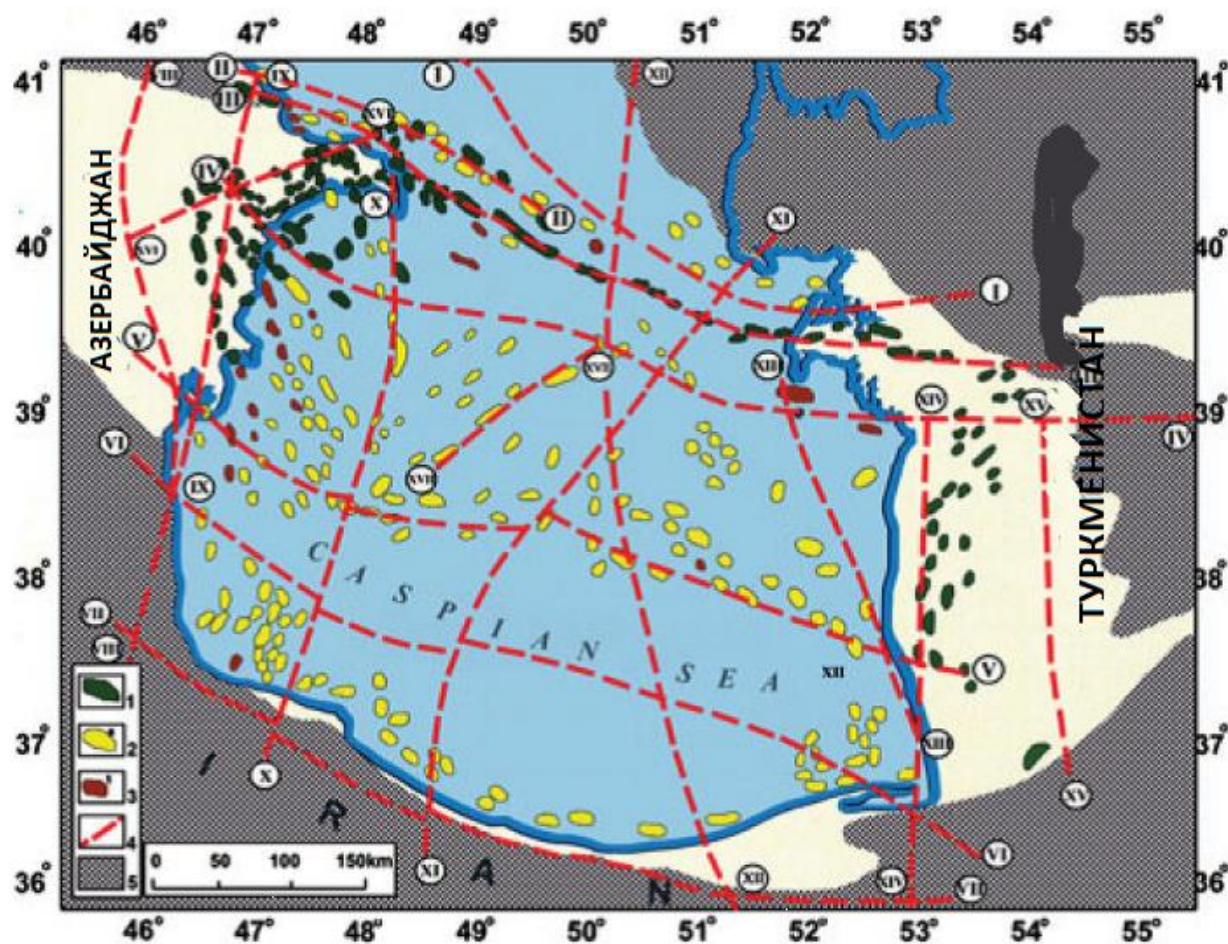


Ископаемые виды топлива Динамика Текучести Нефти и Газа



Рачинский М.З.

Керимов В.Ю.

Научный редактор: Горфункель М.В.

Ископаемые виды топлива Динамика Текучести Нефти и Газа

Рачинский М.З., Керимов В.Ю.

Научный редактор:
Горфункель М.В.

Copyright © 2015 Scrivener Publishing LLC. Все права защищены.

Издано совместно с John Wiley & Sons, Inc., Хобокен, Нью-Джерси, и Scrivener Publishing LLC, Salem, Массачусетс. Издаётся одновременно в Канаде.

Никакая часть этой публикации не может быть воспроизведена, сохранена в поисковой системе или передана в любой форме или любыми средствами, электронными, механическими, фотокопировальными, записывающими, сканирующими или иными, кроме случаев, когда это разрешено в соответствии с разделом 107 или 108 Закона об авторском праве Соединенных Штатов 1976 года без предварительного письменного разрешения издателя или авторизация путем оплаты соответствующей платы в Центр по защите авторских прав, Inc., 222 Rosewood Drive, Danvers, MA 01923, (978) 750-8400, факс (978) 750-4470 или в Интернете по адресу www.copyright.com. Запросы к издателю за разрешением должны быть адресованы в отдел разрешений, John Wiley & Sons, Inc., 111 River Street, Hoboken, NJ 07030, (201) 748-6011, факс (201) 748-6008 или онлайн по адресу <http://www.wiley.com/go/permission>.

Предел ответственности/отказ от гарантии, хотя издатель и автор приложили все усилия для подготовки этой книги, они не дают никаких заверений или гарантий в отношении точности или полноты содержания этой книги и, в частности, отказ от любых подразумеваемых гарантий товарной пригодности или пригодности для определенной цели. Никакие гарантии не могут быть созданы или продлены торговыми представителями или письменными материалами продаж. Содержащиеся здесь рекомендации и стратегии могут не подходить для вашей ситуации. Вы должны проконсультироваться с профессионалом в случае необходимости. Ни издатель, ни автор не несут ответственности за упущенную выгоду или любые другие коммерческие убытки, включая, помимо прочего, особые, случайные, косвенные или другие убытки.

Для получения общей информации о наших других продуктах и услугах или для технической поддержки, пожалуйста, свяжитесь с нашим отделом обслуживания клиентов в Соединенных Штатах по телефону (800) 762-2974, за пределами Соединенных Штатов по адресу (317) 572-3993 или по факсу (317) 572-4002.

Wiley также публикует свои книги в различных электронных форматах. Некоторый контент, который появляется в печати, может быть недоступным в электронных форматах. Для получения дополнительной информации о продуктах Wiley посетите наш веб-сайт на www.wiley.com.

Для получения дополнительной информации о продуктах Scrivener, пожалуйста, посетите www.scrivenerpublishing.com.

Дизайн обложки Крис Хакеротт

Данные каталогизации в публикации Библиотеки Конгресса:

ISBN 978-1-118-99826-7

Распечатано в Соединенных Штатах Америки

10 9 8 7 6 5 4 3 2 1

ПОСВЯЩАЕТСЯ

Книга посвящена памяти
Общенационального лидера Азербайджана
Гейдар Алирза оглы Алиева.

Этот том посвящен академику,
Профессору Джордж В. Чилингар, одному из передовых
специалистов в области нефтяной геологии в мире.

