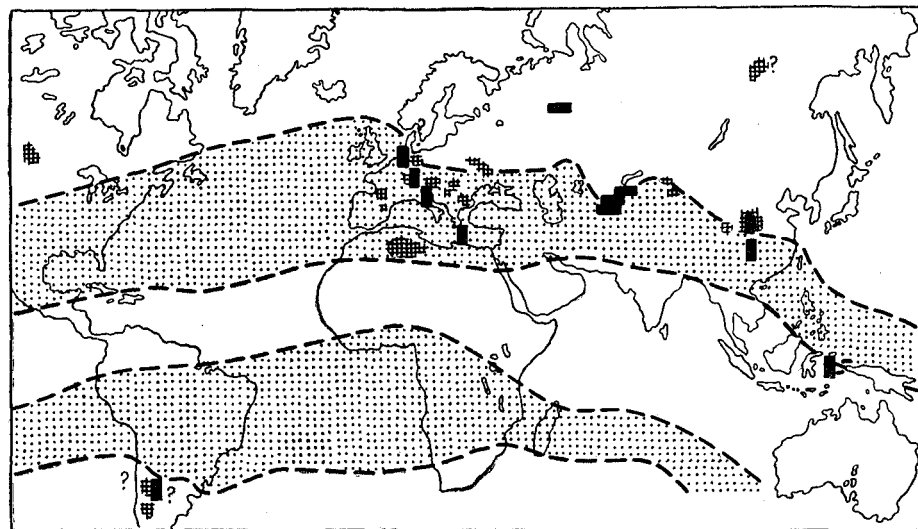
Рис. 8. Схемы распространения аридных поясов, сингенетично-битуминозных свит и нефтегазоносных толщ для отдельных геологических эпох.

1 — аридные палеоклиматические пояса (по А. И. Егорову, с дополнениями из работ Н. М. Страхова, Ф. Лотце и др.); 2 — нефтегазоносные области с коллекторами соответствующего возраста (по И. О. Броду, Н. Т. Линдтропу, Н. Ю. Успенской, «Справочнику по геологии нефти [47] и другим работам); 3 — то же, с коллекторами спорадического распространения; 4 — месторождения горючих сланцев (по данным работ А. К. Матвеева, А. Ф. Добрянского, И. О. Брода и др.); 5 — крупные области распространения горючих сланцев (по данным работ А. К. Матвеева, А. Ф. Добрянского, И. О. Брода и др.); 6 — сингенетичные сильно битуминозные толщи — черные глины, аргиллиты, известняки, доломиты (по данным работ И. О. Брода, Н. Т. Линдтропа, А. К. Матвеева, А. Ф. Добрянского и др.).  $Q_N$  и  $Q_S$  — северная и южная границы современного аридного пояса, по Ф. Лотце, 1968 г. Продолжение рис. 8 см. на с. 58—61.

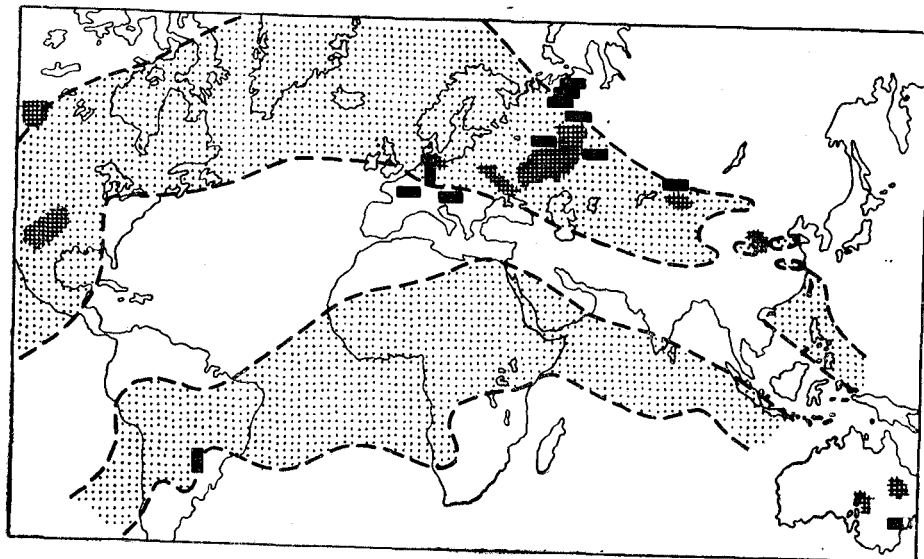
Ранний карбон



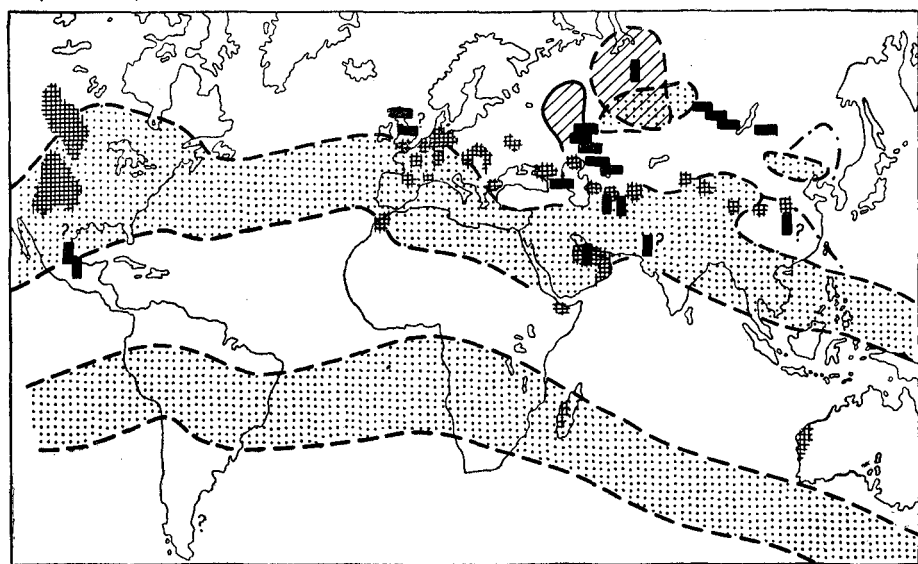
Поздний триас



Ранняя пермь



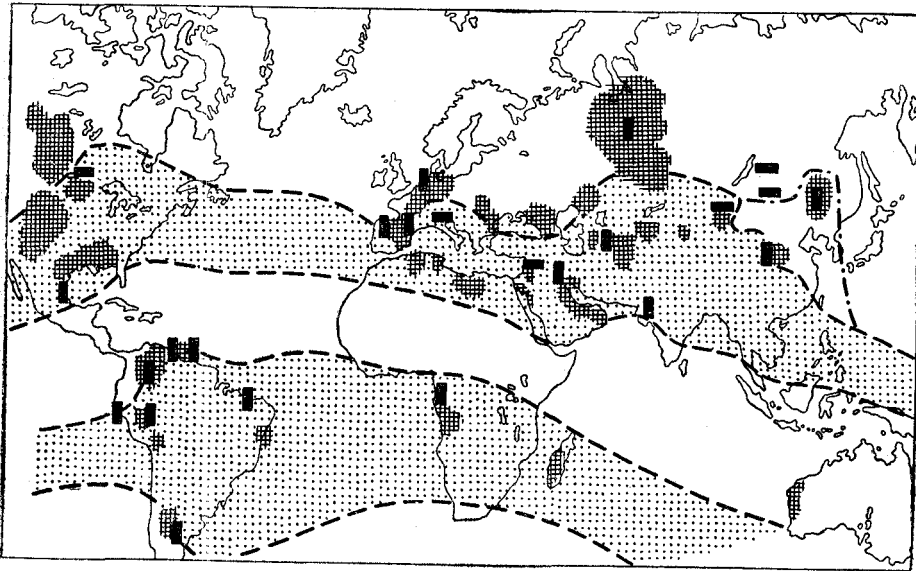
Средняя юра



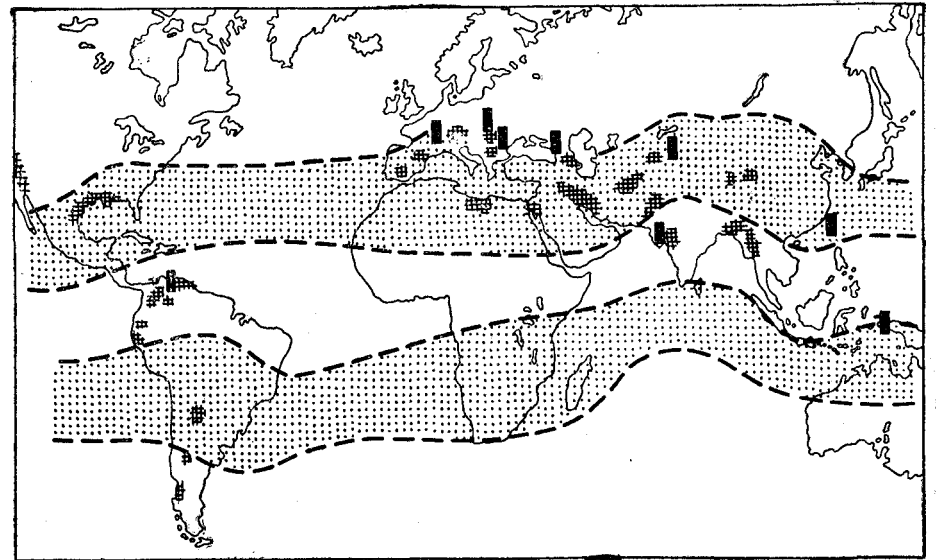
Продолжение рис. 8

Продолжение рис. 8

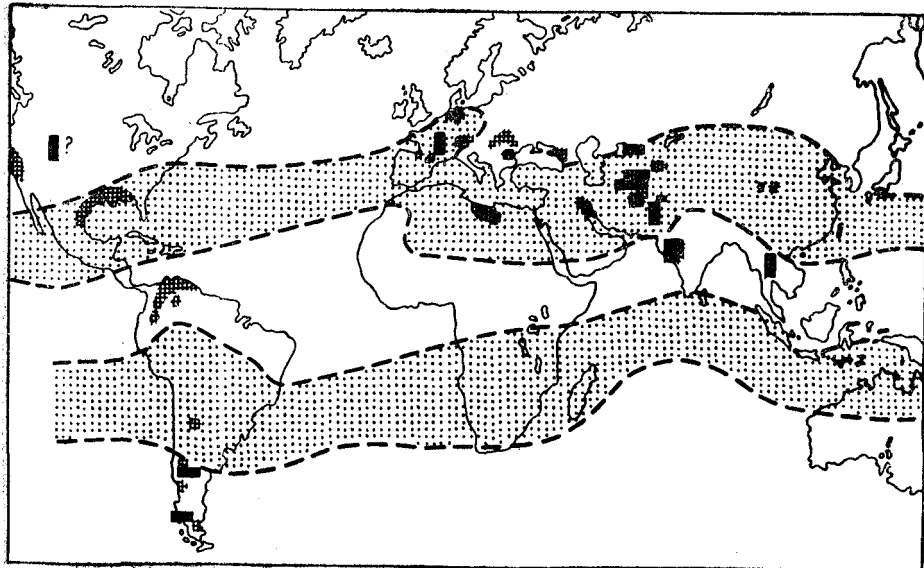
Ранний мел



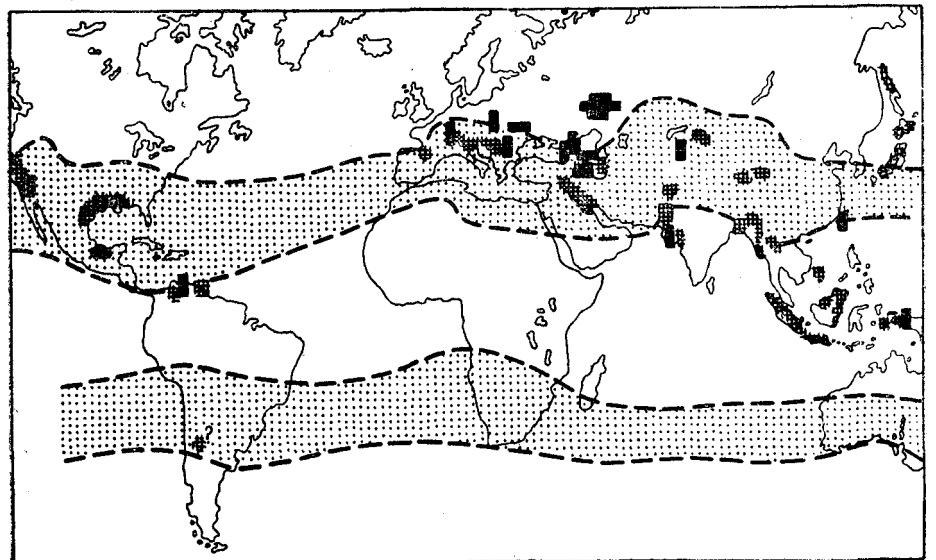
Поздний эоцен - олигоцен



Палеоцен - средний эоцен



Миоцен



Продолжение рис. 8

Продолжение рис. 8



Групповой состав живых тел (% от сухого вещества),  
по В. С. Веселовскому [29]

Вещество	Белки	Углеводы в целом	Целлюлоза	Крахмал и сахар	Лигнин	Жиры, воски и смолы
Бактерии . . . . .	50—80	5—20	—	5—15	0	10—30
Альги . . . . .	20—30	20—40	10—20	15—30	0	10—25
Мхи . . . . .	15—20	30—50	20—30	7—25	8—12	7—10
Папоротники, хвощи . .	10—15	50—60	40—50	5—15	20—30	3—5
Деревья . . . . .	1—7	50—70	50—60	3—15	20—30	1—3
Травы . . . . .	5—10	70	50	20	20	5—10
Древесина . . . . .	1	60—75	60	—	20—30	2—3
Листья . . . . .	8	65	20	—	20	5—8
Оболочки спор и пыльцы	5	5	—	—	0	90
Протоплазма . . . . .	70	20	0	20	0	10

тическим зонам, но отклонение от этой закономерности несколько больше, что может быть обусловлено, с одной стороны, миграцией нефти и газа из одних комплексов в другие, а с другой — нефтепроизводящими возможностями гумусовых и сапропелево-гумусовых типов органического вещества, хотя и менее отчетливо выраженными, чем у собственно сапропелевых пород.

Приуроченность большинства нефтегазоносных областей к палеоаридным климатическим поясам, обусловленная повышенной биологической продуктивностью седиментационных бассейнов в этих поясах и очень часто их высокой соленостью, вероятнее всего, и является основной причиной высокой минерализации подземных глубоководоносных «нефтяных» вод.

Нефтегазоносные комплексы, длительное время накапливавшиеся в условиях умеренно гумидного и влажного тропического климата, содержат и наименее минерализованные пластовые воды (например, в Западной Сибири, на Сахалине, в Венесуэле и в других районах).

Таким образом, с точки зрения биологической продуктивности водоемов различных климатических зон связь между нефтегазоносностью и высокой минерализацией седиментационных вод надо признать не прямой, а косвенной.

### § 3. СОЛЕНОСТЬ СРЕДЫ И РАЗВИТИЕ ЖИЗНИ

Соленость (и состав) среды седиментации, с одной стороны, обуславливает минерализацию седиментационных вод осадочных пород, с другой — определяет развитие тех или иных форм растительных и животных организмов, отмирание и fossilization которых и приводят к накоплению рассеянных и концентрированных форм органического вещества — первоисточника нефти и газа. Состав и концентрация рассеянного органического вещества и определяют масштабы преимущественного нефтеобразования или газообразования.

#### Континентальная пресноводная обстановка

Подавляющая часть органического мира в континентальной обстановке представлена древесными и травянистыми формами растений, основная масса которых состоит из наиболее распространенного в природе углевода — клетчатки ( $C_5H_{10}O_5$ ), в меньшей степени — лигнина (табл. 4). Клетчатка характеризуется сопряженными связями в молекуле групп  $H-C-OH$  через атомы углерода и кислородными мостиками между звеньями ( $C_5H_{10}O_4$ ) [61], т. е. максимальной «окисленностью» из наиболее распространенных природных органических соединений:  $C/O = 1$ . Клетчатка при разложении как биохимическом, так и химическом может давать в конечной стадии метан и в резко убывающей пропорции другие газообразные углеводороды не тяжелее  $C_5H_{12}$ , в основном этан.

Большинство древесных и травянистых растений может существовать только в условиях низкой минерализации ( $\leq 1$  г/л) питающих их почвенных, грунтовых, речных и озерных вод. Только отдельные виды наземных трав приспосабливаются к жизни на солончаках. Таким образом, в данном случае относительно неблагоприятный для нефтеобразования исходный состав органического вещества в континентальной пресноводной обстановке можно рассматривать в связи с нетипичным для подавляющего большинства нефтегазоносных областей пресным обликом ассоциирующих подземных седиментационных вод.

Накопление остатков наземной растительности обуславливает образование угольных пластов и рассеянных углистых накоплений за счет широко идущего процесса в зоне гипергенеза — гумификации. Значительная часть гумусового органического вещества (в виде растворов, коллоидов и твердых частиц), сносится с континентов в озера и прибрежные части морей речным стоком, обуславливая некоторое повышение содержания гумусового вещества в донных накоплениях. Среди пресноводных органических накоплений встречаются и сапропелевые образования, связанные с отмиранием и биохимической переработкой низших растений (водорослей) и животных. Эти накопления характеризуются сравнительно более высоким содержанием в их составе относительно восстановленных групп органического вещества — липидных соединений (табл. 5), что в какой-то степени приближает их к составу нормально-морских сапропелей и сапропелей сильно осолоненных морских и континентальных водоемов аридного пояса. Но пресноводные сапропели сравнительно редки среди континентальных образований, они содержат большой процент гумусового вещества и ассоциируют в разрезе и по площади с гумусовыми накоплениями (торфами). Это связано

ТАБЛИЦА 5

Химический состав органического вещества сапропелеобразователей (%),  
по Е. И. Казакову [83]

Сапропелеобразователи	Жиры	Воски	Смолы	Белки		Углеводы		Состав высших углеводов			Лигнин
				Водорастворимые	Гидролизосимые	Водорастворимые	Высшие	Гемиллюлозы	Целлюлоза	Хитин	
<b>Фитопланктон</b>											
<i>Anabaena</i> . . . . .	2,8	0,25	1,0	18,2	42,8	20,6	16	13	3	—	—
<i>Microcystis</i> , <i>Coelosphaerium</i> . . . . .	8,5	0,72	3,0	19,3	21,0	37,8	12	4	8	—	—
<i>Nitella</i> . . . . .	11,2	0,96	4,9	2,5	14,5	30,3	34	31	15	—	—
<b>Высшие водные растения</b>											
<i>Nymphaea</i> . . . . .	2,4	1,2	8,4	2,0	12,0	15,0	31	20	11	—	26
<i>Potamogeton</i> . . . . .	0,5	0,2	2,5	3,6	16,5	7,0	49	28	21	—	13
<i>Phragmites communis</i> . . . . .	0,6	0,3	2,1	2,8	14,0	5,0	52	30	30	—	22
<b>Зоопланктон</b>											
<i>Polyphemus</i> . . . . .	15,6	2,2	—	8,6	51,4	11,2	6,7	—	—	6,7	—
<i>Bosmina</i> . . . . .	18,0	4,5	—	10,0	46,2	10,8	14,0	—	—	14,0	—
<i>Cyclops</i> . . . . .	14,4	1,8	—	6,7	49,3	7,3	18,0	—	—	18,0	—
<b>Зообентос</b>											
<i>Sialis</i> . . . . .	16,0	—	—	4,0	51,0	11,0	16,0	—	—	16,0	—
<i>Chironomus</i> . . . . .	19,0	—	—	10,0	42,0	12,0	17,0	—	—	17,0	—

с чрезвычайно малыми размерами пресноводных озер, интенсивным разносом аллотигенного гумусового вещества и неизбежной эволюцией пресноводных озер в болотные фации.

Если в торфах содержание водорода составляет несколько процентов и никогда не превышает 6,5%, то в пресноводных сапропелях оно устойчиво колеблется в пределах 4—6,5% и в единичных случаях достигает 7,5% [83]. В сапропелитах, образовавшихся в соленой среде, исключая существование высших растений, например балхашите, содержание водорода достигает 10—12%. Пресноводные сапропели характеризуются бедностью жировых (0,2—1%) и протеиновых веществ (4,9, очень редко 9—12%), преобладанием восков в составе битуминозных компонентов (2—12% битума), высоким содержанием гуминовых кислот (15—40%). В лучшем случае пресноводные сапропели могут рассматриваться как «смешанные сапропелито-углеводно-гумусовые образования» [83, с. 265].

Таким образом, биомасса пресноводных и соленоводных сапропелей при большом сходстве имеет существенные различия, важные с точки зрения последующего нефтеобразования. Биогенные элементы, необходимые для развития водных организмов (P, K, S, N и др.), в пресноводной обстановке в большей степени поглощаются высшими растениями, что обуславливает их дефицит для развития фито- и зоопланктона — основных сапропелеобразователей.

Второе обстоятельство, оказывающее влияние на сапропелевые образования пресноводного и соленоводного типов, это различие масштабов диагенетической переработки микроорганизмами органического вещества (гл. V). Нужно отметить, что распределение различных компонентов органического вещества в пресноводных сапропелях и вообще в пресноводных илах изучено слабо. Обобщая имеющиеся данные по содержанию битумов (и в составе последних — масел, смол и асфальтенов) как в морских, так и пресноводных осадках, М. Ф. Двали [59] не отмечает существенных различий между битумами морских и пресноводных бассейнов. (Пока этот вывод нужно считать предварительным.) Тем не менее содержание наиболее подвижной части битумов — углеводородов — по приводимым им данным в пресноводных и соленоводных современных осадках различное (табл. 6). Приводимые в таблице параметры пресноводных и морских осадков различаются в 2—3 раза и более.

ТАБЛИЦА 6

Среднее содержание углеводородов в современных осадках, %

Бассейны	В маслах	В битуме	В органическом веществе
Тихий и Атлантический океаны . . . . .	—	8,3	—
Дальневосточные моря СССР . . . . .	33,5	6,9	0,52
Индийский океан . . . . .	26,6	8,4	0,49
Черное море . . . . .	31,6	10,78	0,40
Таманский полуостров (соленые бассейны)	39,7	5,83	0,14
Каспийское море . . . . .	37,2	8,4	1,04
Пресноводные бассейны (Севан, Красавица, Вуокса) . . . . .	10,8	2,8	0,19

Рассеянное органическое вещество пресноводных, часто угленосных, верхнеюрско-нижнемеловых отложений Забайкалья по степени битуминозности также заметно не отличается от морских ископаемых отложений, например от отложений доманика. Коэффициент битуминизации здесь колеблется от 1—2 до 4,6, редко до 10—11, и только в случае присутствия вторичного битума составляет 30 и даже 90—100. Не наблюдается различий между этими битумами и по содержанию масел (36—58%). Углеводороды в составе битумов Забайкалья не определялись [54]. Битумы рассеянного органического вещества забайкальских впадин отличаются от нефтяных битумов высокими числами кислотности и омыления и занимают как бы

промежуточное положение между углем и нефтью ( $C/H = 6,5 \div 7,5$ ). Многочисленные геолого-геохимические данные указывают на пресноводный характер данных отложений, однако, судя по палеоклиматической схеме (см. рис. 8), в раннемеловое время через Южное Забайкалье проходила северная граница северной аридной зоны, поэтому можно допускать, что в отдельные короткие отрезки времени при изменении гидрологического режима озер происходило их некоторое осолонение. Обилие карбонатов в мангутской свите Ононской впадины и их значительная доломитизация указывают на теплый климат в эпоху формирования рассматриваемых отложений и слабое осолонение. Обилие карбонатов в мангутской свите Ононской впадины и их значительная доломитизация указывают на теплый климат в эпоху формирования рассматриваемых отложений и слабое осолонение. Обилие карбонатов в мангутской свите Ононской впадины и их значительная доломитизация указывают на теплый климат в эпоху формирования рассматриваемых отложений и слабое осолонение.

Интересные данные приводят И. О. Брод и В. Г. Левинсон [21]. Верхнедевонские черные сланцы Дженен в северной части штата Нью-Йорк обнажаются на протяжении 280 км. В восточной части зоны развития сланцев, где палеогеографические реконструкции позволяют предполагать наличие мощных течений и значительного опреснения вод, сланцы являются углистыми и при перегонке почти не дают битуминозных веществ. Наоборот, в западной части, где гидродинамические условия бассейна были более спокойными и среда более соленой, сланцы являются, по существу, горючими, дающими при перегонке 18 л нефти на 1 т породы.

В. В. Вебер [27], а также Г. И. Теодорович [175] считают более благоприятной для последующего нефтеобразования именно соленоводную обстановку, чем пресноводную. В соленой среде несколько уменьшается процесс образования гуминовых веществ. В обстановке Таманских водоемов даже при незначительном отклонении их режима от пресного создается достаточно благоприятная обстановка для образования битуминозных веществ.

### Морская обстановка

Концентрация морской воды на 1—2 порядка больше концентрации вод континентального генезиса. По составу ( $NaCl$ ,  $MgCl_2$ ,  $MgSO_4$ ) она также коренным образом отличается от пресной гидрокарбонатно-кальциевой воды. Это обстоятельство обуславливает развитие низших форм растений и разнообразных животных, начиная от простейших и кончая высокоорганизованными позвоночными, наиболее обогащенных липидными компонентами, и преимущественно сапропелевый состав захороняемой в морях биомассы. При этом в прибрежных частях моря увеличивается доля аллотигенного гумусового вещества. В общем же балансе органического вещества современных морей доля аллотигенного вещества не превышает 1—3% [18]. Биомасса океана гораздо выше биомассы суши.

Основная роль в продуцировании органического вещества океана принадлежит фитопланктону\*.

Наибольшие концентрации органического вещества в современных донных осадках морей и океанов располагаются в некотором удалении от прибрежных зон [167], т. е. при благоприятном сочетании продуктивности моря (поступления в него биогенных элементов — Ca, P, N, Si, Fe и др. — с суши) и условий сохранения органического вещества от окисления (высокая глинистость).

Морские фации разной солености характеризуются наибольшим распространением в осадочной оболочке; их образование обуславливает и соответствующий облик соленых пластовых вод седиментогенного происхождения, с одной стороны, и благоприятный для нефтегазообразования состав органического вещества — с другой.

### Обстановка сильно осолоненных и солеродных морских бассейнов

С точки зрения формирования наиболее концентрированных пластовых рассолов нефтегазоносных областей эта обстановка представляет наибольший интерес. В открытых морях аридной зоны происходит значительная генерация органического вещества за счет фотосинтеза водорослей, часто превращающая осадки в морские сапропели, горючие сланцы и битуминозные породы. Такие битуминозные отложения очень часто слагают подсолевые, межсолевые или надсолевые карбонатные и глинистые горизонты Днепровско-Донецкой, Припятской, Верхнекамской впадин и многих других бассейнов (см. табл. 8). Большинство горючесланцевых и битуминозных толщ аридных зон, описание которых приводит в своей работе Н. М. Страхов [167, гл. IV], не имеет тесной связи с галогенными формациями. «Соленость бассейнов, в которых происходило накопление огромных количеств органического вещества, — пишет Н. М. Страхов, — ...никогда в уловимой степени не отличалась от нормально-морской». Сейчас это положение нельзя принять без ряда оговорок. Например, первично-битуминозный ( $C_{орг} — 1,5\%$ ,  $C_{бит} — 0,7\%$ ) межсолевой галопелитовый горизонт Соликамской впадины содержит обильные рассеянные «лодочки» галита, следовательно, отложение осадка происходило в рапной среде (см. ниже).

Как уже указывалось, основная масса органического вещества морских бассейнов сосредоточена в водорастворимой форме и всего несколько процентов — в форме микро- и макроорганизмов. Поэтому в первую очередь представляет интерес проследить, как меняется содержание растворенного органического вещества при осолонении морской воды. К сожалению, данных в этом отношении

\* Морской фитопланктон, по данным О. А. Радченко [149], синтезирует в 2—4 раза больше липидов, чем пресноводный. В нем гораздо больше белков и меньше углеводов, чем в пресноводном фитопланктоне.

Органический мир осолоненных водоемов

получено очень немного, но тем не менее они представляют огромный интерес.

По данным О. К. Бордовского [18], содержание  $C_{орг}$  в водах сильно осолоненных заливов Каспийского моря составляет: Кайдак — 20,7—24,1 мг/л, Кара-Богаз-Гол — 59,6—67,1 мг/л. В воде Каспийского моря с соленостью, на порядок меньшей, чем в Кара-Богаз-Голе, содержится и на порядок меньше  $C_{орг}$  (6 мг/л). Создается впечатление, что растворенное органическое вещество концентрируется в солеродных бассейнах параллельно с минеральными солями по мере испарения, но темп концентрирования органического вещества ниже, так как часть его все же, видимо, окисляется. Этот вывод необходимо проверить на большем количестве определений  $C_{орг}$  в рапных бассейнах.

Бесспорно, возможности сорбции растворенного органического вещества осаждающейся пелитовой фракцией в солеродных бассейнах гораздо выше по сравнению с нормально морской средой. Основная часть растворенного органического вещества, однако, переводится в донные накопления макро- и микроорганизмами. Но для большинства организмов существует солевой лимит для их жизнедеятельности. По мере осолонения водоемов жизнь в них все более угнетается, но на первых стадиях осолонения солеродных бассейнов (садка доломитов, гипсов) в них выживают еще многие формы, появляются новые, приспособленные к условиям высокой солености; они приобретают более благоприятные условия питания и развития.

«Качественная бедность организмами сочетается в соляных озерах часто с весьма большим количественным обилием экземпляров еще живущих видов, что создает значительную, а иногда высокую биологическую продуктивность соленых водоемов. Лишь при очень высоких соленостях (более 12—20%) продуктивность начинает более или менее быстро убывать» [167, с. 191].\* Живыми организмами буквально кишит рапа озер. Здесь и мириады личинок и куколок мухи *Ephydra* и огромные массы красных рачков артемии соленой (*Artemia salina*) и красной водоросли дуналиеллы соленой (*Dunaliella salina*) (табл. 7). Например, копролиты артемии в Большом соленом озере (США) «местами настолько переполняют осадок, что становятся прямо таки породообразующими, покрывая площадь в сотни тысяч гектаров и давая массы тысячи тонн». На некоторых озерах (Танатар III) встречаются такие массы сине-зеленых водорослей (*Anabenaopsis* и др.), что «планктонная сетка быстро засоряется, а вода в банке оказывается переполненной колониями этой водоросли» [167].

В некоторых участках Кара-Богаз-Гола, по описаниям А. Д. Пельш, скопления водоросли *Aphanothese salina* покрывают часть берега в виде черной массы, издающей при раскапывании резкий неприятный запах сероводорода. Колонии этой водоросли были

\* Некоторые виды бактерий («галофилы») живут даже в сухой соли и не могут существовать в среде с содержанием соли менее 16% [202].

Местоположение	Концентрация рапы, %	Биологические формы	Исследователи и год сообщения
Оз. Урмия, Сев. Иран	< 22,4	Малочисленные ракообразные, <i>Dunaliella salina</i>	Н. М. Книпович, 1938
Оз. Булак (Мангышлак)	28,5	То же	То же
» » »	Ил под рапой	Ракообразные, коловратки, личинки насекомых, формы червей и водорослей	»
Мертвое море	28—29	3 формы живых бактерий и одноклеточная фауна со жгутиком	Н. М. Стрехов, 1962
Большое соленое озеро, США	21	<i>Artemia salina</i>	То же
Озера Эльтон, Кучук, Яровое и др.	< 27	<i>Artemia salina</i> , <i>Dunaliella salina</i>	»
Оз. Танатары	9 (содов. тип)	Личинки и куколки <i>Ephydra</i> (мириады), крылатые муравьи и др. насекомые, <i>Artemia salina</i> (сине-зеленые водоросли)	Б. Л. Исаченко, 1934
Оз. Кучук	16—19 (сульф. тип)	<i>Dzemia</i> (водоросль, в виде колоний), <i>Artemia salina</i>	То же
Оз. Большое Яровое	14—15 (хлор-магн. тип)	То же	Н. М. Стрехов, 1962
Кара-Богаз-Гол	18—29	9 видов водорослей и 2 вида бактерий <i>Aphanothese salina</i> , <i>Artemia salina</i>	То же
Осолоненные водоемы Таманского полуострова	6—26	Рачки и личинки мух	Н. И. Фокина, 1950
Соляные озера многих стран	28—31	Красный галофил <i>Serratia salinaria</i> , иногда пурпурные бактерии	Б. И. Курочкин, 1965
Соляные озера Соль-Илецкого соляного купола (Дунино, Тузлучное)	10—25	Сине-зеленые водоросли: <i>Oscillifria</i> , <i>Spirullina tanuissaima</i> K o t z. Двухтомовые: <i>Amphora coffeeiformis</i> , <i>Amphora delicatissima</i> , <i>Aitaschiella desertum</i> , <i>Nitzschia ovalis</i> Armoti и др., <i>Novicula cryptoccephala</i> , <i>Venetia</i> (Ktz.) gr., <i>Coloneis amphibaena</i> , <i>Vaticula mutica</i> и др., <i>Dunaliella salina</i> , <i>Artemia salina</i>	А. И. Дяенс-Литовский, 1939

обнаружены не только у берегов, но и в пелагической зоне залива. В северной части Кара-Богаз-Гола колония *Aphanothece salina* располагалась вдоль берега шириной 15—20 м при мощности 0,5 м.

Максимальная биомасса в осолоненных заливах Каспийского моря наблюдается при концентрации рапы 32—42 г/л и составляет 517—574 млн. экз./л планктона и 200—257 г/м<sup>2</sup> бентоса (зал. Култук и Кайдак). При солености 49—60 г/л (зал. Кара-Кичу) количество биомассы планктона уменьшается до 100 тыс. экз./л и бентоса — до 51 г/м<sup>2</sup> [167]. Органическое вещество отмирающих организмов в смеси с глинистыми минералами формирует так называемые грязевые черные илы.

По данным В. В. Вебера [27], в некоторых засоляющихся озерах и лиманах Таманского полуострова донная биомасса достигает 6—6,7 кг/м<sup>2</sup>. В некоторых лагунах широко развиты покровы сине-зеленых и зеленых водорослей с еще большей биомассой — 7—8 кг/м<sup>2</sup>. Илы соленых и рапных водоемов юга Украины [167] населены различными микроорганизмами, приспособляющимися к условиям высокого осмотического давления, связанного с высокой концентрацией солей. Количество этих микроорганизмов в илах одного и того же водоема разное, оно зависит от содержания органического вещества. Так, в черных илах Куяльницкого лимана ( $C_{орг} = 2,5—3,6\%$ , соленость 75—78 г/л) содержится 1230—3116 млн. микрофлоры на 1 г породы, в серых илах — 625—1420 млн./г, а в песчаных породах — 101—395 млн./г.

Среди физиологических групп микроорганизмов наблюдаются гнилостные (аммонифицирующие), сульфатредуцирующие и тионовокислые бактерии, а также плесневые грибы, дрожжи, сине-зеленые и диатомовые водоросли. Эта микрофлора может быть в различных средах начиная от пресноводной и кончая сильно соленой (эвригалинные условия), однако увеличение солености морской воды выше стадии начала садки гипса уменьшает число микроорганизмов; при солености 20‰ микроорганизмов в илах уже очень мало. По данным А. И. Двенс-Литовского (1939 г.), грязеобразование в рапном оз. Тузлучном (соленость от 3—10‰ до 19—25‰) идет за счет диатомовых и сине-зеленых водорослей более интенсивно, чем в менее соленых озерах Соль-Илецка. Мощность донного слоя грязи достигает в этом озере 0,5 м.

Много органического вещества заносится в осолоненные лагуны из открытых морей. Неприспособленные к жизни в осолоненной среде массы организмов гибнут, образуя специфические органогенные накопления в частях лагун и заливов, примыкающих к питающим их морским проливам. Такие органогенные накопления (особенно раковин разнообразных моллюсков, а также нитчатых водорослей) в виде обширных отмелей наблюдались нами в Северном Сиваше на входе в залив из Азовского моря. В районе Генических соляных промыслов при поступлении вод залива концентрации около 4% в солеродные лагуны наблюдается массовая гибель разнообразных организмов (рыбы, моллюски, планктон и пр.). У входа

в лагуну собираются целые птичьи базары (чайки, бакланы и др.), питающиеся мертвой рыбой, рачками и прочими трупами. При приближении к этим местам ощущается неприятный запах гнили и сероводорода. Именно здесь наблюдается обильное образование черных илов и лечебных грязей. В значительно больших масштабах подобные явления наблюдаются в дельте Карабогазского пролива [65]. В летнее время в значительной части черные илы покрываются коркой гипса и соли. Такие черные илы распространены очень широко во многих лагунах, приморских озерах и заливах Черного, Азовского и Каспийского морей, а также большинства соляных озер Южной Украины, Предкавказья, Средней Азии, юга Западной Сибири и Урало-Эмбинской области [180].

Гибнущие моллюски и прочий органический детрит в дельте Карабогазского пролива образуют огромные скопления, наращивая подводные мели и дельтовые острова. Последние весьма топки, сложены серыми и черными илами с сильным запахом сероводорода. Наблюдаются мощные береговые валы, сложенные ракушечником. О сильном запахе сероводорода на Кара-Богаз-Голе упоминают почти все исследователи этого залива. Количество выделяемого сероводорода настолько значительно, что часто не давало возможности исследователям находиться длительное время не только в заливе, но и на близлежащем побережье Каспия при встречном ветре с Кара-Богаз-Гола. В донных и погребенных под поверхностным пластом соли илах залива, особенно черных, сульфатредуцирующие бактерии находятся повсеместно. Их число доходит до 1 млн. на 1 г ила. Сейчас, когда концентрация рапы достигает стадии садки галита, в заливе остались водоросль *Dunaliella salina*, личинки мухи *Ephydre* и бактерии, населяющие донные илы. *Artemia salina* из рапы залива исчезла уже в 1932 г., когда была концентрация солей около 27—28%.

В настоящее время в рапе залива под микроскопом обнаружено присутствие больших количеств мельчайших живых организмов — жгутиковых. Среди них ясно выделяется по красной или ярко-оранжевой окраске своего тела *Dunaliella salina*, которая обычно служит пищей *Artemia salina* \*. Исследователи, проникшие в Кара-Богаз-Гол в XVIII—XIX вв., неоднократно указывали, что рапа залива окрашена в прекрасный нежно-розовый цвет и издает весьма приятный фиалковый запах. «К осени 1939 г. — времени первой садки поваренной соли в Кара-Богаз-Голе — дуналиелла получила такое развитие, что рапа, по нашим наблюдениям, приобрела кирпично-красный цвет» [65, с. 50]. По мере отложения соли вслед за массовым развитием наступает период отмирания этой водоросли; при этом ново-садка соли окрашивается в розовый цвет. Дуналиелла богата каротином, ценным веществом, способным образовывать в организме

\* На Генических соляных промыслах мы наблюдали (в 1964 г.) стайки живых артемий и многочисленные их трупы в рапе, из которой происходила кристаллизация галита на дне водоемов.

витамин А. В 1964 г. впервые в стране каротин стал добываться на Сакском химическом заводе из дуналиеллы, сохраняющейся в рапе садочных бассейнов после кристаллизации из нее поваренной соли. Параллельно из этой рапы, дошедшей до стадии садки солей калия и магния, добывается бром, соли магния и прочие соединения. Пурпурный цвет рапы и розовую новосадку на соляных промыслах вблизи Евнатории нам приходилось наблюдать в 1957 и 1965 гг.

В лагуне Ойо-де-Либре (п-ов Калифорния), где периодически осаждаются галит, наблюдается «значительное и устойчивое накопление продуктов жизнедеятельности. Это подтверждается наличием водорослевых «подушек», которые образуют непрерывную поверхность на соляных болотах. Сообщества *Salicornia*, обрамляющие приливные каналы, содержат необычайно постоянные скопления фораминифер» [163, с. 117—126]. Высокая биологическая продуктивность отмечалась и в более ранних работах Ф. Б. Флегера и М. Ивинга. В насыщенных солью рассолах происходит «обильное цветение водорослей». Значительные популяции хлорофитов придают соленым водам лагуны красную окраску. Водоросли встречаются в осадившейся соли, окрашивая ее в ярко-зеленый или красный цвет. После сбора соли ее промывают рассолом для удаления органических веществ. Ф. Б. Флегер полагает, что в эвапоритовых областях может накапливаться значительное количество органических веществ для последующего образования нефти.

В верхнем слое рапы Мертвого моря, в южной половине которого осаждаются гипс и галит, Б. Элазари-Волкани в 1936—1944 гг. обнаружены три большие группы бактерий [237]: постоянно, длительно и кратковременно существующие в сильно соленой среде, а также зеленые водоросли *Dunaliella viridis*. Из осадков северной части моря выделены сине-зеленые водоросли *Nostoc* и *Aphanocapsa*. В 1970 г. И. Р. Каплан и А. Фридмен установили, что рапа поверхностного слоя содержит *Dunaliella* около  $4 \cdot 10^4$  и  $8,9 \cdot 10^6$  красных бактерий-галофилов в 1 см<sup>3</sup> раствора. С глубиной количество организмов резко уменьшается в связи с отсутствием конвекции и застойной обстановкой в нижних слоях [237]. В донных осадках, по данным А. Ниссенбаума, содержатся анаэробные сульфатредуцирующие бактерии, жизнедеятельность которых обуславливает поступление сульфидных соединений в придонную воду. Донные осадки южной части моря содержали 0,23—0,40% С<sub>орг</sub>, в составе которого определены гуминовые кислоты (основной компонент), аминокислоты, жирные кислоты, углеводороды и прочие соединения (см. ниже).

Накопление отдельных слоев органического вещества, перемежающего отложения гипса и соли, наблюдается во многих современных водоемах: оз. Зуни, Нью-Мексико («Bull. Geol. Soc. Amer.», 1971, vol. 82, № 2, 379 p.), в соляных озерах о. Мухерос, Мексика («J. Sed. Petrol.», 1970, vol. 40, № 2, 548 p.), в некоторых рапных озерах на берегу Красного моря («Limnol. Oceanogr.», 1970, vol. 15, № 3, p. 363—372). В двух последних случаях органогенные водо-

рослевые накопления (маты) концентрируются преобладающе в периферических частях соляных озер. В оз. Зуни, озерах на Красноморском побережье наблюдается отчетливая вертикальная стратификация рапы.