Содержание

Флюидодинамика нефтегазоносности подвижных поясов	9
1_Основные черты геологического строения и нефтегазоносности бассейнов альпийских подвижных поясов.....	14
1.1.Межгорные впадины.....	14
1.1.1.Южно-Каспийская впадина	14
1.1.2. Паданская впадина	18
1.1.3. Венская впадина	20
1.1.4. Иравадийско-Андаманская впадина	22
1.1.5. Лос-Анджелесская впадина	24
1.1.6. Маракаибская впадина	25
1.2. Предгорные прогибы.....	27
1.2.1. Предкарпатский прогиб.....	27
1.2.2. Индоло-Кубанский прогиб.....	29
1.2.3. Терско-Каспийский прогиб	32
1.2.4. Предзагросский прогиб	34
2_Гидрогеохимическое поле бассейнов альпийских подвижных поясов.....	40
2.1. Межгорные впадины.....	40
2.1.1. Южно-Каспийская впадина	40
2.1.2. Паданская впадина	86
2.1.3. Венская впадина	92
2.1.4. Иравадийско-Андаманская впадина	105
2.1.5. Лос-Анджелесская впадина	105
2.1.6. Маракаибская впадина	116
2.2. Предгорные прогибы	124
2.2.1. Предкарпатский прогиб.....	124
2.2.2. Индоло-Кубанский прогиб.....	131
2.2.3. Терско-Каспийский прогиб	144
2.2.4. Предзагросский прогиб	157
3 Геобарическое поле бассейнов альпийских подвижных поясов	165
3.1. Аномально высокие поровые и пластовые давления: природа, типизация, идентификация и диагностика	166
3.2. Закономерности пространственного распространения аномально высоких поровых и пластовых давлений.....	176
3.2.1. Межгорные впадины	176
3.2.2. Предгорные прогибы.....	200
4_Геотемпературное поле бассейнов альпийских подвижных поясов	220

4.1. Геотемпературный режим осадочного чехла.....	221
4.2. Геотемпературный режим Южно-Каспийской впадины.....	226
4.2.1. Методика прогнозирования геотемператур глубоких недр.....	230
4.2.2. Опыт оценки температурных условий генерации УВ в осадочном разрезе ЮКБ.....	231
4.3. Геотемпературное поле локальных структур.....	232
5_Современная геофлюидодинамика бассейнов альпийских подвижных поясов.....	237
5.1. Аномально высокое поровое давление флюидов как фактор формирования разломов, структурных планов, региональных и локальных складчатых форм.....	237
5.2. Региональная динамика подземных вод.....	248
5.2.1. Межгорные впадины.....	249
5.2.2. Предгорные прогибы.....	266
5.3. Геобарические показатели миграции природных флюидов.....	275
5.3.1. Уплотнение глин как фактор формирования геогидродинамического режима	275
5.3.2. Аномально высокие поровые и пластовые давления как показатели миграции природных флюидов.....	295
5.4. Геотемпературные показатели миграции природных флюидов.....	303
6_К проблеме генерации, миграции и аккумуляции углеводородов в южно-каспийском бассейне.....	308
7_Геофлюидодинамические механизмы и факторы формирования, размещения и прогноза нефтегазоносности в бассейнах альпийских подвижных поясов.....	334
7.1. Роль аномально высоких давлений в формировании, размещении и прогнозе региональной и локальной нефтегазоносности.....	335
7.2. Роль зон и очагов разгрузки подземных вод в формировании и размещении региональной и локальной нефтегазоносности.....	339
8_Качественные критерии и количественные показатели промышленной нефтегазоносности в бассейнах альпийских подвижных поясов.....	342
8.1. Гидрохимические ассоциации подземных вод и углеводородных скопления.....	363
8.2. Количественные показатели связи тектонических особенностей локальных структур с динамикой подземных вод и нефтегазоносностью.....	363
8.3. Количественные связи углеводородного насыщения с термобарическим режимом локальных структур.....	375
9 Геолого-математические модели нефтегазонакопления в бассейнах альпийских подвижных поясов.....	392
9.1. Методические приемы прогноза и оценки запасов углеводородов локальных структур.....	406
9.2 Зональные и региональные геолого-математические модели нефтегазоносности бассейнов альпийских подвижных поясов.....	406
10 Геофлюидодинамические показатели нефтегазоносности локальных структур и зон преимущественного нефте- и газонакопления.....	407
10.1. Южно-Каспийская впадина.....	412
10.2. Другие регионы Альпийской складчатости.....	426

11_Попытка регионального ситуационного анализа, концептуальной оценки ресурсов и технологии принятия стратегических решений при планировании и производстве геологоразведочных работ (на примере Южно-Каспийского бассейна)	470
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	470
Использованная литература	474

ГеоФлюидодинамика нефтегазоносности ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

М.З.Рачинский, В.И.Керимов

Научный редактор: М.В.Горфункель

Аннотация

В книге впервые в геологической литературе приводится системное обобщение всех известных к настоящему времени данных по гидрогеохимическим, геофлюидодинамическим, геобарическим, геотемпературным полям альпийских геосинклинальных регионов¹. Выявлены и проанализированы особенности химического состава подземных вод, их вариаций и закономерностей распространения в природных резервуарах. Исследованы природа и пространственное распределение аномально высоких пластовых (АВПД) и поровых (АВПоД) давлений в недрах неравновесной складчатости подвижных поясов, их роль в формировании дизъюнктивов, структурных планов, региональных и локальных складчатых форм, миграции и аккумуляции УВ, консервации и диссипации их скоплений.

Рассмотрены вопросы формирования геотемпературного режима и его связи с нефтегазоносностью. Определены роль, место и значение консолидации глинистых толщ в формировании геофлюидодинамического режима нижнего гидрогеологического этажа. Значительное место уделено гидрогеодинамическим факторам формирования, размещения и прогноза нефтегазоносности, роли зон и очагов разгрузки (дренажа) подземных вод в локализации залежей и месторождений. Разработана концепция облигатной функциональной связи крупномасштабного углеводородного насыщения ловушек с пространственно ограниченными переточно-инъекционными гидрогеологическими процессами вне рамок действия региональных элизионных и артезианских механизмов. Для всех изученных регионов впервые разработан и предложен комплекс качественных критериев и количественных показателей промышленной нефтегазоносности и соответствующие геолого-математические модели, позволяющие минимизировать геологические риски при производстве ГРП и осуществлять отдельный прогноз зон и участков преимущественного нефте- и газонакопления.

¹ Здесь и далее авторы понимают регионы «подвижного пояса» как мезокайнозойские осадочные бассейны с типичной геосинклинальной вертикальной последовательностью: базальные конгломераты - карбонатный массив - флиш - шпир (глинистый ряд) - последовательность мелассы (чередование глин) и пески).

Синтез всей полученной информации позволил разработать геофлюидодинамические модели всех бассейнов и предложить принципиально новую стратегию производства в них геологоразведочных работ с минимизированными рисками.

Введение

Генерация углеводородов (УВ), их первичная и вторичная миграция, формирование и пространственное размещение залежей и месторождений, консервация и диссипация скоплений нефти и газа реализуются в рамках геологической системы «порода-природные флюиды» и по существу являются производными разномасштабных многовекторных региональных и локальных геофлюидодинамических процессов.

Указанная парадигма предполагает вероятность облигатного объективного существования количественных взаимосоотношений между различными параметрами вмещающей УВ геологической среды (ловушки, коллекторы) и природных флюидов. Служащее предметом настоящего исследования это обстоятельство определяет возможность выявления и в этом случае допустимость использования количественных связей и зависимостей нефтегазоносности с параметризацией природных резервуаров и общего геофлюидодинамического поля регионов - гидрогеохимией, динамикой подземных вод, термобарическими условиями ловушек и другими - в качестве новых достаточно надежных поисковых качественных критериев и количественных показателей углеводородного насыщения, обеспечивающих повышение эффективности и минимизацию рисков геологоразведочных (ГРП) работ.

Предлагаемая новая геофлюидодинамическая концепция дает возможность достаточно уверенно идентифицировать обстановки отсутствия или серьезного ограничения миграции, оптимальных условий формирования и сохранения фазоворазличных залежей и месторождений, разрушения УВ скоплений и позволяет уже на ранних стадиях ГРП вполне надежно дифференцировать весь выявленный фонд поднятий на продуктивные (нефте- или газонасыщенные) и «пустые» ловушки, и, соответственно, осуществлять высокоэффективные направленные поиски.

В основу их методологии положен установленный для всех бассейнов подвижных поясов факт обязательной пространственной ассоциации зон нефтегазонакопления и отдельных продуктивных поднятий исключительно с ареалами и пунктами разгрузки (дренажа) субрегиональных гидро(флюидо)динамических систем, сопряженными с крупными линеаментами первого и второго порядков.

Выявление, оценка и практическое применение вышеназванных количественных взаимосвязей представляются особенно актуальными для неотектонически активных (динамически «возбужденных», «неравновесных») весьма сложнопостроенных бассейнов альпийских подвижных поясов, где реализация стандартных тактики и стратегии поискового процесса, основанных главным образом на почти полуторавековой эмпирике поисков и разведки в архитектурно относительно простых, тектонически «спокойных» платформенных регионах и доминантном при этом учете традиционной давно известной квадриады факторов - «нефтегазогенерирующие породы - коллекторы-ловушки - экраны», часто оказываются высокзатратной и малоуспешной.

Наиболее показательным примером подобного рода является Южно-Каспийский бассейн (ЮКБ), где функционирующие на контрактной основе (PSA) крупнейшие западные транснациональные компании и их консорциумы за период с 1995 г. по настоящее время, пробуравив 28 поисковых скважин с глубинами до 7301 м на 21 полагавшихся высокоперспективными структурах, предварительно исследованных высокоразрешающей сейсмикой 3D, не открыли ни одного коммерчески рентабельного месторождения, затратив на их поиски порядка \$1 млрд (М.З. Рачинский, 2008 г.).

Композиционно сложные нефтегазоносные бассейны альпийских подвижных поясов, в большинстве случаев характеризующиеся:

- несовпадением тектонических планов разновозрастных структурно-формационных этажей; достаточно геологически часто сменяемыми по вектору и знаку региональными тектоническими движениями; мозаичным ступенчато-блоково-глыбовым строением;
- контактом по разобщающим изолированные тектоноступени и блоки протяженным высокоамплитудным региональным глубинным разломам и разрывам различных стратиграфических комплексов, интервалов и литофаций;
- наличием мощных перерывов в осадконакоплении различных стратоподразделений; резкой литофациальной и фильтрационно-емкостной неоднородностью разрезов, наращенных в отдельных (в основном кайнозойских) интервалах в обстановке неравновесной лавинной седиментации;
- ритмичностью разрезов, выражающейся в периодическом замещении в вертикальном направлении глинистых разностей песчаными;
- линзоформирующим в региональном плане последовательным выклиниванием отдельных интервалов разрезов как в направлении восстания, так и падения общей складчатости;
- активным проявлением стрессовых палео- и неотектонических механизмов;
- мощной дизъюнктивной, диапировой, трещинной, покровно-шарьяжной тектоникой с распространением меланжеобразного «закрученного» напластования («перемятых») глин, изоклинальных и «опрокинутых» складчатых форм;
- инверсией в некоторых районах плотностной характеристики осадочных разрезов, сопровождающейся распространением в отдельных кайнозойских интервалах мощных серий неконсолидированных (недоуплотненных, нередко в консистенции квазиожигения) высокопористых влагонасыщенных пластичных (в основном монтмориллонитовых) глин с аномально высокими внутри поровыми давлениями (иногда геостатического уровня);
- наличием на сейсмических профилях в отдельных районах зон инверсии скоростей сейсмических волн с хаотическим расположением в них отражающих площадок, сопровождающихся устойчивыми отрицательными гравитационными, электрическими и магнитными аномалиями;
- чрезвычайно широким развитием зон тектонической трещиноватости; интенсивным в отдельных регионах грязевым вулканизмом; высокими микро- и макросейсмичностью, частыми землетрясениями;
- специфическим (нередко «обращенным») гидрогеохимическим профилем; распространением аномально высоких пластовых давлений в коллекторах.

Крупномасштабным субвертикальным межформационным и межрезервуарным флюидомассопереносом, как это совершенно очевидно, требуют при планировании и производстве ГРП принципиально иных подходов, учитывающих все многообразие сложностей их строения и динамики природных жидкостей и газов.

В связи с этим должно стать императивно важным понимание того момента, что в поисково-разведочном процессе главными критериями являются не общегеологические качественные показатели - нефтегазопроизводящие породы, коллекторы, ловушки, экраны, характеризующие лишь **гипотетическую вероятность** присутствия промышленных углеводородов, а строгие, индивидуальные для каждого региона (района, тектонической зоны) количественные взаимоотношения тектоно-структурных, геотермобарических, литофациальных, фильтрационно-емкостных, гидродинамических и гидрогеохимических параметров природных резервуаров, определяющие **реальную возможность** их заполнения нефтью и/или газом. Региональное нефтегазонасыщение каких-либо свит и горизонтов,

наличие вполне хороших и удовлетвори-тельных коллекторов, контрастных структурных ловушек, мощных глинистых покрышек является сочетанием лишь **необходимых**, но отнюдь не **достаточных** факторов для формирования промышленной нефтегазоносности.

Целью исследования является разработка геофлюидодинамических основ нефтегазонакопления, оптимальных стратегии и технологии прогнозирования, планирования поисков и разведки промышленной нефтегазоносности в бассейнах альпийских подвижных поясов.

Вытекающие из нее **задачи**:

- анализ генезиса, структуры и параметров геофлюидодинамических полей (гидрогеохимического, гидрогеодинамического, геобарического, геотемпературного и др.);
- установление реальных соотношений инфильтрационной, элизионной и переточно-инъекционной компонент водообмена в глубоких горизонтах;
- выявление роли геофлюидодинамических факторов и механизмов в формировании пликативной и дизъюнктивной дислокаций, диапиризма, грязевого вулканизма, покровно-шарьяжной тектоники, тектонических планов и их соотношений в различных стратиграфических интервалах и структурно-формационных этажах;
- разработка теоретической модели нефтегазонакопления, объективно учитывающей доминирующую роль геофлюидодинамических факторов в формировании и размещении промышленной нефтегазоносности;
- разработка оптимизированных методики, приемов и способов отдельного прогноза и направленных поисков фазово-различных месторождений, комплекса качественных критериев и количественных показателей промышленного нефтегазонасыщения природных резервуаров бассейнов альпийских подвижных поясов.

Реализация цели и решение поставленных задач, требующие предварительного детального изучения и концептуальной интерпретации особенностей соответствующих геологических полей, осуществлялись на основе системного анализа выявленных геофлюидодинамических зависимостей, выполненного на базе комплексного количественного учета особенностей структурно-тектонического строения регионов и локальных поднятий, пространственного распределения в разрезах различных литофаций, размещения скоплений природных УВ и локализации их промышленных запасов.

По результатам экспериментального и расчетного моделирования, обобщения и систематизации фактических данных с применением вероятностно-статистического аппарата выявлялись пространственные закономерности изменения 33 геофлюидодинамических и нефтегеологических параметров и показателей. Аппроксимацией парных и множественных корреляций тектоно-структурных, гидрогеохимических, гидрогеодинамических, барических, геотемпературных, литолого-коллекторских, фильтрационно-емкостных показателей с параметрами углеводородного насыщения локальных структур (плотностью запасов УВ категорий $A+B+C_1$, млн т н.э./км²) геоматематически симулировались условия и обстановки различных стадий формирования промышленной нефтегазоносности и отсутствия (недоформирования и разрушения) углеводородного насыщения, обеспечивающие надежность геологических интерполяций в изученных районах и экстраполяции в подлежащие опосредованному и начальным этапам разведки сопредельные территории.

Синтез всей полученной информации позволил разработать геофлюидодинамические модели поименованных ниже бассейнов подвижных поясов, определить «ограду»

(«геологическое окно») вероятности наличия промышленных нефте- и газоносности для отдельных регионов, районов и тектонических зон, обосновать степень перспективности каждых из них. С этих позиций появляется возможность картографической визуализации как наиболее перспективных для первоочередной постановки ГРП отдельных поднятий, так и малоперспективных районов (участков, контрактных блоков), находящихся за пределами экстраполяционно установленной линии нулевой продуктивности.