Таким образом, несмотря на высокую соленость, жизнь в осолоняющихся морских и солеродных бассейнах не замирает вплоть до стадии садки галита (26—27%), однако до начала стадии садки калийно-магнезиальных солей в рапе выживает только красная водоросль *Dunaliella salina*.

Соленолюбивые водоросли в процессе фотосинтеза наращивают массу органического вещества, привносимого в солеродные бассейны из открытого моря и в составе речного стока. Все же, вероятно, максимальное количество органического вещества отлагается в частях солеродных бассейнов, примыкающих к открытым морям и океанам при резком повышении солености притекающей в бассейн морской воды, при смене морского режима галогенезом в бассейнах, а также в частях бассейна, примыкающих к дельтам рек. Естественно, это должно обуславливать повышенную битуминозность известково-доломитовых и глинисто-доломитовых фаций, переходных в плане и разрезе от нормально морских к галогенным.

Интенсивность накопления органического вещества в этих условиях пропорциональна количеству освобожденной от организмов (через бассейны галогенной седиментации) океанической воды при двустороннем обмене воды бассейна с океаном. Особенно благоприятно для этого длительное существование стадии садки галопелитового, карбонатно-сульфатного материала, при которой количество циклов водообмена водной массы бассейна с океаном или открытым морским бассейном может достигать многих десятков сотен раз. Например, А. Б. Халезов и другие [184] указывают, что в казанском ярусе Поволжья «в области перехода морских фаций к осолоненным лагунам органическое вещество было выявлено в заметно большем количестве, чем в породах морского происхождения. Увеличение содержания растворимой битуминозной части органического вещества здесь отмечается по всем трем растворителям, но особенно резко возрастало содержание битуминозного вещества, растворимого в спиртобензоле». Содержание органического вещества в галогенных отложениях (доломиты, гипсы, ангидриты, гипсоносные глины и т. д.) составляло 0,3—0,7%, а в морских (в среднем) — 0,17%.

Подобных примеров можно привести немало. В табл. 8 показан характер пород догалогенных, галогенных и постгалогенных толщ всех значительных эвапоритовых нефтеносных бассейнов. Во многих случаях в этих формациях, а также в самих галогенных породах наблюдаются темные, черные глинисто-мергельные первично-битуминозные толщи, а иногда и горючсланцевые образования. Иногда эти битуминозные толщи отделяются от галогенных формаций комплексами небитуминозных пород, но часто отмечается непосредственный переход от битуминозных толщ к галогенным накоплениям

## Литоология осадочных свит, содержащих, подсти

## лающих и перекрывающих галогенные формации

Нефтегазоносный бассейн	Предгалогенная толща				Возраст	Толща с галогенными породами			Постгалогенная толща			
	Возраст	Свита, ярус	Литоология	Нефть, газ		Свита, ярус	Литоология	Нефть, газ	Возраст	Свита, ярус	Литоология	Нефть, газ
Амадиес Индский	Pt <sub>3</sub> Pcm	Хэвитри Фундамент	п, гл гл		Pt <sub>3</sub> Cm					Перерыв »		
Иркутский	Cm <sub>1</sub>	Нижнемот- ская	п, д, м, гл, гл, с—пр	+	Cm <sub>1</sub>				Cm <sub>2</sub>		грс, с—пр	
Уиллистонский	O	Виннилег	п, и		O				O	Стоуня- Маунтин	д, гл	
Анабаро-Ленский	S <sub>1</sub>	Лландовер- ский	и, гл		S							
Мичиганский	S	Цинцин- натская	и, д, гл, гл	н, г	S					Перерыв Антрим, Элсуэрт	гл, а, гл	
Мичиганский Анабаро-Ленский Чу-Сарысуйский	D <sub>1</sub> D <sub>1</sub> D <sub>2-3</sub>	Сильвэния	п, д, п и, и, д, м п, а, конгло- мераты	н, г	D <sub>1-2</sub> D <sub>1</sub> D <sub>2-3</sub>				D <sub>3</sub> ?—C <sub>m</sub> D C <sub>1</sub>	Турне, визе	п, гл и, д, и, д	
Минусинский, Чулым-Ени- сейский	D <sub>2</sub>	Бейская (визы)	м, и, гл, гл, с—пр		D <sub>2</sub>				D		п, гл	
Украинско-Белорусский	D <sub>3</sub>	Нижне- франский	гл, п, м, д		D <sub>3</sub>				D <sub>3</sub>	Верхнефа- менский	гл, а, п	
Уиллистонский	D <sub>2</sub>	Виннипего- сис, Эшерн	д, гл		D <sub>2-3</sub>				C <sub>1</sub>	Воджпул	гл, п, и	н, г
Западно-Канадский	D <sub>2</sub>	Эльк- Пойнт	д		D <sub>2-3</sub>				н, г C <sub>m</sub>	Экспоу	и, д, гл	н, г
Тимано-Печорский	D <sub>3</sub>	Франский	гл, и, м, грс	н	D <sub>3</sub>				D <sub>3</sub>	Фаменский (ижемская)	и, д, гл, м	н
Среднерусский	D <sub>2</sub>	Рязский горизонт	гл, а, п, и, м, д, с—п		D <sub>2</sub>				D <sub>2</sub>	Живетский	м, д, гл	
То же	D <sub>2</sub>	Елецкий горизонт	и, д, и, с—пр		D <sub>3</sub>				C <sub>1</sub>	Турней- ский	и	
Волго-Уральский (Жигули)	D <sub>2</sub>	То же	и, гл, м, д, гл		D <sub>3</sub>				C <sub>1</sub>	То же	гл, и	
То же (Вожгалы)	D <sub>3</sub>	Данково- лебедян- ский	д, гл, гл		D <sub>3</sub>				C <sub>1</sub>	»	гл, и	
То же (Туймазы)	D <sub>3</sub>	Наддо- маник	и, гл, и, гл		D <sub>3</sub>				D <sub>3</sub>		и, гл	
То же (Ишимбаево) Шотландский	D <sub>3</sub> D	Доманик	гл, и гл, и, а	+	D <sub>3</sub> C <sub>1</sub>				C <sub>1</sub> C <sub>1</sub>	» »	и, д п, и, м, гл, грс	н
Парадокс, Сан-Хуан, Блек- Меца	C <sub>п</sub>	Пинкертон- Трейл	и, д, гл	н, г	C <sub>п</sub>				н, г C <sub>п</sub>	Хонакер- Трейл	и, д, гл	н, г
Игл	C <sub>п</sub>	Бедден	и, д, гл	н, г	C <sub>п</sub>				C <sub>п</sub>	Марун	п, а, гл	
Иллинойский Восточно-Канадский	C <sub>m</sub> C <sub>m</sub>	Киндеррук	гл, и, п и	н, г	C <sub>m</sub> C <sub>m</sub>				н, г C <sub>m</sub> C <sub>m</sub>	Честер Кэнсо	г, п, и п, а, гл	н, г
		Биттерспрингс Пенджабская	и, д, г, с, гл м, м, д, г, с, грс									
		Среднемотская — ангарская	гл, гл, д, д, с, г	н					н			
		Ред-Ривер	и, д, с	н					н			
		Венлок, лудлов	и, м, д, с, д, с, д									
		Салина Детройт-Ривер, Траверс	д, г, с, гл д, и, п, гл, с, г с, г, м, гл гл, п, и, с, г	н, г н, г					н, г +			
		Бейская	с, и, д, м									
		Верхнефранский, фаменский	д, м, а, г, д, гл, км						н			
		Эльк-Пойнт, Сас- качеван, Мани- тоба	и, д, д, с, г, гл									н, г
		Эльк-Пойнт, Ва- бамун, Маскег	и, д, с, с, г, гл, д						н, г			н, г
		Усть-Ухтинская	с, гл, и, д, м									
		Живетский	д, с, г, г—гл									
		Данково-лебедян- ский горизонт	д, с, д, с, м									
		Данково-лебедян- ский	и, д, с, гл, и									
		То же	д, гл, с									
		Доломитовая	д, и, с, гл, д									
		Наддоманик Турнейский	д, и, с, и п, гл, с, гл									
		Парадокс	гл, м, и, с, г	н, г								
		Игл-Уэлли	с, гл, г, п, а, гл									
		Валмейер Виндзор	и, с, п, г, гл и, п, гл, с, и	н, г								

Нефтегазоносный бассейн	Предгазовая толща					Толща с галогенными породами			Постгазовая толща			
	Возраст	Свита, ярус	Литология	Нефть, газ	Возраст	Свита, ярус	Литология	Нефть, газ	Возраст	Свита, ярус	Литология	Нефть, газ
Уиллистонский	C <sub>m</sub>	Ниж. Ми-дейл,	гл, и	н, г	C <sub>m</sub>	Чарльз	и, д, с, г	н, г		Перерыв		
Нижнеамазонский	C <sub>3</sub>	Мишен-Кэньон	п, а, гл		C <sub>3</sub>	Нова-Олинда,	и, гл, гл, п,			»		
Западный Внутренний, Ден-вер	P <sub>1</sub>	Монте-Алегре	и, д, гл, гл	н, г	P <sub>1</sub>	Итангуба	с, г			»		
Чу-Сарысуийский	C <sub>3</sub> -P <sub>1</sub>	Вулфкемп	а, гл, п, и, и-м, с-пр		P <sub>1</sub>	Леонард, Гуадалупе	гл, г, с, п, а, д	н, г		»		
Днепровско-Донецкий	P <sub>1</sub>	Подсоле-носная	и-м, с-пр		P <sub>1</sub>	Соленосная	п, а, гл, с, г	+		»		
Пермский	P <sub>1</sub>	Ниж. Гуа-далупе,	п, гл, д, и	н, г	P <sub>1</sub>	Гуадалупе, Очоэ,	с, д, и, г, гл		P <sub>1</sub>	»	д, и	
То же (впадина Делавэр)	P	Вулфкемп	и, гл, п, д		P	верхн. Леонард	д, г, с, гл, п	н, г				
Мексиканского залива (се-вер)	P-J?	Белл-Кэньон,	и, гл, грс, и, грс		P	Кэстайл	с, г, и					
Предуральский прогиб	P <sub>1a</sub>	Кэстайл (низ)			P-J?	Вернер, Лоуанн,	г, с, п, гл		J <sub>3</sub>	Норфлет,	п, а, гл, и	
Тюрингский	P <sub>1</sub>	Морхауз — Игл-Миллс	п, гл		P <sub>1</sub>	Салина	с, гл, г, д,		P <sub>1-2</sub>	Чинамека	гл, м, и, а	
Северо-Европейский	P <sub>1</sub>	Верхнеар-тинский,	м, гл, и, с, л, с-пр.		P <sub>1</sub>	Кунгур	км, гл, м, с, д					
Сахарский	T	нижний кунгур	гл, а, п		P <sub>2</sub> -T <sub>3</sub>	Цехштейн — Кей-пер	с, г, п, гл, д, м, д-гл	н, г	T <sub>3</sub>	Рэт	п, гл	
Аквитанский	P	Красный лежень	гл	г	»	То же	г, с, км, д, м, и, гл, п, гл	н, г	T <sub>3</sub> -J <sub>1</sub>	Рэт — лейас	п, гл, и, гл, грс	н, г
Биг-Хорн	C <sub>n</sub>	Нижний цехштейн	п, гл		T	Диндзуви, Фосфо-рия	д, г, п, гл	н, г	J	Чагуотер	м, гл, и, д	н, г
То же	T	Тенслип	п, и	н, г	T <sub>1-3</sub>	Ниж. Санденс,	гл, д, м, с, г	+	T	Верх. Санденс	и, д, гл	н
Западно-Атласский	P <sub>2</sub>	Фундамент	гл, п	н, г	J <sub>2-3</sub>	Джипсам-Спрингс	с, д, г, гл, и-д	н	J <sub>3</sub>	Лотаринг,	п, гл, а	н
Персидского залива	P (T)	Пестрый песчаник	гл, п		T(?)—J <sub>1</sub>	Пермо-триас, Гет-танг	с, г, м, д	н, г	J <sub>1</sub>	Плинсбах	и, м	н, г
Рейнский	T <sub>1</sub>	Капакаба-на, Тарма	гл, и		T (T <sub>2</sub> )	Раковинный из-вестняк	и, д, гл, с, г		J (T)	Ниж. Кей-пер, Лейас	гл, п, и, м, д, гл	н
Сычуаньский	T <sub>1</sub>	Сант-Яго	гл, м, и, гл, м		T <sub>2</sub>	Цзялинцзянская	и, д, гл, с, г	н, г	T <sub>3</sub> J <sub>1</sub> T <sub>3</sub>		гл, п, гл, м	н
Верхнеамазонский	P <sub>1</sub>	Ниж. Чаписа	и, п, гл		P <sub>2</sub> -T?	Миту	п, гл, г, с		T?-J	Сантьяго	и, м, д, гл, д	
То же (северо-запад)	J <sub>1</sub>		и, гл—и, гл, п		J <sub>1</sub> —J <sub>3</sub>	Чаписа	гл, п, с, и, г, эффузивы		Cg <sub>1</sub>	Холлин, напо	п, а, гл, и,	
То же (Перу)	J <sub>1</sub>		п, гл		J <sub>1</sub>	Верх. Чаписа	п, а, гл, и, с, г		Cg <sub>1</sub>	Агуа-Калиенте	п, гл	н



Нефтегазоносный бассейн	Предгазовая толща				Возраст	Толща с галогенными породами			Постгазовая толща			
	Возраст	Свита, ярус	Литология	Нефть, газ		Свита, ярус	Литология	Нефть, газ	Возраст	Свита, ярус	Литология	Нефть, газ
Северо-Предкарпатский			и		J <sub>3</sub>	Титон	и, д, с			Красноцветная	п, гл	
Среднекаспийский	J <sub>3</sub>	Оксфорд — кимеридж	д, и, гл, грс		J <sub>3</sub>	Кимеридж — титон	с, (г), с, и, гл			Готерив Серпулитовые слои	и м, гл, и	и
Северо-Европейский	J <sub>3</sub>	Оксфорд	и, гл	и	J <sub>3</sub>	Кимеридж	и, д, с, и и, м, с, п	и	Cr <sub>1</sub> J <sub>3</sub>	Готерив Серпулитовые слои	п, а, гл	
Копетдагский прогиб	J <sub>3</sub>	Известковая	и, и, м		J <sub>3</sub>	Кимеридж — титон	д, и, м, с, м с—и, д		Cr <sub>1</sub>		и, а, гл, гл, и	г
Каракумский	J <sub>3</sub>	Келловой — оксфорд	и, и, гл	и, г	J <sub>3</sub>	Гаурдакская	с, г, гл, с		Cr <sub>1</sub>		а, гл, п, гл	
Афгано-Таджикский Персидского залива	J <sub>3</sub> J <sub>3</sub>	Гиссарская Кимеридж (Юбайла)	и, а, гл и, д, м, гл	г	J <sub>3</sub> J <sub>3</sub>	Араб, Хит, Хами	и, д, м, с, г, и, гл	и	Cr <sub>1</sub> (J <sub>3</sub> )	Берриас, неоком	и, д, м, гл	и
Уиллистон		Перерыв			J	Ватрус	с, гл		J	Гренвеллбург	гл, п, и	и
Сан-Хуан Западный Внутренний Мексиканского залива	J <sub>3</sub>	»	гл, п	и, г	J <sub>3</sub>	Тоудилто	с, д, гл гл, п, с		J <sub>3</sub> Cr		гл, п гл, и, гл, п	и, г
То же	J <sub>3</sub>	Смаковер	и	и	J <sub>3</sub>	Хэйнсвилл	гл, с, и, д, п	и	J <sub>3</sub>	Коттон-Валли	гл, п, и	и
То же	Cr <sub>1</sub>	Кэухайл	п, конгломераты		Cr <sub>1</sub>	Кэухайл, тринити	гл, п, и, м, с		Cr <sub>1</sub>	Тринити	гл, п	
Сержиши-Алагоас	Cr <sub>1</sub>		п, гл, а, и	и	Cr <sub>1</sub>		д, и, г, с, гл, п		Cr <sub>1-2</sub>		п, гл, и, д	
Аквитанский Ливийский (Сирг) Сахарский Гвинейского залива	Cr <sub>1</sub> J Cr <sub>1</sub> Cr <sub>1</sub>	Вельд Альб Нижний апт — неоком Альб	гл, п п, гл п, а гл, м, и, п, с—пр	и, г	Cr <sub>1</sub> Cr <sub>1</sub> Cr <sub>2</sub> Cr <sub>1</sub>	Неоком Нубийская Сеноман, турон Средний апт, нижний альб	и, д, м, с п, гл, с, и, г гл, с, и, м, г г, км, гл, с, и, д	и, г	Cr <sub>1</sub> Cr <sub>1-2</sub> Pg Cr <sub>1</sub>	Апт	п, а, гл и, д п, гл м, и	и и и, г
То же	Cr <sub>1</sub>	Альб	м, и	и, г	Cr <sub>2</sub>	Сеноман (манингу)	гл, а, п, и, д, м	и, г	Cr <sub>2</sub>	Турон (сибанга)	гл, п, а, м, и	и, г
Каракумский	Cr <sub>1</sub>	Готерив	д, и		Cr <sub>1</sub>	Готерив	гл, с, а, и, д		Cr <sub>1</sub>	Баррем — альб	м, гл	
Афгано-Таджикский (север) То же	Cr <sub>2</sub> Cr <sub>2</sub>	» Сеноман	п гл, и	г	Cr <sub>1</sub> Cr <sub>2</sub>	Баррем, апт Сеноман — дат Бухарский Сеноман, сенон	п, гл, с гл, с, и, м и, д, с гл, с	г	Cr <sub>1</sub> Pg	Альб	гл, м, и, п	г
Ферганский То же	Cr <sub>2</sub> Pg <sub>2</sub>	» Сузакский	гл, и гл, п	и	Pg <sub>1</sub> —Cr <sub>2</sub> Pg <sub>2</sub>	Алайский, туркестанские слои Рус	гл, и, д, с, г—пр с, д, и, м	и	Pg <sub>2</sub>	Сузакский Перерыв (?) Риптанские слои Даммам	гл, грс гл, м, п и, гл	и
Персидского залива	Pg <sub>1-2</sub>	Умм-эр-Радума	и, м, д	и	Pg <sub>2</sub>				Pg <sub>2</sub>			
Таримский	Cr <sub>2</sub>	Суканэ-кынская	п, гл, и	+	Cr <sub>2</sub> —Pg <sub>1</sub>	Гознауская, теренская	п, гл, с, г	+	Pg	Чультагская	гл, а, м	+
Рейнский	Pg <sub>3</sub>	Рупельский	м, п, гл	и	Pg <sub>3</sub>	Хеттский	м, гл, п, с		N <sub>1</sub>	Аквитанский	м, п, гл, и, д	
Ливийский Центральноиранский Грин-Ривер, Уинта, Пайси-нес-Крик	Pg <sub>1</sub> N <sub>1</sub> ak Pg <sub>2</sub>	Палеоцен Кум Грин-Ривер (низы)	и, гл п, и, м и, д, гл, а, г	и	Pg <sub>2</sub> N <sub>1</sub> Pg <sub>2</sub>	Красноцветная Грин-Ривер	и, м, д, с м, п, с, г гл, и, д, г, сода, грс	и +	Pg <sub>2</sub> Pg <sub>3</sub>	Перерыв Душейн-Ривер	п, а, гл гл, а, п	

Нефтегазоносный бассейн	Предгалогенная толща				Возраст
	Возраст	Свита, ярус	Литология	Нефть, газ	
Персидского залива	Pg <sub>3</sub> -N <sub>1</sub>	Асмари	и, д, гл, м, с-пр	н	
Иссык-Кульский Мендоса		Перерыв			Pg <sub>3</sub> -N <sub>1</sub> Pg-N
Ордосский Турфанский	Cr <sub>2</sub>	Кумтаг	п, гл		Pg-N Pg-N
Цайдамский	Pg <sub>3</sub>	Ченьченьшань	гл, а, п	н, г	N <sub>1-2</sub>
Суэцкий	N <sub>1</sub>	Глобигериновая	и, м	н	N <sub>1</sub>
Северо-Предкарпатский	Pg <sub>3</sub>	Менилитовая	гл, гл, п, а	н	N <sub>1</sub>
То же	N <sub>1</sub>	Тортон	и, м	г	N <sub>1</sub>
Трансильванский	N <sub>1</sub>	»	туф	г	N <sub>1</sub>
Ферганский	Pg <sub>3</sub>	»	гл, а, п		N <sub>1</sub>
Предкарпатско-Балканский	N <sub>1</sub>	Нижний тортон (глобигериновая)	гл, с, гл, туф-фиты		N <sub>1</sub>
То же, Плоештинско-Фокшанская зона	Pg <sub>3</sub>	Верхнеменилитовая	гл, гл		N <sub>1</sub>
Азово-Кубанский	N <sub>1</sub>	Средний миоцен (чокрак)	и, п, гл		N <sub>1</sub>
Среднекаспийский	N <sub>1</sub>	Миоцен	гл, м, п		N <sub>1</sub>
Каракумский и Устюртский	N <sub>1-2</sub>	»	гл, п, а		N <sub>1-2</sub>
Ферганский	Pg <sub>3</sub>	Сумсарские слои	гл, п	н, г	N <sub>1</sub>
Сицилия	Pg <sub>3</sub>	»	гл, и, м	++	N <sub>1</sub> <sup>2</sup>
Грабен Мертвого моря		»			N

Примечание. гл — глинистые породы; п — песчаные породы; а — алевролиты; породы (ангидрит, гипс); км — калийно-магnezияльные соли; грс — горючие сланцы; полутитичный сапропелевым органическим веществом и пиритом (сильно битуминозные породы); скопления нефти, г — то же, газа, + — непромышленные нефтепроявления, пр — минералы

как в разрезе, так и в плане (фациальный переход). Последний наблюдается отчетливо в пермских породах бассейнов Биг-Хорн, Северо-Европейского (ГДР) и других (см. табл. 8).

В силу стратифицированности рапы солеродных бассейнов, динамики поверхностного слоя воды пониженной солености (см. ниже) ареалы разноса биоса и осадения органического вещества в солеродных бассейнах, особенно в относительно влажные периоды и при усилении связи с океаном, могли достигать значительной величины,

Толща с галогенными породами			Постгалогенная толща			
Свита, ярус	Литология	Нефть, газ	Возраст	Свита, ярус	Литология	Нефть, газ
Нижний Фарс	и, д, с, г, м, гл	н		Средний Фарс	и, м, гл	
Слои с ангидритом	с, г, гл, а, п, с, гл		Pg <sub>3</sub> -N <sub>1</sub> Pg-N	Пестрые глины	гл, гл, п	
Гуйян	п, гл, с	+	Q	Лёсс	Лёсс	
Шаньшань, Тао-шюань	а, гл, п, г, с, п		N	Конгломераты	гл, п, а,	н, г
Хунсяогао	гл, а, п, и, м, с, г	н, г	N <sub>2</sub> -Q	с-пр		
Лагунная	с, г, и, гл	н	N <sub>2</sub>	и, гл, п		
Аквитанский	гл, а, п, с, г, км		N <sub>1</sub>	Бурдигальский	п	
Тортон	с	г	N <sub>1</sub>	Тортон	гл	г
»	г, гл, с	г	N <sub>1</sub>	»	гл	
Массагетская	гл, п, с, г	н, г	N <sub>1</sub>	Перерыв Тортона (радиоляриевая)	гл, гл, п, туф-фы	
Тортон (космина)	г, с		N <sub>1</sub>			
Аквитанский (корну)	гл, гл, с, и		N <sub>1</sub>	Бурдигальский	п, гл, а	
Средний миоцен (караган)	гл, и, с, м, гл, с		N <sub>1</sub>	Верхний миоцен	и, п, гл, м	
Датыхская	гл, м, с, п, г — линзы		N <sub>1</sub>	Чокрак	гл, м	
Чокрак, караган	гл, с, п, г — линзы		N <sub>2</sub>		п, гл	
Массагетский (галогенный)	гл, м, с, г	н, г	N <sub>1</sub>	Массагетский	гл, а, п	н, г
»	гл, и, с, д, м, с, г, с	++	Q		и, гл, и, и	г

м — мергели; и — известняки; д — доломиты; г — галит (каменная соль); с — сульфатные жирные шрифты показаны черные, серовато-черные породы, сильно обогащенные сингенетическим — то же, предположительно. В графе «Нефть, газ»: н — наличие промышленных галогенные проявления, включения (ангидрита, гипса и др.).

а некоторые планктонные организмы разносились по большей части акватории бассейна.

В периоды же садки хлоридных солей, когда еще не была утрачена связь с океаном, органическое вещество, по-видимому, выпадало преимущественно в областях солеродных бассейнов, примыкавших к открытому морю (сульфатно-карбонатные породы).

Обобщая закономерности строения и эволюции галогенных формаций зарубежных стран, Р. Шмольц [239] предлагает следующую

модель строения отдельного ритма галогенеза (рис. 9): в зоне перехода от терригенно-карбонатных морских фаций к галогенным располагается горизонт пород, сильно обогащенный органическим веществом, который образуется в так называемую эвксиническую стадию подготовительного к галогенезу этапа седиментогенеза. Х. Борхерт [198, 199] выделяет целую серию битуминозных глинистых, мергелистых, известковых и доломитовых пород ниже галогенных формаций.

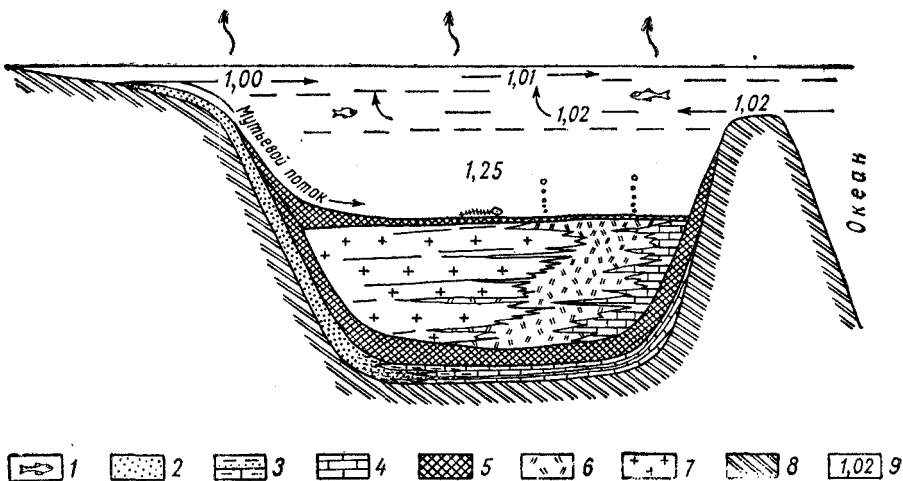


Рис. 9. Принципиальная схема строения и образования галогенной формации, по Р. Шмольцу [239].

1 — илтонг; 2 — песчаные породы; 3 — песчано-глинистые породы; 4 — карбонаты; 5 — терригенно-карбонатные, сильно обогащенные органическим веществом породы; 6 — сульфаты; 7 — каменная соль; 8 — коренные породы; 9 — плотность воды, г/см<sup>3</sup>.

Из табл. 8, однако, видно, что подобные битуминозные и горючесланцевые горизонты фиксируются далеко не всегда. В ряде случаев органическое вещество рассеивалось в пелитовых породах, не давая концентрированных скоплений, а также уничтожалось при частичном восстановлении окисного железа (в мелководных континентальных бассейнах, обогащенных красноцветным материалом эолового происхождения). Для многих, особенно зарубежных бассейнов в литературе даются обобщенные литологические характеристики разреза, и интересующие нас сведения могут быть упущены.

Полный ритм галогенеза в бассейне заканчивается обычно спорадически распространенными пластами калийных и магниезальных солей. Но чаще всего ритмы бывают неполными. На схеме показан случай, когда калийно-магниезальные соли не отлагались или были впоследствии растворены; новый ритм седиментации в условиях гумидного климата и резкого усиления материкового стока (при трехслойном разрезе водных масс в бассейне) также начинается с формирования слоя обильных терригенно-органогенных накоплений.

Гидрохимический режим бассейна на длительное время может остановиться на стадии осаждения преимущественно глинисто-известково-доломитовых или глинисто-доломитово-сульфатных отложений. Естественно, в такие периоды в солеродные бассейны заносились огромные массы органического вещества, часто формировались карбонатные илы черного цвета. Например, в осинском межсолевом горизонте усольской свиты (Иркутский амфитеатр) водоросли, катаграфии и онколиты встречаются в изобилии, слагающая большей частью основную массу пород [123].

По данным Н. М. Страхова и Э. С. Залманзон [166], содержание органического углерода в чистых ангидритах кунгура Приуралья колеблется в пределах 0,01—0,03%, в глинистом ангидрите и доломите — 0,6—0,65%, в сильно загипсованной глине, содержащей 37% сульфатов (в виде CaSO<sub>4</sub>), концентрация C<sub>орг</sub> составляет 1,6%, а в сильно загипсованном мергеле (24,9% сульфатов) — 1,17%. Таким образом, максимальные содержания органического вещества наблюдаются в доломит-ангидритовых породах, наиболее сильно «загрязненных» глинистым материалом. Исключение составляют красные сильно загипсованные глины, накапливавшиеся в окислительной обстановке, содержащие 0,01—0,1% органического углерода.

Индикатором присутствия существенных количеств органического углерода в собственно галогенных породах является их серая окраска (от светлой до темно-серой). Наши наблюдения в горных выработках и по керну скважин галогенных формаций Предуральяского прогиба, Донбасса, Припятской впадины, Предкарпатья, Эмбы показывают, что толщи ангидритов и каменных солей являются преимущественно сероцветными, и только в сравнительно редких случаях приобретают красный цвет (при приближении к калийным зонам, при обогащении соли песчаным материалом эолового происхождения и т. д.). Хотя и редко, но иногда наблюдаются серые и даже черные сильвиниты и карналлиты. Такие породы отмечены в Стасфурте [213].

Серый мелкозернистый сильвинит наблюдался нами в Предкарпатья (Калуш). Он добывается здесь в качестве сильвинитовой руды. Чаще всего сильвиниты и карналлиты окрашены в красные тона (сургучно-красный, желто-красный, мясо-красный и т. д.). Таким образом, только на самых высоких стадиях осолонения рапы, когда солеродные бассейны полностью обособлялись от открытого океана и морские планктонные организмы не могли поступать из открытого океана, содержание C<sub>орг</sub> в рапе и выпадающих солях становилось очень низким\*, а среда осадконакопления, возможно, окислительной. Однако и в калийной зоне сезонные глинисто-доломит-ангидритовые и галопелитовые прослои (связанные с привносом взвесей и солей речным стоком) сравнительно обогащены органическим веществом и имеют чаще всего не красный, а буровато-серый и серый

\* Красная окраска калийных солей может быть связана и с радиохимическими эффектами K<sup>40</sup> даже в присутствии органического вещества [19].

цвет. Это наблюдается и в Верхнекамском, и в Припятском, и в Прикарпатском калийных месторождениях. Аналогичные наблюдения сделаны Л. Ф. Деллвигом в Мичиганском бассейне: сезонные ангидрито-доломитовые прослойки толщиной 0,5—1 мм обогащены органическим веществом и пиритом, а разделяющие их соляные слои (5—10 см) не содержат  $C_{орг}$ ; железо в них присутствует в форме гематита, пирит же исключительно редок.

В калийной зоне галогенной формации Припятской впадины наблюдается очень частое чередование сильвинитов и особенно карналитов красного цвета с глинистыми и ангидрито-карбонатно-глинистыми прослоями серого, зеленовато-серого и темно-серого цвета. Если в красных слоях содержание органического вещества очень мало, то в прослоях, богатых глинистым веществом, оно присутствует в количестве 0,16—0,20% на нормальную или 0,33—0,42% на обессоленную породу при нерастворимом остатке в кислоте 15—24% (данные битумной лаборатории ВНИГРИ, коллекция солей Е. А. Рогозиной). Глины, отобранные нами из межсолевых прослоев в калийной зоне Верхнекамского месторождения, показали суммарное содержание органического вещества 0,72 и 2,00% (2 образца), в то время как вмещающие их соли были светло-серыми, почти прозрачными. По данным Ю. В. Морачевского и А. А. Черепенникова (1936 г.), содержание органического углерода в глинистых прослойках в каменной соли между сильвинитами пластов Кр. 1 и АБ, АБ и В (4 образца) составляло 1,19—1,33%\*. Следует отметить, что как в глинистых прослоях, так и в контактирующих с ними солях встречаются крупные обломки обугленных древесных остатков и даже стволов размерами до 6—10 см и более в поперечнике (А. А. Иванов, Н. Г. Шешуков, 1963 г.).

Нами изучалась рассеянная битуминозность пород ряда галогенных формаций СССР. Как и органическое вещество в целом, рассеянная битуминозность тяготеет к горизонтам ангидритов и галопелитов (табл. 9, рис. 10). Содержание рассеянного органического вещества в межсолевых глинисто-карбонатно-сульфатных горизонтах находится в тех же пределах, что и в собственно глинистых, мергелистых толщах вне развития галогенных формаций. Надо отметить, что низкие концентрации органического вещества непосредственно в соляных слоях (светло-серый, белый цвета) обуславливаются не только слабым развитием жизни в солеродных бассейнах, но и огромной скоростью отложения соляных осадков, в сотни раз превышающей скорость отложения терригенных пород. В самом деле, в течение года осаждается 5—12 см соли, в то время как мощность годового слоя глинистых осадков измеряется долями миллиметра. Естественно, что органическое вещество, которое концентрируется в миллиметровом прослое глинистого вещества,

\* В глинисто-карбонатных межсолевых породах Днепровско-Донецкой впадины, по данным Н. Г. Жузе (ВНИГРИ, 1966 г.),  $C_{орг} = 0,25 \div 1,33\%$ . Сумма битумов — 0,033—0,17%. Отношение битум А/битум С = 2,16 ÷ 10,03%. Часть битума претерпела первичную миграцию в трещины.

ТАБЛИЦА 9

Битуминозность галогенных пород различного состава (коллекция Л. Н. Капченко, анализ Т. П. Максеева)

Регионы	Кол-во образцов	Суммарное содержание битумов на породу, %				ХВ/СВ***
		Калийные соли	Каменная соль	Ангидриты	Галопелиты, соляные глины	
Припятская впадина (Солигорск) . . . . .	8	0,0018—0,0028	0,003—0,006	0,03—0,26*	0,06	0,4—5 (чаще 0,5—1,0)
Бахмутская котловина . . . . .	6	0,0009—0,04 (чаще 0,007)	0,0026—0,004 0,0009—0,054 (чаще 0,007)	0,06—0,6	0,014—0,022 0,06—0,6	0,3—2 0,2—1,0 (до 2—5—един. образцы)
Прикарпатский прогиб (Калуш, Стебник) . . . . .	52	0,001—0,018	0,002—0,05	0,01	0,0018—0,048	0,1—1,0 (чаще 0,3—1,0)
Прикарпатская впадина (Индерский и Челкарский купола) . . . . .	83		0,001—1,7	0,001—3,2		0,2—170 (чаще 2—10)**
Современные соли (Кара-Богаз-Гол, Генчешек, Евпатория) . . . . .	16		0,0008—0,003 (чаще 0,001)		0,0018—0,03	1—2,5

\* Данные Е. М. Люткевича.

\*\* Вторичный битум.

\*\*\* ХВ — хлороформный битум; СВ — спиртобензольный битум.

в соляном пласте распределяется на объем, в сотни раз больший. Поэтому общая концентрация органического вещества по мере перехода от нормально морских фаций к соленосным непрерывно падает.

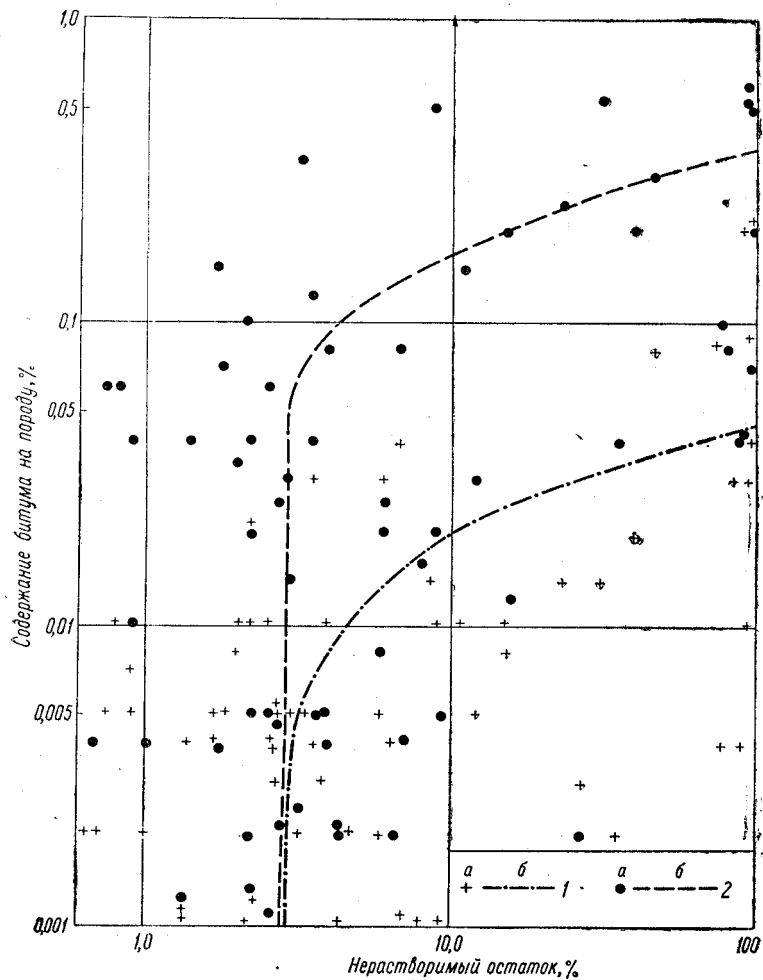


Рис. 10. Зависимость содержания битума от нерастворимого в воде остатка в соляных породах Индерского и Челкарского соляных куполов в Прикаспии.

1 — спиртобензольный битум; 2 — хлороформенный битум; а — точки фактических данных; б — приближенные кривые регрессии точек.

Интересно сопоставить продолжительность накопления 1 м чисто глинистых и галогенных осадков. По подсчетам Л. А. Назаркина [128], время накопления 1 м наиболее известных сингенетично-битуминозных свит Кавказа, Карпат и Волго-Уральской области составляет 2,4—2,8 тыс. лет. Для марьяновской свиты Западной

Сибири эта цифра поднимается до 225 тыс. лет. Время же накопления 1 м соленосных отложений составляет обычно 8—15—20 лет, т. е. на 3 порядка меньше. Содержание битуминозных веществ в собственно соленосных породах различных регионов измеряется чаще тысячными, реже сотыми или десятитысячными долями процента (см. табл. 9). Содержание  $C_{орг}$  при этом должно измеряться величинами того же порядка или на порядок выше \*, т. е. на 3—2 порядка ниже, чем содержание  $C_{орг}$  в хорошо изученных сингенетично-битуминозных глинистых свитах (1—2, до 5%). Следовательно, годовая продуктивность органического вещества солеродных бассейнов измерялась величинами того же порядка, что и нормально морских бассейнов, а в ряде случаев, видимо, и превосходила последнюю на порядок. Очевидно и то, что в этапы прекращения или резкого ослабления садки солей могут образовываться обогащенные органическим веществом сингенетично-битуминозные свиты \*\*. Чередование же собственно галогенных пород с горизонтами галопелитов, глинисто-карбонатных пород характерно для галогенных формаций \*\*\*.

Представляет большой интерес исследование распределения вод различной солености: с одной стороны, в нефтяных, с другой — в газовых месторождениях. В самом деле, если, как полагают некоторые исследователи, газовые месторождения \*\*\*\* формируются из гумусовых или гумусово-сапропелевых типов органического вещества, образующихся в более опресненных условиях, а нефтяные — преимущественно сапропелевых, то соленость седиментационных пластовых вод в первом случае должна быть гораздо меньше, чем во втором. Однако это было бы справедливо при строгой сингенетичности пластовых вод и нефтегазопроизводящих отложений. В действительности это условие выдерживается далеко не во всех случаях, к тому же вопрос осложняется трудностью диагностики нефтегазопроизводящих комплексов для различных горизонтов нефтегазовых свит. Строго говоря, следовало бы сравнивать концентрацию поровых растворов глин газопроизводящих и нефтепроизводящих свит, но данных для этого еще недостаточно.

\* По аналогии с глинистыми сингенетично-битуминозными толщами многих других регионов, где отношение содержания битумоида к  $C_{орг}$  чаще всего менее 0,2—0,1. Увеличение  $C_{орг}$  в галогенных отложениях за счет вторичных, несингенетичных проявлений нефтяных могло иметь место только в Прикаспийской впадине. В остальных случаях (см. табл. 9) проявлений нефтяных в местах отбора образцов не наблюдалось.

\*\* П. Скратон (1953 г.), А. Бюссон (1968 г.) и другие указывают, что эвапориты образуются в условиях, оптимальных для накопления органического вещества, поэтому нефтематеринские породы, обогащенные углеводородами, часто связаны с эвапоритами [179].

\*\*\* Вышеизложенное показывает, что категорическое мнение В. И. Созанского (высказанное им во многих последних работах) о «стерильности» ископаемых галогенных формаций от органического вещества основано на недостаточной осведомленности по этому вопросу.

\*\*\*\* Имеются в виду газовые месторождения, образующиеся на сравнительно небольших глубинах, до достижения главной фазы газообразования.

Вопрос осложняется также тем, что в пределах СССР нет ни одного чисто газоносного района (без нефти). Такие бассейны имеются за рубежом (Сакраменто, Трансильванский, бассейн р. По, Афгано-Таджикский и др.). Однако достаточными гидрогеологическими данными для их характеристики мы не располагаем. В большинстве из них газоматеринские толщи накапливались в условиях опресненной среды, но иногда выше по разрезу располагаются галогенные формации (Трансильванский, Афгано-Таджикский и другие бассейны), из которых возможна нисходящая миграция рассолов. Например, в Рурском угленосном бассейне рассолы с концентрацией до 200 г/л появляются там, где выше угленосных отложений залегают соленосные породы перми (П. Гофман, С. Пфайфер. — «Глюкауф», 1966, № 21).