В геологической литературе настоящая работа является первой попыткой интерпретации с геофлюидодинамических позиций использования при принятии стратегических решений и практического поисково-разведочного применения количественных корреляций между фактическими параметрами природных резервуаров и мерой их насыщенности УВ. Информационная база исследования - материалы по 364 наиболее изученным месторождениям и площадям 10 бассейнов альпийских подвижных поясов: межгорных впадин - Южно-Каспийской (120), Паданской (18), Венской (30), Иравадийско-Андаманской (14), Лос-Анджелесской (28), Маракаибской (26); предгорных прогибов - Предкарпатского (28), Индоло-Кубанского (49), Терско-Каспийского (30), Предзагросского (21). Географически представительный набор бассейнов, количество охваченных изучением месторождений и площадей обеспечивают потребные объем и учет многообразия конкретных геологических обстановок, определяют необходимую репрезентативность информационного комплекса.

В основу работы положены результаты обработки, обобщения и систематизации литературного, фондового, промыслового и авторского полевого геологического материала, свыше 70 тыс. химических анализов проб подземных вод, 10 тыс. замеров пластовых температур в скважинах с установившимся терморежимом, 3,5 тыс. замеров начальных пластовых давлений, интерпретаций большого массива данных полевой и промысловой геофизики.

Представляется, что выполненное обобщение материалов по рассмотренным бассейнам и дайджест современных воззрений в рамках вышеназванной проблематики может оказаться весьма полезным при планировании, постановке и проведении поисковоразведочных работ в других бассейнах подвижных поясов, аналогичных исследованным по тектонотипу, формационной композиции, истории геологического развития и пр. Большой массив первичной геоинформации, использованный в монографии придает ей характер ценного справочного пособия.

В главах и разделах, описывающих Южно-Каспийский бассейн, авторы сочли возможным в большинстве случаев сохранить наименования локальных структур и отдельных районов, существовавшие до 1991 г., так как основной объем накопленной за многие десятилетия геологической литературы базируется именно на этой топонимической основе. Последующее тотальное изменение названий площадей и территорий практически отсекает почти все материалы региональных геологических фондов, обесценивает их и лишает возможности полноценного использования молодым поколением геологов.

1 Основные черты геологического строения и нефтегазоносности бассейнов альпийских подвижных поясов

Вопросы геологического строения, истории развития, тектоники, литологии и нефтегазоносности альпийских подвижных поясов освещены в многочисленных трудах исследователей.

1.1. Межгорные впадины

1.1.1. Южно-Каспийская впадина

Южно-Каспийский бассейн (ЮКБ) в современном тектоническом плане (по плиоцен-четвертичному структурно-фициальному этажу) территориально охватывает акваторию Южного Каспия и непосредственно прилегающие участки суши Восточного Азербайджана, Западного Туркменистана и Северного Ирана (рис. 1.1). Его границами являются: на севере – Дербент-Красноводский глубинный разлом, на западе – Талыш-Вандамский гравитационный максимум, на востоке – Аладаг-Мессерианская тектоническая ступень, на юге – горноскладчатое сооружение Эльбруса. Параметры бассейна: площадь – порядка 160 тыс. км², объем осадочного выполнения - 2,7-2,9 млн км³, толщина залегающей на доюрском субстрате мезокайнозойской толщи – от 7-8 до 28-30 км, общее содержание глин в ее составе - до 85-90 %.

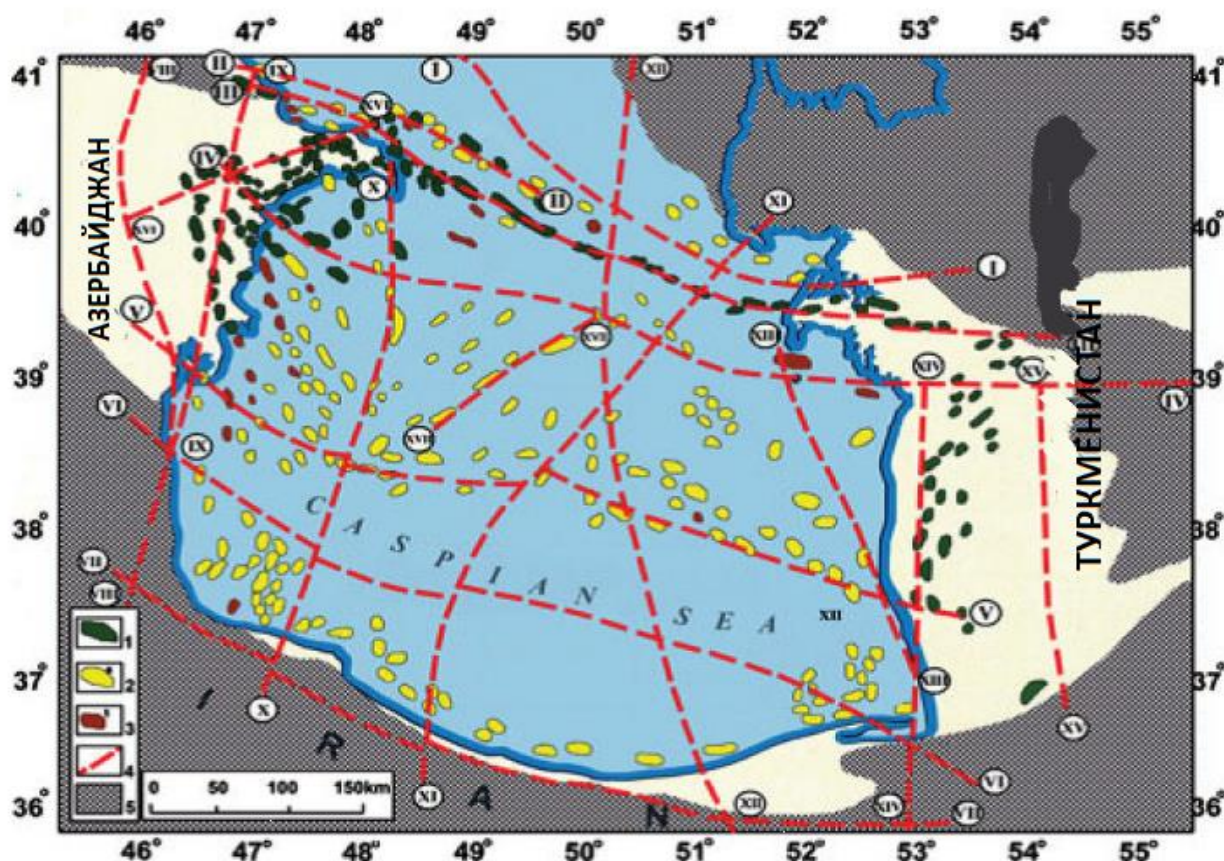


Рис.1.1. Обзорная схема фонда структур, нефтегазоносности и региональной тектоники Южно-Каспийской впадины: 1-Месторождения нефти, газа и конденсата; 2-неопроискованные структуры ; 3- площади, не давшие положительных результатов при разведке; 4- региональные разломы и разрывы; 5-неперспективные земли. Глубинные разломы: I-I- Дербент-Красноводский; II-II-Северо-Апшеронский; III-III- Апшероно-Прибалханский ; IV-IV- Сангачал-Огурчинский; V-V- Мильско-Чижишлярский ; VII-VII- Предэльбрусский ; VIII-VIII – Западно-Каспийский; IX-IX- Восточно-Азербайджанский (Яшминский); X-X- Шахово-Азизбековский ; XI-XI – Сефидруд-Карабогазский , XII-XII- Огурчино-Чижишлярский; XIV-XIV- Аджикабул-Мардакянский ; XVII-XVII- вала Абиha

Толщина отдельных крупных стратиграфических подразделений составляет: юра -4-7, мел - 6-8, палеоген-миоцен -3-5,5, плиоцен-четвертичные -3-8 км. Мезозойская терригенная часть разреза имеет в основном флишеидный характер, палеоген-миоценовая – представлена в глинистой фации типичного геосинклинального шпирa, плиоцен-четвертичная – выполнена молассовой композицией пород.