#### § 4. СОДЕРЖАНИЕ РАСТВОРЕННОГО КИСЛОРОДА В ВОДАХ РАЗЛИЧНОЙ КОНЦЕНТРАЦИИ

Кислород является наиболее интенсивным окислителем органического вещества, его содержание в воде определяется соленостью и температурой. В пресной воде при 0° С растворяется на порядок большее количество кислорода, чем при 25—30° С в насыщенном растворе хлористого натрия. При одинаковой температуре содержание кислорода в пресной воде примерно в 1,3 раза выше, чем в морской, и в 5—9 раз выше, чем в насыщенном растворе хлористого натрия (табл. 10).

ТАБЛИЦА 10

Растворимость кислорода (%) в воде и растворах хлористого натрия при различных температурах и парциальном давлении газа 760 мм рт. ст., по экспериментальным данным Т. А. Мишиной, О. И. Андреевой, Т. К. Божовской [126]

t°, С	Концентрация NaCl, моль/л						
	0	1,0	2,0	3,0	4,0	5,0	5,4
0	48,9	31,2	22,5	15,1	—	—	6,1
5	42,9	—	—	—	—	—	—
10	38,5	25,3	18,6	12,5	—	—	5,6
20	30,8	21,4	15,7	11,0	—	—	5,2
30	26,8	18,7	14,0	10,0	—	—	4,8

Температуры рапы в бассейнах галогенеза были в несколько раз выше, чем в бассейнах негалогенной седиментации. По минералогическим данным О. Брайтша и А. Г. Германна [200], кристаллизация калийных солей ФРГ происходила при 40—50° С и более. В условиях расслоенности растворов в бассейнах солнечное излучение приводит к так называемому парниковому эффекту: нижний слой рапы, лишенный возможности терять свое тепло за счет испаре-

ния, нагревается в несколько раз сильнее, чем верхний, — до 40—50° С. Например, в оз. Дус-Холь в Туве, по данным Е. В. Пиннекера, температура нижнего слоя достигает 41,5° С. В одном из озер на побережье Красного моря температура нижнего слоя доходит до 52° С («Limnol. Oceanogr.», 1970, т. 15, № 3, с. 363—372).

Высокая температура еще более понижала концентрацию растворенного кислорода в воде (см. табл. 10). Очевидно, максимальная скорость испарения должна была наблюдаться при обнажении нижнего горячего слоя рапы из-под верхнего испарившегося слоя. В дальнейшем, по мере испарения и развития конвекции, температура обнажившегося слоя рапы неизбежно должна снижаться.

Таким образом, условия для сохранения органического вещества от окисления растворенным кислородом (биохимический и химический механизмы) в бассейнах седиментации улучшаются в направлении от пресноводных и нормально морских фаций к галогенным. Несмотря на очевидность данного вопроса, существуют прямо противоположные мнения о влиянии концентрации растворенного кислорода на содержание органического вещества в осадках. Например, Н. М. Страхов [167] полагает, что различия в содержании растворенного кислорода в субаквальной обстановке практически не сказываются на концентрации органического вещества в осадках и породах, вернее, их влияние затушевывается другими факторами.

Так, в Черном море при сероводородном заражении его глубинных вод содержание органического вещества не выше, чем в других морских бассейнах — Каспийском, Азовском — без сероводородного заражения. Но, с другой стороны, биологическая первичная продуктивность Черного, Азовского и Каспийского морей неодинакова. Резко различны их глубины, от которых зависит продолжительность пребывания синтезированного в верхнем слое органического вещества, и, следовательно, масштабы его вторичной переработки и минерализации. Поэтому, строго говоря, сравнивать между собой донные осадки этих морей по  $C_{орг}$  с целью выявления влияния сероводородного заражения нужно очень осторожно. Возможно также, что концентрация свободного кислорода (или сероводорода), иными словами, окислительно-восстановительный потенциал оказывает влияние не столько на общую концентрацию органического вещества, сколько на состав отдельных компонентов. Органическое вещество пиритовых (т. е. сероводородных) фаций отличается несколько более повышенной битуминозностью по сравнению с другими фациями.

Низкое содержание кислорода в рапе галогенной седиментации наряду с высокой соленостью, видимо, можно рассматривать как один из факторов, тормозящих минерализацию осаждающегося первичного планктоногенного органического вещества. В бассейнах нормально морского типа влияние этого фактора менее значительно и, видимо, затушевывается влиянием других.

## § 5. НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГИДРОЛОГИИ ПРЭСНОВОДНЫХ И СОЛЕНОВОДНЫХ БАССЕЙНОВ

Накопление органического вещества в бассейнах седиментации тесно связано с их гидрологическим режимом, а последний, в свою очередь, определяется в равной степени соотношением как отметок уровней, так и плотностей водных масс в различных частях. Плотность же воды есть функция ее солености, температуры, давления и газосодержания.

### Факторы изменения плотности воды

**Температура.** Плотности  $H_2O$  в зависимости от температуры при  $1 \text{ кгс/см}^2$  меняются чрезвычайно слабо (табл. 11).

ТАБЛИЦА 11

#### Зависимость плотности воды от температуры

Температура, °С	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Изменение плотности, г/см <sup>3</sup>
0	0,999868	
4	1,0000000	0,000132
10	0,99973	0,00027
20	0,99823	0,00150
30	0,99567	0,00236
40	0,99224	0,00343
50	0,98807	0,00417

**Давление.** Вода относится к практически несжимаемым жидкостям. Коэффициенты сжимаемости при температуре  $0-50^\circ\text{C}$  и давлении  $1-500 \text{ кгс/см}^2$  находятся в пределах  $(4-5) \cdot 10^{-5} \text{ см}^3/(\text{кгс/см}^2)$ , т. е. влияние давления на плотность воды на 2 порядка меньше влияния температуры, и им можно пренебречь.

**Газосодержание** (растворенный воздух) поверхностных вод бассейнов, при их постоянном конвективном перемешивании практически постоянно, ибо постоянно атмосферное давление. Но в бассейнах с застойным режимом придонных слоев величина газосодержания может отклоняться в ту или иную сторону за счет поглощения кислорода при реакциях окисления, при поступлении сероводорода, углекислоты, при разложении органического вещества, наконец, за счет поступления газов и газонасыщенных вод из донных нижележащих коренных отложений. Однако ни в одном из бассейнов не зафиксировано повышение упругости газа в придон-

ных слоях более чем на несколько килограммов-силы на квадратный сантиметр.

Величина же газосодержания, равная содержанию газа в атмосфере и даже на 1—2 порядка больше его, практически не оказывает влияния на величину сжимаемости воды  $[(4 \div 5) \cdot 10^{-5} \text{ см}^3/(\text{кгс/см}^2)]$  и изменение ее плотности (расчет по формуле Додсона — Стендинга).

**Соленость.** Зависимость плотности от солености показана в табл. 12. Согласно таблице, средний градиент изменения плотности —  $0,004 \text{ г/см}^3$  на  $5 \text{ г/л}$ . Таким образом, соленость оказывает, несомненно, большее влияние на плотность вод, чем температура, т. е. является решающим фактором изменения плотности воды соленых и рапных водоемов.

ТАБЛИЦА 12

#### Зависимость плотности растворов типа морской воды от их концентрации

C, г/л	$\gamma$ , г/см <sup>3</sup>	C, г/л	$\gamma$ , г/см <sup>3</sup>
0	1,00	30	1,022
5	1,003	35	1,025
10	1,007	40	1,028
15	1,011	45	1,032
20	1,015	50	1,035
25	0,118		

Однако для пресноводных бассейнов дело обстоит иначе. Увеличение плотности пресной воды за счет солевой минерализации ( $<1-2 \text{ г/л}$ ) не превышает  $0,001$ . Изменение же плотности за счет сезонного изменения температуры (от  $4$  до  $20-30^\circ$ ) составляет  $0,00177-0,00433 \text{ г/см}^3$ . Таким образом, в пресноводных бассейнах на протяжении года осуществляется постоянный конвективный водообмен придонных и поверхностных слоев воды, т. е. застойный режим придонных слоев здесь невозможен. Как следствие, граница восстановительной зоны при диагенезе пресноводных илов проходит обычно ниже поверхности дна, а верхние слои донных осадков подвержены окислению растворенным кислородом, концентрация которого при низкой температуре и низкой солености максимальна.

Аналогичное сезонное вертикальное конвективное перемешивание и латеральные конвективные потоки, связанные с изменением температуры в разных частях бассейна, с действием ветра и т. д., возможны и существуют не только в пресноводных, но и в некоторых открытых морских бассейнах и океане, т. е. опять-таки там, где слабо действуют причины, обуславливающие формирование растворов разной плотности — морского и материкового происхождения. В океане вертикальный градиент минерализации не превышает десятых долей грамм-литра на  $1 \text{ км}$ . Чрезвычайно мал этот градиент

в Каспийском море \*, Дальневосточных морях СССР, но гораздо выше в Черном, Балтийском и Белом морях. Толщина слоя активного водообмена в Черном море (17—22 г/л) составляет 200 м.

Ниже располагается уже толща относительно застойных вод с сероводородом. Глубина же Балтийского и Белого морей не превышает 100—150 м, отсюда понятно отсутствие здесь сильно застойных зон, несмотря на непрерывное повышение солёности их вод до дна (табл. 13). Водообмен здесь во много раз быстрее, чем в Черном море.

ТАБЛИЦА 13

Распределение солёности вод по вертикали в некоторых морях [1]

Моря и впадины морей	Концентрация воды		Средняя и максимальные глубины, м
	в верхних слоях, ‰	в глубоких слоях, ‰	
Белое море . . . .	От 20—24 у берегов до 27 в центральной части	29,5	60 (до 350 во впадинах)
Балтийское море . .	От 7—8 в центре до 11 на западе	От 10—16 в центре до 18—22 на западе	60—130 (до 300—400 во впадинах)
Впадины моря			
Борнхольмская	7,8 (0—50 м)	12,8 (50—80 м)	
Гданьская . . .	7,8 (0—80 м)	11,1 (80—100 м)	
Готландская . .	7,6 (0—80 м)	11,81 (80—220 м)	
Черное море . . . .	17,5—18	21,5—22,3 (200 м)	1282 (2245)

Существование двуслойного разреза в глубоководных морях, имеющих затрудненную связь с океаном, обязано участию в их питании двух типов растворов, резко различных по плотности: океанической воды, непрерывно поступающей из океана ( $\gamma = 1,025$ ), и пресных вод материкового стока ( $\gamma = 1,001$ ). Еще большие градиенты плотности водных масс могут возникать в сильно осолоненных и солеродных бассейнах морского и континентального происхождения ( $\gamma$  — от 1,001 до 1,2—1,3 и более).

## § 6. ДИНАМИКА ВОДНЫХ МАСС В СОЛЕРОДНЫХ БАССЕЙНАХ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОШЛОГО

Основная причина динамики водных масс осолоняющихся и солеродных бассейнов — формирование рассолов разной плотности, приводящей к их расслоению в вертикальном разрезе. Экспериментально этот процесс достаточно хорошо изучен в последнее время

\* Тем не менее концентрация растворенного кислорода в южной, глубоководной (~700 м), части Каспия с глубиной падает, а в придонных слоях появляется даже растворенный сероводород [1].

А. И. Поливановой [141]. В природе он хорошо заметен в следующих случаях:

а) стратификации воды морских бассейнов, глубоко вдающихся в сушу, и проливов, отделяющих эти бассейны от океана под влиянием материкового стока (Черное, Белое моря и др.) или испарения (Красное море);

б) стратификации пресных грунтовых (и межпластовых) и морских вод на низменных морских побережьях и островах;

в) «плавании» линз грунтовых пресных вод на соленых и рассольных в пустынях;

г) стратификации воды в современных бассейнах галогенной седиментации (Мертвое море, Кара-Богаз-Гол в западной части, Акабский залив Красного моря и многие другие);

д) сезонной плотностной и температурной стратификации рапы на озерах соляного карста (Соль-Илецк, Кемпендй и др.);

е) стратификации вод глубоких частей морских бассейнов под влиянием разгрузки пластовых рассолов (Красное море);

ж) функционировании в одном вертикальном разрезе океана разнонаправленные течения.

Схематически движения водных масс в осолоняющемся бассейне показаны на рис. 11. Океаническая вода, попадающая в бассейн, устремляется в его наиболее мелководные периферические части, где в силу небольшой глубины она нагревается и испаряется быстрее, чем в глубоководных частях бассейна. Образующаяся рапа стекает по дну бассейна в его более глубокую центральную часть. Это вызывает приток новых порций морской воды со стороны пролива (питающего) и центральной части бассейна, новое их испарение, опускание и т. д. Таким образом, осолонение солеродного бассейна начинается не с поверхности, где испаряемость максимальна, а от придонных частей. А. М. Клиггспор и отчасти Л. Л. Слосс [163] полагают, что охлаждение стекающей в депрессии дна рапы обеспечивает выпадение из нее твердых солей (в силу снижения их растворимости), чем и объясняются наблюдаемые фациальные переходы в галогенных формациях (в плане).

Приведенная схема гидродинамики солеродных бассейнов допускает перенос в придонные части растворенного кислорода. Концентрации же последнего в рапе в силу ее высоких солёности и температуры (§ 4) весьма незначительны. Из схемы видно, что глубокие слои рассолов в центральных частях рассматриваемых бассейнов как на стадии подготовки к галогенезу, так и в период галогенеза характеризуются застойностью, не подвержены суточным, сезонным и прочим видам конвективного перемешивания и в целом испытывают медленное вековое восхождение \*. Это обстоятельство, несомненно, может приводить к формированию в таких бассейнах сероводородной

\* В Черном море, по подсчетам различных авторов, скорость вертикального подъема водной массы составляет 10—20 м в год, т. е. порция придонной воды достигает верхнего слоя активного водообмена за 100—200 лет.



завесы (зоны отрицательных значений Eh), подобной черноморской, препятствующей (наряду с высокой соленостью) интенсивному окислению осаждающегося органического вещества и, видимо, способствующей его битуминизации (см. ниже).

И. Хант, Ф. Стюарт и П. Дикки [221] одну из главных причин образования горючесланцевых накоплений и засоленных осадков,

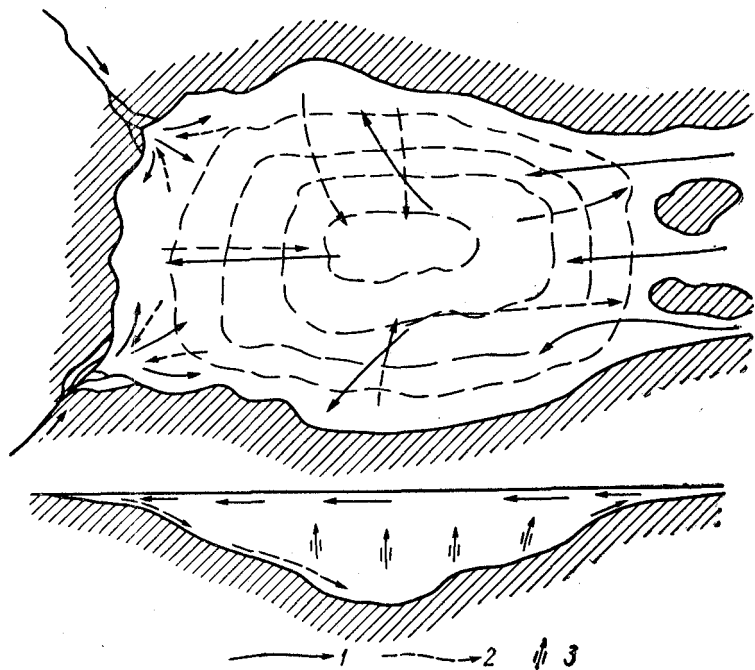


Рис. 11. Движение водяных масс в солеродном бассейне.

1 — движение исходной морской воды в верхнем слое; 2 — движение рапы в придонных слоях; 3 — вековой восходящий подъем рассолов.

сильно обогащенных органическим веществом и пиритом в формации Грин-Ривер, усматривают именно в вероятной стратификации водных масс материнского Озерного бассейна по плотности. Эти идеи развиваются также в работах Л. Л. Слосса, Р. Ф. Шмольца, А. М. Клингспора и др. [163].

Засоленные застойные нижние слои воды насыщались до токсической концентрации сероводородом, и в них не происходило развития организмов, в то время как в вышележащих незасоленных слоях воды, образующихся за счет притока речных вод, поддерживалось развитие флоры и фауны, отмирание которых после прохождения сероводородной завесы и обуславливало накопление сапропелевых илов и их сравнительно слабое окисление бактериями в восстановительной геохимической обстановке. Периоды усиления ариди-

зации климата сопровождались отложением разнообразных натриевых и кальциевых карбонатных солей, реже — галита при весьма ограниченном развитии сульфатных минералов, что объясняется, видимо, мощным развитием в бассейне и влах бактериального десульфидирующего процесса, генерацией  $\text{CO}_2$ , разложением силикатов с образованием щелочных и щелочноземельных карбонатов и пирита. По некоторым данным концентрация хлор-иона в бассейне не превышала 100 г/кг [125], отсюда общая концентрация раствора вряд ли могла превышать 150—200 г/л. В формации широко распространены крутопадающие трещины, заполненные битумами (гильсонит, озокерит и др.). По запасам углеводородов в горючих сланцах формации Грин-Ривер стоит в США на первом месте.

Относительно большое значение для сохранения органического вещества сероводородная завеса имеет, очевидно, на первых стадиях галогенеза, когда соленость еще не препятствует существованию бактерий. На поздних стадиях галогенного осадконакопления решающую роль в сохранении органического вещества играет, видимо, высокая соленость. Пиритная сульфидная геохимическая фация характерна для межсолевых и подсолевых галошелитовых отложений многих соленосных областей (Соликамская впадина, Ангаро-Ленский бассейн, Днепровско-Донецкая и Припятская впадины, Чехштейновый бассейн и др.).

Стратифицированность рапы солеродных бассейнов в сочетании с различной глубиной отдельных их частей приводит к преимущественному осаждению менее растворимых солей, в первую очередь доломита и гипса, в краевых мелководных частях бассейна. После достижения концентрации всей рапы бассейна величины, достаточной для садки галита, отложение последнего происходит в летнее время по всей акватории бассейна. Однако зимой, когда испарение незначительно, поступающая из открытого моря вода, распределяясь по поверхности солеродного бассейна и понижая концентрацию и плотность верхних слоев рапы, приводит к растворению отложившейся за лето новосадки соли на наиболее мелководных участках бассейна и опусканию возникших крепких рассолов в более глубокие части бассейна. В результате этого и в зимнее время динамика водных масс в бассейне остается такой же, как и летом, только она захватывает менее глубокие слои рапы. По всей акватории бассейна садится при этом тонкий слой пелито-карбонатно-сульфатного материала. Вместе с летним слоем соли (6—10 см) он составляет годовой ритм будущей соленосной толщи.

Динамика рапы в солеродных бассейнах и их заливах, таким образом, объясняет наблюдающуюся в большинстве случаев площадную зональность распределения карбонатно-сульфатных и галитовых пород в бассейнах прошлых геологических эпох: каменные и калийные соли обычно приурочены к центральным наиболее глубоким частям седиментационных бассейнов, а карбонатно-сульфатные и терригенные — к мелководным периферическим, иногда имеющим значительно большие размеры по площади, чем область развития

галитов. Нет необходимости привлекать для объяснения этой закономерности «соляной метасоматоз» Н. А. Кудрявцева [112].

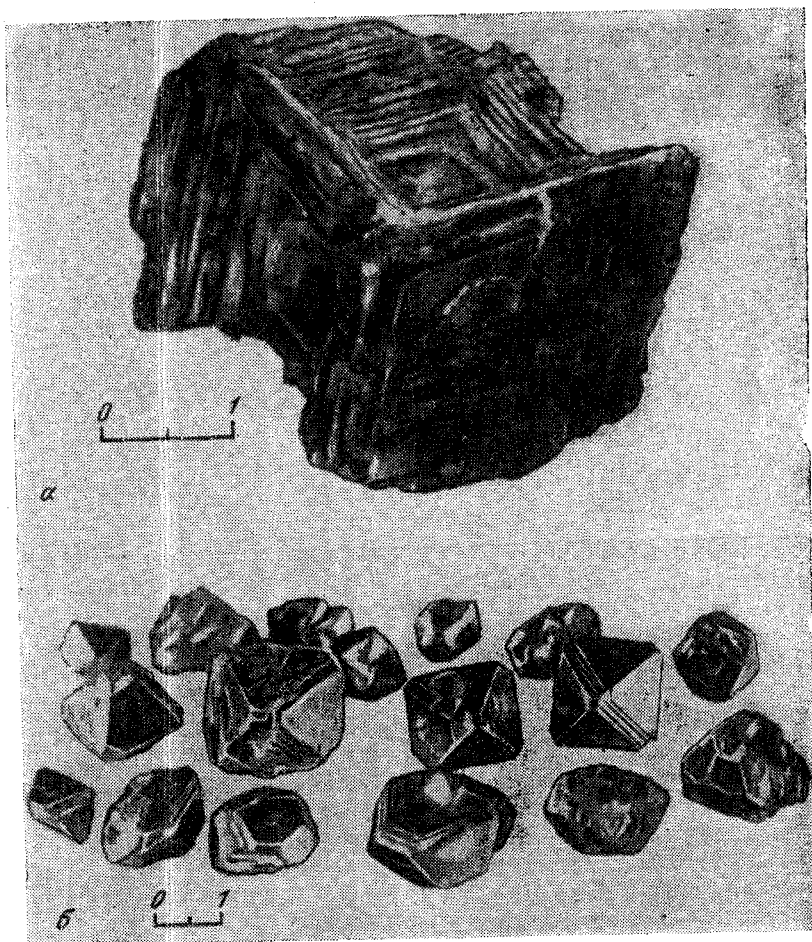


Рис. 12. Агрегат «лодочек» галита (а), сросшихся своими «бортами» и кристаллы пирита из того же горизонта (б). Фото автора.

Соликамский рудник, межсолевой маркирующий глинисто-ангидритовый горизонт в подстилающей калиеносную зону толще каменной соли. Светлое — галит (на боковых «лодочках») и пирит (отраженный свет от плоскостей спайности на верхней «лодочке»); темное — глинистое вещество и пирит (на боковых «лодочках»).

Основные факторы, которые оказывают влияние на нарушение идеальной стратификации водных масс по плотности в солеродных бассейнах, следующие:

1) интенсивные ветры, приводящие к волнению и, следовательно, к перемешиванию рапы;

2) неравномерность нагревания воды в различных частях огромных солеродных бассейнов, которая в обычных условиях приводит к возникновению морских течений;

3) приток речных и пресных грунтовых вод, способствующий опреснению рапы вблизи устьев крупных рек и выходов источников;

4) взаимный водообмен рапы бассейна с пластовыми соляными и рассольными водами глубоких горизонтов.

Как показало предпринятое нами ранее рассмотрение этого вопроса, ни один из этих факторов не может привести к значительному нарушению стратификации (за исключением верхних слоев рапы мощностью не более первых десятков метров).

При некотором увлажнении климата на территории того или иного бассейна стока рапного водоема или увеличения площади бассейна стока за счет тектонических причин последний мог на какое-то время полностью превращаться в бассейн садки карбонатно-глинистого материала. При этом разубоживание рапы в более глубоких слоях осуществлялось, вероятно, очень медленными темпами, а возможно, она и сохранилась до следующего периода аридизации климата и возобновления садки солей в бассейне («лодочки» галита в галопелите, рис. 12). Об этом свидетельствуют, например, случаи чередования не только каменных, но и калийно-магнезиальных солей (сильвинитов, карналлитов) непосредственно с глинистыми пластами (например, Припятская впадина, Предкарпатье и т. д.). Если бы в период образования глинистых отложений бассейн полностью распреднялся, то между глинистыми и соленосными отложениями должны были бы обнаруживаться слои доломитов, гипс-ангидритов и каменной соли, неизбежно выпадающих на стадии подготовки бассейна к садке калийно-магнезиальных солей.

Таким образом, многие черты образования, строения галогенных формаций, распределения в них органического вещества и накопления седиментогенных вод объясняются особенностями их гидродинамики, обуславливающей стратифицированность рапы. По отношению к этапу накопления органического вещества и последующего нефтегазообразования подземные воды даже самой высокой минерализации могут быть первичными, седиментационными, хотя само органическое вещество частично заносится и синтезируется в поверхностной сравнительно опресненной пленке воды.

## § 7. ЗАВИСИМОСТЬ СОСТАВА ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ ОТ КЛИМАТА И СОЛЕННОСТИ ВОД БАСЕЙНОВ СЕДИМЕНТАЦИИ

Зависимость состава глинистых минералов (катализаторов нефтеобразования) от климата и солености среды седиментации осадочных толщ составляет звено в цепи связей между солью и нефтью.

В условиях аридного климата, концентрирующего все растворенные солевые ингредиенты природной воды, особенно повышается роль магния, в силу хорошей растворимости  $MgSO_4$  и  $MgCl_2$ . Это приводит к усилению роли аутигенного образования магнезиальных

глинистых минералов, в том числе и особенно монтмориллонита [150]. Последний является наиболее активным катализатором нефтегазообразования [99].

Необходимо отметить, что указанные тенденции в соотношениях состава глинистых минералов могут нарушаться другими факторами, особенно колебаниями состава пород в областях сноса осадочного материала. Монтмориллонит, например, интенсивно развивается при выветривании ультраосновных и основных горных пород не только в условиях аридного, но и гумидного климата.

## Г Л А В А V СТАДИЯ ДИАГЕНЕЗА

На стадии диагенеза отложенное органическое вещество находится целиком во власти микроорганизмов, перерабатывающих его с использованием минеральных, в основном растворенных веществ, что обеспечивает изменение состава как самого органического вещества, так и жидкой и твердой минеральной фаз. Развитие микроорганизмов зависит от концентрации и состава накапливающихся в осадках органических веществ, температуры, концентрации растворенных солей и токсических соединений. На характер преобразования органического вещества и возникающих компонентов влияет состав наследуемой от периода седиментации растворенной минеральной среды, и в некоторых случаях, возможно, не меньше, чем состав исходного органического вещества. (В частности, для микроорганизмов также существует лимит солевой концентрации среды существования.) Вопрос этот, по существу, не ставился, делались лишь отдельные предположения [211]. Поэтому мы ограничимся рассмотрением лишь некоторых аспектов этой проблемы.

### § 1. ОБ ИСТОЧНИКЕ ЭНЕРГИИ МИКРОБИОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В АНАЭРОБНОЙ ОБСТАНОВКЕ

Микроорганизмы строят свое тело из «осколков» молекул разлагаемых ими органических веществ и черпают энергию для своей жизнедеятельности за счет перевода большей части потребляемого ими органического вещества и минеральных соединений из более энергонасыщенных соединений в менее энергонасыщенные. Существует группа автотрофных (фоторедуцирующих) микробов, развивающихся на средах, где углекислый газ является единственным источником углерода в их питании, а источником энергии — разнообразные минеральные соединения элементов переменной валентности, особенно серы. Значительная часть потребляемого бактериями легкоусвояемого, легкогидролизуемого (углеводы, белки и др.) «сырья» превращается в теле бактерий в более энергонасыщенные жирные соединения, но общая «энергонасыщенность» системы

минеральное вещество — органическое вещество — микроорганизмы снижается, как и во всяком самопроизвольном природном процессе. При этом в живом микромире действуют закономерности, присущие живому макромиру: специфичность организмов по отношению к определенным органическим веществам и тенденция к преимущественной переработке наиболее легко- и быстроусвояемых органических веществ по сравнению с трудноусвояемыми.

Важнейшее значение для познания генезиса битуминозных горючих ископаемых имеют анаэробные бактерии: целлюлозоразрушающие (водородообразующие и метанообразующие), гнилостные, или аммонифицирующие, бактерии, разлагающие белок и аминокислоты, а также сульфатредуцирующие. Несмотря на специфичность микроорганизмов, многие органические вещества, особенно из группы белков, углеводы и другие, разлагают почти все сапрофитные микробы. Наименее выраженной специфичностью обладают сульфатредуцирующие бактерии, растущие в присутствии сульфатов на очень многих органических средах, особенно на спиртах и органических кислотах в среде, содержащей аммонийные соли.

Мы не располагаем возможностями рассмотрения каких-либо химических реакций, осуществляемых бактериями для поддержания их жизнедеятельности, т. е. для получения необходимой энергии. Отметим лишь, что важнейшим типом реакций при этом является окисление части атомов углерода до  $\text{CO}_2$ . Поэтому вопрос об источнике кислорода в анаэробной обстановке для окисления части органического вещества является основным. Можно выделить следующие главные формы кислорода, в той или иной мере доступного для окисления захороняемого органического вещества гетеротрофными микроорганизмами\*: 1) растворенный кислород атмосферы; 2) связанный кислород органических соединений; 3) связанный кислород сульфатов; 4) связанный кислород окислов железа; 5) связанный кислород марганца, азота, фосфора и прочих элементов переменной валентности.

1. Растворенный молекулярный кислород используется организмами в окислительной обстановке, которая охватывает водную массу бассейнов седиментации (исключая случаи сероводородной завесы) и самую верхнюю часть отлагающихся осадков (да и то не всегда), поэтому значение свободного кислорода для окисления органического вещества на стадии диагенеза и тем более эпигенеза ничтожное. Сама концентрация этого газа в равновесии с атмосферой низка ( $<10$  мг/л) и уменьшается с повышением концентрации солей и температуры. Поэтому в застойной обстановке расход (на окисление) растворенного кислорода даже по своим масштабам не может быть равен другим путям потребления кислорода — кислорода, химически связанного.

\* Автотрофные микроорганизмы имеют сугубо подчиненное значение на стадии диагенеза. Главным источником кислорода для них является свободный или связанный углекислый газ, образующийся, как правило, в результате микробиологических процессов гетеротрофных организмов.

2. Все живые организмы содержат в своем составе кислородсодержащие соединения, в большей степени растительные, в меньшей — животные. В наибольших количествах он находится в углеводах, в меньшей степени — в белках и в еще меньшей — в жирах. Прочность и энергия связи его с углеродом и водородом непостоянна и зависит от строения органических молекул, особенно от положения атомов кислорода в структуре последних. Существуют соединения — лигнин, гуминовые вещества, спорополинены, хитин, смолы, воска и другие, в которых кислород связан особенно прочно с углеродом и водородом, и они поддаются расщеплению в очень небольшой степени на стадии диагенеза. Наоборот, кислород углеводов и белков менее прочно связан в структуре молекул, и последние разлагаются микробами очень быстро в анаэробной субаквальной обстановке.

Процесс анаэробного брожения углеводов и белков нельзя назвать процессом окисления в полном смысле этого слова, хотя часть атомов углерода, отдавая часть своих электронов внешней оболочке, переходит в максимально окисленное для углерода состояние —  $C^{4+}$  — углекислоту. С другой стороны, другая часть «осколков» молекул углеводов, атомов углерода и водорода рекомбинируется в молекулы более «восстановленных», т. е. более обогащенных водородом и обедненных кислородом соединений. Как простейший пример можно привести спиртовое брожение углеводов:



Атомарные соотношения в исходном веществе —  $C/H = 1/2$ ,  $C/O = 1/1$ , во вновь возникающем — соответственно  $1/3$  и  $2/1$ . Еще более существенной будет разница, если изобразить процесс образования жирового вещества из углеводов.

М. Ф. Двали [59] полагает, что «наиболее экзотермические реакции с большим выделением свободной энергии происходят в начале изменения захороненного органического вещества». Наибольший экзотермический эффект дают при окислении углеводов, затем — жиры и меньше всего — белки и углеводы. Отсюда с позиций формальной термодинамики на первых стадиях захоронения органического вещества следовало бы наблюдать его дебитуминизацию, но в действительности этого не происходит (см. § 3). К биологическим процессам следует гибко применять законы термодинамики. Действительно, на первых стадиях седиментации окисление органического вещества идет с наибольшей скоростью и сопровождается очень большим выделением свободной энергии, но используются микроорганизмами преимущественно наиболее легкоусвояемые, хотя и менее энергонасыщенные белково-углеводные соединения. Органическое вещество при этом несколько обогащается липидами как за счет первичных липидов исходного вещества фито- и зоопланктона и зоо-

бентоса, так и вторичными липидами, генерируемыми в самом теле микроорганизмов\*.

Таким образом, снижение общей массы органического вещества в осадках при его постседиментационном окислении в целом сопровождается относительным накоплением более восстановленных компонентов. Происходит не прямое восстановление органического вещества, как это еще недавно трактовалось и иногда трактуется, а диспропорционирование водорода. Отсюда дискуссию между сторонниками остаточного накопления битуминозных компонентов в окисляющемся органическом веществе на стадии диагенеза (В. А. Успенский, С. Г. Неручев и др.) и сторонниками новообразования битумов в процессе «восстановления органического вещества» в восстановительной обстановке (В. В. Вебер, Г. И. Теодорович и др.) в некотором смысле нельзя считать оправданной: имеют место оба процесса, и задача заключается в установлении в каждом конкретном случае их действительной роли. Ясно только одно, что органическое вещество в целом примерно на  $2/3$  при этом окисляется до углекислого газа [174].

Несмотря на наличие процессов брожения захороненного органического вещества, все же следует признать, что внутренних источников кислорода для его полной переработки явно недостаточно. Различные виды брожения, исчерпав внутренние энергетические ресурсы, практически затухли бы. Но так как любой осадок содержит связанный кислород минеральных соединений, то он и обуславливает основной энергетический потенциал для жизнедеятельности микробов и в диагенетическую стадию.

3. Сульфаты поровой воды являются наиболее богатым кислородом минеральным соединением, причем его отдача в силу переменной валентности серы происходит довольно легко. Свободная энергия реакции десульфирования отрицательна, что было показано еще в 30-х годах А. Н. Сахановым и В. И. Лучинским. Реальный ход этих реакций в илах достаточно изучен.

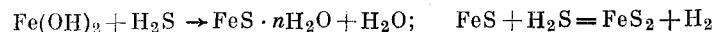
Концентрация сульфатов в нормальной океанической воде составляет 2700 мг/л, в пересчете на связанный кислород — 1800 мг/л, т. е. величину, более чем на 2 порядка большую, чем содержание растворенного кислорода в океанической воде. Максимальное содержание сульфатов в океанической воде на стадии садки гипса примерно в 5 раз выше. Даже в сильно опресненной солоноватой морской среде содержание связанного кислорода сульфатов во много раз выше, чем растворенного кислорода. Содержание сульфатов в пресных водах суши измеряется десятками, реже — первыми сотнями миллиграммов на литр, т. е. содержание связанного кислорода в них сопоставимо с содержанием растворенного свободного и почти на 2 порядка ниже содержания «сульфатного» кислорода морской воды, что и делает субаквальную континентальную пресноводную

\* При увеличении интенсивности диагенеза расходуются также и липиды («Докл. АН СССР», 1973, т. 212, № 4, с. 972—975).

обстановку резко отличной от морской. Наоборот, в условиях аридного климата континентальные соляные озера по составу воды чаще бывают сульфатно-хлоридными с содержанием сульфатов, превышающим их концентрацию в морской воде.

Сульфатредуцирующие бактерии составляют основное микробное население сапропелей, и именно их жизнедеятельностью обусловлены процессы химического преобразования органического вещества в сторону дальнейшего изменения степени битуминозности. В таком аспекте поиски связи между соленостью среды, как показателем концентрации связанного кислорода, и битуминизацией органического вещества по пути остаточного накопления и новообразования устойчивых липидных компонентов приобретают значение достаточно обоснованной микробиологической задачи (см. ниже, п. 4).

4. В морские и континентальные седиментационные бассейны зона гипергенеза континентов поставляет в составе жидкого и твердого стока соединения максимальной степени окисленности, в том числе один из основных элементов с переменной валентностью — железо, переносимое в форме гидроокислов. В среде, содержащей органическое вещество, железо легко переходит из окисной в закисную форму, отдавая часть своего кислорода на окисление органического вещества, часть — на образование воды:  $[\text{Fe}(\text{OH})_3 \rightarrow \text{Fe}(\text{OH})_2 + \text{OH}^-; 2\text{OH}^- \rightarrow \text{H}_2\text{O} + \frac{1}{2} \text{O}_2]$ , и в дальнейшем переходит в состав сидерита или гидротроилита и пирита в зависимости от концентрации сероводорода в поровой воде. В случае низких концентраций сульфатов в поровой воде в богатых органическим веществом породах обильная генерация  $\text{CO}_2$  в начальные этапы стадии диагенеза приводит к переходу в раствор больших количеств железа  $[\text{Fe}(\text{OH})_2 + 2\text{CO}_2 \rightarrow \text{Fe}(\text{HCO}_3)_2]$ , которое в дальнейшем по мере затухания процессов генерации  $\text{CO}_2$  выпадает в форме сидерита. Обилен сидерит в угленосных толщах, отлагавшихся в опресненной, сравнительно бедной сульфатами, обстановке. В среде, обогащенной сульфатами, органическим веществом и, следовательно, сероводородом, окисное железо переходит в гидротроилит и затем в пирит:



Последнюю реакцию Дж. Джонс [224], а затем и Е. Т. Хек [217] считали одним из главных путей поступления водорода для гидрогенизации органического вещества в нефтяные углеводороды.

П. Н. Куприн и другие («Комплексн. исслед. природы океана», Изд-во Моск. ун-та, вып. 4, 1973, с. 56—69) показали, что по мере углубления в толщу донных осадков сульфидной фации Черного моря наиболее реакционноспособные кислородсодержащие соединения (гуминовые кислоты) разлагаются. В результате в гидротроили-

товых осадках увеличивается восстановленность органического вещества и содержание битумоидов.

Возможным подтверждением этой мысли (не исключая и другие объяснения) является аномально высокая битуминозность некоторых галопелитовых межсолевых горизонтов, в которых развито интенсивное пиритообразование. Например, в межсолевом глинисто-ангидритовом горизонте в «нижней каменной соли» Соликамска битуминозность органического вещества достигает ~50%. В породе в обильном количестве встречаются крупные октаэдрические кристаллы пирита размером до 1,5—2 см; пирит развивается также по рассеянному «лодочкам» галита (см. рис. 12).

Итак, при восстановлении гидроокислов железа только небольшая часть заключенного в их составе кислорода может поступать на окисление органического вещества; большая часть кислорода при этом отщепляется в виде воды. Однако железо играет другую очень большую геохимическую роль в преобразовании органических веществ десульфлирующими бактериями. Накапливающийся при восстановлении сульфатов сероводород в значительных концентрациях действует токсически на микроорганизмы. Железо связывает сероводород и дает возможность развиваться процессу микробальной переработки органического вещества более продолжительное время. В этом отношении наряду с железом имеют некоторое значение медь, свинец, цинк и другие тяжелые металлы.

Десульфлирующие бактерии могут развиваться на очень многих средах, от углеводов и белков до углеводов, поэтому фактором, лимитирующим их существование, видимо, является не исчерпание возможностей разложения доступных форм органического вещества, а аномальная концентрация токсического сероводорода. Характерно, что продукты расщепления белков — аминокислоты — еще содержатся в рассеянном органическом веществе современных, четвертичных илов и третичных глин [61, 122], указывая нам, что даже в течение миллионов лет не происходит поглощения всех легкоусвояемых органических веществ микроорганизмами, не говоря уже о таких более стойких к окислению компонентах, как жирные кислоты — важные потенциальные источники углеводов. В среде сульфатвосстанавливающих бактерий «жирные кислоты претерпевают некоторые изменения своего химического строения и своих свойств, но никогда не разрушаются до конца» [174, с. 93].

5. Концентрации других элементов с переменной валентностью (Mn, P, N и др.) по сравнению с железом в осадках и поровых водах гораздо более низки, поэтому доля кислорода, могущего поступать на преобразование органического вещества, здесь очень мала.

Таким образом, основным поставщиком связанного кислорода для преобразования органического вещества в анаэробной обстановке служат сульфаты седиментогенных поровых вод. В галогенных толщах, кроме этого, сульфаты могут поступать в подземные воды за счет растворения гипса и ангидрита. Не случайно именно в под- и межгалогенных толщах США, Канады, ГДР и ФРГ, Франции

и других стран обнаружены максимальные концентрации сероводорода в составе горючих свободных газов — до 20—80% и более. Условия нахождения этих газов позволяют допускать и чисто химическое взаимодействие органических веществ с сульфатами, без участия бактерий [92].

Таким образом, не только с точки зрения состава исходного органического вещества, но и условий его диагенетической переработки на стадии диагенеза в сторону битуминизации морская соленая среда является более благоприятной, чем пресноводная. В последнем случае органическое вещество подвергается гумификации.

Но встречаются и такие случаи, когда слабоминерализованные седиментогенные воды угленосных отложений замещаются в дальнейшем солеными морскими, погребенными при трансгрессиях. В этих условиях гумусовое вещество получает возможность более интенсивно перерабатываться микроорганизмами, что может приблизить его в какой-то степени к сапропелевому веществу. Можно привести такой пример. Ф. Бьене и Ф. Луи [195] изучали угли из морских отложений, залегающие в виде линз лигнита в морских известняках лейаса и тонких прослоек лигнита в морских битуминозных сланцах (тоарсен). В отличие от обычных пресноводных лигнитов изученные угли по составу и степени битуминозности стояли ближе к керогену сланцев, чем к обычным углям ( $C = 75 \div 79\%$ ;  $H = 6,9 \div 7,5\%$ ), хотя по структуре они относились к типичным лигнитам и были образованы наземной растительностью. Причиной данного явления авторы предполагают битуминизирующее влияние морской воды, не раскрывая, однако, механизма предполагаемого процесса. Возможно, здесь сказывается именно роль десульфурющих бактерий в сочетании с другими факторами (см. ниже).

Низкое содержание сульфатов в составе пластовых вод бессульфатных пород можно рассматривать как признак протекавших процессов битуминизации органического вещества. Однако пока нет возможности отличить эту первичную бессульфатность вод от вторичной, которая возникает при взаимодействии пластовых вод, не сингенетичных породам (погребенных, инфильтрационных), с нефтяными и газовыми месторождениями. Видимо, здесь могут помочь лишь исследования соотношения изотопов серы, углерода, водорода и кислорода пластовых вод, нефтей, газов и пород.