В геоструктурном отношении бассейн представляет собой сложную систему тектонических ступеней и отдельных макро- и микроблоков по взаимопересекающимся разнопорядковым региональным глубинным разломам различной ориентации, последовательно погружающихся от зон внешних бортовых обрамлений в депрессионную внутреннюю область котловины Южного Каспия (см. рис. 1.1), субмеридианальной (с запада на восток):

Западно – Каспийский (VIII-VIII), Восточно – Азербайджанский, (Яшминский) (IX-IX), Шахово-Азизбековский (X-X), Сефидруд-Карабогазский (XI-XI), Центрально-Каспийский (XII-XII), Огурчино-Чижишлярский (XIII-XII), Западно-Туркменский (XIV-XIV), Аладаг-Мессиринский (XV-XV); субширотный (с севера на юг) – Дербент-Красноводский (I-I), Северо-Апшеронский (II-II), Апшероно-Прибалханский (III-III), Сангачал-Огурчинский (IV-IV), Мильско-Чижишлярский (V-V), Предмалокавказский (VI-VI), Предэльбурский (VII-VII); диаганальной – Аджикабул-Мардакянский (XVI-XVI), разрывная дислокация вала Абиha (XVII-XVII).

В архитектуре ЮКБ указанными линеаменами в качестве крупных тектоноэлементов выделяются следующие: на западном борту- суша (с запада на восток) – Нижнекуринская депрессия, Алятская гряда, Кобыстан с Джейранкечмесской депрессией, складчатость Апшеронского полуострова; море- Южно-Апшеронский прогиб (южно-апшеронский шельф), складчатая зона Бакинского архипелага; на северном борту – складчатость юго-восточного погружения мегантиклинория Б.Кавказа – суша, Северо-Ашеронская впадина, Северо-Апшеронская зона поднятий, Артемовско-Келькорский прогиб, западная и центральная части Апшероно-Прибалханского порога – море; на восточном борту- Прибалханская зона поднятий (восточно сухопутная часть, Апшероно-Прибалханского порога), Кызылкумский прогиб, Гограндаг-Чижишлярская зона поднятий – суша и в акватории- Туркменская структурная терраса; на южном борте впадины Ленкорано-Горганский прогиб – в море и континентальная часть Предэльбурского прогиба; в центральной части бассейна- складчатость глубоководной Южного Каспия с палом Абиha и Сары-Чижишлярская зона складок (см. рис.1.1.).

В целом общий геологический фон ЮКБ характеризуется: несовпадением тектонических планов мезозойского и кайнозойского структурно-формационных этажей; достаточно геологически часто сменяемыми по вектору и знаку региональными тектоническими движениями; мозаичными ступенчато-блоково-глыбовым строением; контактом по разообщающим изолированные тектоно-ступени и блоки протяженным высокоамплитудным региональным глубинным разломам и разрывам различных стратиграфических комплексов, интервалов и литофаций; резкой литофациальной и

фильтрационно-емкостной неоднородного разреза, наращенного в отдельных кайнозойских интервалах в обстановке неравновесной лавинной седиментации; ритмичностью ПТ-КТ, выражающейся в периодическом замещении в вертикальном направлении глинистых разностей песчаными; линзоформирующим в региональном плане последовательном выклиниванием стратиграфических составляющих разреза ПТ-КТ как в направлении восстания, так и погружения общей складчатости (рис.1.2); активным проявлением стрессовых палео- и неотектонических механизмов; мощной дизъюнктивной, трещинной, диапировой, покровно-шарьяжной тектоникой, распространением в палеоген-миоценовом комплексе меланжеобразного «закрученного» напластования («перемятых») глин, изоклинальных и «опрокинутых» складчатых форм.

В некоторых регионах инверсия плотности осадочного сечения наблюдается с толстыми неуплотненными (иногда даже квазисжиженными) высокопористыми водонасыщенными пластичными (преимущественно монтмориллонитовыми) глинами. Некоторые сейсмические инверсии скорости встречаются с хаотическими сейсмическими событиями на поперечных сечениях, сопровождающиеся последовательной отрицательной гравитацией, электрическими и магнитными аномалиями.

Имеются в разрезе трубчатые субвертикальные геологические тела на глубине 10-12 км, иногда глубже (Мамедов, 2001г.; Иванов и Гулиев, 2002 г.). Очень распространены грязевые вулканы и зоны тектонического разлома, чрезвычайно широким развитием грязевого вулканизма и зон тектонической трещиноватости; высокими микро- и макросейсмичностью; специфической инверсионной гидрогеохимической обстановкой; широким распространением аномально высоких пластовых (АВПД) в коллекторах и поровых (АВПоД) давлений во внутривпоровом пространстве непроницаемых разностей разреза.

Основным интервалом промышленного нефтегазонасыщения в регионе является мощная (до 5 км и более) терригенная глинисто-песчаная серия среднего плиоцена (продуктивная толща (ПТ) в Азербайджане и Северном Иране, красноцветная толща (КТ) Западном Туркменистане), с коллекторами которой связано почти 95% всех разведанных в бассейне УВ. В отложениях всех других стратиграфических интервалов осадочной толщи нефтегазоносность, выявленная к настоящему времени отдельными скважинами на очень ограниченном числе площадей имеет спорадическое распространение и серьезного промышленного значения не представляет.