## § 2. ВЛИЯНИЕ pH И СОЛЕННОСТИ СРЕДЫ НА ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

*pH поровой среды.* По мнению некоторых исследователей pH среды оказывает влияние на течение реакций битуминизации органического вещества на стадии диагенеза [128]. По мнению К. Ф. Родионовой [152], щелочная среда обеспечивает более интенсивное и более длительное существование микроорганизмов, так как продукты метаболизма последних, имеющие преимущественно кислый характер ( $H_2S$ ,  $CO_2$ ), в щелочной среде нейтрализуются. С другой

стороны, по данным С. Н. Данилова (1954 г.), [59], щелочная среда может играть роль катализатора при образовании углеводородных радикалов.

Чем же определяется pH поровой среды? Прежде всего составом растворенных минеральных и органических соединений, который находится, в свою очередь, в зависимости от минерального состава горных пород, условий их образования и преобразования и состава рассеянного органического вещества. Кислая среда ( $pH < 7$ ) чаще возникает в континентальной пресноводной обстановке при отсутствии нейтрализаторов за счет: 1) растворения атмосферной углекислоты; 2) окисления сульфидов растворенным кислородом; 3) окисления и разложения органического вещества с образованием углекислоты и гуминовых кислот; 4) растворения в воде вулканических газов (локальный фактор).

Морская, соленая обстановка характеризуется обычно щелочной реакцией. При наличии нейтрализаторов кислая среда неустойчива и постепенно переходит в нейтральную и щелочную. Роль нейтрализаторов могут выполнять натриевые, калиевые, кальциевые и магниевые алюмосиликаты. Взаимодействие последних с  $CO_2$  дает карбонаты и менее насыщенные основаниями силикаты — глины. Инертны в отношении воздействия на реакцию поровой среды мономинеральные кварцевые песчаники и кварцево-каолиновые и каолиновые породы, т. е. породы, состоящие из устойчивых окислов —  $SiO_2$  и  $Al_2O_3$ .

Наиболее энергичными нейтрализаторами являются карбонаты, образование которых происходит преимущественно в теплых морских бассейнах, т. е. главным образом в условиях соленой среды. Возможно, частично этим обстоятельством и объясняется наиболее высокая степень битуминозности органического вещества карбонатных отложений по сравнению с терригенными, как для древних, так и для современных осадков (работы Н. Б. Вассоевича, Э. А. Мишуниной, В. В. Вебера и др.).

Несмотря на высокую скорость растворения карбонатов под воздействием  $CO_2$ , емкость связывания ими последней невелика ввиду малой растворимости. Растворимость их растет параллельно с ростом концентрации свободной  $CO_2$ . В среде силикатов, особенно щелочных, могут связываться в форме  $NaHCO_3$  гораздо большие массы  $CO_2$ , но скорость этих процессов гораздо меньше. Так как в природе нет обычно чистых карбонатных и чисто терригенных пород, часты взаимопереходы между ними, эти 2 процесса связывания  $CO_2$  тесно сопряжены. Характер диагенетических преобразований поровой среды и органического вещества определяется литолого-фациальными особенностями пород.

*Солевой состав поровой среды.* Н. Г. Титовым и Н. Л. Сурниной [177] было показано, что при образовании торфов наряду с накоплением устойчивых к окислению продуктов превращения растительных веществ в нем могут протекать реакции, приводящие к его битуминизации (вязкая текстура, большой выход дегтя, спекаемость

полукокса и т. д.). При сравнительно одинаковом содержании битума в исходной органической массе торфообразователей, различный состав пропитывающих эту массу поровых вод на низинных и верховых болотах (табл. 14) приводит к резко различной степени битуминозности органического вещества торфа. К сожалению, качественный состав поровых вод исследованных торфов остался неизученным. Верховые болота промываются атмосферными осадками: мягкие воды растворяют гумусовые и прочие кислородсодержащие соединения и уносят их в составе подземного стока, тем самым обуславливая повышенную битуминизацию остаточного органического вещества. Наоборот, в случае низинных болот с интенсивным грунтовым подпитыванием гумусовые соединения в виде кальциевых гуматов в значительной мере остаются в сорбированном состоянии в торфе, что в общем задерживает его битуминизацию.

ТАБЛИЦА 14

Изменение состава торфов низинных и верховых болот под влиянием вод различного состава [83]

Показатели	Низинные болота	Верховые болота
Характер торфообразователей . . . . .	Осока, тростник, низинная шейхцерия	Сфагнум, верховая шейхцерия, древесные
Содержание спиртобензольного битумоида в торфообразователях, % на сухую массу . . . . .	2,11—3,32	1,58—3,21
Характер питающих болота вод . . . . .	Грунтовые жесткие минерализованные (много Са)	Атмосферные, мягкие, слабоминерализованные
Степень разложения торфа, % . . . . .	25—50	15—70
Содержание золы, % . . . . .	5—50	2—3 (до 4—7)
Состав золы, %:		
Al O <sub>3</sub> . . . . .	7,7—23,1	14,7—41,1
Fe O <sub>3</sub> . . . . .	5,3—22,5	8,6—42,2
CaO . . . . .	8,1—50,8	4,0—7,7
Содержание CaO в виде кальциевых гуматов, % . . . . .	1,75—3,36	0,1—0,65
Содержание растворенного органического вещества в торфяных водах, мг/л . . . . .	40—162	242,4—522,4
Выход спиртобензольного битума из торфа, % на органическую массу . . . . .	5,6—10,4	11,5—28,5
Содержание NH <sub>3</sub> в торфяной воде, мг/л . . . . .	6—56,4	21,2—70,2
Выходы продуктов полукоксования, % к асб. сухому торфу:		
смолы . . . . .	10,4—15,1	23—26
полукокса . . . . .	52,7—62,8	39,9—41,2
воды . . . . .	9,5—10,6	12,5—18,1
газа (по равности) . . . . .	16,2—22,7	19,0—20,3
Элементарный состав органической массы, %		
Углерод . . . . .	55,2—58,0	54,7—60,1
Водород . . . . .	5,7—5,9	6,0—6,4

В субаквальной обстановке движение иловых вод происходит чрезвычайно медленно, что при ограниченной растворимости большинства органических веществ создает неблагоприятные условия для обмена органических соединений между твердой и жидкой фазами осадка. Понятно, что изучение диагенеза торфов дает сравнительно мало для познания судьбы органического вещества при диагенезе субаквальных иловых отложений. Механизм последнего в отношении влияния солености и состава растворенной минеральной среды на ход органогеохимических процессов по существу не раскрыт, что подчеркивает Х. Д. Гедберг [45].

Изменение физических свойств гумусовых углей при последующем воздействии морской воды отмечает ряд исследователей. А. Лисснер и другие [246] установили сильное возрастание сернистости при воздействии соленых вод на бурый уголь в районе Лодзи, а также параллельное улучшение брикетиремости. В. Я. Посыльный [145] предполагает, что соленая среда приводит к изменению структуры макромолекул угля, благодаря чему изменяются его физические свойства. Об увеличении в торфе содержания летучих веществ (и их выхода при переработке) под воздействием морской воды пишут В. П. Бабенко, А. М. Гургенидзе [6]. Резко возрастает рН торфов, подвергшихся воздействию морских вод (до 7,1—7,85 против 5,1—6,36 в неизмененных торфах).

Тем не менее указанные изменения в сравнительно небольшой степени преобразуют первичный состав гумусового органического вещества в направлении увеличения содержания в нем летучих веществ и не могут перевести гумусовое вещество в сапропелевое.

Свидетельством влияния солености среды на преобразование органического вещества в процессе литогенеза является достаточно заметная связь между содержанием основного компонента минерализации вод — хлора — и аммония в глубоководных подземных водах [55]. Аммоний — типичный биогенный компонент, накапливается он в наиболее минерализованных водах независимо от глубины.

### § 3. ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ОКИСЛИТЕЛЬНОЙ И ВОССТАНОВИТЕЛЬНОЙ СРЕДЕ

Следует подчеркнуть еще одну особенность битумообразования в торфах. В верховых болотах, казалось бы, большая насыщенность исходных вод атмосферным кислородом должна препятствовать битуминизации органического вещества, окисляя его. В действительности идет как раз обратный процесс накопления битуминозных компонентов. Это позволяет еще раз убедиться, что окисление органического вещества на ранних стадиях литогенеза, видимо, в первую очередь захватывает небитуминозные компоненты — белково-углеводные соединения, способствуя тем самым остаточному накоплению наиболее устойчивых битуминозных компонентов.

Накопление битуминозных компонентов в результате окисления органического вещества как в восстановительной, так и окислительной

обстановке хорошо показано С. Г. Неручевым и Б. А. Акаевым [129] на примере карбонатных фораминиферовых отложений Дагестана. В каждой из трех изученных свит (зеленая, пестроцветная, кумская) при уменьшении содержания  $C_{орг}$  в породах по мере перехода от восстановительных к менее восстановительным и затем окислительным условиям коэффициент битуминизации  $\beta_c$  возрастает в 2—3 раза и более.

Однако нельзя согласиться с авторами с тем, что масса «сгоревшего» органического вещества в окислительной обстановке меньше, чем в восстановительной, поскольку «горение» в окислительной обстановке происходит в основном за счет растворенного кислорода и продукты горения теряются из породы. Поэтому метод определения массы сгоревшего вещества в окислительной обстановке по формам серы и железа, использованный авторами, строго говоря, неприменим.

Авторы, ссылаясь, кроме этого, на некоторые другие работы, предполагают всеобщий характер выявленной ими зависимости (обратной) между коэффициентом битуминозности  $\beta_c$  и окислительно-восстановительным потенциалом. Ранее обратный характер зависимости степени битуминозности органического вещества от содержания его в породе показали В. А. Успенский, Н. Б. Вассоевич и другие исследователи. Видимо, в данном случае можно говорить лишь о тенденциях, так как, сравнивая, например, данные С. Г. Неручева по зеленой и пестроцветной свитам, с одной стороны, и кумской — с другой, нетрудно заметить отклонение от данной зависимости:

	$C_{орг}$ , %	$\beta_c$ , %
Зеленая и пестроцветная свиты	0,25—1,25	0,3—0,1
Кумская свита . . . . .	3—12	3,7—1,4

Безусловно, правы авторы в том, что для самого органического вещества никогда не существует восстановительной минералогической обстановки, так как даже в сильно восстановительных условиях обычно остается часть невосстановленного трехвалентного железа, а в подземных водах — сульфатов, способных окислять органическое вещество.

#### § 4. ТИПЫ ПЕРВИЧНЫХ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ВОД СИНГЕНЕТИЧНО-БИТУМИНОЗНЫХ СВИТ

В осадках открытых морей и океанических желобах повышение концентрации органического вещества ведет к появлению в поровых водах сначала  $Mg(HCO_3)_2$ , а затем, в стадию катагенеза, и  $NaHCO_3$ , т. е. в направлении гидрокарбонатно-натриевого типа, по В. А. Сумицу. В иловых водах внутренних морей данный процесс, обязанный восстановлению сульфатов, часто маскируется процессами параллельного накопления кальция, выпадения карбонатных осадков и формирования хлор-кальциевого типа за счет ионообменных и химических реакций с минеральной фазой. Существенного изменения общей концентрации солей на стадии диагенеза не происходит.

По Г. Л. Стадникову [164], первичные воды, сингенетичные нефтегазообразованию в морских осадках, должны иметь исклю-

чительно гидрокарбонатно-хлоридный натриевый состав. В силу этого и поглощенный комплекс глинистых пород, в среде которых шло нефтегазообразование, также не должен содержать кальция. Хлориды кальция в пластовой воде, по мнению Г. Л. Стадникова, появляются позже, когда на путях ее миграции из нефтепроизводящих пород она проходит через пресноводные отложения или зоны палеогипергенеза (за счет ионообменной адсорбции). Таким образом, хлоркальциевые, по В. А. Сулину, воды Г. Л. Стадников считал уже вторичными по отношению к нефтеобразованию.

Гидрокарбонатно-натриевый тип вод И. И. Потапов [146] считал первичным нефтегазообразованию, исходя из развиваемой им идеи об образовании нефти за счет окисления биогенного метана сульфатами с образованием гидрокарбонатов (аналогичная идея у Е. Е. Вороного [38], А. Д. Бондаря [17], см. гл. VII). Но метан является биологически и химически более стабильным компонентом по сравнению с другими органическими соединениями, особенно белково-углеводными.

В противоположность Г. Л. Стадникову, М. А. Гатальский [44] высказал идею, что воды, первичные нефтеобразованию («первичные нефтяные воды»), преобразовались по линии накопления  $CaCl_2$  параллельно накоплению нефти из водорастворенного органического вещества. Предположение это базируется не на анализе химического механизма возможной связи нефтеобразования и генерации  $CaCl_2$ , а на чистом эмпиризме, т. е. преобладающей ассоциации нефтяных и газовых месторождений с хлоркальциевым типом вод.

Сейчас не удастся установить каких-либо закономерностей увеличения или уменьшения содержания растворенного органического вещества при переходе от стадий гипергенеза, седиментогенеза и диагенеза к стадии эпигенеза. Не устанавливается пока зависимость содержания этого вещества от минерализации, метаморфизации, глубины залегания вод.

Одним из главных путей генерации  $CaCl_2$  в поровых и пластовых водах морских и галогенных пород, который не учитывал Г. Л. Стадников, является вторичная доломитизация карбонатов. Представляет интерес сопоставить степень битуминизации органического вещества, степень доломитизации карбонатов и степень метаморфизации пластовых вод карбонатных пород. Однако сопряженными данными по жидкой и твердой фазам карбонатных битуминозных толщ мы не располагаем. Отсутствуют также данные по современным карбонатным осадкам. Тем не менее некоторые тенденции в составе карбонатных сингенетично-битуминозных свит хорошо заметны.

#### § 5. ДОЛОМИТИЗАЦИЯ КАРБОНАТОВ И БИТУМИНИЗАЦИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

Связь повышенного содержания органического вещества, битуминозности и нефтеносности карбонатных пород со степенью их доломитизации уже давно отмечалась некоторыми американскими и



отечественными исследователями. В последние годы выявлена повышенная степень битуминозности органического вещества карбонатных формаций по сравнению с терригенными. Как одну из характерных черт карбонатных нефтепроизводящих свит, З. А. Мишунина [127] отмечает их повышенную доломитность, наряду с достаточно высоким содержанием в них органического вещества (обычно темно-серые и черные породы) и битуминозных подвижных компонентов, а также пелитового (глинистого) вещества (10—20% и более). По степени доломитизации эти породы представляют собой ряд от слабодоломитистых известняков до доломитовых известняков и известковых доломитов. Обычно они пелитоморфные, тонко- и мелкозернистые, иногда перекристаллизованы до среднезернистых, содержат остатки фауны макро- и микропланктона, а иногда и бентоса. Горизонты глинистых известково-доломитовых битуминозных пород известны в отложениях оксфорд-кимериджа Большого Балхана и Копетдага, кимериджа Западной Абхазии, нижнего оксфорда Северо-Западного Кавказа, доманика востока Русской платформы и т. д.

Происхождение этих битуминозных отложений до конца не выяснено. Наиболее вероятным путем образования доломита считается диагенетический при активном участии биогенной углекислоты. Постседиментационная доломитизация за счет магния подземных вод может обеспечить очень небольшое повышение содержания магния в карбонатном осадке, в лучшем случае на 0,1—0,2%, при условии содержания Mg в исходной седиментационной воде в 2—3 раза больше, чем в нормальном океанической воде, т. е. при общей солёности до 70—100 г/л. Содержание же магния в известковых доломитах составляет 3—6%, т. е. в 30 раз выше. Содержание магния в морских карбонатах, которое наследуется от стадии биогенной седиментации, по данным Ф. Стелли [243], составляет в среднем 1—1,5%, не превышая 4,1% т. е. на уровне слабодоломитистых известняков, но далеко не известковых доломитов. Поэтому вопрос о том, является ли высокая доломитизация битуминозных карбонатных формаций следствием диагенетической переработки поровыми водами (преобразующимися в направлении накопления  $\text{CaCl}_2$ ) или связана только с образованием доломитового вещества на стадии седиментации под влиянием биогенного или хемогенного механизма в семиаридных и аридных условиях, остается открытым. Более универсальна вторая причина. Что касается соотношения масштабов собственно вторичной доломитизации пород и преобразования состава органического вещества пород и поровых вод, вопрос остается также открытым. Известно лишь, что повышенное содержание органического вещества при его окислении стимулирует течение доломитизации карбонатов ( $\text{CO}_2$ ), а следовательно, и метаморфизацию вод.

По существу, этим и ограничиваются поиски путей взаимодействия между рассеянным органическим веществом и первично-седиментационными поровыми водами на стадии катагенеза. Неизученным остается такой важный вопрос, как содержание и состав раство-

ренных органических веществ и растворенных газов в поровых водах галогенных, морских и пресноводных осадков, обогащенных органическим веществом. Их определение сопряжено с большими методическими трудностями, так как требует значительных порций растворов, получить которые можно только многократным отпрессовыванием из больших объемов осадков.

## Г Л А В А VI СТАДИЯ КАТАГЕНЕЗА

Стадия катагенеза характеризуется возрастающими температурами и давлениями, сокращением порового пространства пород, снижением активности водообмена, ускорением химических реакций преобразования минеральной и органической составляющей, созреванием микронепти, развитием процессов эмиграции нефти и газа в коллекторы и формирования их скоплений.

### § 1. ЛИТИФИКАЦИЯ ПОРОД

Зависимость скорости сокращения порового пространства пород от темпа их погружения определяется в первую очередь минералогическим составом последних. Быстрее всего литифицируются, перекристаллизовываются наиболее растворимые соляные породы — галититы, сильвиниты, карналлиты и др. Уже на стадии диагенеза на глубине нескольких десятков метров (Кара-Богаз-Гол) соляные пласты представляют собой прочно сцементированные агрегаты, которые, однако, обладают еще значительной проницаемостью и пористостью — до 20—30%. Наблюдать характер изменения пористости четвертичных и плиоценовых солей на глубине до первых сотен метров пока не удавалось. Древние же доплиоценовые соляные отложения уже на глубинах первых сотен метров представляют собой водонепроницаемые полнокристаллические агрегаты. Истинные глубины их формирования по ориентировочным расчетам не отличались значительно от современных глубин залегания.

Таким образом, соленосные отложения литифицируются раньше других, менее растворимых минералов, создают обстановку затрудненного оттока флюидов из нижележащих терригенных отложений, что значительно затрудняет темпы литификации последних и улучшает их коллекторские свойства, способствуя «переносу» в недра при прогрессирующем осадконакоплении больших количеств воды и растворенных в ней минеральных и органических соединений, газов и геохимическим превращениям в поровом пространстве и твердой фазе.

Растворимостью, на порядки меньшей, чем соли, обладают сульфаты кальция и карбонаты кальция. Они литифицируются значительно медленнее, чем соли. Растворимость и, следовательно,

скорость литификации карбонатов очень сильно зависят от концентрации  $\text{CO}_2$ . Частично сцементированные агрегаты карбонатов встречаются уже в современных осадках. Однако в отличие от солей и частично ангидридов карбонатам свойственна малая пластичность, и даже при незначительной неравномерности распределения механических напряжений они подвергаются растрескиванию.

Минимальной растворимостью обладают алюмосиликаты и кремнезем. Однако по свойствам в отношении уплотнения минералы кремния делятся на 2 большие группы: псаммитовые и пелитовые. Пелитовые осадки в значительном диапазоне раннего катагенеза, как и соли, обладают пластичностью и водоупорностью, что несколько сближает их с пластичными солями. Но в отличие от последних глинистые породы очень медленно фильтруют через себя воду, а при высоких степенях уплотнения значительно теряют пластичность и подвергаются растрескиванию. Соль же в условиях повышенных давлений и температур приобретает еще большую пластичность и улучшает свои флюидоизолирующие свойства.

К сожалению, пока слабо изучено влияние солености и состава подземных вод на темпы литификации терригенных и карбонатных пород. По экспериментальным данным [209], сравнительно быстрее при одинаковых условиях оттока воды уплотняются породы, насыщенные более крепкими рассолами, причем более богатые кальцием (гидрофобным компонентом) хлоридные рассолы фильтруются быстрее, чем натриевые.

Высокая концентрация хлоридов относительно повышает растворимость труднорастворимых соединений — кремнезема, карбонатов, сульфидов — за счет усиления роли комплексобразования. Особенно повышенная растворимость извести и кремнезема наблюдается в сверхкрепких хлоридных кальциевых рассолах Сибирской платформы (до 1,3 г/л  $\text{HCO}_3$ ) при невысоком содержании двуокиси углерода в растворенном газе. Это, бесспорно, также благоприятствует в какой-то степени расширению порового пространства пород при попадании в них крепких рассолов.

Совокупность указанных выше факторов влияет на флюидопроводность подсолевых и межсолевых терригенных отложений и на их изоляцию соляными и ассоциирующими с ними глинистыми отложениями от влияния гипергенных факторов.

## § 2. ДВИЖЕНИЕ ФЛЮИДАЛЬНЫХ ФАЗ

Наиболее благоприятные условия для нефтегазообразования и формирования залежей создаются на стадии прогибания и прогрессирующего осадконакопления, т. е. на седиментационных этапах развития осадочных бассейнов. Основным фактором движения флюидов при этом является неравномерное сокращение порового простран-

ства под влиянием геостатического и геотектонического давлений а также изменение плотности и вязкости поровых флюидов за счет роста температуры и фазовых переходов в поровом пространстве. Влияние соли (в широком смысле) при этом осуществляется по следующим основным направлениям.

1. Высокая скорость седиментации соли и, следовательно, роста геостатической нагрузки обеспечивает и интенсивное возрастание внутриспорового давления в подсолевых и межсолевых пелитовых осадках за счет их уплотнения, что обеспечивает высокие величины градиентов давления между нефтепроизводящими толщами и коллекторами и стимулирует эмиграцию нефти и газа в коллектор.

2. Высокая флюидоупорность соли препятствует уходу из пород и вод рассеянных и растворенных газов. Образование самостоятельной газовой и газонасыщенной нефтяной фаз при прочих равных условиях может происходить относительно быстрее, чем при отсутствии соли.

3. При снижении температуры и давления движущихся насыщенных рассолов во флюидопроводниках из них выпадает твердая фаза, что резко снижает проводимость пород, улучшает качество покрышек, залечивая в них трещины, но сильно снижает качество коллектора (Иркутский нефтегазоносный бассейн).

4. Высокая соленость подземных вод в областях развития галогенных формаций значительно ограничивает растворимость газа в поровой воде — среде нефтегазообразования — и тем самым способствует более быстрому нефте- и газоотделению в порах и более быстрому достижению величины фазовой проницаемости, достаточной для струйной миграции газонасыщенной нефти и газа с растворенной в нем нефтью.

5. Высокая флюидоупорность галогенных формаций при достаточной латеральной изоляции отдельных участков коллекторов может приводить к относительно высоким величинам пластовых давлений за счет геостатических и геотектонических напряжений, что является весьма благоприятным фактором повышения взаимной растворимости нефтяных жидких и газообразных углеводородов и, следовательно, миграции нефти в жидкой и газовой фазе.

6. За счет высокой минерализации, «соленасыщенности» подземных вод в областях развития галогенных отложений еще более увеличивается разность плотностей нефти, газа и воды, что облегчает их дифференциацию в недрах и образование залежей.

7. При развитии галогенеза на регрессивных этапах эволюции осадочного бассейна и наличии достаточно проницаемых зон ниже дна солеродных бассейнов высокая плотность рассолов может обеспечить их опускание, «проваливание» в нижележащие терригенные и карбонатные отложения. Это может приводить к высаливанию углеводородов из вытесняемых рассолами подземных вод, сингенетичных водовмещающим осадкам, а также к перемещению газонасыщенных вод, в процессе которого из них возможно газоотделение. Таким образом, присутствие в разрезе солей может быть

существенным стимулятором движения подземных вод, первичной и вторичной миграции углеводородов и фазовой дифференциации флюидов в коллекторах\*.

### § 3. ПРЕОБРАЗОВАНИЕ СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Преобразование состава глубокозалегающих подземных вод происходит по двум основным направлениям: хлор-кальциевому и гидрокарбонатно-натриевому. Чем больше магния содержится в исходной воде и чем больше отношение  $Ca/Mg$  в исходных породах и выше температура, тем вероятнее преобразование рассолов по первому пути. Чем больше в исходной воде отношение  $rNa/(rCl - rNa)$  и чем больше отношение  $Na/Ca$  во вмещающих породах, тем вероятнее (при наличии источников  $CO_2$ ) формирование вод гидрокарбонатно-натриевого типа [55].

Седиментогенные воды соленосных отложений (маточные рассолы) обычно имеют низкие отношения  $Na/Cl$  и высокие содержания магния. Поэтому чаще всего они преобразуются по первому пути за счет замены магния раствора на кальций породы (доломитизация, хлоритизация и т. д.). В солянокупольных областях в околосолевых и надсолевых терригенных отложениях (морские, солоноватоводные фации) седиментогенные воды испытывают влияние растворов соли, обогащаются хлористым натрием, повышая минерализацию вплоть до 300—330 г/л, а отношение  $rNa/rCl$  до значений, примерно равных 1,0.

Воды различного состава и концентрации могут существенно по-разному влиять на преобразование органических веществ при термokatализе, по-разному влиять на поверхностное натяжение на границе фаз и т. д. (см. ниже).

### § 4. СХЕМЫ НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЯ; РОЛЬ СОЛЕННОСТИ И СОСТАВА ВОДНОЙ СРЕДЫ В ТЕРМОКАТАЛИЗЕ РАССЕЯННОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

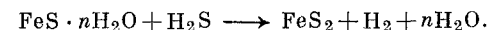
Среди сторонников органической гипотезы происхождения нефти и газа мнения относительно механизма нефтегазообразования расходятся. В составе углеводородов, экстрагируемых из осадков диagenетической стадии, жидкие углеводороды от  $C_8$  до  $C_{13}$ , составляющие основную часть нефти, не обнаружены. Их образование за счет деления цепей более сложных углеводородов или радикалов жирных кислот требуют дополнительного источника водорода для насыщения

связей  $\begin{array}{c} | \\ -C-C- \\ | \end{array}$  в месте разрыва цепи. В целом содержание водорода в нефти гораздо выше, чем в сапропелевом и тем более в гумусовом органическом веществе. В зависимости от источника водорода

\* В отношении газообразных углеводородов эту идею развивают Э. С. Гончаров и И. Б. Кулибакина («Докл. АН СССР», 1971, т. 197, № 5).

для такой деструктивной гидрогенизации существующие гипотезы нефтеобразования можно объединить в 2 большие группы: а) источник водорода — само органическое вещество (процессы диспропорционирования водорода); б) источник водорода — минеральная фаза, вода или глубокие водородсодержащие газы.

Первой точки зрения придерживается большинство наших геохимиков. Диспропорционирование водорода в живом мире — широко распространенный процесс. Но на стадии катагенеза жизнедеятельность микроорганизмов сильно ослабляется, поэтому следует предполагать чисто химический процесс диспропорционирования водорода. Одним из путей его, как уже указывалось, является переход диагенетического сульфида железа — гидротроилита — в пирит при взаимодействии с сероводородом:



Первоначально биогенный водород, будучи «захваченным» серой при восстановлении сульфатов, вновь возвращается органическому веществу и может вызывать гидрогенизационные процессы. Часть атомов углерода органического вещества при восстановлении сульфатов была предельно окислена до  $CO_2$ , т. е. здесь также налицо процесс несколько растянутого во времени диспропорционирования водорода органического вещества при взаимодействии с минеральной средой. Железо и сера в данном процессе участвуют как катализаторы. В этом смысле масштабы пиритообразования могут указывать на возможное новообразование более восстановленных соединений в породе. Этот вопрос требует пристального изучения.

Существуют и многие другие каталитические процессы диспропорционирования водорода. Как один из примеров можно привести каталитическое декарбоксилирование жирных кислот, изученное А. И. Богомоловым с сотрудниками. Процесс этот заключается в отщеплении карбоксильной группы  $COOH$ , переводе ее атома углерода в максимально окисленное состояние —  $CO_2$ ; атом водорода гидроксильной группы заполняет освободившуюся связь в месте отрыва карбоксила — образуется соответствующий углеводород. Диспропорционирование водорода при декарбоксилировании само по себе еще до конца не решает вопроса об источнике водорода для образования углеводородов от  $C_8$  до  $C_{13}$ , так как подавляющее большинство природных жирных кислот высокомолекулярны ( $C_{15}$ — $C_{17}$  и выше), и их декарбоксилирование само по себе приводит лишь к образованию твердых парафинов. Но термokatализ параллельно с декарбоксилированием включает очень разнообразную гамму процессов, в конечном итоге приводящих к диспропорционированию водорода. В условиях термokatалитического процесса, с одной стороны, на алюмосиликате только из одной олеиновой кислоты образуется целая гамма метановых, нафтенных и ароматических углеводородов, а с другой — часть атомов и радикалов

исходной кислоты рекомбинируется в кислые смолы, углекислоту и воду [15].

Большой интерес представляет исследование влияния состава водных растворов, пропитывающих природные глины, на характер продуктов термокаталитического процесса. Этот вопрос еще даже не ставился геохимиками; опыты по декарбонизированию кислот велись в безводной среде, в лучшем случае глины увлажнялись пресной водой. Тем не менее каталитическая роль некоторых хлоридных солей, например  $AlCl_3$ , широко известна. Возможно, не лишены этих свойств также твердые и растворенные хлориды натрия, калия, магния и кальция или аммония, как предполагалось еще Мак-Дермотом [231].

Если нефтегазообразование, как полагают М. А. Гатальский [44], И. А. Юркевич [190] и другие исследователи, протекает непосредственно в водоносных комплексах, т. е. в коллекторах, где, по мнению М. А. Гатальского и ряда других гидрогеологов, параллельно идут реакции «концентрирования», метаморфизации пластовых вод, накопления в них  $CaCl_2$ , то здесь должна быть зависимость содержания тяжелых углеводородов в образовавшихся газах от степени минерализации и метаморфизации пластовых вод. В действительности эти величины не коррелируются (рис. 13). Если процессы нефтеобразования протекают в глинистых, наиболее богатых органическим веществом породах (что более вероятно), то следует искать корреляцию между составом поровых растворов глин и различных компонентов битуминозной части рассеянного органического вещества. Данных для этого еще недостаточно.

Некоторые исследователи источником водорода для гидрогенизации органического вещества в нефть считали биогенный метан, расщепляющийся на метил-радикал и водород. Катализатором этого процесса В. Е. Пратт [238] считал окислы металлов (никеля, ванадия), серу и растворенные в пластовых водах хлориды, бром, иод. Это предположение экспериментально не доказано. Не подтверждена и гипотеза о попутном образовании тяжелых гомологов при абиогенном окислении метана сульфатами и окисным железом (см. выше). Ц. Е. Зобелл в 1950 г. указал, что метаноокисляющие бактерии образуют в почве высшие углеводороды, являющиеся составной частью клеток этих бактерий [14]. Идут ли подобные процессы чисто химическим, каталитическим путем — положительно пока ответить нельзя. Ответ на этот вопрос надо искать в особенностях окисления органических веществ осадочных пород, происходящих практически всегда, даже в резко восстановительной минеральной обстановке. Согласно теории академика А. Н. Баха, в окислительных процессах переходу исходных продуктов в конечные предшествует образование промежуточных соединений — перекисей. Продолжая учение А. Н. Баха, академик Н. Н. Семенов установил, что в промежутке между началом реакции окисления (горения) и появления веществ полного окисления действительно образуются продукты неполного окисления — перекиси, альдегиды, спирты, кислоты. Эти соедине-

ния, как известно, представляют собой сильно реакционноспособные вещества, способные к полимеризации и конденсации. При чрезвычайно медленном окислении органического вещества, в том числе и метана (при отсутствии менее стабильных соединений), в восстановительных условиях недр, возможно, продукты неполного окисления и дают при последующем преобразовании углеводородные радикалы. Вопрос этот требует экспериментальной проверки.

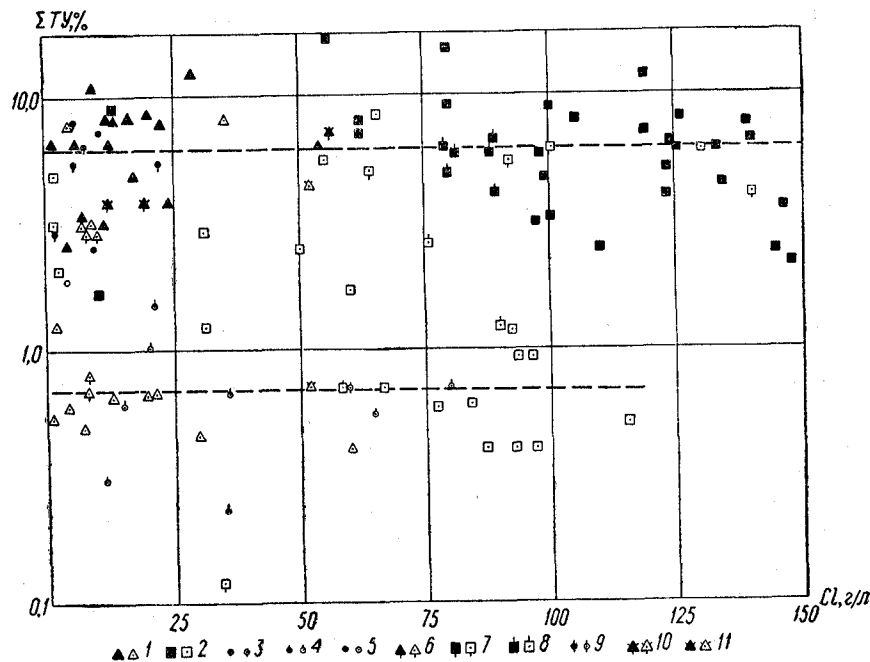


Рис. 13. Зависимость содержания тяжелых углеводородов в свободных газах от содержания хлора в заковтурных водах.

1 — Предкавказье; 2 — Волго-Уральская область; 3 — Азербайджан; 4 — Предкарпатье; 5 — Сахалин; 6 — Западная Сибирь; 7 — Днепровско-Донецкая впадина; 8 — Тимано-Печорская область; 9 — Западная Украина; 10 — Средняя Азия; 11 — Якутия; черные знаки — газонефтяные и газоконденсатные залежи; светлые — газовые залежи.

Существует и точка зрения о превращении метана в нефть под влиянием  $\alpha$ -излучения, обоснованная экспериментально [194]. Однако  $\alpha$ -излучение действует также и в направлении метанизации жидких углеводородов. Низкие концентрации рассеянных радиоэлементов в осадочных породах не позволяют предполагать ощутимые масштабы подобных процессов.

Еще один гипотетический механизм перераспределения водорода в органическом веществе материнских толщ и коллекторов предложен И. И. Нестеровым [130]. Молекулярный водород отделяется от метаморфизирующегося органического вещества глинистых

нефтегазопроизводящих отложений и, мигрируя в коллекторы в силу своей высокой активности, способен присоединяться к органическому веществу коллекторов, переводя его в нефть. Нельзя не видеть в этой схеме противоречия: если водород очень активен при своем выделении, то в первую очередь он будет вызывать гидрогенизационные процессы в глинистой толще. Ведь даже на современном этапе рассеянное органическое вещество и битумоиды глинистых толщ далеко не насыщены водородом! Пределная степень гидрогенизации рассеянного органического вещества — это его метанизация.

Вторую точку зрения — о минеральном источнике водорода для гидрогенизации органического вещества — развивает В. А. Соколов [160]. Гипотезы о глубинном источнике водорода, т. е. о биогенно-абиогенном генезисе углеводородов [74], мы касаться не будем ввиду слабой ее обоснованности и малой распространенности. В. А. Соколов полагает, что водород поступает за счет разложения молекул воды порового пространства под влиянием радиоактивности и за счет химических реакций ее с соединениями железа и других элементов. Расчеты количества образующегося под влиянием  $\alpha$ -излучения водорода достаточно обоснованы, термодинамически реакции гидрирования большинства органических веществ при температурах зоны катагенеза весьма вероятны, поэтому сама гипотеза является полноправной в ряду гипотез нефтегазообразования\*. Неясным остается лишь один важный момент — какая доля возникающих атомов водорода минеральной фазы поглощается органическим, какая — минеральным веществом. Неясны и возможности каталитического гидрирования водорастворенным водородом.

Учитывая сравнительно низкую концентрацию рассеянного органического вещества в осадочных породах (первые проценты), надо полагать, что вероятность встречи водорода с минеральной фазой на несколько порядков больше, чем с органической. Присоединение водорода к минеральному веществу, конечно, менее вероятно, чем к органическому. Из возможных механизмов поглощения водорода можно указать: а) обратный синтез воды из продуктов ее первоначального распада; б) восстановление водородом сульфатов, окисного железа и других окисленных соединений элементов переменной валентности [121]; в) сорбция пелитовым веществом.

Таким образом, относительно наиболее обоснованной схемой нефтегазообразования в настоящее время является термокатализ рассеянного органического вещества, главным образом его липидной фракции, в основе которого лежит диспропорционирование водорода.

\* Водород выделяется также при разложении воды под влиянием радиоактивного распада калия и других процессов.

## § 5. СОРБЦИОННАЯ ЕМКОСТЬ ПОРОДЫ В ОТНОШЕНИИ ИОНОВ, ГАЗОВ, ПОЛЯРНЫХ И НЕПОЛЯРНЫХ КОМПОНЕНТОВ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

Поскольку сорбционная емкость породы насыщается уже в период седиментации (вода, ионы, органические коллоиды и т. д.), можно говорить лишь об обменной адсорбции в период диагенеза и катагенеза. Дополнительная сорбция веществ, увеличивающих свою концентрацию или вновь появляющихся в поровом пространстве, возможна за счет десорбции тех веществ, относительное содержание которых в объеме пор падает. Константы сорбционного обмена, определяющие соотношение концентраций сорбированных и свободных веществ в единице объема породы, зависят от состава и строения сорбента, сорбата и температуры. Газы адсорбируются тем больше, чем выше их температура кипения. Температура кипения тяжелых гомологов метана интенсивно возрастает с ростом их молекулярного веса.

В. Ф. Линецкий [118] полагает, что все газы, выделяемые рассеянным органическим веществом, сорбируются породами независимо от масштабов их генерации. Однако в силу того, что сорбционная емкость пород ограничена, с этим положением согласиться невозможно. Количественных же данных о величине сорбционной емкости пород в отношении газа В. Ф. Линецкий не приводит. Если происходит поступление нефти в поровое пространство, содержащее газовую фазу, (рассеянные пузырьки в воде), то сорбированный ранее газ будет десорбироваться нефтью до установления динамического равновесия.

С ростом солености поровых растворов в районах развития галогенных формаций относительно увеличивается сорбция минеральных веществ, резко преобладающих в составе растворов, и уменьшается сорбция органических, что приводит к росту подвижности возникающих в зоне катагенеза микроконцентраций свободных углеводородов. На поверхностях алюмосиликатов по правилу Ребиндера из малополярных фаз (нефть) больше сорбируются полярные вещества (смолы, асфальтены), а из полярных (водные растворы) — относительно малополярные органические вещества, в том числе и углеводороды.

## § 6. ВОЗМОЖНОЕ ВЛИЯНИЕ СОЛЕННОСТИ И СОСТАВА СРЕДЫ НА ФАЗОВУЮ ПРОНИЦАЕМОСТЬ ПОРОД В ОТНОШЕНИИ НЕФТИ И ГАЗА

Миграция нефти, газа и воды осуществляется в поровом пространстве, ограниченном поверхностью различных минералов, обладающих разными свойствами адгезии указанных флюидов. Нефть, газ и вода также ограничены поверхностями межфазового раздела, которые при изменении температуры и давления могут исчезать и вновь появляться. Наиболее «чутко» реагирует на изменение

характера флюида в поровом пространстве глинистое вещество, присутствующее не только в глинистых нефтегазогенерирующих толщах, но и в тех или иных количествах также в коллекторах. Например, по сведениям Ч. Уивера [178], В. Энгельгардта и В. Тунна [209] и других исследователей, проницаемость глинистых коллекторов в отношении соленых вод и рассолов в 2 раза выше, чем в отношении пресных вод. От состава растворенных солей зависит также и состав поглощенного комплекса, оказывающего влияние на проницаемость глинистых пород и коллекторов: натрий относительно понижает проницаемость, кальций, наоборот, повышает.

Газовая проницаемость водонасыщенных пород для нефти и газа падает относительно проницаемости воды с ростом концентрации последней, однако в связи с тем, что толщина слоев связанной воды на минеральных частицах коллектора уменьшается с ростом солености, абсолютная величина проницаемости воды, нефти и газа в соленой и рассольной среде при прочих равных условиях будет гораздо выше, чем в слабоминерализованной. Поэтому, когда в породе достигнута необходимая величина мертвой нефте- или газонасыщенности, передвижение «струй» углеводородов может происходить относительно быстрее в рассольной среде, чем в коллекторах со слабоминерализованной водой (при прочих равных условиях).

#### § 7. ПЕРВИЧНАЯ МИГРАЦИЯ НЕФТИ И ГАЗА И ВЛИЯНИЕ НА НЕЕ СОЛЕННОСТИ И СОСТАВА ПОРОВОЙ СРЕДЫ

Первичная миграция нефти является краеугольным камнем теории органического происхождения. К настоящему времени наиболее распространены представления о двух основных механизмах первичной миграции нефти [133, 186]: в составе сжатого газа и в составе водного раствора — истинного, коллоидного, мицеллярного. Для признания реальности первичной миграции нефти и газа в состоянии раствора в сжатом газе, по мнению различных исследователей, существуют следующие препятствия:

1. Количества газа, необходимые для переноса современных запасов нефти, в сотни-тысячи раз больше запасов газа, растворенного в нефти [130].

2. Значительная часть газа, выделяемого при метаморфизме (точнее, катагенетическом изменении) рассеянного органического вещества, сорбируется минеральным веществом глин.

3. Другая, не менее значительная, часть газа растворяется в поровой воде глин.

4. Часть газа прямо диффундирует из нефтегазоматеринской толщи в окружающее пространство, в том числе и на поверхность Земли.

5. Некоторая часть газообразных углеводородов окисляется.