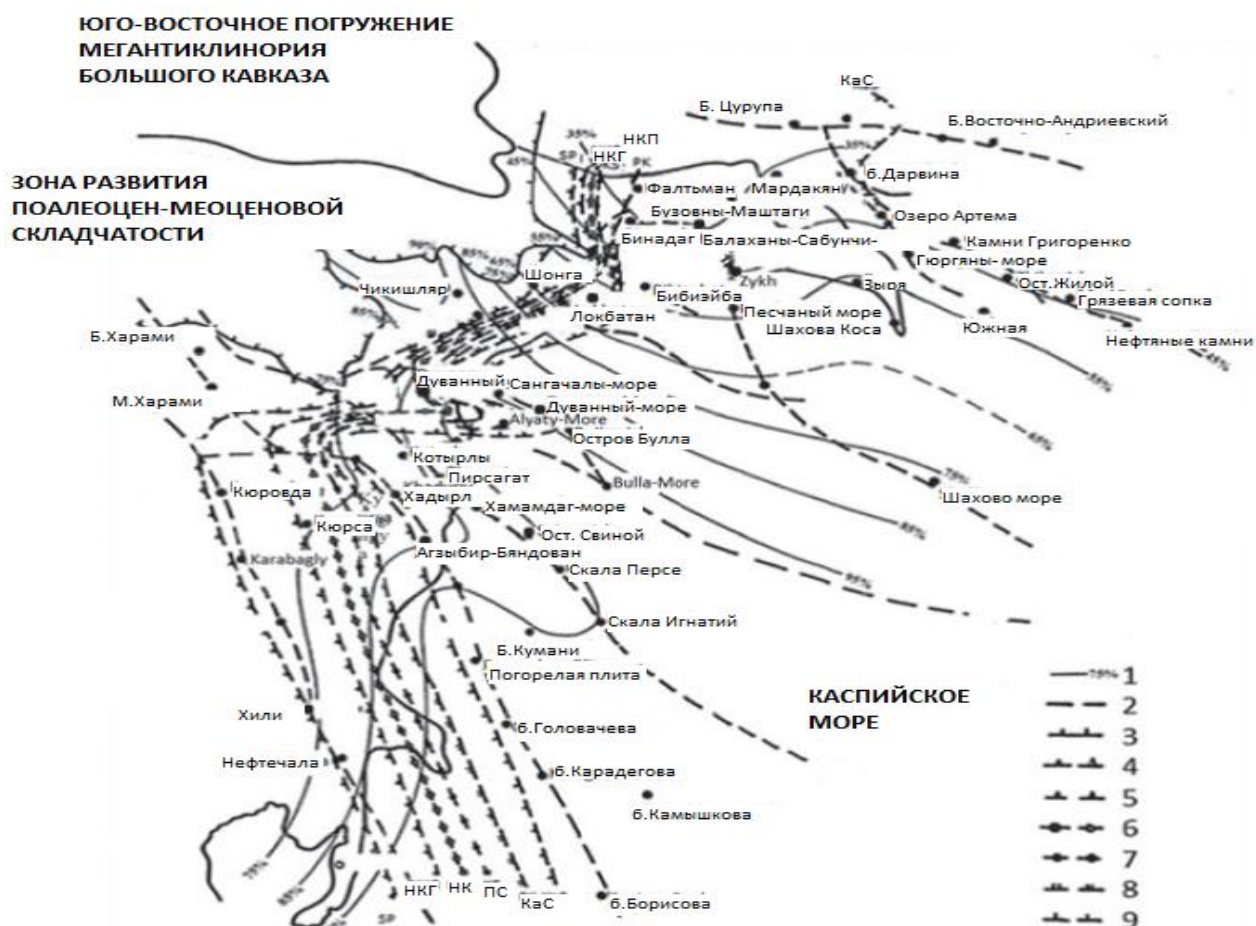


Рис.1.2. Западный борт Южно-Каспийской впадины. Региональная литолого-тектоническая схема продуктивной толщи среднего плиоцена: 1- изолинии глинистости, %; 2- основные тектонические нарушения; линии выклинивания: 3-продуктивной толщи, 4- свиты перерыва (СП), 5- свиты НКГ, 6-свиты НКП, 7-свиты КС, 8-свиты ПК; 9- свиты КаС

Общая зональность в распределении УВ скопления в ПТ-КТ выражается в следующем:

1. Наличие трех, отличных по фазовому состоянию углеводородов, зон – имеющей малые масштабы вследствие сильной дислоцированности, преимущественно газоносной верхней (средневзвешенная глубина 480 м), средней-нефтеносной (1350 м), нижней – газоконденсатной (4500м).
2. Контроле зон нефтегазоносности глубинными разломами и пространственным соответствии нефтегазоносности участкам их развития.
3. Последовательной смене в направлении регионального погружения складчатости и параллельного ослабления степени тектонической нарушенности локальных структур – от зон внешних обрамлений к внутренней области бассейна – нефтяных и нефтегазовых залежей газонефтяными и газоконденсатными.
4. Увеличении газонасыщенности разреза со стратиграфической и гипсометрической глубиной.
5. Приуроченности более 80% выявленных залежей к интервалу глубин до 3,5км.

Наиболее крупными месторождениями Южно-Каспийской впадины являются: на суше – Балаханы – Сабунчи – Раманы, Сураханы, Бибиэйбат, Кюровдаг, Челекен, Котуртепе,

Барсагельмес; в море- Нефтяные Камни, Гюнешли, Чираг, Азери, Шахдениз, Сангачалы-море-Дуваннй море – о.Булла (рис.1.3).

1.1.2. Паданская впадина

Представляет собой крайнюю западную часть Адриатического нефтегазоносного бассейна. Впадина расположена между складчатыми сооружениями Альп и Апеннин и открывается на восток в сторону Адриатического моря (рис.1.4.). Регион выполнен мощной толщей пермо-триасовых (до 5000м), юрских (до 400м), меловых (до 500м), палеогеновых (до 3700м), неогеновых (8500м) и плейстоценовых (до 3000м) отложений. В осадочном выполнении выделяются два литолого-стратиграфических комплекса- карбонатный, мезозойский и терригенный олигоцен-четвертичный. Характерной чертой терригенной серии является ее резкая фациальная неоднородность и изменчивость, обусловленное линзовидность коллекторских интервалов, их частое выклинивание и замещение непроницаемыми разностями. Общее содержание глин в осадочном разрезе региона составляет около 65% при средней его мощности 13,5км.

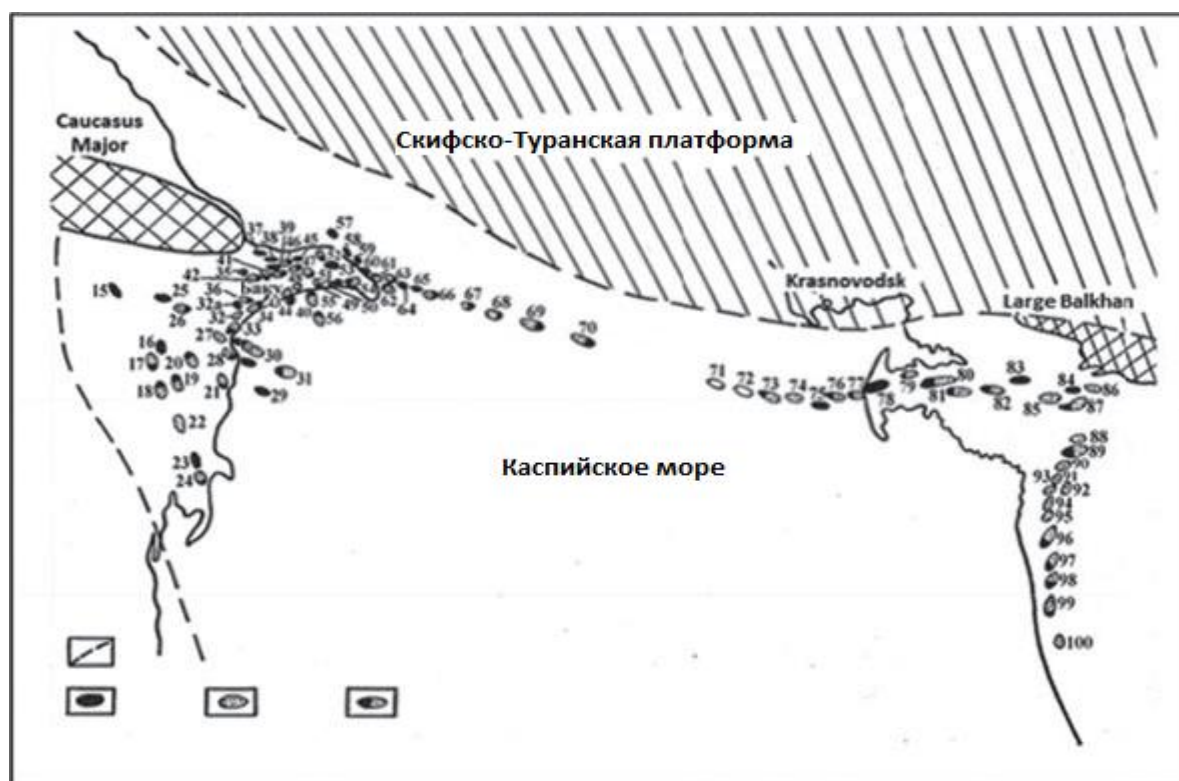


Рис. 1.3. Южно-Каспийская впадина. Схематическая карта размещения месторождений нефти и газа: а – региональные дизъюнктивы; б – нефтяные; в – газовые (газоконденсатные); г – газо(газоконденсатно)нефтяные месторождения. Месторождения: 15 – Каламадын, 16 – Мишовдаг, 17– Кюровдаг, 18 – Карабаглы, 19 – Кюрсангя, 20 – Калмас, 21 – Пирсагат, 22 – Дуровдаг, 23 – Хиллы, 24 – Нефтечала, 25 – Адживели, 26 – Умбаки, 27 – Дуваннй, 28 – Дашгиль, 29 – Гарасу, 30 – Сангачалы море-Дуваннй-море-о. Булла, 31 – Булла-море, 32, 32а – Шонгар, 33 – Кергез-Кызылтепе, 33 – Карадаг, 34 – Локбатан-Пула-Кушхана, 35 – Караэйбат, 36 – Гюздек, 37 – Масазыр, 38 – Сианшор, 39 – Бинагады, 40 – Чахналяр, 41 – Сулетепе, 42 –Шабандаг-Шубаны-Ясамальскаядолина-Аташкя, 43 – Бибиэйбат, 44 – Бухта