6. Основная часть генерируемого в породах газа затрачивается на «мертвую» газонасыщенность; только после достижения послед-

ней величины от 3—5 до 10—15% объема пор достигается необходимая величина фазовой проницаемости породы по газу и начинается струйная миграция газа.

7. Размеры пор и межпоровых каналов в глинистых породах ряда регионов к моменту нефтегазоотдачи в коллекторы и формирования залежей настолько малы, что способны пропускать лишь молекулы газа, воды и ионов. Передвижение громоздких молекул жидких и твердых углеводородов и гетеросоединений, растворенных в газе, возможно только по наиболее крупным порам и трещинам.

И. И. Нестеров [130] полагает, что если бы метан, переносящий нефть в объеме выявленных ее запасов, выделился в атмосферу, то образовался бы слой мощностью 500—600 км, т. е. вся атмосфера Земли практически должна была бы состоять из метана! Но это могло бы быть при одном немаловажном (!) условии — отсутствии биосферы. Ведь мигрирующий из залежей метан проходит через зоны различного, в том числе и достаточно интенсивного водообмена с поверхностью Земли, населенные различными микроорганизмами, анаэробными и аэробными, способными переводить углеводороды в углекислоту и воду. Двуокись же углерода находится в постоянном круговороте. Поэтому приведенное соображение вряд ли можно считать достаточно серьезным доводом. Во-вторых, нельзя сосредоточивать внимание только на газе, растворенном в нефти. Большинство нефтяных залежей имеет газовые шапки. Огромные запасы газа, переносившие нефть в процессе струйной латеральной миграции, в последующем частично образовывали собственные скопления, частично растворялись в водах зон замедленного и интенсивного водообмена, рассеивались и окислялись. По подсчетам геохимиков, количества углеводородных газов, выделяемых рассеянным органическим веществом осадочных пород, даже при фоновых содержаниях последнего на порядки больше существующих запасов нефти [104]. А ведь в подсолевых толщах во многих случаях имеются породы, сильно обогащенные органическим веществом. Запасы растворенных в воде газов в недрах артезианских бассейнов на 2 порядка превышают запасы газовых скоплений (подсчеты В. Н. Корценштейна, Л. М. Зорькина и др.).

Тем не менее первые балансовые подсчеты генерации углеводородного газа [104] и нефти [103, С. Г. Неручев, 1972 г.] показали, что до главной фазы нефтеобразования и в течение ее в сапропелевом и гумусово-сапропелевом органическом веществе генерируется и выделяется нефти в несколько раз больше, чем газа (соответственно до 15—20 и до 3—4% от органического вещества, исключая из состава  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{S}$ ). Отсюда, согласно экспериментальным данным Т. П. Жузе и других [71], весь газ в физических условиях проявления главной фазы нефтеобразования полностью растворяется в генерируемой нефти, не говоря уже о значительных масштабах его растворения в поровой воде. Таким образом, современные количественные геохимические данные приводят к серьезным сомнениям в реальности эмиграции нефти в составе сжатого газа, хотя указанные

в начале параграфа возражения и не являются для нее, строго говоря, запрещающими.

По наиболее новым геохимическим данным, полученным во ВНИГРИ под руководством С. Г. Неручева в 1972 г., подавляющая часть газа генерируется органическим веществом после главной фазы нефтеобразования уже на глубинах около 5—6 км — так называемая главная фаза газообразования (см. «Геология и геофизика», 1970, № 10, с. 14—16).

Логическим следствием схемы эмиграции нефти в составе сжатого газа должна являться зависимость соотношения запасов нефти и газа от возраста нефтегазогенерирующих и вмещающих нефть и газ отложений. При условии: а) примерно одинакового качества покрышек во всех нефтегазоносных бассейнах, б) примерно равного соотношения масштабов генерации нефти и генерации газа во всех бассейнах, в) синхронности нефтегазообразования и основных, главным образом заключительных, фаз прогибания осадочных бассейнов\* — соотношение запасов нефть/газ в недрах должно непрерывно уменьшаться с течением геологического времени — от преимущественно нефтяных месторождений в палеозойских бассейнах до преимущественно газовых с конденсатом — в неогеновых. Аналогично должен изменяться газовый фактор нефтей: от резкого недо насыщения в палеозойских нефтях до предельной упругости попутного газа в нефтях кайнозоя. Вытекают эти следствия из предположений о стационарности диффузии и эффузии газа через покрышки.

Однако, хотя подобные тенденции в некоторых регионах отмечаются, в целом указанные зависимости не наблюдаются: преимущественно газовые месторождения имеются и в нижнем-среднем палеозое (Предашпалачский, Мичиганский, Западно-Канадский, Сахарский и другие бассейны), а нефтяные и газонефтяные — широко распространены в неогене (Персидского залива, Калифорнии, Южно-Каспийский, Сахалинский и многие другие бассейны).

Первичная миграция нефти в состоянии водного раствора (истинного) лимитируется: а) очень низкой растворимостью жидких углеводородов в растворах солей; в силу этого дефицит воды для эмиграции нефти в коллектор огромен; б) чрезвычайной трудностью аккумуляции части выделяемой из растворов нефти на отдельных структурах из колоссальных объемов воды. Указанные два фактора тесно друг с другом связаны.

Растворимость углеводородов резко падает с увеличением их молекулярной массы и увеличением солёности воды и возрастает с повышением температуры (рис. 14, 15). Растворимость нафтеновых углеводородов выше, чем метановых, ароматических — больше, чем нафтеновых. На рис. 14 приведен график растворимости самых легких углеводородов, входящих в бензиновую фракцию нефти. Экстраполируя эти кривые в область более высокомолекулярных углеводородов, можно видеть, что их растворимость будет измеряться

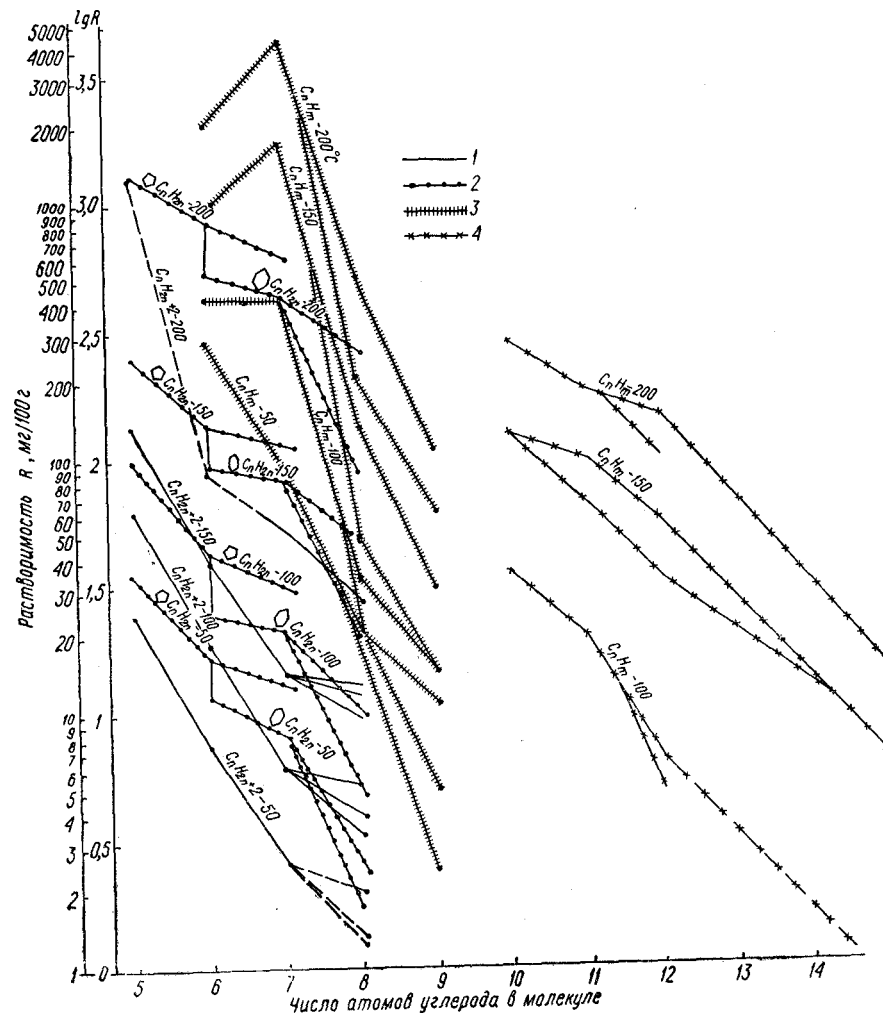


Рис. 14. Зависимость растворимости углеводородов в воде от числа атомов углерода в молекуле при различных температурах, по данным А. Н. Гусевой, Е. И. Парнова, 1967 г.

Углеводороды: 1 — метанового ряда; 2 — нафтеновые; 3 — ароматические, ряда бензола; 4 — то же, ряда нафталина.

\* Эти условия в первом приближении можно считать выполняющимися.

лишь единицами миллиграммов на литр при температурах, не выходящих за пределы 100—150° С, выше которых температура в большинстве осадочных бассейнов и не поднималась. Таким образом, для нефти в целом водорастворенная форма эмиграции в коллекторы маловероятна.

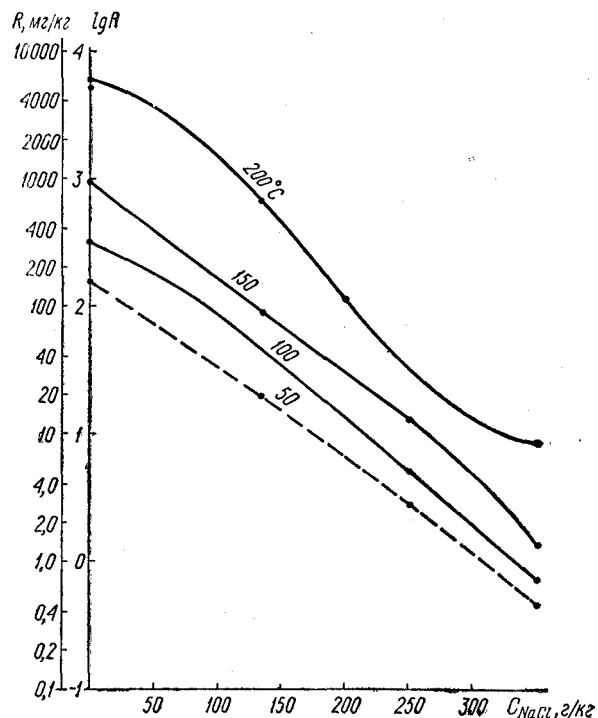


Рис. 15. Зависимость растворимости (R) циклогексана в воде от концентрации в ней хлористого натрия (C) при температурах 50—200° С, по данным А. Н. Гусевой и Е. И. Парнова, 1967 г.

В последние годы развиваются исследования под руководством чл.-корр. АН СССР Б. В. Дерягина так называемой «аномальной», модифицированной воды, обладающей по предварительным данным высокой растворяющей способностью в отношении нефтяных углеводородов. В связи с этим Т. А. Ботнева [20, с. 45—46] предполагает, что межслоевая вода глин, отделяющаяся при их уплотнении и при гидрослюдизации монтмориллонита, именно и обладает свойствами модифицированной воды и может растворять в сотни-тысячи раз больше нефтяных углеводородов, чем обычная пластовая вода, т. е. эмиграция нефти в водорастворенном состоянии приобретает достаточное обоснование. Однако существует ряд веских аргументов как против существования самой аномальной воды с плотностью

1,2—1,5, так и ее высокой растворимости. Работами П. А. Крюкова и многих других исследователей [143] установлено, что растворимость минеральных соединений в поровой воде глин сильно уменьшается по мере снижения ее содержания в глинах, т. е. по мере уменьшения толщины пленок связанной воды. Возможно, в отношении неполярных органических соединений, каковыми являются нефтяные углеводороды, действие минеральных поверхностей и слоев связанной воды иное, чем на заряженные ионы и полярные недиссоциированные молекулы солей. Но это предположение нуждается еще в серьезной проверке.

Нельзя не отметить одно противоречие в учебнике А. А. Карцева [96]. С одной стороны, он вслед за другими исследователями полагает, что при выжимании седиментогенной воды из глин «она должна растворить все способные растворяться органические соединения, находящиеся в этих глинах: органические кислоты, образующие мыла, углеводороды и т. п.» (с. 147) С другой стороны, на с. 148—149 он указывает, что «фильтрационный эффект оказывается полным уже при размерах пор, характерных для мелкозернистых песков», и «... при разгрузке через водоупор коллоидно-растворенные мыла будут полностью оставаться в ловушке...». Предполагается 100%-ный эффект и для углеводородов. Таким образом, для одного и того же глинистого пласта в первом случае допускается широкая миграция мыл и углеводородов, во втором — делается обратное утверждение. Если согласно А. А. Карцеву, полагать, что нефть концентрируется на отдельных структурах за счет фильтрационного эффекта («отцеживания») при распыленной разгрузке вод через водоупоры, то через последние должны фильтроваться объемы вод, на много порядков превышающие объем порового пространства самих глин, что превосходит все пределы величин проницаемости глинистых пород.

Предположение некоторых исследователей [59] о том, что истинная растворимость нефти в воде может быть повышена за счет больших объемов растворяемого газа, пока не подтверждено экспериментально: рост газонасыщенности вод приводит к снижению растворимости жидких углеводородов (В. И. Сергеевич, Т. П. Жузе и др., 1969 г.).

Приняв концентрацию нефтеобразующих веществ в водах 40 мг/л, А. А. Карцев подсчитал, что за 10 циклов седиментационного водообмена в песчаной толще мощностью 100 м и площадью 10 000 км<sup>2</sup> может накопиться 100 млн. т нефти, т. е. запасы, сопоставимые с фактическими запасами месторождений различных нефтегазоносных областей. На основании этого расчета А. А. Карцев делает следующий вывод [96, I изд., с. 148]: «... количественная проверка гипотезы миграции нефти в растворенном состоянии в седиментационных водах в первом приближении дает удовлетворительные результаты».

Концентрация растворенных нефтеобразующих веществ 40 мг/л, принятая автором в расчетах, совершенно произвольна. Концентрация



битуминозных веществ, извлекаемых из воды хлороформом по методу Е. А. Барс и С. С. Коган, в среднем составляет около 6 мг/л. Причем относительно большие концентрации битуминозных веществ наблюдаются на продуктивных структурах [186], т. е. часть этих веществ имеет вторичное происхождение за счет самой залежи. Кроме этого, нет уверенности в том, что все водорастворенное органическое вещество превратится в нефть. Присутствие растворенного органического вещества в непродуктивных пластах — наглядное доказательство этому.

Таким образом, концентрация нефтеобразующих веществ в расчетах А. А. Карцева может быть завышена почти на порядок. Если не учитывать в условиях, принятых А. А. Карцевым, распыленную разгрузку и фильтрационный эффект как малообоснованные допущения [55], а предполагать выделение нефти из воды в коллекторе, например в процессе декарбонизирования органических кислот, то это приведет к следующему. Для обеспечения минимальной величины критической нефтенасыщенности, необходимой для начала миграции нефти как самостоятельной фазы (20% объема пор) при 10 циклах седиментационного водообмена, содержание растворенного нефтеобразующего вещества в исходной седиментогенной воде должно быть не менее  $20 : 10 \approx 2\%$  по объему, или 20 см<sup>3</sup>/л (~15 г/л). Но для формирования залежей нужны еще дополнительные количества нефти того же порядка, что и для достижения «мертвой» нефтенасыщенности. Эти цифры превышают известные в настоящее время концентрации растворенного органического вещества на 3 порядка величин. Кроме этого, надо учитывать, что не все компоненты этого вещества могут дать нефтяные углеводороды. Отсюда ясно, что в свете современных данных первичную и вторичную миграцию нефти в состоянии истинного раствора в воде нельзя считать ощутимой в формировании залежей углеводородов. В некоторых случаях, видимо, величина межфазового натяжения на границе нефть — вода может быть снижена до нуля при температурах ниже средней изотермы устойчивости нефти в недрах (175°С). В этих условиях мертвая нефтенасыщенность также может оказаться равной нулю [183]. Трудно, однако, допустить, чтобы подобные явления происходили на контакте нефти с хлоркальциевыми рассолами.

Первичная миграция в составе коллоидного раствора ограничена: 1) низкой концентрацией в подземных водах поверхностно-активных веществ, стабилизирующих коллоидные растворы; 2) сравнительно большими размерами коллоидных частиц нефти, соизмеримых в некоторых случаях с размерами пор в плотных глинистых породах; 3) трудностями аккумуляции коллоидно-рассеянной в коллекторах нефти в залежи.

1. Чисто механические эмульсии нефти в воде не являются стойкими и при размерах капель нефти, не превышающих размеры пор и межпоровых каналов, подвергаются гравитационному расслоению [72]. Стабилизирующая же роль различных солей органических кислот проявляется только при концентрациях не ниже

критических концентраций мицеллообразования, а последние в опытах М. И. Гербер (1959 г.) и других были на 3—4 порядка выше (~50 г/л олеата натрия), чем реально наблюдаемые концентрации растворенных органических веществ в подземных водах и поровых растворах [96]. Конечно, существующие методы анализа растворенных органических веществ еще до конца не разработаны.

Многие компоненты, особенно летучие (с водяным паром), теряются при выделении из раствора, однако существенная потеря сложных солей органических кислот исключена. Нельзя принять всерьез данные определения органических кислот в подземных хлоркальциевых рассолах по методике Н. Т. Шабаровой [189], так как их отгонка с водяным паром производится в кислой среде (рН — до 4—5). Выделяющиеся одновременно HCl и HBr искажают результаты анализа в сторону резкого завышения содержания органических кислот на несколько порядков. В. В. Красинцева [107] показала, что из солянокислых растворов с концентрацией  $\geq 170$  г/л при температуре кипения воды HCl улетучивается в большей степени, чем H<sub>2</sub>O. Ш. Д. Новосельцева (ВНИГНИ), применяя более строгую методику, показала, что концентрации жирных кислот в подземных рассолах не превышает первых десятков миллиграммов на литр. По некоторым зарубежным данным концентрация жирных кислот в подземных водах нефтяных месторождений составляет лишь первые единицы миллиграммов на литр [205].

Большая масса кислот, определенных по методике Н. Т. Шабаровой, входила в группу кислот, летучих с водяным паром, т. е. от C<sub>1</sub> до C<sub>3</sub> и частично C<sub>4</sub>, которые не обладают свойствами мицеллообразования и повышения растворимости углеводородов, особенно при низких их концентрациях. Содержание же высокомолекулярных кислот (точнее, их солей), нелетучих с водяным паром, составляло единицы — первые десятки миллиграммов на литр. Декарбонизирование летучих кислот может дать только метан и тяжелые газобразные углеводороды; количества жидких углеводородов, которые можно получить таким путем, практически ничтожны.

2. Большие размеры коллоидных частиц нефти в воде приводят к их задержке в тонких порах пелитоморфных толщ, т. е. «фильтрационному эффекту». Движение коллоидных растворов через тонкопористые среды чрезвычайно затруднено. Задержка коллоидных частиц нефти в пористой среде происходит при изменении проницаемости среды даже в тех случаях, когда размеры коллоидных частиц нефти во много раз меньше размеров пор и межпоровых каналов [203].

3. Хотя размеры коллоидных частиц нефти в седиментогенной воде, отжимаемой из глин в коллекторы, могут быть на порядки ниже, чем размеры пор и межпоровых каналов коллектора, однако в силу нестойкости чисто механических эмульсий нефти в воде (низкие концентрации поверхностно-активных органических веществ) вследствие броуновского движения и действия гравитационного поля (седиментационное распределение [72]) происходит слипание

коллоидных частиц в крупные агрегаты, соизмеримые с порами коллектора. Это, естественно, приводит к очень большим потерям нефти на создание «мертвой» нефтенасыщенности коллекторов на огромных нефтесборных площадях.

Гипотеза первичной миграции нефти в виде свободной фазы (струйная миграция) до последнего времени считалась совершенно нереальной в силу низких содержаний как самого рассеянного органического вещества, так и доли отдаваемых им битуминозных компонентов ( $\beta$ ), составляющих первые единицы процента. Полученные в последние годы коллективом геохимиков ВНИГРИ под руководством С. Г. Неручева данные о величинах  $\beta$  до 30—40 и даже в единичных случаях до 70% позволяют пересмотреть установившиеся представления. Величина отдачи собственно нефтяных углеводородов примерно в 2—3 раза меньше, чем отдача битумоида, и составляет 15—20% на органическое вещество. Принимая величину мертвой нефтенасыщенности на стадии главной фазы нефтеобразования, равной 20—40% от объема коллекторов порового пространства, и пористость глинистых пород, равной 4% (глубина  $\sim$ 3 км), нетрудно подсчитать, что эмиграция нефти в виде самостоятельной фазы возможна при исходных содержаниях органического вещества в породе не менее 1—2%. Поскольку в течение стадии катагенеза значительная часть первоначально накопившегося органического вещества отделяется в составе битумоида, то 1—2% исходного органического вещества соответствует несколько меньшее содержание органического вещества на стадии катагенеза, для глин равное фоновым концентрациям или несколько выше. Таким образом, необходимая величина фазовой проницаемости нефти в глинах достигается в ряде случаев при фоновых содержаниях органического вещества. Но в подгаложенных толщах, а также в самих галоженных формациях часто встречаются породы и с высокими содержаниями органического вещества (см. гл. IV).

Мертвая нефтенасыщенность сильно сокращается при развитии в глинистых породах микротрещин, которое начинается примерно с глубин 1,5—3 км в зависимости от геотермического градиента. Чем больше густота микротрещин и макротрещин, тем в большей степени может быть снижена мертвая нефтенасыщенность и тем при меньших содержаниях органического вещества возможно начало эмиграции нефти в самостоятельной фазе. Количественно оценить это снижение не позволяет отсутствие необходимых экспериментальных данных.

Приведенные соображения относятся к случаям наличия сапропелевого и гумусово-сапропелевого рассеянного органического вещества. Для чисто гумусового вещества соотношение отдачи газообразных и жидких углеводородов во много раз выше, и здесь может быть вполне возможна эмиграция нефти в составе сжатого газа. Однако количества генерируемых жидких углеводородов в силу специфики строения этого вещества (см. выше) здесь очень малы. Эмиграция некоторого количества нефти (конденсата) в составе газа

возможна также на главной стадии газообразования (глубина 5—6 км) при любых типах органического вещества.

Поскольку величина поверхностного натяжения на границе вода—нефть, от которой зависит величина мертвой насыщенности углеводородами, значительно снижается при росте газонасыщенности обеих жидкостей, повышении давления и температуры, то верхний предел содержания органического вещества, начиная с которого возможна струйная эмиграция нефти, постепенно уменьшается с ростом глубины. Несмотря на то, что струйная вертикальная миграция газонасыщенной нефти из нефтепроизводящих глинистых пород может обеспечить латеральное движение нефти в коллекторах, в последних значительная часть «мертвой» нефти останется, не достигнув ловушек, и в дальнейшем окислится или подвергнется другим формам деструкции.

Количество же остаточной нефти будет определяться главным образом распределением коллекторов различной степени флюидопроницаемости, соленостью среды, газонасыщенностью воды и нефти, давлением, температурой и размерами флюидонапорных систем. Вопрос этот нуждается в тщательном изучении. Присутствие в подсолевых, частично также в межсолевых и надсолевых толщах пород с высокими содержаниями органического вещества сапропелевого типа делает его для рассматриваемой темы особенно интересным.

## § 8. ГАЛОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ — ГЕОТЕРМИЯ — НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЕ

Галоженные породы, особенно соль, имеют коэффициенты теплопроводности в 3 раза выше, чем терригенные и карбонатные осадочные породы (табл. 15). Это обстоятельство приводит к понижению геотермического градиента (при прочих равных условиях) в области развития галоженных формаций, тем большему, чем больше мощность

ТАБЛИЦА 15

Коэффициенты теплопроводности горных пород,  $10^{-3}$  кал/(см·сек·град)

Порода	Пределы изменения коэффициента теплопроводности	Порода	Пределы изменения коэффициента теплопроводности
Ангидрит . . . . .	11,7—13,7	Глинистый сланец . . . . .	2,8—6,9
Каменная соль . . . . .	12,7—17,2	Мергель . . . . .	2,2—6,6
Доломит . . . . .	9,6—13,2	Изверженные породы . . . . .	4,0—11,0
Известняк . . . . .	4,7—7,7	Кварциты . . . . .	8,7—19,2
Песчаник . . . . .	3,5—7,7		

Примечание. В таблице дана теплопроводность сухих пород. Теплопроводность влажных пород в среднем на 10—30% выше. Значения приведены из «Справочника физических констант горных пород» М., «Мир», 1969, с. 425—433.

этих формаций и чем меньше в них процент несоляных терригенных пород. При первичной мощности галогенных отложений 2—3 км (Прикаспий) охлаждение подгалогенных отложений может быть весьма существенным. В пределах соляных куполов, где мощность соли достигает 7—8 км и где первичное залежание соли сильно нарушено, потери тепла наиболее велики, что фиксируется положительными геотермическими аномалиями над соляными куполами. К сожалению, геотермические условия подсолевых отложений районов наиболее мощного соленакпления не изучены.

Высокая теплопроводность галогенных формаций неизбежно должна приводить к относительному смещению главных фаз нефти и газообразования на значительно большие глубины по сравнению с «безэвапоритовыми» бассейнами. Это значит, что нефтегазообразование в этих случаях происходит при больших геостатических давлениях, большей уплотненности и литифицированности пород чехла, т. е. при гораздо меньших значениях пористости материнских пород, чем в терригенном разрезе. Следовательно, нефтеотдача и газоотдача в самостоятельной фазе (гл. VI, § 7) становятся в этих условиях более вероятными. Если при фоновых и не превышающих фоновые содержания органического вещества в случае терригенного разреза активная эмиграция нефти и газа еще маловероятна, то при наличии эвапоритовых отложений она может быть вполне реальной. Этому способствует интенсификация трещинообразования в материнских породах и коллекторах с ростом глубины.

#### § 9. СМЕШЕНИЕ РАССОЛОВ И СЛАБОМИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ВОД, ВЫСАЛИВАНИЕ ГАЗА, НЕФТИ И НЕФТЕОБРАЗУЮЩИХ ВЕЩЕСТВ

В силу зависимости растворимости газообразных и жидких углеводородов, солей органических кислот и прочих соединений в растворах от солености и состава последних смешение растворов разной минерализации может привести к выпадению органических соединений. Количество выделившихся органических соединений зависит от объемов смешивающихся растворов, разности их минерализации, рН и первоначальной степени насыщенности органическими веществами. Концентрации растворенных органических соединений, главным образом солей нафтеновых и жирных кислот, в щелочных гидрокарбонатно-хлоридных натриевых водах выше, чем в хлоркальциевых рассолах, на 1—2 порядка. Однако и эти сравнительно высокие концентрации растворенных органических веществ в щелочных водах остаются, в свою очередь, на 2—3 порядка ниже критических концентраций мицеллообразования, начиная с которых проявляется эффект резкого повышения коллоидной и мицеллярной растворимости жидких углеводородов. Поэтому пока трудно отводить процессам смешения растворов разной концентрации существенную роль в высаливании жидких углеводородов и органических кислот в коллекторах. Менее разнятся концентрации газообразных углеводородов в жестких и щелочных водах. Относительно в боль-

ших масштабах может происходить газоотделение из смешивающихся растворов разной минерализации (в силу сравнительно очень высокой растворимости углеводородных газов в водах по сравнению с другими органическими соединениями). Однако более полный анализ этого процесса Н. М. Кругликовым [55] показал, что и в этом случае трудно ожидать формирования залежей значительного размера.

#### § 10. ДВИЖЕНИЕ СОЛИ И ПЕРЕФОРМИРОВАНИЕ ЗАЛЕЖЕЙ УГЛЕВОДОРОДОВ

В силу высокой пластичности солей геостатическое и тектоническое давления приводят к перераспределению масс соли в объеме осадочных бассейнов. Подъем соли в виде куполов осуществляется по наиболее ослабленным зонам, могущим служить также путями миграции для подсолевых и межсолевых углеводородов. Эта миграция в силу резкого различия вязкостей соли и нефти может осуществляться, вероятнее всего, по мелким разрывам и трещинам осадочных пород, возникающим при куполообразовании, которые соль не может заполнить вследствие высокой вязкости, а также по межкупольным зонам, где мощность соли резко сокращается и где она, будучи заключенной среди относительно жестких пород, способна не только течь, но и разрываться. Соотношение мощностей пластов пластичной соли и относительно жестких терригенно-карбонатных пород в разрезе является одним из основных факторов интенсивности соляной тектоники и проницаемости пород. В прибортовых зонах солянокупольных областей, где доля соляных пород в разрезе сильно сокращается, появляются месторождения углеводородов и в надсоловом комплексе (см. гл. III).

#### § 11. СТРУКТУРООБРАЗУЮЩАЯ РОЛЬ ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Структурообразующая роль галогенных отложений определяется их тремя основными свойствами, выделяющими их из числа других осадочных пород: высокой пластичностью в условиях всестороннего давления, низкой плотностью и высокой растворимостью. Первые два свойства обуславливают восходящие механические перемещения галогенных (соляных) отложений по ослабленным зонам в гравитационном поле Земли, третье — солянокарстовую тектонику. Как в первом, так и во втором случае образуются разнообразные геологические структуры, в которых нередко скапливаются залежи нефти и газа, генетически связанные с под- и надсоловыми отложениями.

Структуры, возникновение которых происходит под влиянием движений соли, широко известны и хорошо изучены; они составляют значительную часть продуктивных структур всех известных солянокупольных регионов (Прикаспийская и Днепровско-Донецкая впадины, Голф-Кост, Северо-Европейский бассейн и др.).

В меньшей степени изучены структуры, обусловленные соляным карстом. В последнее время интерес к ним поднял А. Л. Козлов. В силу резкой неоднородности водопроводящих свойств надсолевых пород растворение соляных (и гипс-ангидритовых) пластов может происходить избирательно. На выщелоченных участках надсолевых породы опускаются. В результате те участки, где соль сохранилась, оказываются относительно приподнятыми, положительными структурами.

Подземное растворение соли возможно преимущественно на небольших глубинах, измеряемых первыми сотнями метров, иногда до 500—600 м. В зависимости от истории геологического развития возможно несколько последовательных периодов подземного выщелачивания различных (в плане) участков соляного пласта, чередующихся с периодами седиментации. В течение последних на участках выщелоченной соли отлагается значительно большая мощность осадков (компенсация солянокарстового «прогибания»), чем на участках, не затронутых карстовыми явлениями. В следующий цикл растворения соли и осадконакопления наибольшая мощность осадков накапливается на других, смежных с предыдущим, участках. Таким образом могут формироваться своеобразные «изгибы» слоев и возможные структуры-аккумуляторы нефти и газа. По сообщению Де Милле (1964 г.), подобные структуры хорошо изучены в Западно-Канадском нефтегазоносном бассейне; они образовались за счет растворения огромных масс соли в среднедевонской формации прерий. Известны они и в других нефтегазоносных бассейнах, где распространены соленосные породы, однако очень слабо изучены. Поскольку эвапориты морского облика во многих случаях пространственно ассоциируют с коралловым рифами [197], подобные солянокарстовые структуры иногда ошибочно принимаются за рифовые массивы. Естественно, солянокарстовые структуры могут развиваться только в тех районах, где достаточно водопроводимость надсолевых пород. Лучшие условия для этого создаются в карбонатном надсолевом (и подсолевом) разрезе и наихудшие — в глинистом. Известные солянокарстовые структуры располагаются в карбонатных породах.

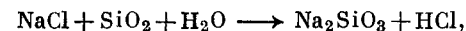
Процесс подземного растворения соляных пластов можно в какой-то степени уподобить цепной реакции. Проникновение первых порций пресной агрессивной воды к соляному пласту по трещине приводит к растворению соли, образованию заполненной рассолом пустоты, что вызовет неустойчивость вышележащих надсолевых пород, возникновение в них дополнительных напряжений, трещин, проваливание отдельных целиков, расширение трещин и, естественно, усиление притока агрессивных вод все к новым и новым частям еще не растворившегося соляного пласта. Протяженность выщелоченных зон в Западно-Канадском бассейне измеряется многими сотнями километров в ширину и 1,5—2 тыс. км в длину — вдоль всего восточного борта бассейна. Причем устанавливается около 5 циклов растворения соли — от девона до мела.

В целом взаимовлияние нефти, рассолов и соли в зоне катагенеза (нередко при участии агентов вышележащей зоны гипергенеза) весьма многообразно, но многие важные звенья этого взаимовлияния еще в необходимой мере не изучены.

## § 12. ВЛИЯНИЕ ФАКТОРОВ МЕТАМОРФИЗМА

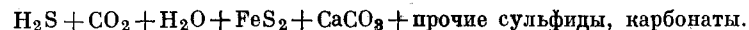
Зона катагенеза в подвижных областях сменяется на больших глубинах зоной метаморфизма, протекающего при температурах более 200—300° С. Нефтяные углеводороды и эвапориты, особенно соль, являются антагонистами высоких температур. Как уже неоднократно указывалось, сложные нефтяные углеводороды при температурах более 170—200° С начинают подвергаться термальному метаморфизму с образованием метана, с одной стороны, и твердого остатка — с другой.

Соль при высоких температурах и давлениях приобретает высокую пластичность и выдавливается к поверхности Земли через ослабленные зоны в виде штоков, непрерывно растворяемых сверху. Оставшиеся в недрах количества соли при метаморфизме подвергаются деструкции по реакциям типа [176]



В растворенной форме хлористый натрий подвергается разложению уже с 300—400° С, обуславливая рН раствора до 2—3 [185].

Неизменно ассоциирующий с ископаемыми хлоридными солями ангидрит, гипс в ассоциации с органическим веществом, углеводородами и другими восстановителями (H<sub>2</sub>) переходит в систему



Сероводородные (и углекислые) газы уже обнаружены в наиболее глубокопогруженных высокотемпературных зонах осадочных бассейнов, содержащих эвапориты (Западно-Канадский, Пермский, Аквитанский нефтегазоносные бассейны, Сан-Хуан и др.). Незначительные следы бывшего присутствия залежей нефти и проявлений галогенеза в метаморфических толщах имеются в Фергане, на Урале, Канадском щите и некоторых других районах. Хотя подвижные области в процессе инверсионного развития превратились в гидрогеологически раскрытые складчатые области, тем не менее в отдельных монолитных блоках эти следы иногда сохраняются.

Однако, как уже отмечалось, первично преимущественно грубозернистый характер отложений подвижных зон, обилие разломов и трещин свидетельствуют о высокой активности контрастных тектонических движений в седиментационный и постседиментационный периоды, в условиях которой, как правило, исключалось не только сохранение нефти и эвапоритов в доинверсионный и постинверсионный периоды, но и их первично седиментогенное образование (гл. IV).

**ЭНДОГЕННОЕ И ИНФИЛЬТРОГЕННО-  
ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОЕ НАПРАВЛЕНИЯ  
ИЗУЧЕНИЯ СВЯЗИ ПОДЗЕМНЫХ РАССОЛОВ,  
НЕФТИ И ГАЛОГЕННЫХ ПОРОД В ЛИТОСФЕРЕ**

**Г Л А В А VII  
ЭНДОГЕННОЕ НАПРАВЛЕНИЕ**

Как уже отмечалось в I главе, эндогенное направление в последние годы продолжает развиваться. Однако это развитие основано на рассмотрении ряда фактов, не имеющих ясной и однозначной генетической трактовки и, как правило, очень слабо изученных. Во многом оно обусловлено также недостаточной осведомленностью его сторонников о достижениях седиментогенно-эпигенетического направления, его весьма поверхностной критикой.

Разберем последовательно представления сторонников этого направления в области генезиса подземных рассолов, галогенных формаций и месторождений нефти и газа.

**§ 1. ГЕНЕЗИС ПОДЗЕМНЫХ РАССОЛОВ**

В основе ювенильной гипотезы генезиса глубокозалегающих подземных рассолов (ГПР) — материнских по отношению к галогенным формациям и как транспортирующей среде нефти и газа из мантии — лежит представление о предельной насыщенности растворов хлоридными и сульфатными солями. Базируется это представление на многочисленных фактах наличия крепких хлоридных рассолов и кристалликов галита и сильвина в газово-жидких и многофазовых включениях минералов гидротермальных жил, пегматитов и реже собственно гранитоидов, а также на присутствии хлоридных рассолов на кристаллических щитах. Однако этих фактов явно недостаточно для суждения об истинной концентрации солей хлора в ювенильной воде, поскольку, во-первых, в образовании гранитов могут принимать участие метаморфизованные породы исходного осадочного генезиса, содержащие нередко галогенные формации, соли, соленые и рассольные, свободные и связанные воды древних морей [169]; во-вторых, в формировании гидротермальных рудообразующих растворов большинство геологов допускает участие подземных вод морского или континентального генезиса, часто имеющих концентрацию рассолов [10, 158, 196]; в-третьих, в гидротермальных системах при температурах,

приближающихся к критической температуре воды, возможна фазовая дифференциация флюидов и образование, с одной стороны, крепкой и сверхкрепкой гидротермальной рапы, а с другой — слабоминерализованных терм, конденсирующихся из пара.

В значительной мере эти соображения относятся и к генезису гидротерм областей современного вулканизма. Отсюда понятно, что к выяснению средней концентрации первично-ювенильной воды необходимо подойти другим путем. Пожалуй, единственным методом оценки средней концентрации хлоридов в ювенильной воде может явиться расчет соотношений масс хлора и воды во внешних оболочках Земли, образовавшихся за счет дифференциации вещества мантии в течение всей геологической истории и отделенных от нее границей Мохоровичича \*. Впервые такие расчеты были предприняты В. Ф. Дерпгольцем [63], однако им был допущен ряд неточностей.

1. Сильно завышена средняя пористость осадочной толщи (12,8%), за счет чего масса подземной гидросферы оказалась непомерно «раздутой». Указанная цифра определена для слабоконсолидированных пород платформенного чехла.

2. Занижена средняя глубина залегания рассолов (150 м) и завышена средняя их концентрация: 100 г/л — континенты, 200 г/л — океаническое дно. Фактически на территории ложа океана концентрация подземных вод на глубине многих сотен метров составляет чаще всего 35 г/л.

3. Во много раз завышены кларки хлора в изверженных и осадочных породах по сравнению с общепринятой таблицей кларков (А. П. Виноградов, «Геохимия», 1962, № 7).

4. Как следствие 2 и 3, во много раз завышена масса хлора в подземной гидросфере.

5. Почти на порядок завышено содержание связанной воды в кристаллических породах по сравнению с данными фактических определений [30, 31].

Нами проделан более строгий расчет соотношений масс разных частей гидросферы и кларка хлора. При этом наряду с работами А. П. Виноградова [30, 31] о кларках в литосфере, А. Полдверта [140] о массах лито-, страти- и гидросферы, Ф. А. Макаренко [119] о пористости стратисферы использованы данные В. Ф. Дерпгольца относительно объема ископаемых солей (заимствовано у М. П. Фивега) и количества связанной воды в стратисфере.

*Исходные данные*

Масса поверхностных вод Земли, г . . . . .	146 · 10 <sup>22</sup>
Масса хлора в океане, г . . . . .	3,1 · 10 <sup>22</sup>
Масса кристаллической толщи литосферы, г . . . . .	2219 · 10 <sup>22</sup>
Масса осадочных пород, г . . . . .	147 · 10 <sup>22</sup>

\* Диссипация продуктов диссоциации воды в космос и поступление воды из космоса составляют весьма малые величины, и ими можно пренебречь (I. L. Kulr. «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1951, vol. 62, № 3). Разложение воды при фотосинтезе и ее выделение при фоссилизации органического вещества для наших целей можно считать сбалансированными процессами, так как масса биосферы (а также паров атмосферы) на несколько порядков ниже массы гидросферы.

Средняя пористость осадочной толщи, % . . . . .	7
Среднее содержание связанной воды в осадочной толще, вес. % . . . . .	3,56
Среднее содержание воды в кристаллической толще литосферы, % . . . . .	0,4
Среднее содержание рассеянного хлора в кристаллических породах, % . . . . .	0,017
То же, в осадочных породах, % . . . . .	0,016
Масса хлора в соляных отложениях, г . . . . .	$1,2 \cdot 10^{22}$
Средняя минерализация подземных вод осадочной толщи, (г/кг) . . . . .	5 (50)
Концентрация хлора в них, % (г/кг) . . . . .	3 (30)

Последние две величины приняты с большой степенью условности исходя из того, что, согласно А. Полдерварту, около 2/3 всех осадочных пород находится под уровнем океана и заполнено поровой водой, минерализация которой в среднем соответствует океанической и очень редко превышает 40—50 г/л (работы С. Риттенберга, К. Эмери, Ф. Мангейма, Ф. Мархига, О. В. Шишкиной, Н. В. Тагеевой, М. М. Тихомировой и др.). При этом учтены соображения, приводившиеся выше, о том, что на большей части площади континентов распространены до значительных глубин пресные солоноватые и соленые воды (3—30 г/л), а вне зон распространения формаций, накапливающихся в аридном климате (доломиты, гипсы, соли, красноцветы), минерализация глубоких вод в среднем не превышает 50—70 г/л. А. Полдерварт [140], вероятно, принимает несколько заниженную величину минерализации подземных вод осадочных пород — 3,5%.

Подсчитаем массу подземных вод в осадочных породах, принимая плотность последних 2,5 и плотность воды 1,036:

$$147 \cdot 10^{22} \times 2,5 \times 0,07 \times 1,036 = 26,6 \cdot 10^{22} \text{ г.}$$

Масса растворенного в подземных водах хлора составляет  $26,6 \times 10^{22} \cdot 0,03 = 0,8 \cdot 10^{22}$  г, а хлора, рассеянного в минералах осадочных пород, —  $147 \cdot 10^{22} \cdot 0,016 = 0,023 \cdot 10^{22}$  г, т. е. величину, более чем на 2 порядка меньшую массы хлора океана (ею в расчете можно пренебречь).