Ильича, 45 – Кюрдаханы, 46 – Кирмаку, 47 – Балаханы-Сабунчи-Раманы, 48 – Сураханы, 49 – Карачухур, 50 – Зых, 51 – Гоусаны, 52 – Бузовны-Маштаги, 53 – Кала, 54 – Зыря, 55 – Песчаный-море, 56 – Бахар, 57 – б. Апшеронская, 58 – б. Дарвина, 59 – о. Артема, 60 – Гюргяны-море, 61 – Южная, 62 – Южная-2, 63 – о. Жилой, 64 – им. Ази Асланова, 65 – Грязевая Сопка, 66 – Нефтяные Камни, 67 – им. 28 Апреля, 68 – им. Каверочкина, 69 – им. 26 Бакинских комиссаров, 70 – Промежуточная, 71 – б. Ливанова-западная, 72 – б. Ливанова-центральная, 73 – б. Ливанова-восточная, 74 – б. Баринава, 75 – б. ЛАМ, 76 – б. Жданова, 77 – Прилекенский купол, 78 – Челекен, 79 – Восточный Челекен, 80 – Котуртепе, 81 – Барсагельмес, 82 – Бурун, 83 – небитдаг, 84 – Кумдаг, 85 – Кызылкуп, 86 – Каратепе, 87 – Куйджик, 88 – Эрдекли, 89 – Гограньдаг, 90 – Экиз-Ак, 91 – Бугдайли, 92 – ногай, 93 – Южн. Бугдайли, 94 – Корпедже, 95 – Вост. Камышлджа, 96 – Камышлджа, 97 – Окарем, 98 – Кеймир, 99 – Ак-Патлаух, 100 – Чикишляр; 101 - Шахдениз

В тектоническом отношении регион представляет собой типичную межгорную впадину геосинклинального типа, в основании которой залегает массив. В ее пределах выделяется два крупных структурных элемента – Преапеннинский и Предальпийский прогибы, разделенные Феррарским и горстовидным поднятием.

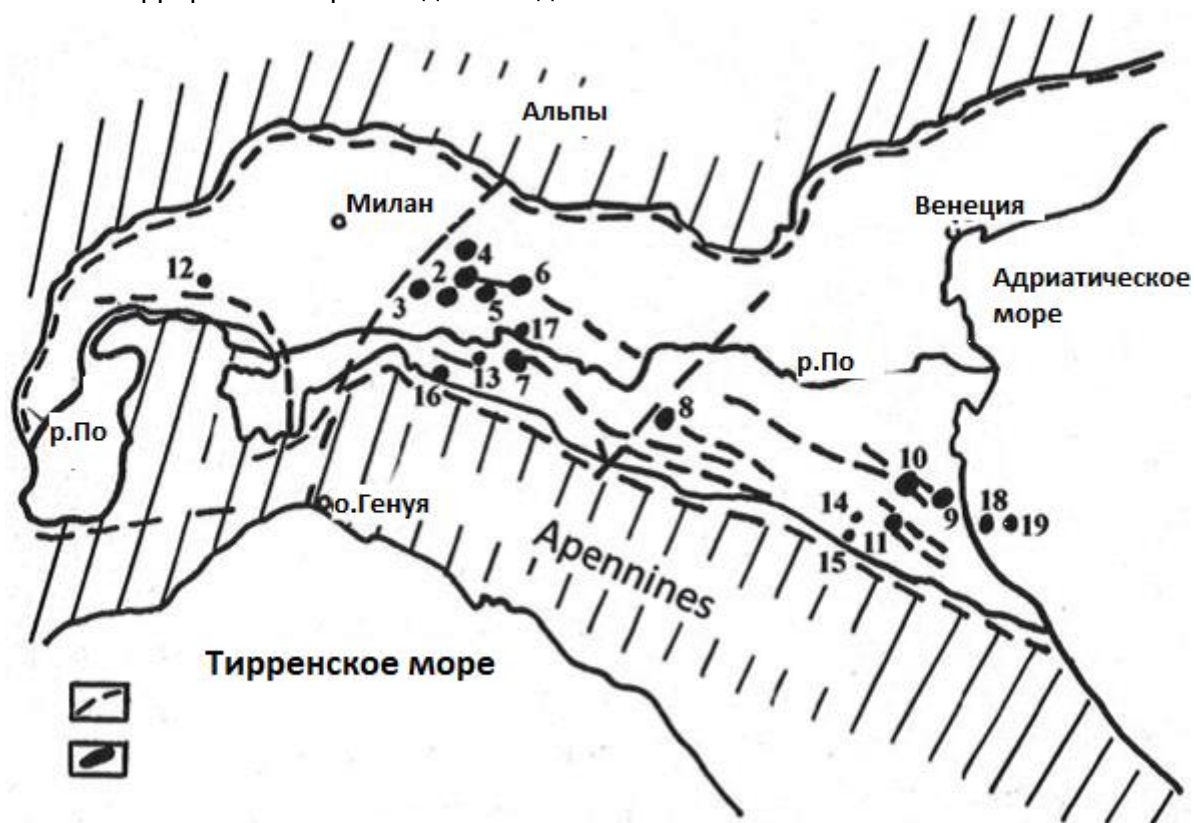


Рис. 1.4. Паданская впадина. Схематическая карта размещения месторождений нефти и газа: А- региональные дизъюнктивы; б- месторождения нефти и газа. Месторождения: 1-Серньяно; 2-Кавиага; 3- Корнелиано; 4-Рипальта, 5-Сорезина, 6-Бордолано; 7- Кортенаджоре, 8- Корреджио, 9- Равенна, 10- Альфонсине, 11-Катаньола, 12- Десана, 13- Понте-Нуре, 14- Имола, 15- Сантерно, 16- Поденцано; 17- Пьядена; 18- Равенна-маре; 19- Порто-Корзинемаре

Для первого характерно непрерывное осадконакопление в течение всего неоген-четвертичного времени, для второго – отмечается миоценовый перерыв обусловивший

трансгрессивный контакт плиоцена с размытой поверхностью подстилающих отложений сложенных породами от верхнего мела до нижнего миоцена.

Регион характеризуется интенсивным развитием дизъюнктивной тектоники, сформировавшей его ступенчато-блоковое строение. Установлено два основных типа глубинных разломов- поперечные, секущие в меридиальном направлении складчатость Апеннин и Альп, и продольные сбросы, протягивающиеся параллельно указанным горным сооружениям (см.рис.1.4.). Первые по мнению ряда исследователей (Бакиров, Варенцов, Бакиров, 1970г.; Гортани, 1965г.; Рокко, Джаболи, 1961г.), отображают блоковую структуру фундамента, вторые-охватывают только осадочный чехол. Длина наиболее крупных сбросов достигает 100 км, амплитуда более- 4000 м. Они обычно осложняют северные крылья локальных структур, вследствие чего последние, как правило, опущены.