Масса связанной воды в стратиффере составляет  $147 \cdot 10^{22} \times 0,0356 = 5,2 \cdot 10^{22}$  г, а массы воды и хлора в кристаллической толще литосферы соответственно  $\text{H}_2\text{O} - 2219 \cdot 10^{22} \cdot 0,004 = 8,9 \times 10^{22}$  г,  $\text{Cl} - 2219 \cdot 10^{22} \cdot 0,00017 = 0,4 \cdot 10^{22}$  г. Масса всех поверхностных, подземных и связанных вод литосферы составляет  $(146 + 26,6 + 5,2 + 8,9) \cdot 10^{22} = 186,7 \cdot 10^{22}$  г, а всего хлора —  $(3,1 + 0,8 + 0,4 + 1,2) \cdot 10^{22} = 5,5 \cdot 10^{22}$  г. Кларк хлора для осадочной

оболочки и подземных вод, вместе взятых, составляет  $\frac{0,8 \cdot 100\%}{(147 + 26,6)} = 0,46\%$ , т. е. почти в 30 раз выше, чем для собственно осадочных (без учета ископаемых солей) и изверженных пород.

Отношение  $\text{Cl}/\text{H}_2\text{O}$  во внешних оболочках Земли, залегающих выше границы Мохоровичича, составляет

$$\frac{5,5 \cdot 10^{22} \cdot 100\%}{186,7 \cdot 10^{22}} = 2,94\% \approx 30 \text{ г/л,}$$

т. е. только в 1,5 раза выше, чем в океане. Если среднюю концентрацию подземных вод принять даже в 2 раза больше (100 г/л, как у В. Ф. Дерпгольца), то и в этом случае  $\text{Cl}/\text{H}_2\text{O}$  не будет более 3,36%.

Отношения масс воды и хлора осадочной толщи и океана ( $\text{H}_2\text{O}_{\text{ос+ок}}$ ,  $\text{Cl}_{\text{ос+ок}}$ ) к массам воды и хлора кристаллических пород земной коры ( $\text{H}_2\text{O}_{\text{кр}}$ ,  $\text{Cl}_{\text{кр}}$ ), по массе соответствующих породам осадочной толщи ( $147 \cdot 10^{22}$  г), составляют:

$$\text{H}_2\text{O}_{\text{ос+ок}}/\text{H}_2\text{O}_{\text{кр}} = \frac{178 \cdot 10^{22}}{0,004 \cdot 147 \cdot 10^{22}} = \frac{178}{0,59} \approx 300;$$

$$\text{Cl}_{\text{ос+ок}}/\text{Cl}_{\text{кр}} = \frac{5,1 \cdot 10^{22}}{147 \cdot 10^{22} \cdot 0,00017} = \frac{5,1}{0,025} \approx 200.$$

Это еще раз подтверждает положение, что вода и хлор во внешние оболочки Земли, твердая часть которой (стратиффера) образовалась за счет разрушения и переотложения вещества кристаллических пород, вынесены из мантии в течение процесса формирования земной коры из первичного космического первоначально однородного вещества, залегающего под земной корой [30, 32].

Из приведенных расчетов следует, что минерализация первично ювенильных хлоридных вод, выделяющихся на поверхность Земли из глубоких недр, в среднем составляет около 50 г/л (3%, или 30 г/л хлора), что ниже концентрации, отвечающей садке галита, в 5—6 раз. Следовательно, нет оснований для предположения [40, 41, 62, 64, 112], что глубокозалегающие рассолы крупных артезианских бассейнов с минерализацией 200—600 г/л образуются путем прямой миграции растворов из подкоровых недр.

Минерализация гидротерм областей современного вулканизма только в единичных случаях превышает 50 г/л. Лишь в кипящих озерах кратера Лүзона (Филиппины) минерализация солянокислого рассола достигает 100—160 г/л, согласно старым данным второй половины прошлого столетия [204].

Таким образом, с позиций рассматриваемого направления неизбежно встает проблема концентрирования ювенильной воды в недрах территорий огромной протяженности. Очевидно, фазовая дифференциация флюидов в локализованных гидротермальных высокотемпературных системах (периодически раскрывающиеся зоны разломов растяжения) не может здесь помочь вследствие ограниченных масштабов процесса. Кроме того, необходимые для этого температуры (300—400° С), судя по минеральным парагенезисам и метаморфизму органического вещества, в недрах подавляющего большинства нефтегазоносных артезианских бассейнов не достигались. Существующие гипотезы концентрирования подземных рассолов при сравнительно низких температурах зоны катагенеза также недостаточно строго обоснованы (см. ниже). Остается одно предположение, что достаточно крупные участки мантии, соответствующие площади планетарных структур земной коры, резко различаются между собой по величине отношения  $\text{Cl}/\text{H}_2\text{O}$ . Если, например, в пределах

Русской платформы и Прикаспия  $Cl/H_2O = 0,2$ , или 20%\*, то при условии, что в среднем в мантии  $Cl/H_2O = 0,03$ , необходимо, чтобы в другом регионе  $Cl/H_2O$  равнялось нулю, причем площадь второго региона должна быть в 7 раз больше, чем первого (территория, в два раза большая азиатской части СССР).

Предположение об отсутствии хлора на огромных участках мантии нереально, поэтому прием для мантии второго региона минимальное значение  $Cl/H_2O$  в глубоководных подземных водах нефтегазоносных областей, т. е.  $\sim 0,01$  ( $\sim 10$  г/л). В этом случае площадь второго региона должна быть в 10 раз больше первого. Иными словами, в артезианских бассейнах всей территории Азии и Западной Европы наблюдались бы только слабосоленые воды (15—20 г/л), с концентрацией более низкой, чем в океане. Это не соответствует действительности (см. выше) и противоречит самой идее планетарного распространения ювенильных рассолов [41, 63, 64]. Противоречат идее ювенильного генезиса подземных рассолов и их химический и газовый состав [55, 90], а также отсутствие в большинстве артезианских нефтегазоносных бассейнов существенных проявлений гидротермальной и магматической деятельности. Области распространения крепких рассолов, галогенных формаций и месторождений нефти и газа приурочены чаще к тектонически умеренно подвижным областям, характеризующимся незначительной эндогенной активностью. Проявляется она локализованно, в виде небольших скоплений глубокой углекислоты и продуктов ее взаимодействия с породами. Концентрация солей хлора в таких зонах не повышается по отношению к окружающему фону [55].

Интерпретация данных о подземных рассолах щитов приводится ниже.

## § 2. ГЕНЕЗИС СОЛЕЙ

Как уже указывалось, основой для возрождения идеи ювенильного или эндогенного галогенеза послужили некоторые разногласия, возникшие в классической теории морского галогенеза в связи со слабой изученностью некоторых ее частных положений, а также недостаточное знакомство со всем комплексом вопросов этой теории. В качестве основных доказательств гипотезы эндогенного галогенеза приводят следующие факты:

- 1) присутствие рассолов и микрокристалликов галита и сильвина в газово-жидких включениях некоторых типов изверженных пород, пегматитов и гидротермальных образований;
- 2) солепроявления в областях современного вулканизма [113];
- 3) солепроявления и рассолопроявления на кристаллических щитах;

\* Максимальное содержание хлора в глубоководных подземных рассолах. Если учесть еще хлор, содержащийся в солях кунгура и девона, то эта цифра увеличится не менее чем в 2 раза.

4) проявления в некоторых соленосных и нефтегазоносных районах магматизма (вулканизма) в осадочном чехле.

Первое положение рассматривалось при обсуждении генезиса рассолов. Присутствие редких кристалликов солей в областях современного вулканизма не может считаться серьезным доводом в пользу рассматриваемой гипотезы, так как в условиях огромных температур при извержениях вулканов любые типы вод, испаряясь, могут дать те или иные количества солей. Солепроявления и рассолопроявления на кристаллических щитах так же, как и нефтегазопроявления на них, не являются индикатором глубинного генезиса соли (см. ниже).

Проявления синхронного с накоплением эвапоритов вулканизма установлено только в некоторых осадочных бассейнах (Припятский, Пенджабский, Армянский и некоторые другие). Некоторые континентальные галогенные формации, например в Китае, интенсивно переработаны, главным образом, под влиянием синхронных с седиментогенезом и несколько более поздних тектоно-магматических процессов (данные В. Г. Герасимовой, ВНИИГ, 1964 г.).

В зонах, где в настоящее время сопряжены современные вулканические и аридные пояса, возникают специфические условия вулканогенно-осадочного галогенеза за счет испарения в небольших озерах вод, обогащенных вулканическими эксгальциями в пределах бассейна поверхностного стока и подземного дренирования (оз. Сёрлс в Калифорнии, некоторые озера в Восточной Африке). Наблюдаемый парагенез минералов в таких условиях резко отличается от парагенеза минералов мощных регионально распространенных ископаемых галогенных формаций.

В наиболее крупных нефтегазоносных и соленосных бассейнах (Персидского залива, Мексиканского залива, Западно-Канадском, Восточно-Европейском и многих других) синхронные или постумные проявления магматизма и вулканизма в солях не фиксируются. Отсюда ясно, что некоторые примеры сонахождения в одном разрезе эвапоритов и магматических пород, приводимые В. И. Созанским [159] и некоторыми другими украинскими геологами-нефтяниками, являются не закономерными, а случайными. Ведь вулканы развиты в стратифере гораздо шире чем галогенные формации!

Теперь рассмотрим те положения, которые отстаивают сторонники эндогенного галогенеза:

- 1) аридный климат для накопления галогенных формаций совершенно не обязателен;
- 2) рассолы, отлагающие соли и гипсо-ангидриты, должны быть горячими и насыщенными сульфатными или хлоридными солями (или хлористым водородом эквивалентной солям концентрации);
- 3) соли отлагаются из рассолов, мигрирующих как из подкоровых недр вне очагов магматизма, так и отделяющихся из магмы при ее остывании;
- 4) отложение солей может происходить: а) при разгрузке рассолов на дно бассейна, б) на плоскостях напластования любых осадочных

пород (межслоевая кристаллизация), а) путем метасоматического замещения сульфатами и солью любых осадочных пород.

Обоснованием первого положения служат палеомагнитные и палеофитологические данные. Некоторые галогенные формации, например нижнекембрийская Восточной Сибири, ложатся на палеошироты тропической зоны, а в межсолевых галопелитах встречаются споры и пыльца влаголюбивых растений. Однако границы современных аридных поясов никогда не следуют определенным параллелям, ведут себя сложно и зависят от расположения континентов, океанов и морей, высоты и ориентировки горных сооружений и т. д. Например, современная аридная зона западнее Анд протягивается вплоть до экватора. Сильно приближен к экватору и южный аридный пояс в Восточной Африке. Кроме этого, в горных сооружениях аридных поясов существует вертикальная климатическая зональность; возможны обширные «острова» и «полуострова» гумидного климата в горах среди пустынь.

Глинистый материал межсолевых галопелитов обычно привносится в бассейны реками и ветром из гумидных зон, поэтому присутствие спор влаголюбивых растений (очень редко — фауны) ничего еще не говорит о характере климата непосредственно на территории бассейна седиментации.

С другой стороны, отрицание аридного климата как необходимого условия галогенеза влечет за собой необходимость привлечения механизмов солеобразования, отличающихся от общеизвестных, связанных в основном со снижением растворимости солей, с падением температуры и давления растворов. Повышенная температура и предельная насыщенность солями хлора глубинных растворов являются необходимыми условиями течения «эндогенного» галогенеза, так как других механизмов солеобразования в осадочной толще и особенно на дне водных бассейнов не существует\*. Но, как было показано выше, средняя концентрация ювенильной воды ниже растворимости NaCl в 5—6 раз, а допущение о ее рассольной концентрации в пределах одних регионов требует наличия пресных вод на других территориях, в 20—10 раз больших по площади, чего не может быть в действительности.

Особенно отчетливо несостоятельность этого необходимого условия течения эндогенного галогенеза выявляется при следующем расчете. Определим количество поваренной соли, которое выпадет из раствора в температурном диапазоне 100—10° С, т. е. от температурного максимума гомогенизации включений в галите [208] до средней температуры вод бассейнов тропической и гумидной зон. Очевидно, оно равно разности растворимостей NaCl, т. е.  $350 - 320 = 30$  г из 1 л. Оставшаяся часть соли — 320 г/л — в 11 раз

\* Испарение воды и концентрирование солей на дне бассейнов возможны при излиянии лавы, но при этом, во-первых, в силу огромных градиентов температуры происходит интенсивная конвекция, сглаживающая эффект концентрирования придонного слоя, во-вторых, соленосные и гипсоносные пласты, как правило, не контактируют с горизонтами вулканических пород.

больше массы выпавшей, она должна выноситься в гидросферу. Если все ископаемые соли образовались эндогенным путем, то масса этой вынесенной в океаны и моря соли должна составить  $2 \cdot 10^{22} \times 11 = 22 \cdot 10^{22}$  г, что больше массы NaCl (в расчете по Cl) в гидросфере в 3,5 раза. Следовательно, океаническая вода должна быть рассолом с концентрацией ~120 г/л, что явно нереально для любого геологического периода (судя по фауне). Согласно гипотезе соляного метасоматоза Н. А. Кудрявцева [213] соли должно быть вынесено в несколько раз больше, чем подсчитано выше, так как солеобразование в недрах протекает в более узком температурном диапазоне по принципу замещения силикатов, карбонатов и сульфатов, растворимость которых меньше растворимости соли в сотни раз! Чтобы растворить 1 весовую часть ангидрита и заместить его солью, нужно пропустить не менее 50 объемов насыщенного хлоридом натрия глубинного рассола при условии, что он не насыщен также труднорастворимыми солями кальция, что тоже нереально.

Перечень подобных, нереальных, по существу, следствий гипотез эндогенного галогенеза можно было бы продолжить; часть из них приводилась выше. Достаточно подробный разбор приведенных гипотез содержится в трудах Н. М. Страхова, М. П. Фивега, В. Д. Когана, А. А. Иванова и М. Л. Вороновой [76]. Действительная роль ювенильных летучих магмы в солеобразовании, во-первых, весьма скромна. В областях современного вулканизма толщи отложенных в небольших озерах галогенных осадков измеряются первыми метрами. Во-вторых, солеобразование за счет ювенильных вод наблюдается только в аридных зонах под влиянием солнечной энергии. В-третьих, при этом возникают специфические парагенезисы минералов, включающие наряду с гипсом, галитом и другими минералами также соли лития, бора, высокие концентрации молибдена, вольфрама и других редких элементов [16]. Эти парагенезисы резко отличаются от парагенезисов мощных ископаемых галогенных формаций.

При эндогенном галогенезе вероятная форма соляных тел, возникающих из разгружающихся по разломам гидротермальных растворов, должна быть, как правило, не пластовой, а штокообразной, жильной, штокверковой и т. д., т. е. типичной для большинства гидротермальных рудных месторождений.

### § 3. НЕСОСТОЯТЕЛЬНОСТЬ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ПРЯМОЙ МИГРАЦИИ ГАЗОВО-ВОДНЫХ РАСТВОРОВ ИЗ МАНТИИ В ЛИТОСФЕРУ ВНЕ ОЧАГОВ МАГМАТИЗМА

Стремление ряда исследователей доказать неорганическое происхождение нефти в устойчивых областях при отсутствии проявлений магматизма приводит к необходимости представить миграцию

\* Масса ископаемых солей (по Cl, см. выше). Цифра несколько занижена, так как не учитываются последние открытия нескольких соленосных формаций в Африке, Америке и Азии.



нефти, углеводородных газов, соленых и рассольных вод, солеобразующих растворов в виде прямых фильтрационных и реже диффузионных потоков из мантии в осадочные породы [12, 41, 62, 63, 64, 111, 112, 113, 97, 159]. Так, П. Н. Кропоткин и Б. М. Валяев [108] пишут, что глубинные углекислые и метановые газы «поднимаются из твердой оболочки в тектонически ослабленных зонах без всякого участия магмы». Эта идея в общем-то не нова. Еще в 30—40-х годах ряд геологов США — А. Холмс [219], А. Локк, П. Биллингслей, К. Салливан и другие — объясняли подобным механизмом генезис многих рудных месторождений США, удаленных на большие расстояния от гранитных интрузий.

В 1959 г. «в порядке постановки вопроса» известный крупный среднеазиатский геолог-рудник А. В. Королев считал источником растворов (летучих, но не металлов) ту же подкоровую зону, которая, по Д. С. Коржинскому [106], является источником сквозьмагматических растворов. Гипотеза А. В. Королева, так же как и А. Холмса, не получила признания у наших геологов-рудников, так как она не увязывается с геологическими фактами и вообще недоступна проверке [172]. Тем не менее некоторые геологи-нефтяники, стоящие гораздо дальше от проблемы эндогенных процессов, чем геологи-рудники, взяли ее на вооружение.

В. И. Созанский, например, предполагает, что миграция водных растворов из подкоровой оболочки без магмы происходит в том случае, если температура пород недр недостаточна для плавления [159]. Температура плавления безводных основных пород при атмосферном давлении составляет 1050—1200° С, а безводных кислых — 900° С. При среднем геотермическом градиенте 30° С/км температура плавления кислых пород достигается на глубине около 30 км. В пределах устойчивых областей это несколько ниже поверхности Конрада и соответствует базальтовой оболочке. Температура плавления основных пород достигается на глубине 40 км, т. е. примерно на уровне поверхности Мохоровичича. Однако плавление вещества мантии в прикоровой области не достигается ввиду прочной связи летучих в составе силикатов и огромного давления. По современным представлениям породы коры и верхней мантии до глубины ~100 км находятся в твердом кристаллическом состоянии. Глубже протягивается слой Гутенберга — астеносфера, отличающаяся повышенной пластичностью.

Зоны глубинных разломов растяжения характеризуются значительным снижением давления по сравнению с окружающей средой. Это может приводить к проникновению в них наиболее миграционно-способных легколетучих веществ, что, в свою очередь, приводит к расплавлению вещества в зонах повышенной концентрации летучих. Концентрация летучих является одним из основных факторов режима магматических расплавов. По данным Е. Альтхауза и Х. Винклера [192], при концентрации летучих 10—15% и давлении 2000 кгс/см<sup>2</sup> плавление пород кислого состава начиналось при температуре 645—680° С.

По экспериментальным данным Ф. Тернера, Дж. Ферхугена, О. Ф. Таттла, П. Дж. Уилли, Н. Боуэна, Х. Г. Ф. Винклера [11], температура плавления вещества гранитов может быть понижена до 620° С и ниже. Исходя из экспериментов и физико-химических расчетов, О. Таттл [173] заключает, что между водными растворами силикатов и гранитными расплавами существует постепенный переход. Поэтому существование водных растворов ниже зоны зарождения магмы невозможно [138, 139].

Таким образом, при достаточном содержании воды и летучих минерализаторов в каком-то объеме породы возникновение гранитного расплава возможно на глубине 650° С/33°/км ≈ 20 км. Для базальтовых пород эта глубина больше (до 40 км).

Допуская миграцию летучих из подкоровой зоны, необходимо считать, что выплавление легкоплавкой фазы происходит по принципу зонной плавки в поднимающемся в литосферу астенолите, а поэтому, как следствие, должно наблюдаться широкое развитие магматизма. Достигая гранитного слоя (650—700° С), гипотетические надкритические растворы также неизбежно должны были бы переводить часть гранита в расплав. Но для устойчивых областей присущ не кислый\*, а основной и ультраосновной магматизм: трапповые формации. На платформенной стадии ослабляется и постепенно полностью затухает активность верхних слоев астеносферы (волновода), ослабевает поток астенолитов; корни последних становятся глубокими, происходит сокращение ритма тектонических движений и «ослабление всех форм магматизма» [11]. Это обусловлено общим охлаждением верхней мантии, в свою очередь, связанном, видимо, с интенсивной потерей тепла, а также радиоактивных и летучих элементов при дегазации в предыдущие геосинклинальные стадии. Основное значение приобретает механический подъем на поверхность Земли недифференцированной, сравнительно бедной летучими основной и ультраосновной магмы из низов астеносферы. Кристаллизация расплавов при этом протекает быстро, поэтому отделение летучих происходит неполно.

Нельзя признать оправданной и попытку считать первичную миграцию нефтеобразующих флюидов в мантии путем диффузии. По расчетам В. А. Соколова [161], для достижения стационарности диффузионного потока на расстоянии 1 км в мантии потребуется время, соизмеримое со всей геологической историей Земли. Рост коэффициентов диффузии  $D$  за счет температуры замедляется при повышении давления; произведение  $Dp$  уменьшается с ростом давления [151], так что повышение температуры только несколько тормозит снижение его величины.

Таким образом, предположение ряда геологов-нефтяников о прямой фильтрации водных растворов из подкоровых недр вне связи

\* Кислые интрузии имеются в чехле Китайской платформы, но режим развития отдельных структур этой сильно активизированной платформы был своеобразным (глыбово-геосинклинальный) в отличие от других платформ.

с магматизмом в пределах платформ, краевых прогибов, межгорных впадин в настоящее время не может быть принято в качестве рабочей научной гипотезы. Только наличие магматических проявлений является индикатором проводящей роли глубинного разлома в мантии. Однако большинство нефтегазоносных бассейнов и регионов крупного соленакпления характеризуется относительно наиболее слабым развитием магматизма [131].

#### § 4. ГЕНЕЗИС НЕФТИ И ГАЗА

##### Геологические доказательства

В качестве доказательств неорганической гипотезы происхождения нефти и газа лежат в основном геологические данные: \*

1) приуроченность многих месторождений нефти и газа к глубинным разломам в ряде регионов;

2) наличие нефти в кристаллическом фундаменте нефтегазоносных областей;

3) присутствие углеводородных соединений в некоторых типах изверженных пород и гидротермальных образований;

4) наличие битумов, нефтей, горючих газов, как и рассолов и соленоявлений, в недрах кристаллических щитов.

1. Зоны разломов обычно характеризуются повышенной трещиноватостью, проницаемостью и служат путями межпластовых вертикальных перетоков воды, нефти и газа, являются зонами разгрузки для одних горизонтов и зонами питания для других, а следовательно, стимулируют и развитие мощных латеральных потоков по пластам. Таким образом, приразломные структуры могут служить, с одной стороны, зонами первичной аккумуляции рассеянных углеводородов, выделяющихся при латеральной миграции флюидов в силу снижения давления и температуры, с другой — зонами вторичной аккумуляции углеводородов в процессе вертикального переформирования залежей.

Вполне понятно, что данный аргумент не может однозначно указывать на глубинное происхождение нефти и газа путем их миграции по глубинным разломам из мантии.

2. Поскольку все без исключения нефтепоисковые скважины бурятся на антиклинальных поднятиях, часто связанных с блоковыми поднятиями фундамента, наличие нефти и газа в трещинах последних может быть связано и с их латеральной миграцией из смежных синклиналильных опусканий или грабенных, где осадочные отложения чехла залегают гипсометрически ниже приподнятых блоков фундамента на поднятиях. Латеральной миграции способствует и возникающая при дифференцированных блоковых движениях фун-

дамента повышенная трещиноватость чехла. Отсюда ясно, что данный аргумент также нельзя трактовать исключительно в пользу абиогенной гипотезы.

3. Поскольку не исключено, что многие типы изверженных пород могут образоваться за счет гранитизации осадочных толщ и температура этих переходов может быть лишь умеренно высокой — 400—500° С [9], некоторая, очень незначительная, часть сложных углеводородных соединений может быть наследована изверженной породой от первичной осадочной. В ряде случаев и миграцию углеводородов можно допускать в трещины изверженных пород из близлежащих осадочных [84].

Ввиду сложной природы гидротермальных растворов наличие в них углеводородных соединений вообще утрачивает генетическое значение.

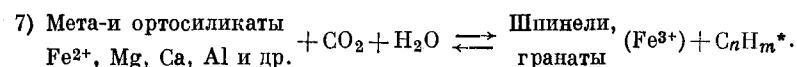
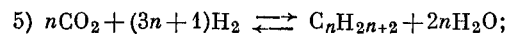
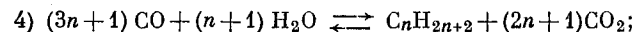
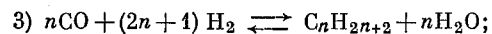
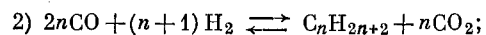
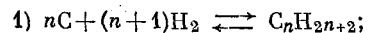
4. Генезису проявлений углеводородов (и рассолов) на кристаллических щитах посвящен § 5. Эти проявления также могут иметь первично экзогенную природу.

В свете данных о циклическом развитии вещества гранитного, а возможно, и базальтового слоев, данных о его многократном участии в круговороте гипергенез — седиментогенез — катагенез — метаморфизм — гранитизация — переплавление и т. д. имеющиеся геологические доказательства ювенильного происхождения нефти и глубокозалегающих рассолов (основанные на находках минералогических количеств углеводородов и солей даже в самых древних породах щитов, приводимые во многих работах неорганического направления) во многом теряют свое значение.

Таким образом, основные геологические «аргументы» в пользу исключительно ювенильного генезиса нефтяных углеводородов не имеют однозначного толкования и, по существу, таковыми не являются.

##### Геохимические доказательства

В качестве доказательств возможности глубинного абиогенного синтеза нефтяных углеводородов к настоящему времени предложены следующие основные химические схемы:



\* Схема № 7 — схема Э. В. Чекалюка [188].

\* Многочисленные критические замечания в адрес органической гипотезы к разряду доказательств абиогенного синтеза не относятся, несмотря на их существенную значимость для познания генезиса нефти и газа вообще.

Нет необходимости рассматривать здесь схему образования углеводородов в процессе взаимодействия карбидов с водой ввиду их отсутствия в составе изверженных пород, пегматитов и гидротермальных образований. Карбиды найдены в составе метеоритов; не исключена возможность, что они в микроконцентрациях сохранились в веществе мантии, но в процессе выплавления коры карбиды разлагаются водой с образованием газов и графита, т. е., по существу, рассмотрение синтеза из карбидов сводится к изучению систем реакций углерод- и водородсодержащих газов. Даже если представить, что нефтяные углеводороды возникают в мантии из карбидов, как это трактует В. В. Кесарев [97], необходимо, чтобы они сохранились в составе флюидальной фазы, не разрушаясь вплоть до достижения ими ловушек в осадочных породах, т. е. и в этом случае проблема глубинного нефтеобразования сводится к изучению равновесия высокотемпературных газовых реакций.

По мнению Н. А. Кудрявцева [110, 113], в магме присутствуют не углеводороды, а свободные радикалы:  $\equiv\text{CH}$ ,  $=\text{CH}_2$ ,  $-\text{CH}_3$ , полимеризация которых в постмагматических выделениях и приводит к образованию нефти. Но существование свободных радикалов возможно в условиях высокой температуры в сочетании с глубоким вакуумом, что имеет место в атмосферах ряда планет [102]. В недрах Земли при давлениях в тысячи килограмм-сил на квадратный сантиметр существование свободных сильно реакционноспособных радикалов нереально.

Еще менее обоснованы полуфантастические схемы Л. Н. Еланского [68] об образовании нефти при серпентинизации оливина в мантии, а также А. Д. Бондаря [17] и Е. Е. Вороного [38] об образовании сложных углеводородов в процессе взаимодействия метана с сульфатами. Несостоятельность схем 6 и 7 показана отдельно [93, 94]. По схемам 1 и 5 известно только образование метана.

Экспериментально в достаточной степени подтверждены только схемы 2, 3 и 4 (синтез по Фишеру — Тропшу), которые протекают при температурах 250—450° С (рис. 16) и давлениях от нескольких до 1000 кгс/см<sup>2</sup>, но эксперименты и промышленные производства проведены в условиях, резко отличающихся от природных (сильное, практически мгновенное охлаждение синтез-продуктов для предотвращения их разложения, тщательная очистка газа и подбор катализаторов и т. д.).

Приведенные выше вероятные схемы высокотемпературного образования углеводородов при низких давлениях (единицы — десятки килограмм-сил на квадратный сантиметр) и высоких температурах (> 300—500° С) сильно сдвинуты в сторону деструкции углеводородов. По мнению сторонников глубинного синтеза углеводородов, разрушение последних при высокой температуре недр предотвращается высоким давлением, тормозящим, по принципу Ле-Шателье, реакции деструкции углеводородов, идущие с повышением объема.

Имеющиеся экспериментальные данные и технологические процессы, однако, пока не дают однозначного ответа на этот вопрос.

Промышленные синтезы по Фишеру — Тропшу ведут на различных катализаторах. Для ряда катализаторов повышение давления синтез-газа приводит к снижению выхода продуктов реакций. Общая

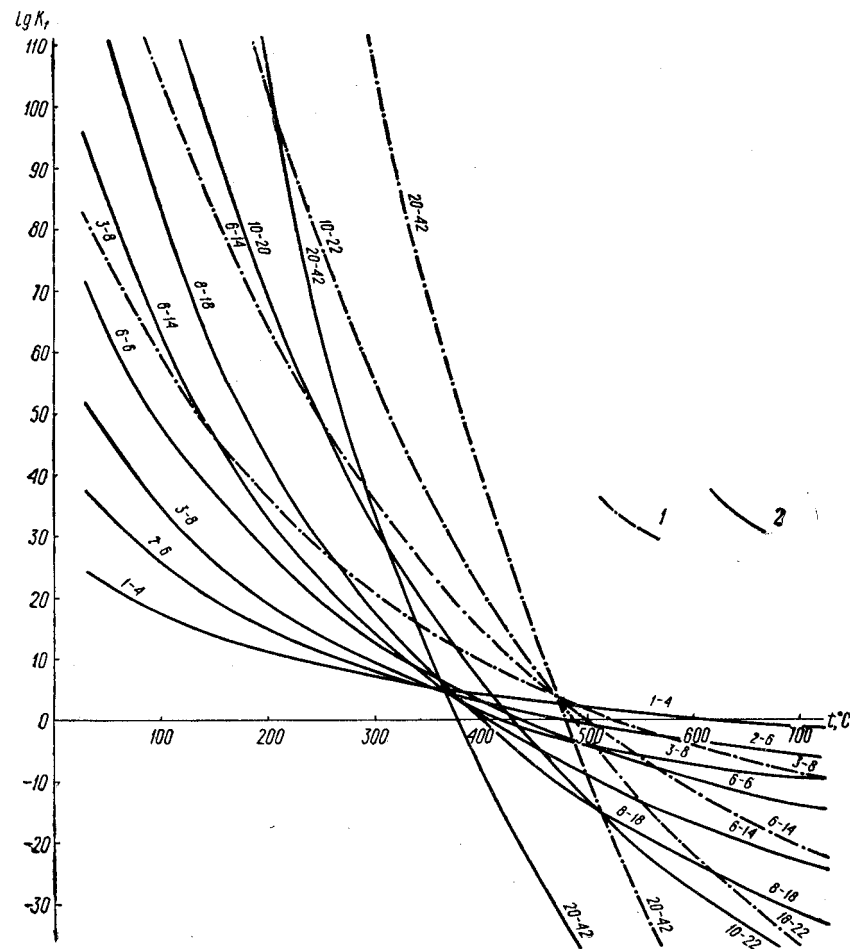


Рис. 16. Равновесие реакций образования углеводородов из окиси углерода и водорода и окиси углерода и воды, по данным Н. В. Лаврова, Г. Сторча и других [116, 165].

1 — реакции образования углеводородов из  $\text{CO}$  и  $\text{H}_2$  с выделением  $\text{H}_2\text{O}$ ; 2 — реакции образования углеводородов из  $\text{CO}$  и  $\text{H}_2\text{O}$  с выделением  $\text{CO}_2$ ; 3—6, 4—10 и т. д. — условное обозначение формул  $\text{C}_n\text{H}_m$ ,  $\text{C}_n\text{H}_{10}$  и т. д.

тенденция — утяжеление состава продуктов синтеза с повышением давления, усиление отложения углерода на катализаторах, интенсификация образования кислородсодержащих и карбонильных соединений, более быстрый выход катализатора из строя [50, 165].

Возможные равновесия глубинных газов, углерода и углеводородов

Номера	Число молекул в левой части уравнений реакций						Число молекул в правой части уравнений реакций					
	C	H <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub>	CO	CO <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	H <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub>	CO	CO <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	C <sub>n</sub> H <sub>2n+2</sub>
1	1	1						1	1	1		
2	1	2						2				
3	2	2							1	1		
4	$\frac{3n+1}{2}$	$n+1$							$\frac{n+1}{2}$			1
5	$2n+1$	$n+1$						$n+1$				1
6	$\frac{n-1}{2}$					$\frac{n+1}{2}$						1
7	1		2							1		
8	$n$		$n+1$									1
9	1			1	1			2	1			
10		1						1				
11		2				1		4	1			
12		1				1		3	1			
13			2	2					1	1		
14			$n+1$	$2n$					$n$			1
15			$2n+1$	$n$			$n$	$2n-2$				1
16						$n$						1
17				$\frac{n-1}{3}$		$\frac{n+1}{2}$				$\frac{n-1}{6}$		1
18				$\frac{n-1}{4}$	$\frac{3n+1}{4}$	$\frac{n-1}{8}$						1
19		$n+1$	$3n+1$	$3n+1$	$n$		$2n$			$2n+1$		1
20												1

Таким образом, равновесие приведенной реакции будет определяться в основном температурой. В случае образования метана при температурах 400—1500° К константа равновесия ( $K_f$ ) этой реакции по нашим расчетам составляет 0,089—0,584. С ростом температуры  $K_f$  приближается к 1,0. Но уже для этана в интервале 800—1500° К  $K_f = 10^{-11} - 10^{-8}$ , т. е. данная реакция резко сдвинута влево. Рост  $K_f$  с ростом  $T$  имеет затухающий характер.

Рассмотрим возможности высокотемпературного нефтегазообразования при весьма высоком давлении недр с позиций химического равновесия в сложной системе летучих и нелетучих соединений: C, H<sub>2</sub>O, H<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>, CO, HCl, H<sub>2</sub>S, NH<sub>3</sub>, HF, CH<sub>4</sub>, C<sub>2</sub>H<sub>6</sub>, C<sub>3</sub>H<sub>8</sub>, C<sub>4</sub>H<sub>10</sub> и другие углеводороды. Соединения водорода с галогенами, азотом, серой и прочими элементами можно считать микропримесями и их участием в равновесии пренебрегать. Основными компонентами равновесия являются соединения, образованные тремя элементами: C, O, H. Возможные взаимодействия между ними представлены в следующих уравнениях (табл. 16).

Учитывая, что под символом C<sub>n</sub>H<sub>2n+2</sub> подразумеваются многие десятки-сотни индивидуальных углеводородов, число необходимых уравнений для расчета равновесия должно возрасти на порядки. Даже для расчета равновесия вплоть до бутана необходимо решить систему не менее чем из сотни уравнений. Хотя исходные данные до температур 1000—1500° К и более и давлений до 500—1000 кгс/см<sup>2</sup> уже сейчас можно ориентировочно рассчитать, тем не менее решение задачи в целом остается технически очень сложным. Попытку В. К. Каржавина и В. П. Вендилло [95] свести указанную систему уравнений всего к нескольким уравнениям нельзя признать сколько-нибудь серьезной [94]. Поэтому рассмотрим приведенную систему уравнений прежде всего с наиболее общего принципа — принципа Ле-Шателье для закрытой и открытой систем.

*Закрытая система.* Рассмотрим вначале влияние давления, не учитывая действие температуры. С ростом глубины увеличение температуры недр замедляется, давление же растет непрерывно. По принципу Ле-Шателье для закрытых систем это приведет к сдвигу реакций в сторону образования компонентов, занимающих наименьший объем, т. е. удалению из системы наиболее простых и слабосжимаемых газов. Нетрудно видеть, что из системы в первую очередь уйдут H<sub>2</sub> и CO. Для CO это видно отчетливо на примере реакции Будуара (рис. 17). Тогда равновесие между оставшимися компонентами будет выражаться уравнением № 4 (см. табл. 16), а если углеводороды представлены одним метаном, то уравнением № 3. На первый взгляд, по принципу Ле-Шателье равновесие данной реакции при сверхвысоком давлении должно сдвигаться в сторону образования углеводородов. Однако это наблюдалось бы в том случае, если бы все компоненты обладали одинаковой сжимаемостью. В действительности сжимаемости различных газов различны (табл. 17). Так как сжимаемость водяного пара примерно в 2 раза выше, чем CO<sub>2</sub>, и в 2,5 раза выше, чем метана, данная реакция в случае образования метана (и, вероятно, его тяжелых гомологов до C<sub>4</sub>—C<sub>5</sub>) будет сдвигаться влево, а при образовании более сложных углеводородов она будет, по крайней мере, близка к равновесной: различиями изменения объема твердой и жидкой фаз можно пренебречь. Таким образом, в закрытой системе роль давления в отношении изменения направленности реакций образования углеводородов по крайней мере не очевидна.

Итак, в закрытой системе образование углеводородов сложнее метана (даже без учета преобладания воды!) при высоких температурах и давлениях недр весьма сомнительно.

*Открытая система.* В целом система земная кора — верхняя мантия именно и является такой. Об этом свидетельствует факт

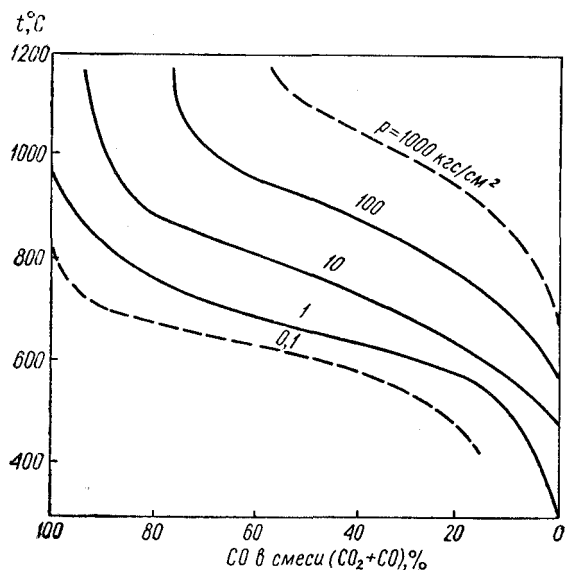


Рис. 17. Изобары реакции Будуара  $2\text{CO} = \text{C} + \text{CO}_2$  (из работы Н. Д. Онгоева, 1955 г.).

неуклонного удаления флюидов по разломам и трещинам в сокращающемся поровом пространстве с ростом глубины, температуры и давления, а также многочисленные примеры многообразных проявлений дефлюидизации недр. В этом случае рост давления в поровом пространстве за счет роста температуры, геохимических превращений и тектонических напряжений ограничен стравливанием летучих путем диффузии и фильтрации к поверхности Земли. Очевидно, по

ТАБЛИЦА 17

Сжимаемость газов при давлении 1000 кгс/см<sup>2</sup> и температуре 200 °С

H <sub>2</sub>	CO <sub>2</sub>	CO	CH <sub>4</sub>	C <sub>2</sub> H <sub>4</sub>	H <sub>2</sub> O
1,80	1,64	2,14	2,03	2,04	0,85

Примечание.  $pV$  — в долях от  $p_0V_0$ , где  $p_0, V_0$  — соответственно атмосферное давление и объем газа при атмосферном давлении и температуре 100°С. Для воды расчет сделан по данным Д. Кеннеди, 1957 г.; для других газов — по «Справочнику химика», 1968 г.

принципу Ле-Шателье геохимические превращения пойдут в сторону образования тех соединений, которые обладают наибольшей проницаемостью, точнее — массопроводностью, особенно при диффузионном массопереносе. Таким компонентом в первую очередь является водород. Непрерывный вынос водорода, а также CO, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O, CH<sub>4</sub>, естественно, будет приводить к деструкции сложных углеводородов до графита даже в том случае, если константы равновесия реакций образования углеводородов будут больше 1,0.

Таким образом, в наиболее общем случае равновесие в системе глубинных газов не допускает образования из них углеводородов в недрах коры и мантии.

Обратимся, однако, к закрытой системе и будем условно пренебрегать различием сжимаемости флюидальных компонентов. Чтобы рассчитать возможное повышение констант равновесия синтеза углеводородов в условиях очень высокой температуры с повышением давления, необходимо иметь данные по величинам теплоемкостей газов при высоком давлении, но эти данные пока не получены.

Отклонения свойств газов при высоких давлениях от таковых при 1 ат характеризуются коэффициентами летучести (активности). По нашим расчетам и литературным данным (В. П. Волков, Г. И. Рузайкин, 1970 г.), эти коэффициенты для CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O, H<sub>2</sub>, CO, CH<sub>4</sub> и тяжелых газообразных углеводородов (до C<sub>6</sub>) при температурах 400—1400° К и давлении 1000 кгс/см<sup>2</sup> отклоняются от 1,0 очень незначительно (в среднем — 0,6—1,6). Подсчитанные далее [93] на основании этих коэффициентов константы равновесия различных реакций синтеза — деструкции тяжелых углеводородов по общепринятой методике [26] также очень слабо изменяются с ростом давления (рис. 18—20).

В свете всего изложенного представление ряда исследователей [97, 144 и др.], о том, что деструктирующее действие высокой температуры недр на углеводороды парализуется сверхвысоким давлением, практически можно считать пока не подтверждающимся с точки зрения количественной оценки, по крайней мере до глубин, присущих осадочной толще. Э. Б. Чекалюк [187] предпринял попытку определить термодинамические функции состояния нефтяных углеводородов и летучих углерод- и водородсодержащих соединений путем линейной сверхдальней экстраполяции графиков Ньютона в область давлений до многих десятков килобар. Однако такая попытка не состоятельна, поскольку линейность зависимостей термодинамических функций различных веществ от давления не доказана в области сверхвысоких давлений. Позже Э. Б. Чекалюк [188] помимо метода экстраполяции для расчета летучести нефтяных углеводородов применил метод соответственных состояний с использованием имеющихся экспериментальных данных для воды. Однако примененный метод также не является строгим, поскольку химическая природа воды и углеводородов совершенно различна. Кроме этого, Э. Б. Чекалюк исходит из ряда других необоснованных положений: он

принял резко завышенные содержания летучих в мантии, тенденциозно освещает минеральные преобразования в мантии и вывод из последней летучих в стратиферу и т. д.\*

Влияние давления на равновесие сконденсированных фаз весьма незначительно в силу малой величины и небольшого различия коэффициентов сжимаемости природных жидкостей.

Фактическое распределение нефти и газа по разрезам арте-

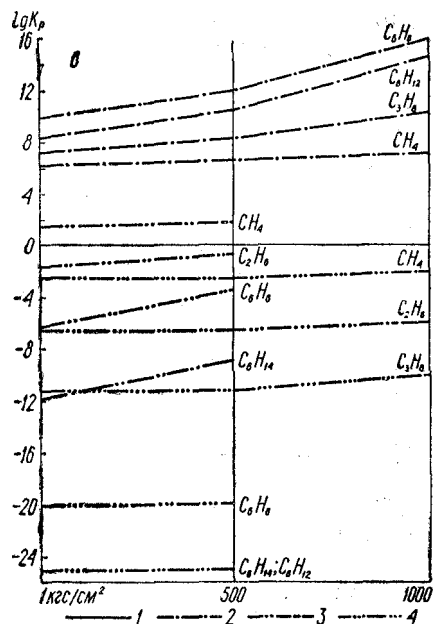
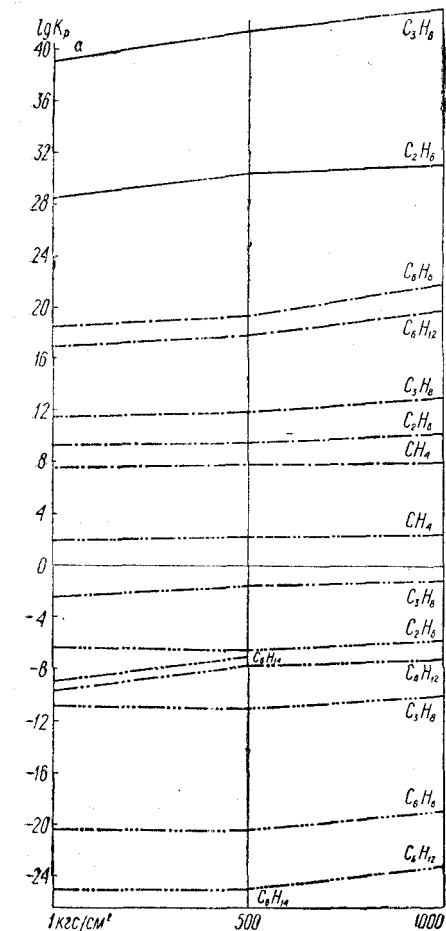


Рис. 18. Зависимости логарифмов констант равновесия реакций синтеза метана от давления при температуре 127 (1), 327 (2),

а — синтез из CO и H₂ с выделением CO₂ (реакция 14, табл. 16); б — синтез из CO и H₂ с выделением CO₂ с выделением H₂O (реакция 19, табл. 16); в — углеводороды, обозначенные звездочкой, 20, табл. 16); г — прямое гидрирование углерода

зианских бассейнов находится в соответствии с термической стабильностью углеводородов. Максимальное распространение нефтяные месторождения имеют на глубинах до 2—2,5 км. Глубже процент нефти уменьшается, а метана — увеличивается. Нефтяные залежи прекращают свое существование при среднем геотермическом градиенте

\* Подробнее см. — «Изв. АН СССР», сер. геол., 1973, № 12, с. 139—144.

с глубины 5,5—6 км, т. е. со 170—200° С [35, 39, 160, 162]. Глубже встречается в основном метановый газ. В бассейнах (впадинах) Делавер и Вал-Верде (Пермский бассейн) нефть отсутствует уже

на глубине 4,5—5 тыс. м. При 93° С нефть может разложиться полностью за 400 млн. лет [232]. По подсчетам К. К. Лэйндса [228], устойчивое состояние нефти в недрах в среднем ограничивается изотермой 175° С. Из вышеизложенного вытекает также вывод о нереальности существования чистого метанового газа при температурах выше критической температуры воды, т. е. на глубинах более 15—20 км, а не 40—50 км (700—800° С), как это может показаться при рассмотрении рис. 21. Метан подвергается конверсии с водяным паром, и при 500—600° С главными компонентами газов недр являются H₂O, H₂, CO₂ (рис. 22, 23, 17), с подчиненными количествами метана.

Таким образом, и геологические данные не подтверждают идею о парализующем влиянии давления на деструктивное действие высокой температуры в отношении углеводородов.

Приведенные соображения позволяют считать проблему высокотемпературного abiогенного синтеза нефтяных углеводородов (главным образом по Фишеру — Тропшу) в геохимическом плане весьма и весьма проблематичной, а нашу первоначальную качественную

оценку его масштабов [87] — неоправданно оптимистической. Нет оснований и отрицать, что в ряде случаев при исключительно благоприятных условиях могут возникать некоторые минералогические количества abiогенных углеводородов и битуминозных веществ (прорывы высокотемпературных газов в низкотемпературную обстановку, высокая каталитическая активность пород и т. д.), но масштабы этих процессов очень малы

оценку его масштабов [87] — неоправданно оптимистической. Нет оснований и отрицать, что в ряде случаев при исключительно благоприятных условиях могут возникать некоторые минералогические количества abiогенных углеводородов и битуминозных веществ (прорывы высокотемпературных газов в низкотемпературную обстановку, высокая каталитическая активность пород и т. д.), но масштабы этих процессов очень малы

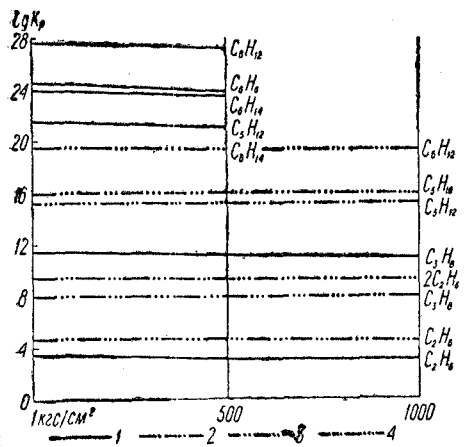


Рис. 19. Зависимости логарифмов констант равновесия реакций метанизации парафиновых и нафтеновых углеводородов (с выпадением углерода) от давления при температуре 127 (1), 327 (2), 527 (3) и 727° С (4).

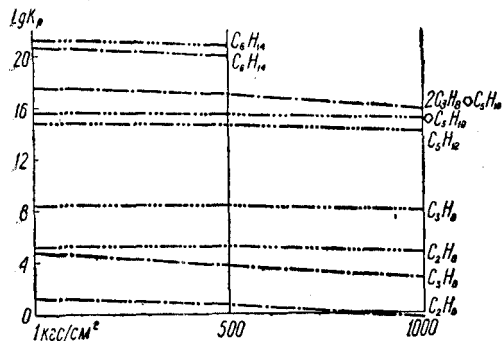


Рис. 20. Зависимости логарифмов констант равновесия реакций конверсии углеводородов с водяным паром до метана и двуокиси углерода (и водорода).

Условные обозначения см. на рис. 19

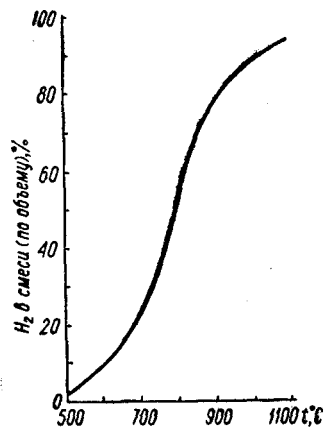


Рис. 21. Равновесие реакции  $\text{CH}_4 = \text{C} + 2\text{H}_2$ .

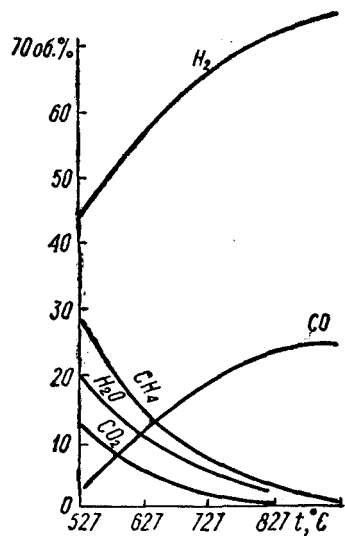


Рис. 22. Равновесный состав продуктов конверсии метана с водяным паром при соотношении в исходном газе  $\text{CH}_4/\text{H}_2\text{O} = 1,0$ , по А. А. Введенскому, 1960 г.

в силу огромного количества ограничений в природе abiогенного высокотемпературного синтеза. Примерами подобного рода

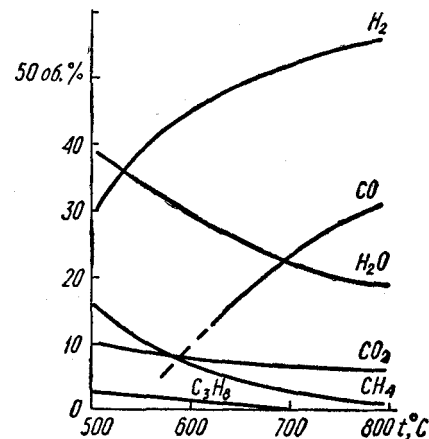


Рис. 23. Состав продуктов конверсии пропана с водяным паром при соотношении в исходном газе  $\text{C}_3\text{H}_8/\text{H}_2\text{O} = 0,5$ . Экспериментальные данные В. П. Рождественского и В. И. Ерофеевой [161].

микроскоплений, возможно, являются щелочные массивы, трубки взрыва, однако возможна и их первично биогенная природа (см. ниже).

#### § 5. СОЛЕННЫЕ ВОДЫ, РАССОЛЫ И НЕФТЕГАЗОПРОЯВЛЕНИЯ НА КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ЦИТАХ

Наличие в пределах кристаллических щитов соленых вод и рассолов, как и находки вторичных битумов, трактуется сторонниками глубинного происхождения нефти как доказательство совместного эндогенного происхождения руд, нефти, газа, соленых и рассольных вод и ископаемых солей. Однако такая трактовка не вытекает в качестве единственно возможной из анализа имеющегося фактического материала. К сожалению, приводить последний с необходимой полнотой не позволяет объем книги.

Состав наиболее крепких рассолов кристаллических щитов приведен в табл. 18. Цифры содержания отдельных компонентов и характеристик состава не выходят за пределы, характеризующие глубоководные рассолы нефтегазоносных артезианских бассейнов, в том числе и трещинные рассолы фундамента последних.

Обсуждая генезис рассолов Канадского щита, В. Линдгрэн [229] одним из возможных путей их возникновения считал захоронение и нисходящую миграцию воды соляных озер, существовавших в докембрийское (квиванаванское) время. Очевидно, существование соляных озер возможно было в условиях аридного климата. В силу высокого метаморфизма пород не представляется возможным ответить на вопрос, в каких климатических условиях отлагались докембрийские толщи. Приближенная экстраполяция показывает, что на Балтийском, Украинском, Анабарском, Алданском и Канадском щитах

Состав трещинных вод максимальной минерализации кристаллических щитов

Щит	Местоположение	Формула состава	г Na/7 Cl	Bг, J	Cl/Bг	Автор, год сообщения
Балтийский	Песочное, скв. 2, абс. отм. - 700,5 м	$M137,7 \frac{Cl199,5}{Na93Ca6Mg1}$	0,94	784 11		Е. Л. Грейсер и др., 1970 [51]
Украинский	Мелное оз. скв. 1, абс. отм. - 636,4 м Кривой Рог, рудник, глуб. 250-750 м	$M93,7 \frac{Cl100}{Ca65Na30Mg5}$ $M120-200 \frac{Cl100}{Na60-95Ca2-27Mg2-10}$	0,30	31 2	300	То же Р. В. Попов, 1969 и др. [142]
Канадский	Мичиган, рудник Куинси и др.	$M150-280 \frac{Cl100}{Ca80-90Na10-20}$	0,1-0,2	—	до 80	М. С. Гуревич, 1964 [56]
Африканский	Танзания, скв. Ньянга, глуб. 167 м	$M183 \frac{Cl198,2SO4,3}{Na92,2Mg2,8Ca2,8}$	0,94	—	—	А. Дж. Кинг, 1963 [223]
Антарктида	Мак-Мурдо-Саунд, скв. глуб. 17 м	$M212 \frac{Cl1-137 \text{ г/кг, Mg}-14,4 \text{ г/кг, Ca}-27,7 \text{ г/кг}}$	—	—	—	Д. Г. Болл, Р. Л. Никольс, 1960 [193]

ТАБЛИЦА 19

Эпохи существования аридного климата на территории кристаллических щитов

Щиты	N <sub>1</sub>	Рег <sub>2</sub> -Рг <sub>3</sub>	Рг <sub>1</sub> -Рг <sub>2</sub> <sup>1</sup>	Сг <sub>1</sub>	Сг <sub>2</sub>	Сг <sub>3</sub>	J <sub>2</sub>	J <sub>1</sub>	T <sub>3</sub>	P <sub>1</sub>	C <sub>3</sub>	C <sub>1</sub>	D <sub>3</sub>	O+S	См	рСм
Балтийский и Алданский																
Канадский																
Африканский (Танзания)																
Украинский																

Примечание. Сплошная линия - Северный аридный пояс, две сплошные линии - Южный аридный пояс, штриховые линии - то же, соответственно, но предположительно.

на протяжении некоторых отрезков протерозоя существовали аридные условия (табл. 19). В южной части Канадского щита в докембрийских толщах имеются проявления гипса, ангидрита и галита в виде жил небольшой мощности, иногда в ассоциации с кварцевыми золотоносными жилами [201, 240]. Известны и пластовые проявления гипсо-ангидритовых пород в гренвиллских известняках (А).

Нельзя исключать и экзогенное происхождение рассолов в трещинах фундамента щитов в последующие платформенные этапы их развития. Щиты представляют собой части древних платформ, в пределах которых материал чехла не отлагался или отлагался, но в последующем был эродирован. Поэтому для отдельных коротких отрезков времени щиты можно считать частями седиментационных бассейнов палеозоя и мезокайнозоя. В пределах всех щитов на протяжении ряда периодов господствовали аридные условия (см. табл. 19), т. е. выдерживалось необходимое условие концентрирования вод бассейнов седиментации и грунтовых вод. Рассолы заполняли все сообщающиеся с поверхностью трещинные зоны в кристаллических породах. В последующие фазы гумидного климата рассолы вымывались из региональной зоны трещин выветривания и могли сохраняться более длительное время в глубоких зонах тектонической трещиноватости (глубина > 100 м).

Формирование рассолов кристаллических толщ Криворожья за счет проникновения сверху рассолов сарматского, сильно осолоненного моря (>70 г/л) подробно обосновано в работе Р. В. Попова [142] и других исследователей.

В южной части Канадского щита, несколько южнее известных рудных провинций Онтарио в поле развития докембрийских пород известны останцы силурийских и ордовикских доломитов. Последние принимают участие и в строении единичных рудных месторождений пров. Квебек [168]. В связи с этим вспоминается соображение В. Линдгрена [229] о трансгрессии кембрийского моря на щит и глубоком проникновении морской воды через денудированные «головы» пластов докембрийских пород. Аналогичные трансгрессии, бесспорно, были в ордовикское и силурийское время, когда формировалась галогенная формация Мичигана. Величина Cl/Bг рассолов Канадского щита, равная 80, говорит в пользу их «эвапоритового» происхождения [56].

Происхождение рассолов Танзании может быть связано с процессами проникновения седиментационных озерных или трещинно-грунтовых вод континентального засоления в нижележащие трещинные зоны кристаллических пород. Условия для концентрирования вод выдерживались здесь на протяжении мезозоя и большей половины кайнозоя (см. табл. 19).

Представляется возможным ориентировочно оценить абсолютное время пребывания соленых вод и рассолов в недрах кристаллических пород. Т. С. Джеймсом [223] были подсчитаны величины суммарных расходов воды, гелия, азота и других компонентов по отдельным группам источников. На основе этих данных мы подсчитали



среднюю величину гелиевого фактора источников, которая оказалась равной 1,3 см<sup>3</sup>/л. Отсюда, зная среднюю величину годовой гелиепродуцируемости кристаллических пород, можно рассчитать искомое время (табл. 20).

ТАБЛИЦА 20

Возраст гелиеносных вод Танзании

Исследователи, определявшие скорость выделения гелия	Скорость выделения гелия, 10 <sup>6</sup> см <sup>3</sup> /(л·год)	Возраст гелиеносных вод Танзании, млн. л
В. П. Савченко, 1935 г. . . . .	38,1	34
Р. Ньютон, Г. Роунд, 1961 г. . . . .	28,1	46
В. В. Тихомиров, 1966 г. . . . .	306,9	4,2

Это время не древнее палеогена. Крайние отклонения дают величины от 0,7—7,13 до 140 млн. лет, т. е. не древнее мезозоя.

Вряд ли можно согласиться полностью с мнением Т. С. Джеймса [223] и А. Дж. Кинга [225] о ювенильной природе гелиеносных источников Африки, в том числе и рассолов Танзании. Эти рассолы, несмотря на высокую концентрацию солей, не являются термальными (24° С), они значительно удалены от разломов и молодых интрузий рифта. Характерно и то, что наиболее термальные, обогащенные углекислым газом и гелием, воды имеют на 1—2 порядка меньше минерализацию и содержание хлора по сравнению с рассолами Ньянза, хотя и располагаются в наибольшей близости от разломов и проявлений молодого магматизма.

На Канадском, Балтийском, Украинском и частично Африканском щитах отмечались метановые и водородно-азотно-метановые газы. Температурные условия метаморфизма древних толщ (до 350—500° С и выше [9]) не исключают генерации в них метана, так как температура его устойчивости достигает в безводной среде 600—700° С. Первично обогащенные органическим веществом, частично графитизированные темные сланцы имеются на всех щитах.

Из архейских пород формации Томпсон (Канадский щит), претерпевших метаморфизм (~300° С), извлекаются битумы. Из темных аспидных углеродисто-карбонатных сланцев Миннесоты, содержание C<sub>орг</sub> в которых 3,46%, извлекали до 0,02% желтых и бесцветных воскообразных битумов, состоящих в основном из парафиновых углеводородов. Аналогичные данные имеются по органическому веществу в слюдисто-полевошпатовом граувакке Роув раннепротерозойского возраста [244]. Из отдельных минералов кристаллических толщ Африканского и Канадского щитов извлекаются сложные ароматические углеводороды и аминокислоты [215, 86]. Вероятно, в ряде случаев битуминозное вещество графитизированных пород может иметь эпигенетическое происхождение [218], однако изотопный состав углерода углеводородов и остаточного органического

вещества (керогена) примерно в половине случаев совершенно одинаков. Различия в другой половине образцов могут быть обусловлены фракционированием изотопов, как это имеет место при фазовой дифференциации газов, битумоидов и керогена в нефтегазопроизводящих осадочных породах. Таким образом, мнение о том, что при региональном метаморфизме и графитизации органических остатков последние полностью лишаются летучих, в настоящее время без оговорок принять нельзя.

При более поздних тектонических подвижках древних графитизированных толщ, внедрении в них интрузий горючие, в основном метановые, газы из них могут выделяться в поры и трещины. Доказывая невозможность сохранения простейших углеводородов рассеянного органического вещества в метаморфизованных и гранитизированных породах в силу высоких температур и давлений при метаморфизме, с одной стороны, и с поразительной легкостью допуская образование такого капризного в отношении высокой температуры вещества, как нефть, в еще более глубоких зонах земной коры и мантии — с другой, сторонники неорганического происхождения нефти тем самым вступают в неразрешимое противоречие сами с собой. Обращение к фактору времени, к большим периодам метаморфизма, фильтрации или диффузии углеводородов из рассеянного органического вещества метаморфизируемых толщ также не может помочь делу. Летучие соединения углерода, в том числе и углеводороды изопреноидной структуры, установлены даже в графитах кристаллических толщ различного возраста [86, «Геохимия», 1970, № 4, с. 526].

Возможен и другой механизм обогащения древних толщ углеродистым и битуминозным веществом — из осадочных пород, перекрывавших некоторые щиты, срединные массивы и своды, а в дальнейшем эродированных, как, например, Балтийский щит, который отличается наиболее заметными проявлениями углеводородов в щелочных изверженных и метаморфических породах [80, 110, 137 и др.]. Если учесть, что область Балтийского щита и закрытой в результате каледонской складчатости Грампианской геосинклинали была областью сноса материала в течение, по крайней мере, мезозоя и кайнозоя, то мощность «срезанных» эрозией докембрийских и палеозойских пород на щите, вероятно, составит первые тысячи метров. В настоящее время можно наблюдать лишь наиболее глубокие части платформенного разреза отложений, заполнявших грабены. Это прежде всего иотнийские отложения (грабен Мухос, Терская и Онежская синклинали), а в Средней Швеции (грабены у озер Сильян и Веттерн) — среднекембрийские битуминозные, глинистые и силурийские карбонатные отложения, часто с нефтепроявлениями, мощностью несколько сотен метров в типично платформенных фациях (см. «Международную тектоническую карту Европы», лист. 6. М., «Недра», 1964).

Большое значение для рассматриваемого вопроса имеет такой факт, как наличие девонских вулканогенно-осадочных пород и глинистых сланцев в кровле Ловозерского щелочного массива.

Абсолютный возраст пород последнего оценивается в 300 млн. лет (карбон). Значительно обогащены первично сапропелевым органическим веществом углистые сланцы имандро-варзугской свиты, с которой контактируют углеводородсодержащие породы щелочных массивов Кольского полуострова и ксенолиты которой обнаружены в самих изверженных породах [60].

Наибольший интерес представляет факт присутствия закатанных в глине обломков соли в составе ледниковых отложений Литвы (данные Вильнюсского геологического музея). Как показывают палеомагнитные данные, область щита в первой половине палеозоя располагалась в пределах южного аридного пояса (см. табл. 19), т. е. здесь не исключалось формирование галогенных формаций (в дальнейшем уничтоженных эрозией), а следовательно, и связанных с ними подземных рассолов, вытеснивших в процессе тектонических перестроек первичные воды из некоторых трещинных зон фундамента. К сожалению, проверить это предположение пока очень трудно.

Наблюдения над соотношением количеств газа и воды в микро-включениях щелочных пород Хибинского и Ловозерского массивов показывают, что в большинстве случаев содержание воды (действующей разрушающе на углеводороды) во много раз ниже, чем газа; встречаются и чисто газовые и битумно-газовые включения. Таким образом, по соотношению воды и газообразных соединений ( $H_2$ ,  $CH_4$ ,  $CO_2$  и др.) щелочные породы образуют своеобразную природную геохимическую аномалию: обычно в выделениях недр пары воды резко преобладают. Трудно объяснить эту аномалию, если стоять на позициях исключительно подкорового происхождения вещества щелочных пород. При допущении же первично осадочного генезиса некоторой части массы щелочных пород причиной этой аномалии может быть концентрирование в породах органического материала — основного фактора газообразования ( $CH_4$ ,  $H_2$ ) — в период седиментогенеза.

Высокое давление водорода и метана способствует сохранению углеводородов при сравнительно высоких температурах. Высокая вязкость щелочного расплава, особенно на этапе его кристаллизации, могла являться фактором, препятствующим удалению водорода и предельной деструкции органического вещества и генерируемых им углеводородов до графита.

В настоящее время трудно восстановить истинную температуру и механизм образования щелочных пород. И. А. Петерсилье [137] на основе гранич устойчивости микровключенных битуминозных веществ дает значения температур в пределах 150—500° С. Возможно, они были несколько выше за счет более высокого давления водорода и метана, которые впоследствии могли диффундировать из первичных пор. Н. Г. Закржевская [73] показала, что содержащие битуминозные вещества включения испытывают необратимые изменения (почернение) уже при температурах 270° С. Вполне возможно допущение, что некоторая часть из них, например газообразные тяжелые

гомологи метана, образовались вторично, при значительном снижении температуры пород в постмагматическую стадию путем обычного термокатализа в первичных включениях флюидальной среды ( $H_2$ ,  $CH_4$ ,  $CO$ ,  $CO_2$  и др.), как полагает И. А. Петерсилье. Однако для образования существенно твердых битуминозных веществ объемы первичного газа должны были бы быть во много раз больше объема включений. Наблюдения С. В. Икорского [80] говорят, скорее, о том, что первичными являются включения сложных органических битуминозных веществ, а углеводородные газы — производными от них, так как они встречаются там, где есть и битуминозные включения.

## Г Л А В А VIII

### ИНФИЛЬТРОГЕННО-ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОЕ НАПРАВЛЕНИЕ

Рассмотрим вначале гипотезы подземного испарения. Испарение воды при выделении из нее углеводородных и прочих газов при температуре менее 100—150° С, по нашему расчету, практически не оказывает влияния на ее минерализацию [55]. Процессы испарения — конденсации воды сопровождают струйную миграцию газа через зоны со значительным перепадом давлений и температур, но эти процессы оказывают сугубо локальное влияние на соленость вод отдельных структур [101].

«Испарение» же, в трактовке М. Е. Альтовского [2, 4], при отсутствии газа в недрах является, строго говоря, не испарением, а направленной избирательной диффузией молекул воды в сторону снижения температуры. Это сближает данную точку зрения с другими гипотезами осолонения подземных вод за счет диффузионно-осмотических явлений, «фльтрационного эффекта» и др.

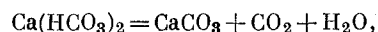
Возникновение собственно скоплений водяного пара в недрах возможно лишь при очень больших геотермических градиентах, вероятных лишь в областях современного вулканизма, а также при надкритических температурах на глубинах более 12—15 км, выходящих далеко за пределы мощности чехла большинства артезианских бассейнов.

К каким же следствиям приводит гипотеза подземного испарения в трактовке М. Е. Альтовского, разделяемая И. К. Илларионовым [81], А. Курбанмурадовым [115], Н. В. Кулаковым [114] и другими? За исходный тип воды при образовании рассолов по этой гипотезе принимаются пресные гидрокарбонатные воды с содержанием хлора обычно менее 100 мг/л. Для возникновения хлоридного рассола с минерализацией ~300 г/л и содержанием хлора около 200 г/л путем испарения нужно сконцентрировать исходную воду в 2000 раз. Следовательно, в глубоких недрах должен 2000 раз произойти водообмен, иными словами, в глубокие недра должен проникнуть и испариться объем воды, в 2000 раз больший, чем объем порового

пространства рассолосодержащих коллекторов. Это находится в явном противоречии с выводами большинства исследователей об очень низких скоростях их движения. Согласно расчетам А. И. Силина-Бекчурина [154] за весь палеозой, мезозой и кайнозой, т. е. за 500 млн. лет, подземные рассолы могли продвинуться лишь на 5—500 км (исходя из скорости 0,0001—0,01 см/год).

Так как хлориды натрия в составе пресных вод составляют обычно не более 10—20%-экв, то при испарении их до стадии рассола (300 мг/л) выделится в 5—10 раз больше сульфатно-карбонатно-кальциевых солей, чем останется в растворе хлористого натрия, т. е.  $300 \cdot (5 \div 10) = 1500 \div 3000$  г из литра. Учитывая, что плотность выпадающих минералов ( $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{CaSO}_4$  и др.) составляет 2,3—2,9, или 2300—2900 г/дм<sup>3</sup> (г/л), приходим к выводу, что в соответствии с данной гипотезой все трещины, поры и пустоты водосодержащих коллекторов наполовину или полностью должны быть заполнены гипсом, ангидритом, доломитом и кальцитом, а пористость их снижена до нескольких процентов. В действительности же рассолоносные горизонты во многих случаях представляют собой слабоцементированные песчаники с пористостью до 15—20% и более, с незначительным содержанием вторичных минералов.

Выпадение вторичного кальцита сопровождается выделением в раствор  $\text{CO}_2$



которая составляет по весу примерно 25% от  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ . Отсюда видно, что заполнение пор кальцитом при превращении пресной воды в рассол с концентрацией 300 г/л сопровождалось бы выделением сотен граммов на литр  $\text{CO}_2$ . Даже если представить, что большая часть  $\text{CO}_2$  уходила вместе с паром, то не только все рассолоносные горизонты оказались бы насыщенными растворенной  $\text{CO}_2$ , но и образовались бы повсеместно месторождения углекислых или углекисло-углеводородных газов в пределах артезианских бассейнов, чего нет в действительности. Другие слабые места данной гипотезы, не позволяющие ее принять, указывались ранее [89].

Также нереальны следствия данной гипотезы [4] в отношении образования ископаемых солей.

1. Поскольку процесс предполагаемого подземного испарения стационарен, масса выпавших солей должна непрерывно увеличиваться от молодых отложений к древним, сверху вниз по разрезу, и достигать максимума у фундамента древних платформ.

2. Соленосные породы должны носить характер любых терригенных, в том числе угленосных и карбонатных пород, цементируемых по порам и трещинам солью и ангидритом.

3. В соленосных отложениях должна сохраниться многочисленная фауна и флора.

4. Наиболее растворимые калийные и магниевые соли должны залегать в нижних частях разреза у фундамента, где эффект испарения максимальный.

5. В составе ископаемых солей содержание карбонатов и сульфатов должно быть на порядок выше, чем хлоридов.

6. Отложение солей из глубокозалегающих рассолов потребует испарения инфильтрационной воды в полтора раза больше, чем требовалось ее испарить для концентрирования до стадии рассола с концентрацией 300 г/л (см. выше), так как масса хлора в соляных месторождениях в 1,5 раза выше, чем в подземных водах (гл. VII). Следовательно, количество инфильтрационных водообменов должно возрасти до 3000. При этом скорость движения инфильтрационных вод в недра бассейнов, где формировались мощные толщи соли в миоцене (Предкарпатье), должна измеряться десятками — сотнями метров в год!

Такие же нереальные следствия вытекают при применении данной гипотезы к проблеме нефтеобразования.

1. Концентрация привносимых в глубокозалегающие пласты окислителей ( $\text{O}_2$ ,  $\text{SO}_4$  и др.) в несколько раз выше, чем концентрации растворенных органических веществ, способных дать при преобразовании нефти и газ. Если в зоне гипергенеза убыль растворенных органических веществ при окислении восполняется процессами фотосинтеза и ферментативной деятельности организмов, то в недрах при подавленном состоянии микрофлоры эту убыль, по существу, компенсировать нечем.

2. Максимальные запасы нефти должны быть приурочены к древним платформам.

3. Поскольку процесс испарения происходит примерно равномерно с площади бассейнов, запасы нефти и газа должны распределяться также равномерно, а на всех структурах, где нефти нет, должны наблюдаться следы разрушения нефтяных залежей.

4. Должна быть отчетливая корреляция между запасами нефти и газа и концентрацией солей в подземных водах, так как и солевой, и органический растворенный комплекс концентрируются в результате одного и того же процесса.

Несколько иные в деталях механизмы соленакопления в глубокозалегающих подземных водах за счет избирательного проникновения молекул воды через глинистые толщи подробно рассматриваются в другой нашей работе [55]. В основе их лежат или неверные физические предпосылки, или некоторые физические эффекты, возможность проявления которых в природных условиях строго не доказана. Достаточно высокие концентрации поровых растворов глинистых «мембран», в целом весьма сопоставимые с концентрациями подземных вод смежных водоносных горизонтов [143], свидетельствуют о том, что в природных условиях глины не выполняют в достаточной мере роль полупроницаемых мембран или молекулярных сит, отделяющих растворенные соли от воды в процессе восходящей разгрузки растворов осадочной оболочки.

Задерживание глинами многоатомных, «больших» молекул органических веществ в природных условиях не изучено. Как уже отмечалось, допущение А. А. Карцева [96] полной, 100-процентной

задержки их глинами приводит к выводу о невозможности первичной миграции нефтеобразующих веществ и нефти из пелитоморфных толщ. Кроме того, для проявления распыленной разгрузки при прогрессивном литогенезе, когда наиболее интенсивно протекают миграция флюидов и формирование первичных залежей нефти, исключается возможность распыленной разгрузки через глины, так как давление в них обычно выше, чем в системах, сложно гидравлически взаимосвязанных с зоной гипергенеза коллекторов.

Р. Уильямс [254] развивает идею инфильтрационного происхождения галогенных формаций (эвапоритовых отложений) в зонах субаквальной разгрузки глубоководных подземных вод на дно глубоководных океанических, морских и континентальных впадин. Предполагается, что растворенные соли подземные воды приобретают путем выщелачивания из пород и отлагают их на дне водных бассейнов за счет смешения подземной воды и воды бассейна седиментации. Нетрудно видеть аналогию данной гипотезы с некоторыми вариантами эндогенных гипотез, рассмотренных выше. Но в отличие от последних она еще менее реальна. Бесспорно, в зонах разгрузки подземных вод происходит отложение разнообразных химических осадков: карбонатов, соединений железа с повышенным содержанием лития, бора, меди, марганца и других металлов. В скважинах иногда наблюдается выпадение гипса и соли. Но при этом нельзя игнорировать следующую закономерность: выпадение сульфатов наблюдается там, где в разрезе чехла имеются сульфатные отложения или проявления (Волго-Уральский, Южно-Каспийский, Пермский и другие бассейны). Выпадение соли наблюдается только при дренировании главным образом межсолевых, реже подсолевых сверхкрепких седиментогенных рассолов (Иркутский, Каракумский, Мичиганский и другие бассейны), т. е. это уже вторичное явление — следствие наличия эвапоритов в разрезе, а не причина их появления. В областях отсутствия галогенных отложений в разрезе подземные воды вплоть до фундамента обычно резко недонасыщены гипсом и галитом (точнее, сульфатами и хлоридами, см. гл. III), и их выпадение невозможно ни при смешении с соленой океанической, ни с пресной континентальной водой. Автор этой гипотезы, видимо, недостаточно знаком с гидрохимическими особенностями артезианских нефтегазоносных бассейнов.

Таким образом, рассматриваемое направление не может служить рабочей гипотезой при исследовании природы связи между нефтью, рассолами и солью в земной коре.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Пространственная ассоциация нефти, глубоководных рассолов и галогенных формаций в недрах установлена на примере крупнейших нефтегазоносных бассейнов земного шара (Персидского залива, Мексиканского залива, Пермского, Сахарского, Ливийского, Северо-Каспийского и многих других). В этих и других нефтегазоносных бассейнах, где развиты галогенные формации, сосредоточена подавляющая часть мировых запасов нефти. Это обстоятельство объясняет и широкое развитие в нефтегазоносных бассейнах хлоридных натриевых и кальциево-натриевых глубоко залегающих рассолов.

Бассейны, в строении которых галогенные отложения и проявления не принимают участия, характеризуются и отсутствием рассолов с концентрацией более 50—80 г/л (Западно-Сибирский, Сахалинский, Восточно-Венесуэльский, Калифорнийские, Зондских островов и другие бассейны). Неизвестны нефтегазоносные бассейны, где бы нефть ассоциировалась исключительно с пресными или солоноватыми водами с концентрацией менее 10—15 г/л.

Ассоциацию нефти, галогенных формаций и подземных рассолов невозможно объяснить с позиций глубинного, подкорового происхождения хлоридных рассолов и углеводородов. Предложенные механизмы глубинного нефтеобразования и соленакопления сами по себе совершенно не выдерживают критики, а вероятные геологические и геохимические следствия этих механизмов находятся в явном противоречии с фактическим материалом. Подавляющая часть мировых запасов нефти и соли не связана с базальтовым магматизмом и высокотемпературными постмагматическими явлениями — индикаторами проводимости глубинных разломов и активности мантии. Равным образом, не выдерживают критики представления об инфильтрационно-эпигенетическом соленакоплении и нефтегазообразовании в силу того, что в основу предполагаемых механизмов положены или неверные физические представления, или такие физические эффекты, вероятность проявления которых в природных условиях не установлена, а масштаб действия не может быть осязательным.

Наиболее полное и строгое объяснение связи соли, нефти и рассолов получает на основе закономерностей развития литогенеза во всех его стадиях. Основные звенья этой связи возникают на стадии

седиментогенеза. Механизмы их разнообразны. Высокие среднегодовые температуры действуют как в направлении концентрирования солевой массы и биогенных компонентов, так и повышения первичной биологической продукции органического вещества фитопланктоном. Прогрессирующее концентрирование вод в начальные этапы перехода от нормально морской или континентальной седиментации к галогенезу распространяется не только на солевую, но и органогенную составляющую растворенного комплекса, что реализуется в более высокой концентрации сорбированных форм органического вещества в карбонатно-глинистых донных накоплениях, а также в повышении биологической продуктивности отдельных видов организмов.

Повышение солености действует угнетающе на большинство организмов. При этом пассивно плавающие планктонные организмы, заносимые из океана поверхностным течением, частично погибают, частично приспособляются к жизни в соленой среде; интенсифицируется развитие галофилов. Активно плавающие нектонные организмы отесняются к открытому океану, а при невозможности миграции в океан (большие скорости течения, пороги, водопады типа Карабогазского и т. д.) — погибают, образуя донные накопления. В районах развития большинства галогенных формаций в подсолевых, часто в межсолевых, а иногда и в надсолевых толщах распространены глинистые и карбонатные породы, сильно обогащенные сапропелевым органическим веществом. В большинстве пластов галопелитов и глинистых карбонатов галогенных формаций содержание рассеянного органического вещества находится на уровне фонового или несколько выше. Лишь в маломощных, преимущественно континентальных галогенных формациях, обогащенных красноцветами, концентрации рассеянного органического вещества часто ниже фона для глинистых пород.

Сохранению накапливающегося органического вещества от интенсивного окисления как в водной толще, так и в донную стадию способствуют низкие концентрации кислорода в рапе, стратификация водных масс и отсутствие интенсивной аэрации придонных слоев, отсутствие нектонных и бентонных высших организмов (минерализующих основную часть массы «дождя» трупов в океане и открытых морях). Годовая продукция органического вещества в донных накоплениях при формировании галогенных отложений была того же порядка, что и в морях нормальной солености, или даже выше. Причем тип его для последующего нефтеобразования был гораздо более благоприятным, чем в пресноводной обстановке и обстановке эоциконтинентальных морей северной части гумидной зоны.

Подавляющее большинство нефтепроизводивших сингенетично-битуминозных (сапропелевое рассеянное органическое вещество) свит в наиболее продуктивных нефтегазоносных бассейнах отлагалось в обстановке теплого климата в аридном или тропическом поясах. Образование этих свит в условиях холодного гумидного климата возможно при очень медленных темпах седиментации мине-

рального и органического материала в обширных бассейнах типа мезозойского Западно-Сибирского бассейна.

В целом на стадии седиментации закладываются основные звенья связи нефть — рассолы — соли: связанные с галогенезом сингенетично-битуминозные толщи, соляные накопления и высокоминерализованные седиментогенные и погребенные воды, присущие большинству нефтегазоносных бассейнов мира.

Масштабы диагенетической переработки органического вещества микроорганизмами в соленой и рапной среде несравненно выше, чем в обстановке пресноводных торфов. Концентрации возникающих сульфидов железа в рапной среде максимальны; возрастает битуминизация органического вещества.

На стадии катагенеза интенсивно литифицирующиеся галогенные формации создают обстановку чрезвычайно затрудненного оттока флюидов из подсолевых и межсолевых горизонтов, что благоприятствует формированию коллекторов и залежей нефти и газа. Высокая соленость подземных вод способствует сравнительно меньшим потерям газа из нефтегазогенерирующих отложений на насыщение вод и сорбционной емкости пород, что в условиях надежной флюидоупорности соли создает более благоприятные возможности первичной и вторичной струйной миграции нефти (главная фаза нефтеобразования), а затем в более глубоких зонах и газа с растворенным в нем конденсатом (главная фаза газообразования).

В свете современных данных о водорастворенном органическом веществе первичную и вторичную миграцию нефти в составе водного раствора нельзя считать обоснованной в количественном отношении. К сожалению, пока остается малоизученным вопрос о каталитической роли растворенного солевого комплекса, микроэлементов и твердых солей в термокатализе рассеянного органического вещества — основного процесса нефтегазообразования в зоне катагенеза.

В свете всего изложенного выше вырисовываются потенциально очень высокие перспективы нефтегазоносности подсолевых отложений в областях регионального распространения галогенных формаций, в которых палеотектонические и палеотемпературные условия (глубины 2—3 км, температуры 70—150° С) обеспечивали течение процессов нефтегазообразования, эмиграции нефти и формирования залежей (Прикаспийская, Днепровско-Донецкая впадины, Предуральский прогиб).

Однако было бы неверным относить в разряд малоперспективных территории с отсутствием в разрезе галогенных формаций, но с развитием мощных регионально распространенных морских глинистых толщ, играющих роль флюидоупоров и нефтегазогенераторов. Скромнее следует оценивать в отношении перспектив нефтегазоносности районы развития исключительно пресноводных отложений (Забайкалье, юг Дальнего Востока и др.).

Не менее важно значение разработанной темы для прогноза газообильности и взрывоопасности горных выработок соляных рудников на глубоких горизонтах, особенно в солянокупольных

областях. В межсолевых галопелитовых горизонтах последних еще до куполообразования могли достигаться необходимые условия нефтегазообразования, что при затрудненном оттоке газов из солей могло обеспечить образование микро- и макрополостей горючих газов с нефтью, что имеет место на ряде куполов Прикаспия: Челкарском и особенно Индерском.

Научное и практическое значение рассмотренной темы, конечно, не исчерпывается приведенными выше выводами и рекомендациями. Она позволяет глубже понять многие вопросы взаимосвязи нефтегазонасности с различными типами вод, пород и геологических структур и более целенаправленно подойти к выработке новых геологических, геохимических и гидрогеологических критериев нефтегазонасности на историко-генетической основе.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. А лек ин О. А. Химия океана. Л., Гидрометеонадат, 1966. 248 с.
2. А ль то вс к и й М. Е. К вопросу о формировании химического состава подземных вод. — В кн.: Вопр. гидрогеологии и инж. геологии, сб. 13. М., Госгеолтехиздат, 1950, с. 23—30.
3. А ль то вс к и й М. Е., Ш в е ц М. С., Ку з не ц о в а А. М. Образование нефти и формирование ее залежей. М., Гостоптехиздат, 1958, 168 с.
4. А ль то вс к и й М. Е. Об образовании ископаемых соляных месторождений. — В кн.: Вопр. гидрогеологии и инж. геологии, сб. 20. М., Госгеолтехиздат, 1962, с. 179—198.
5. А н и с и м о в Л. А. Гравитационное уплотнение пород и формирование подземных рассолов. — «Труды Нижневолжск. науч.-исслед. ин-та нефт. геологии», 1965, вып. 8, с. 156—164.
6. Б а б е н к о В. П., Г у р г е н и д з е А. М. Условия образования торфяных месторождений Колхиды и влияние морских вод на свойства торфа. — «Торф. пром-сть», 1971, № 1, с. 23—26.
7. Б а к и р о в А. А. Учение академика И. М. Губкина о нефтеобразовании и нефтенакоплении в литосфере и творческое его развитие в последующих трудах советских ученых. — «Губкинские чтения, 1968 г.» М., 1969, с. 28—67.
8. Б а р т Т. Ф. Идеи о взаимоотношении осадочных и изверженных пород. — «Геохимия», 1962, № 4, с. 296—299.
9. Б а р т Т. Ф. Измерения палеотемператур гранитных пород. М., Изд-во АН СССР, 1962. 20 с.
10. Б а с к о в Е. А. О роли вадозных подземных вод и рассолов в формировании рудных месторождений. — «Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та» 1968, т. 155, с. 123—138.
11. Б е л о у с о в В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966. 124 с.
12. Б е с к р о в н ы й Н. С. Нефтяные битумы и углеводородные газы как спутники гидротермальной деятельности. Л., «Недра», 1967. 208 с.
13. Б и р и н а Л. М. Кремнисто-ангидритовые образования в палеозое центральной части Русской платформы. — «Минерал. сб. Львовск. ун-та», 1965, вып. 19, с. 124—131.
14. Б и р ш т е х е р Э. Нефтяная микробиология. М., Гостоптехиздат, 1957. 314 с.

15. Богомолов А. И. Геохимия процессов преобразования липидных компонентов органического вещества в углеводороды и закономерности в составе нефти. — Автореф. докт. дис. Л., 1969. 53 с.
16. Бойко Т. Ф. Озеро Сёрлс и его литиеносные и вольфрамоносные рассолы. — «Труды Ин-та минералогии и геохимии редких элементов АН СССР», 1963, вып. 17, с. 47—66.
17. Бондарь А. Д. Роль метана в образовании горючих ископаемых. — В кн.: Генезис нефти и газа. М., «Недра», 1967, с. 357—363.
18. Бордовский О. К. Накопление и преобразование органического вещества в морских осадках. М., «Недра», 1964. 128 с.
19. Борщевский Ю. А. Геохимическое значение радиационно-химических эффектов радиоактивности  $K^{40}$  на примере калийных солей. — Автореф. канд. дис. М., 1966, 22 с.
20. Ботнева Т. А. Цикличность процессов нефтегазообразования. — Автореф. докт. дис. М., 1971. 84 с.
21. Брод И. О., Левинсон В. Г. Происхождение нефти и нефтегазонакопление. М., Гостоптехиздат, 1955. 222 с.
22. Буданов Н. Г., Емельянов Г. Н., Юшкова С. О. Глубинные воды, особенности их состава и генезис. — «Сов. геология», 1968, № 5, с. 82—89.
23. Буялов Н. И. Галогенные отложения на территории СССР и их связь с нефтегазонакоплением. — «Докл. АН БССР», 1966, т. 10, с. 32—36.
24. Валяшко М. Г., Жеребцова И. К., Садыков Л. З. Геохимические методы поисков месторождений калийных солей. М., Изд-во Моск. ун-та, 1966. 74 с.
25. Вассоевич Н. Б., Амосов Г. А. Геохимические и геологические улики образования нефти за счет живого вещества. — В кн.: Генезис нефти и газа. М., «Недра», 1967, с. 5—22.
26. Введенский А. А. Термодинамические расчеты нефтехимических процессов. Л., Гостоптехиздат, 1960. 576 с.
27. Вебер В. В. Битумообразование в четвертичных осадках и генезис нефти. М., Гостоптехиздат, 1960. 244 с.
28. Вернадский В. И. История минералов земной коры. Т. 2. История природных вод. Избр. соч., т. 4, кн. 2. М., Изд-во АН СССР, 1960. 652 с.
29. Веселовский В. С. Химическая природа горючих ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1955. 423 с.
30. Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. М., Изд-во АН СССР, 1959. 44 с.
31. Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли. — «Вестн. АН СССР», 1962, № 9, с. 16—29.
32. Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М., «Наука», 1967. 216 с.
33. Виноградов А. П., Галимов Э. М. Изотопия углерода и проблема происхождения нефти. — «Геохимия», 1970, № 3, с. 275—296.
34. Вирле А. Новые мнения о природе камней и образовании их хвостов, об эролитах, об образовании гор, о кратерах вздымания и проч. — «Горный журн.», 1836, № 10, с. 111—124.

35. Влияние термодинамических условий на размещение углеводородных залежей. «Докл. АН СССР», 1969, т. 187, № 4, с. 899—902. Авт.: В. В. Байбаков, В. Е. Карачинский, В. Г. Осадчий и др.
36. Волков В. П., Рузайкин Г. И. О газовых равновесиях и методах их расчета в связи с проблемами петрогенезиса. — «Геохимия», 1969, № 8, с. 976—990.
37. Воронов А. Н., Тихомиров В. В., Тихомирова В. Г. Удельный дебит поступления гелия в поровое пространство осадочной толщи. «Геохимия», 1969, № 4, с. 505—507.
38. Вороной Е. Е. Проблема взаимодействия углеводородов с породами и пути ее решения. — «Труды Укр. науч.-исслед. ин-та газа», 1966, вып. 2, с. 112—120.
39. Высоцкий И. В., Оленин В. Б. Глубинная зональность в распределении скоплений углеводородов. — «Вестн. Моск. ун-та», 1964, № 6, с. 20—27.
40. Гавриленко Е. С. Гидрохимические показатели нефтегазонакопления по солевому и изотопному составам подземных вод. Киев, «Наукова думка», 1965. 190 с.
41. Гавриленко Е. С., Дерпгольц В. Ф. Глубинная гидросфера Земли. Киев. «Наукова думка», 1971. 272 с.
42. Гавура С. П. К вопросу о генезисе хемогенных отложений в Предкарпатском прогибе. — Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, 1961, № 7—8, с. 100—104.
43. Гатальский М. А. Подземные воды и газы палеозоя северной половины Русской платформы. Л., Гостоптехиздат, 1954. 173 с.
44. Гатальский М. А., Торгованова В. Б., Кудрявцева Е. И. Методика гидрогеологической оценки нефтегазонакопления территорий и составления прогнозных карт перспектив по гидрогеологическим показателям. — «Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. развед. ин-та», 1974, вып. 289, 147 с.
45. Гедберг Х. Д. Геологические аспекты происхождения нефти. Л., «Недра», 1966. 124 с.
46. Генезис нефти и газа (сб. статей). М., «Недра», 1967. 712 с.
47. Геология нефти. Справочник. М., «Недра». Т. 1, 1960. 592 с. Т. 2, кн. 1, 1968. 800 с. Т. 2, кн. 2, 1968. 804 с.
48. Гиматулинов Ш. К. Физика нефтяного и газового пласта. М., «Недра», 1971. 310 с.
49. Гольдберг И. С. Битумы северо-запада Сибирской платформы и этапы миграции нефти. — Автореф. канд. дис. Л., 1967. 26 с.
50. Гоникберг М. Г. Химическое равновесие и скорость реакций при высоких давлениях. М., Изд-во АН СССР, 1960. 272 с.
51. Грейсер Е. Л., Козлов В. Б., Павлов А. Н. Рассолы в кристаллических породах Балтийского щита. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.» 1970, № 3, с. 141—143.
52. Григорьев С. М. О процессах образования и свойствах горючих ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1954. 262 с.
53. Гринберг И. В. Некоторые химические аспекты проблемы генезиса нефти (вакуумно-карбогидратный синтез глубинных углеводородов). —

В кн.: Пробл. происхождения нефти и газа и образование их пром. залежей. Киев. «Наукова думка», 1966, с. 26—48.

54. Гуляева Л. А., Поделько Е. Я. Геохимия битуминозных пресноводных отложений Забайкалья. М., «Наука», 1967. 132 с.

55. Гуревич А. Е., Капченко Л. Н., Кругликов Н. М. Теоретические основы нефтяной гидрогеологии. Л., «Недра», 1972. 272 с.

56. Гуревич М. С. Типы и палеохимические условия образования подземных вод хлоридного кальциевого состава. — В кн.: Химия земной коры, т. 2. М., «Наука», 1964, с. 489—507.

57. Дацко В. Г. Органическое вещество в водах южных морей СССР. М., Изд-во АН СССР, 1959. 271 с.

58. Дацко В. Г., Максимова М. П. О содержании растворенного органического вещества в водах Белого моря. — В кн.: Гидрохим. мат-лы. Л., Гидрометеоиздат, 1960, т. 30, с. 115—121.

59. Двали М. Ф. Нефтематеринские свиты и принципы их диагностики. Л., Гостоптехиздат, 1963. 379 с.

60. Двали М. Ф. О гипотезах неорганического происхождения нефти и об оценке перспектив нефтегазоносности с позиций этих гипотез. Л., «Недра», 1968. 49 с.

61. Дегенс Э. Геохимия осадочных отложений. М., «Мир», 1967. 300 с.

62. Дерпгольц В. Ф. К гипотезе формирования природных растворов. — «Докл. АН СССР», 1962, № 6, с. 1384—1386.

63. Дерпгольц В. Ф. Гидросфера и хлор. — «Литология и полезн. ископ.», 1963, № 1, с. 43—57.

64. Дерпгольц В. Ф. Один из аспектов проблемы генезиса хлоридных кальциевых и магниевых глубинных рассолов. — В кн.: Мат-лы науч. семинара по пробл. формирования хлорид. кальциево-натриевых подземных вод. М., 1968, с. 88—95. (Всесоюз. науч.-исслед. ин-т гидрогеологии и инж. геологии).

65. Дзенс-Литовский А. И. Кара-Богаз-Гол. Л., «Недра», 1967. 96 с.

66. Добрянский А. Ф. Горючие сланцы СССР. М., Гостоптехиздат, 1947. 232 с.

67. Егоров А. И. Пояса углеобразования и нефтегазоносные зоны земного шара. Ростов-на-Дону, Изд-во Ростовск. ун-та, 1960. 184 с.

68. Еланский Л. Н. Вода и нефть. — В кн.: Пробл. происхождения нефти и газа и образования их пром. залежей. Киев. «Наукова думка», 1966, с. 103—121.

69. Жарков М. А. О промежуточных бассейнах эпох соленакопления и парагенетической связи с соленосными сериями нефтяных и газовых месторождений. — В кн.: Пробл. нефтеносности Сибири. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 163—185.

70. Жарков М. А. Эволюция соленакопления в геологической истории. — В кн.: Пробл. общей и регион. геологии. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 260—299.

71. Жузе Т. П., Юшкевич Г. Н., Ушакова Г. С. Изучение фазового равновесия в ширококипящих углеводородных смесях с газовым компонентом. — В кн.: Миграция нефти и газа и фаз. равновесия в углеводород.

Системах при высоких давлениях. М., 1969, с. 106—127. (Ин-т геологии и разработки горючих ископ.).

72. Жуков И. И. Коллоидная химия. Ч. 1. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1949. 324 с.

73. Закржевская Н. Г. К вопросу о происхождении газов в породах апатитовых месторождений Хибин. — «Докл. АН СССР», 1964, т. 154, № 1, с. 118—120.

74. Захаров С. А. Некоторые вопросы нефтеобразования в Таджикской депрессии. — «Труды АН ТаджССР», 1959, т. 118, с. 324—339.

75. Зелинский Н. Д. Несколько замечаний к вопросу о происхождении нефти. Т. 4. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 566—572.

76. Иванов А. А., Воронова М. Л. Галогенные формации. Л., «Недра», 1972. 328 с.

77. Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф. Геология галогенных отложений СССР. — «Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та», 1960, т. 35. 424 с.

78. Игнатов Б. Ф. Палеобиологическая продуктивность — важнейший критерий при региональных прогнозах нефтегазоносности. — В кн.: Генезис нефти и газа. М., «Недра», 1967, с. 93—100.

79. Игнатович Н. К. К вопросу о гидрогеологических условиях формирования и сохранения нефтяных залежей. — «Докл. АН СССР», 1945, т. 46, № 5, с. 215—218.

80. Икорский С. В. Органическое вещество в минералах изверженных пород. Л., «Наука», 1967. 121 с.

81. Илларионов И. К. Формирование плотности подземных вод в зависимости от их изотопного состава и концентрации солей в растворах. — «Труды Лабор. гидрогеол. пробл. АН СССР», 1959, т. 16, с. 48—60.

82. Ильченко В. П. Роль непроницаемой толщи верхней юры в формировании и размещении залежей нефти и газа в Афгано-Таджикской впадине и прилегающих районах Туранской плиты. — В кн.: Геология, геофизика, геодезия. М., «Недра», 1970, с. 37—39.

83. Казakov Е. И. Генезис и химическая природа пресноводных сапропелей. — «Труды Ин-та горючих ископ.», т. 2, 1950, с. 253—267.

84. Калинин М. К. Неорганическое происхождение нефти в свете современных данных. М., «Недра», 1963. 336 с.

85. Калицкий К. П. Закаспийская область. — «Нефт. и сланц. хоз-во», 1922, № 7—8, с. 411—415.

86. Кальвин М. Химическая эволюция. М., «Мир», 1971. 240 с.

87. Капченко Л. Н. О естественном синтезе углеводов в земной коре. — «Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. развед. ин-та», 1963, вып. 212, с. 41—56.

88. Капченко Л. Н. «Капли нефти» в кристаллах минералов. Там же, с. 57—65.

89. Капченко Л. Н. О гипотезах концентрирования глубинных рассолов осадочной оболочки за счет удаления из растворов молекул воды — «Литология и полезн. ископ.», 1965, № 2. с. 134—140.

90. Капченко Л. Н. Современное состояние проблемы ювенильности глубинных подземных вод. — «Литология и полезн. ископ.», 1966, № 4, с. 75—87.



91. Капченко Л. Н. О формировании минеральных вод типа «Лугела» — «Окуми». — «Геохимия», 1966, № 7, с. 878—882.

92. Капченко Л. Н. Преобразование состава седиментационных вод в процессе литогенеза. — Автореф. канд. дис. Л., 1969. 26 с.

93. Капченко Л. Н. Расчет влияния высокого давления на синтез и стабильность нефтяных углеводородов при высоких температурах недр. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1972, № 6, с. 93—105.

94. Капченко Л. Н. Существуют ли нефтяные углеводороды в магматических расплавах? — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1972, № 11, с. 136—141.

95. Каржавин В. К., Вендилло В. П. Термодинамическое равновесие и условия существования углеводородных газов в магматическом процессе. — «Геохимия», 1970, № 10, с. 1165—1173.

96. Карцев А. А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. М., Гостехиздат, 1963. 354 с. Изд. 2. М., «Недра», 1972. 280 с.

97. Кесарев В. В. Движущие силы развития Земли и планет. Л., «Недра», 1967. 152 с.

98. Кнытик В. И. Условия образования соляных структур. Киев, Изд-во АН УССР, 1963. 295 с.

99. Клубова Т. Т. Роль глинистых минералов в преобразовании органического вещества и формировании порового пространства коллекторов. М., «Наука», 1965. 108 с.

100. Колесник А. П., Машкович К. А., Коган В. Д. Изучение строения иермской галогенной формации в связи с поисками газа и нефти на юге Русской платформы. — В кн.: Горючие ископ. (пробл. геологии и геохимии нефтяных). М., «Наука», 1972, с. 94—100.

101. Колодий В. В., Рудельский А. В. Гидрогеология горных стран, смежных прогибов и впадин. Киев, «Наукова думка», 1972. 202 с.

102. Кондратьев В. Н. Свободные радикалы — активная форма вещества. М., Изд-во АН СССР, 1960. 56 с.

103. Копторович А. Э., Неручев С. Г. Катагенез рассеянного органического вещества и нефтегазообразование. — В кн.: Пробл. нефтеносности Сибири. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 51—69.

104. Конторович А. Э., Рогозина Е. А. Масштабы образования углеводородных газов в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности. — «Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геологии, геофизики и минер. сырья», 1967, вып. 65, с. 13—25.

105. Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. — «Труды Геол. ин-та АН СССР», 1940, вып. 12. № 5. 170 с.

106. Коржинский Д. С. Проблемы физико-химической теории петрологических процессов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1962, № 1, с. 10—25.

107. Красицева В. В. Гидрогеохимия хлора и брома. М., «Наука», 1968. 196 с.

108. Кропоткин П. Н., Валяев Б. М. О природе аномально высоких пластовых давлений в нефтяных и газовых месторождениях. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1965, № 11, с. 29—46.

109. Кротова В. А. Гидрогеологические критерии нефтеносности. Л., Гостехиздат, 1960. 163 с.

110. Кудрявцев Н. А. Нефть, газ и твердые битумы в изверженных и метаморфических породах. Л., Гостехиздат, 1959. 279 с.

111. Кудрявцев Н. А. Геохимические и геологические аспекты генезиса нефти и углеводородного газа. — «Сов. геология», 1964, № 11, с. 3—17.

112. Кудрявцев Н. А. О закономерностях накопления ископаемых солей (к вопросу о парагенезисе нефти и соли). — «Сов. геология», 1966, № 7, с. 17—35.

113. Кудрявцев Н. А. Состояние вопроса о генезисе нефти на 1966 г. — В кн.: Генезис нефти и газа. М., «Недра», 1967, с. 262—291.

114. Кулаков Н. В. Палеогидрогеологические условия формирования газонефтяных месторождений (на примере Саратовского Поволжья). М., «Недра», 1964. 196 с.

115. Курбанмуратов А. Глубинные воды Юго-Западного Туркменистана и перспективы нефтегазоносности этого района по гидрогеологическим данным. Ашхабад, Изд-во АН ТуркмССР, 1963. 145 с.

116. Лавров Н. В., Коробов В. В., Филиппова В. И. Термодинамика реакций газификации и синтеза из газов. М., Изд-во АН СССР, 1960. 100 с.

117. Линдтроп Н. Т., Анфилатова Э. А., Дмитриева Е. А. Геологические закономерности распространения крупных месторождений нефти и газа за рубежом. Л., «Недра», 1970. 152 с.

118. Линецкий В. Ф. Миграция нефти и формирование ее залежей. Киев. «Наукова думка», 1965. 200 с.

119. Макаренко Ф. А. Некоторые результаты изучения подземного стока. — «Труды Лаб. гидрогеол. пробл. АН СССР», 1948, т. 1, с. 51—66.

120. Маковецкий П. С. Геохимическая характеристика нефтей и других битумов Украины и Молдавии. М. «Недра», 1966. 244 с.

121. Малинин С. Д., Хитаров Н. И. К восстановлению сульфатной формы серы водородом в гидротермальных условиях. — «Геохимия», 1969, № 11, с. 1108—1120.

122. Манская С. М., Дроздова Т. В. Геохимия органического вещества. М., «Наука», 1964. 316 с.

123. Марьенко Ю. И. Органические образования нижнекембрийских карбонатных толщ и их значение для поисков нефти и газа в районе Марковского месторождения. — «Нефтегаз. геология и геофизика», 1966, № 7, с. 17—23.

124. Менделеев Д. И. Сочинения. Т. 10. Нефть. М., Изд-во АН СССР, 1949. 830 с.

125. Милтон Ч. Минеральные ассоциации формации Грин-Ривер. — В кн.: Геохим. исследования. М., ИЛ, 1961, с. 155—194.

126. Мишина Т. А., Авдеева О. И., Божовская Т. К. Растворимость газов в природных водах в зависимости от температуры, давления и солевого состава. — «Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та», 1961, вып. 46, с. 99—110.

127. Мишунина Э. А. Карбонатные формации и их нефтепроизводящие свиты. — «Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. развед. ин-та», 1971, вып. 287, с. 10—103.

128. Назаркин Л. А. Палеоклиматически обусловленное размещение нефтяных месторождений — неоспоримое доказательство биогенного проис-

хождения нефти. — В кн.: Генезис нефти и газа. М., «Недра», 1967, с. 87—92.

129. Неручев С. Г., Акаев Б. А. О влиянии геохимических фаций на степень битуминозности органического вещества пород. — «Докл. АН СССР», 1965, т. 163, № 4, с. 988—990.

130. Нестеров И. И. Тайны рождения нефти. М., «Знание», 1969. 47 с.  
131. Нефтегазоносные бассейны земного шара. Под ред. И. О. Брода. М., «Недра», 1965. 599 с.

132. Нефтегазоносные провинции и области СССР. Под ред. А. А. Бакирова и Г. Е. Рябухина. М., «Недра», 1969. 478 с.

133. Нефтегазоносные осадочные бассейны. — В кн.: Горючие ископ. (пробл. геологии и геохимии нафтидов). М., «Наука», 1972, с. 14—24. Авт.: Н. Б. Вассоевич, А. А. Геодекия, Л. М. Зорькин и др.

134. Нефтепоисковые гидрогеологические критерии. Л. Под ред. В. А. Кроговой. «Недра», 1969. 293 с.

135. Палей П. Н. О генезисе глубинных рассолов. — «Труды Лаб. гидрогеол. пробл. АН СССР», 1948, т. 2, с. 48—49.

136. Пандер Х. И. Мнение г. Пандера о возможности нахождения каменной соли в Новгородской губернии. — «Горн. журн.», 1844, ч. 3, кн. 7, № 7, с. 35—44.

137. Петерсилъе И. А. Геология и геохимия природных газов и дисперсных битумов некоторых геологических формаций Кольского полуострова. М., «Наука», 1964. 172 с.

138. Петров В. П. Современное состояние представлений о магме и проблема гранита. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1964, № 3, с. 3—21.

139. Петров В. П. Магма и генезис магматических горных пород. М., «Недра», 1972. 136 с.

140. Полдвертарт А. Химия земной коры. — В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957, с. 130—157.

141. Поливанова А. И. Некоторые особенности движения и формирования состава подземных вод. — «Труды Всесоюз. науч.-исслед. ин-та природ. газа», 1967, вып. 27/35, с. 186—235.

142. Попов Р. В. Соленые воды и рассолы докембрия Криворожского бассейна. — Автореф. канд. дис. Л., 1969. 21 с.

143. Поровые растворы и методы их изучения. Минск. «Наука и техника», 1968. 231 с.

144. Порфирьев В. Б. О природе нефти. Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, 1961, № 7—8, с. 13—38.

145. Посыльный В. Я. О микротвердости и эластичности антрацитов. — «Геол. журн.», 1970, 30, № 1, с. 116—121.

146. Потапов И. И. Некоторые выводы о формировании нефтяных залежей Апшеронской области. — В кн.: Пробл. миграции нефти и формирования нефт. и газ. скоплений. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 302—306.

147. Почкутова Е. А. Мировые ресурсы нефти. М., «Недра», 1970, 119 с.

148. Православлев П. А. Некоторые дополнения по геологии придельтовой части Нижнего Поволжья (криптоструктуры и газопроявления). — В кн.: Земная кора. «Уч. зап. Ленингр. ун-та», 1936, № 9, сер. геол. и геогр., вып. 2, с. 92—111.

149. Радченко О. А. Геохимические закономерности размещения нефтеносных областей мира. Л., «Недра», 1965. 314 с.

150. Ратеев М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. — «Труды Геол. ин-та АН СССР», 1964, вып. 112. 288 с.

151. Рид Р., Шервуд Т. Свойства газов и жидкостей. М., Гостоптехиздат, 1964. 334 с.

152. Родионова К. Ф. К вопросу о значении фациальных условий для нефтеобразования. — «Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. развед. нефт. ин-та», 1959, вып. 17, с. 18—30.

153. Сельский В. А. Соляные купола и их связь с нефтью. М. — Л. ОНТИ, 1936. 312 с.

154. Силин-Бекчурин А. И. Движение глубоких подземных вод. — В кн.: Геохим. методы поисков нефт. и газ. м-ний. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 53—59.

155. Синичка А. М. Связь вулканической деятельности с формированием галогенных толщ. — В кн.: Солянокупольные регионы СССР и их нефтегазоносность. Ч. 1. Киев, «Наукова думка», 1969, с. 118—128.

156. Скопинцев Б. А., Цурикова А. П. Органическое вещество в водах Рижского залива. — В кн.: Гидрохим. мат-лы. Л., Гидрометеиздат, 1957, т. 26, с. 65—70.

157. Скопинцев Б. А., Тимофеева С. Н. Содержание органического углерода в водах Балтийского и Северного морей, в субтропической и тропической областях северной части Атлантического океана. — «Труды Морск. гидрофиз. ин-та», 1962, т. 25, с. 101—109.

158. Смирнов В. И., Демидова Н. Г. Проблема гидротермального рудообразования. — «Вестн. АН СССР», 1968, № 1, с. 81—84.

159. Созанский В. И. Проблема происхождения соленосных толщ в свете новых геологических данных. — «Геол. журн. АН УССР», 1965, т. 25, вып. 4, с. 26—37.

160. Соколов В. А. Процессы образования и миграции нефти и газа. М., «Недра», 1965. 276 с.

161. Соколов В. А. Геохимия газов земной коры и атмосферы. М., «Недра», 1966. 302 с.

162. Соколов В. Л., Лоджевская М. И. Эффективность разведочного бурения на большие глубины в США. — «Геология нефти и газа», 1967, № 11, с. 67—71. *СЛОСС А.А. (Клингсдор А.М.)*

163. Соленакпление и соленосные отложения осадочных бассейнов. М., «Недра», 1972. 204 с.

164. Стадников Г. Л. Глинистые породы. М., Изд-во АН СССР, 1957. 376 с.

165. Сторч Г., Голамбик Н., Андерсон Р. Синтез углеводородов из окиси углерода и водорода. М., ИЛ, 1954. 516 с.

166. Страхов Н. М., Залманзон Э. С. О содержании и формах органического вещества в осадках нижнепермской соленой лагуны Башкирского Приуралья. — «Докл. АН СССР», 1944, т. 45, № 8, с. 358—361.

167. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 3. Изд-во АН СССР, 1962. 550 с.

168. Структурная геология рудных месторождений Канады. М., «Мир», 1964. 500 с. Авт.: Р. Кейрис, Ч. Курилив, Ф. Жубен и др.
169. Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л., Изд-во Ленингр. ин-та, 1964. 551 с.
170. Сулин В. А. Условия образования, основы классификации и состав природных вод. Ч. 1. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1948. 423 с.
171. Тагеева Н. В. Формирование и история хлоридно-кальциевых рассолов стратисферы. — В кн.: Мат-лы науч. семинара по пробл. формирования хлоридных кальциево-натриевых подземных вод. М., 1968, с. 102—114. (Всесоюз. науч.-иссл. ин-т гидрогеологии и инж. геологии).
172. Татаринов П. М. Условия образования рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., Гостеолтехиздат, 1963. 374 с.
173. Таттл О. Ф. Остаточные растворы, образуемые кристаллизующейся водной «гранитной жидкостью». — В кн.: Физ.-хим. пробл. формирования гранитных пород и руд. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 647—653.
174. Таусон Л. В. Наследство микробов. М., Изд-во АН СССР, 1947. 146 с.
175. Теодорович Г. И. О геохимических и других условиях, благоприятных для формирования нефтяных битумов. — «Нефт. хоз-во», 1952, № 12, с. 26—30.
176. Тернер С., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961. 592 с.
177. Титов Н. Г., Сурнина Н. Л. Солевой состав торфяных вод верховых и низинных болот и влияние его на свойства торфов. — «Труды Ин-та горючих ископ.», 1950, т. 2, с. 267—277.
178. Уивер Ч. Роль глинистых минералов в осадках. — В кн.: Осн. аспекты геохимии нефти. М., «Недра», 1970, с. 44—82.
179. Факторы, обуславливающие формирование нефтяных и газовых месторождений-гигантов (пер. с англ.). — Экспр.-инф.: Геология, методы поисков и разведки м-ний нефти и газа. М., 1972, № 3, с. 9—48. (Всесоюз. ин-т экономики минер. сырья). Авт.: М. Т. Холбоути, Р. Е. Кинг и др.
180. Фейгельсон И. Б., Кожевникова А. А. К гидрохимии соляных озер Урало-Эмбинской области. — В кн.: Большая Эмба. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1938, с. 63—86.
181. Фивег М. П. Геологическая обстановка седиментационного этапа образования соленосных формаций. — В кн.: Вопр. минералогии осад. образований, кн. 3 и 4. Львов, Изд-во. Львовск. ун-та, 1956, с. 235—241.
182. Фивег М. П. О некоторых особенностях палеогеографии эпох соленакпления. — В кн.: Состояние и задачи сов. литологии. М., «Наука», 1970, с. 24—31.
183. Филяс Ю. И. Исследование взаимной растворимости в системах вода — углеводороды в околокритической области давлений и температур. — Автореф. канд. дис. М., 1969. 21 с.
184. Халезов А. Б., Воронкевич Л. В., Галактионова Н. М. К геохимической характеристике рассеянного органического вещества пород казанского яруса Вятской зоны дислокаций и сопредельной части Татарского свода. — «Геохимия», 1964, № 12, с. 1142—1150.
185. Хитаров Н. И. Хлориды натрия и кальция как возможный источник кислых сред в глубинных условиях. — «Докл. АН СССР», 1954, т. 44, № 3, с. 519—523.
186. Ходжакулиев Я. А., Суббота М. И., Абрамова О. П. Водорастворенное органическое вещество и его нефтегазопоисковое значение. Ашхабад, «Статистика», 1972. 232 с.
187. Чекалюк Э. Б. Нефть верхней мантии Земли. Киев, «Наукова думка», 1967. 256 с.
188. Чекалюк Э. Б. Термодинамические основы теории минерального происхождения нефти. Киев, «Наукова думка», 1971. 253 с.
189. Шабарова Н. Т., Туняк А. П., Нектарова М. Б. Изучение органических кислот в подземных водах. — «Геология нефти и газа», 1961, № 11, с. 50—51.
190. Юркевич И. А. Некоторые вопросы происхождения нефти и оценки перспектив нефтегазоносности недр. — В кн.: Среда и процессы нефтегазообразования. М., «Наука», 1964, с. 5—36.
191. Япшин А. Л. О глубине солеродных бассейнов и некоторых вопросах формирования мощных соляных толщ. — «Геология и геофизика», № 1, 1961. с. 3—15.
192. Althaus E., Winkler H. G. F. Experimentelle Gesteinsmetamorphose. — VI. Einfluss von Anionen aus metamorphe Mineralreaktionen. — «Geochim. Cosmochim. Acta», 1962, vol. 26, № 2, p. 145—180.
193. Ball D. G., Nichols R. L. Saline lakes and drill-hall brines, Mc Murdo Sound, Antarctica. — «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1960, vol. 71, № 11, p. 1703—1708.
194. Bell R. G., Goodman C., Whitehead W. L. Radioactivity of sedimentary rocks and associated petroleum. — «Bull. AAPG», 1940, vol. 24, № 9, p. 641—656.
195. Biennet F., Louis F., Louis M. Des «Charbons» d'origine Marine. — «Bull. Soc. Geol. Trarise», 1958, 6 ser., t. 8, p. 131—135.
196. Billings G. K., Kesler S. E., Jackson S. A. Relation of zinc-rich formation waters, northern Alberta, to the Pine-Point ore deposit. — «Econ. Geol.», 1969, vol. 64, p. 385—391.
197. Blackett P. M. S. Comparison of ancient climates with the ancient latitudes deduced from rock magnetic measurements. — «Proc. Roy. Soc. Ld.», 1961, ser. A., № 263, p. 171—184.
198. Borchert H., Muir R. O. Salt deposits. The origin, metamorphism and deformation of evaporites. Ld., 1964, 338 s.
199. Borchert H. S. Principles of oceanic salt deposition and metamorphism. — «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1969, vol. 80, № 5, p. 821—864.
200. Braitsch O., Herrmann A. G. Zur Geochemie des Broms in salinaren Sedimenten. Teil II. Die Temperaturen der Bildung primärer Silvin- und Karnallitgesteine. — «Geohim. Cosmochim. Acta», 1964, vol. 28, № 7, s. 1081—1109.
201. Brown J. S. Pre-cambrian gypsum, salt and natural gas in the Grenville near Edwards, New-York. — «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1938, vol. 49, № 12, pt. 2. 1930 p.

202. Brown W. W. Halophilic bacteria. — «Proc. Soc. Exper. Biol. Med.», 1922, vol. 19, p. 321—322.
203. Cartmill J. C., Dickey P. A. Flow of a disperse emulsion of crude oil in water through porous media. — «Bull. AAPG», 1970, vol. 54, № 12, p. 2438—2443.
204. Clarke F. W. The data of geochemistry. — «U. S. Geol. Surv. Bull.», 1924, vol. 770, 841 p.
205. Cooper J. E., Bray E. E. A postulated role of fatty acids in petroleum formation. — «Geochim. Cosmochim. Acta», 1963, vol. 27, № 11, p. 1171—1198.
206. Coste E. The volcanic origin of natural gas and petroleum. Ottawa, Canad. Min. Inst., 1904, 50 p.
207. De Sitter L. U. Diagenesis of oil-field brines. — «Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol.», 1947, vol. 31, № 11, p. 2030—2040.
208. Dreyer R. M., Garrels R. M., Howland A. L. Liquid inclusions in halite as a guide to geologic thermometry. — «Amer. Miner.», 1949, vol. 34, № 1, p. 26—34.
209. Engelhardt W., Tunn W. Über das Strömen von Flüssigkeiten durch Sandsteine. — «Beitr. Min., Petrogr.», Hedelberg, 1954, Bd. 4, H. 1—2, S. 12—25.
210. Engelhardt W. V., Gaida K. H. Concentration changes of pore solutions during the compactions of clay sediments. — «Journ. Sediment. Petrol.», 1963, vol. 33, № 4, p. 919—930.
211. Fash R. H. Theory of origin and accumulation of petroleum. — «Bull. AAPG», 1944, vol. 28, № 10, p. 1510—1518.
212. Gelpi E., Noonan D. W., Oro I. Isoprenoids and other hydrocarbons in terrestrial graphite. — «Geochim. Cosmochim. acta», 1969, vol. 33, № 8, p. 959—972.
213. Gottesman W. Petrographische Argumente zur Kalisalzgenese in Stassfurtflöz. — «Geologie», 1965, Bd. 14, H. 10, S. 1215—1223.
214. Hager L. The mounds of southern oil fields. — «Eng. Mining Journ.», 1904, vol. 78, № 4—5, p. 201—225.
215. Harrington J. S., Le Cilliers J. J. A possible origin of the primitive oils and amino acids isolated from amphibole asbestons and banded ironstone. — «Geochim. Cosmochim. Acta», 1963, vol. 27, № 5, p. 557—573.
216. Harris G. D. The geological occurrence of rock salt in Louisiana and Texas. — «Econ. Geol.», 1909, vol. 3, p. 12—34.
217. Heck E. T. Hydrogenation of oil: suggested natural source of hydrogen. — «Bull. AAPG», 1940, vol. 24, № 8, p. 175—1497.
218. Hoering T. C. The organic geochemistry of precambrian rocks. — «Res. Geochim.», N. Y., 1967, vol. 2, p. 237—242.
219. Holmes A. The origin of primary lead ores. — «Econ. Geol.», 1937, № 6, p. 533—549.
220. Hudson F. S., Taliaferro N. L. An interesting example of a survey of a deep bore hole. — «Bull. AAPG.», 1926, vol. 10, № 8, p. 775—785.
221. Hunt J. M., Stewart Fr., Dickey P. A. Origin of hydrocarbons of Uinta basin, Utah. — «Bull. AAPG», 1954, vol. 38, № 8, p. 1671—1698.
222. Hunt S. Chemical and geological Esseys. 1875, p. 117.
223. James T. S. Thermas springs in Tanzania. — «Trans. Inst. Min. Metall., sect. B.», 1967, vol. 76, Bull. № 723, Febr., p. 1—88 (London).
224. Jones J. Suggestive evidence on the origin of petroleum and oil shale. — «Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1923, vol. 7, № 1, p. 67—80.
225. King A. J. Behaviour and origin of a natural brine well. — «Water and Water engineering», 1963, vol. 67, № 807, May, p. 121—147.
226. Krejci-Graf K. Zur Geochemie der Ölfeldwasser. — «Petroleum», 1934, vol. 30, 18, Wien, S. 97—109.
227. Krejci-Graf K. Über Ölfeldwasser. — «Erdöl und Kohle», 1962, № 2, S. 102—109.
228. Landes K. K. Eometamorphism, and oil and gas in the time and space. — «Bull. AAPG», 1967, vol. 51, № 6, p. 828—841.
229. Lindgren V. Waters magmatic and meteoric. — «Econ. geol.», 1935, vol. 30, № 5, p. 463—477.
230. Lotze Franz. Steinsalz und Kalisalze. Teil 1, Berlin, 1957, 451 S.
231. McDermott E. Geochemical exploration (soil analyses), with some speculation about the genesis of oil, gas and other mineral accumulations. — «Bull. AAPG», 1940, vol. 24, № 5, p. 259—281.
232. McNabb J. G., Smith P. V., Betts R. L. The evolution of petroleum. — «Ind. Eng. Chem.», 1952, vol. 44, p. 2566.
233. Middlemiss C. S. Notes on the geology of the Salt Range of the Panjab, with a reconsidered theory of the origin and age of the Salt Marl. — «Res. geol. Surv. India», Calcutta, 1891, vol. 24, p. 113—131.
234. Mills R. V. A., Wells R. C. The evaporation and concentration of waters associated with petroleum and natural gas. — «U. S. Geol. Surv. Bull.», 1919, 693, p. 1—104.
235. Mrazek L. Troisieme session Congres International du petrole. — «Acad. Rom.», 1907, 30, p. 210—224.
236. Munday C., Perring K., Ponnampereuma C. Synthesis of acyclic isoprenoids by the  $\gamma$ -irradiation of isoprene. — «Nature», 1969, vol. 223, № 5208, p. 867—868.
237. Nissenbaum A., Baedeker M. I., Kaplan I. R. Organic geochemistry of Dead Sea sediments. — «Geochim. Cosmochim. Acta», 1972, vol. 36, № 7, p. 538—550.
238. Pratt W. E. Hydrogenation and the origin of oil. — «Probl. Petr. Geol.», Tulsa, USA., 1934, p. 235—246.
239. Schmalz R. F. Deep-water evaporite deposition: A genetic model. — «Bull. AAPG», 1969, vol. 53, № 4, p. 798—823.
240. Searls F. Halite in the Undersill gold mine, Ontario. — «Econ. Geol.», 1956, vol. 51, № 2, p. 192—196.
241. Sloss L. L. Evaporite deposition from layered solutions. — «Bull. AAPG», 1969, vol. 53, № 4, p. 776—789.
242. Smith I. E. Venezuelan oil-field waters. — «Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1931, vol. 15, № 8, p. 805—909.
243. Stehli F. G., Hower I. Mineralogy and early diagenesis of carbonate sediments. — «J. Sediment. Petrol.», 1961, vol. 31, № 3, p. 358—371.

244. Swain F. M., Blumentals A., Procopovich N. Bituminous and other organic substances in precambrian on Minnesota. — «Bull. AAPG», 1958, vol. 42, № 1, p. 173—189.

245. Thomassy R. Géologie pratique de la Louisiane, Paris, 1860. 264 p.

246. Über eine salzhaltige Braunkohle der Volksrepublik Polen. Abh. Sächs. Akad. Viss. Leipzig. Math.-naturwiss. Kl., 1971, Bd. 51, № 1, S. 9—42. Aut.: A. Lissner, E. Rammler, M. Süss et al.

247. Veatch A. C. Geology and underground water resources. — U. S. Geol. Surv. Prof. Paper., 1906, № 46, p. 81—109.

248. Voitești J. P. La formation a massifs de sel. «C. R. Inst. Geol. Rom.», 1917, vol. 11, p. 63—81.

249. Washburne C. W. Chlorides in oil-field waters. — «Bull. Amer. Inst. Min. Eng.», 1914, p. 375—381.

250. Washburne C. W. Chlorides in oil-field waters. — «Trans. Amer. Inst. Min. Eng.», 1915, vol. 48, p. 687—697.

251. Washburne C. W. Oil-field brines. — «Trans. Amer. Inst. Min. Met. Eng.», 1921, vol. 65, p. 117—129.

252. White D. E. Magmatic, connate and metamorphic waters. — «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1957, vol. 68, № 12, pt. 1, p. 1659—1682.

253. White D. E. Saline waters of sedimentary rocks. — In: Fluids in subsurface Environments. — «Bull. AAPG», 1965, p. 342—366.

254. Williams R. E. Ground-water flow systems and the origin of evaporite deposits. — «Pamphl. Idaho Bur. Mines and Geol.», 1968, № 141. 15 p.

## О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение	3
<b>Часть первая. Развитие и обоснование представлений о пространственной взаимосвязи нефти и галогенных формаций</b>	<b>5</b>
Глава I. Развитие представлений о взаимосвязи нефти и соли (эвапоритов)	—
Глава II. Доказательства седиментогенно-эпигенетического происхождения галогенных формаций и месторождений нефти (и газа)	14
Глава III. Взаимосвязь распространения нефтегазоносных и эвапоритовых бассейнов на земном шаре	21
<b>Часть вторая. Возможные механизмы взаимосвязи соленакпления и нефтеобразования в истории литогенеза</b>	<b>51</b>
Глава IV. Стадия седиментогенеза	—
Глава V. Стадия диагенеза	98
Глава VI. Стадия катагенеза	111
<b>Часть третья. Эндеогенное и инфильтрогенно-эпигенетическое направления изучения связи подземных рассолов, нефти и галогенных пород в литосфере</b>	<b>134</b>
Глава VII. Эндеогенное направление	—
Глава VIII. Инфильтрогенно-эпигенетическое направление	161
Заключение	165
Список литературы	169

ЛОГИН НАЗАРЬЕВИЧ КАПЧЕНКО

**СВЯЗЬ НЕФТИ,  
РАССОЛОВ И СОЛИ  
В ЗЕМНОЙ КОРЕ**

Редактор издательства *Т. М. Пономарева*  
Обложка художника *Ю. И. Прошлецова*  
Технический редактор *Н. П. Старостина*  
Корректор *Р. Я. Цыпкина*

Сдано в набор 31/V 1974 г. Подписано к печати 14/X 1974 г. М-08557.  
Формат бумаги 60 × 90<sup>1/16</sup>. Бумага № 2. Печ. л. 11<sup>1/2</sup>.  
Уч.-изд. л. 13,20. Тираж 2200 экз. Заказ № 1048/194. Цена 1 р. 33 к.

Издательство «Недра», Ленинградское отделение, 193171, Ленинград, С-171,  
ул. Фарфоровская, 12.

Ленинградская типография № 6 Союзполиграфпрома при Государственном комитете  
Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.  
196006, Ленинград, М-6, Московский пр., 91