Генетически связаны с разломами, высокоамплитудные нарушенные сбросами, асимметричные антиклинальные складки региона группируются в отдельные зоны линейно вытянутых поднятий, простирающиеся параллельно горным сооружениям Апеннин и Альп. По мере приближения к ним дислоцированность и нарушенность локальных структур существенно возрастают и в некомпетентных интервалах обнаруживаются признаки реализации неотектонических механизмов формирования покровных форм (Бека, Высоцкий, 1976г.; Высоцкий, Оленин, Высоцкий, 1984г.; Гортани, 1965г.).

Промышленная продуктивность недр Паданской впадины связана с коллекторами терригенного и карбонатного комплексов. При этом весь вскрытый разрез характеризуется преимущественной газоносностью. Основные выраженные залежи приурочены к отложениям плиоцена, небольшие газовые скопления известны в песчанниках миоценового возраста (месторождения Кортемаджоре, Десана, Вигарро и др.), здесь же и локализованы и очень незначительные по запасам залежи нефти (месторождения Кортемаджоре, Поленцано, Валенца, Сальсомаджоре). В последние годы установлено промышленное насыщение известняков и доломитов триаса, где на месторождении Малосса выявлены относительно крупные залежи газа порядка 50 млрд.м³. Общая зональность в распределении углеводородных скоплений выражается в наличии трех зон- в газоносной верхней, нефтеносной средней, газоконденсатной нижней и приуроченности более 80% выявленных залежей к интервалу глубин до 2000м.

1.1.3. Венская впадина

Представляет собой внутрискладчатый грабен, ограниченный по периметру региональными разломами глубокого заложения. Границами на севере и северо-западе являются Флишевые и Известняковые Альпы, на востоке –Малые Карпаты и Гайнбургские горы, на юге и юго-востоке- северо- восточные отроги Центральных Альп (горы Розалиен и Лайта) (рис.1.5.).

Впадина в стратиграфическом интервале от нижнего миоцена (бурдигал, гельвет) до плиоцен-четвертичных отложений выполнена преимущественно песчано- глинистой толщей осадков мощностью до 6 км. На северо-западе региона эта осадочная толща залегает на размытой поверхности мел-палеогенового флиша, на юго-западе- на сильно дислоцированных карбонатных породах юрского и триасового возраста, слагающих покровы Отшер, Луиц и Франкенфельс, на юго-востоке неоген подстилается метаморфическими породами палеозоя. Средняя суммарная мощность осадочного чехла составляет 9,5 км; содержание глин в разрезе- около 50%.

В изменении фаций и мощностей неогеновых отложений наблюдается четкая закономерность – центральные части впадины, где отмечены максимальные мощности,

слажены глинистыми и мергельными породами; в краевых частях преобладают песчаные и конгломератовые серии.

В разрезе региона выделяется два структурно- литолого-стратиграфических комплекса (этажа)- нижний, в состав которого входят преимущественно карбонатные и метаморфизованные породы донеогеновой серии и верхний, сложенный терригенными осадками неогенового плиоценового и миоценового возраста.

Основными линейными элементами впадины являются крупные региональные нарушения сбросового характера- Штайнбергенский, Леопольдсдорфский, Адеркласский и Лабско-Шаштинский сбросы, амплитуды смещения по ним достигают 1000-1500, а иногда-2000 м. Поперечные разломы (Мюльбергский, Цистердорфский, Дунайский и др.) обуславливают ступенчато-блоковое погружение складчатого альпийского основания.

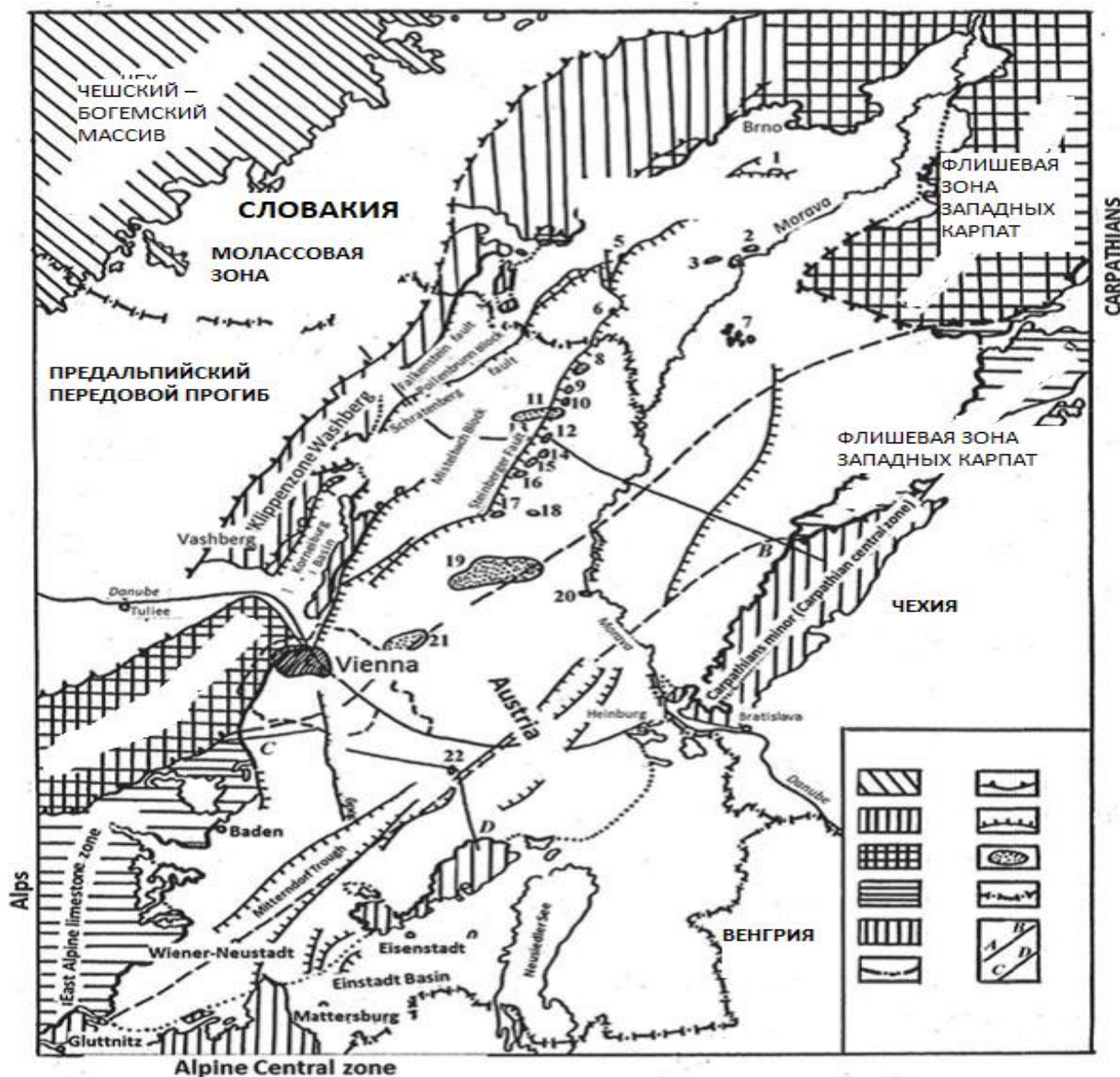


Рис.1.5. Венская впадина. Схематическая карта размещения месторождений нефти и газа: А- кристаллические породы Богемского массива; б- клипповая зона Вашберга; в- флишевые зоны; г- известковые зоны; д- Альпийско-Карпатская центральная зона Восточных Альп; е- границы впадины; ж-надвиги; з-разломы; и- газовые и нефтяные месторождения; к- государственные границы ; л-линии профилей . Месторождения :1- Ваценовицы; 2-Годенин; 3-Жижков ; 4-Лужицы, 5-Биловице, 6- Бжеслав, 7- Гбелы; 8- Мюльберг; 9- Санкт-Ульриц; 10-

Вин-Зикль; 11- Хаускирхен; 12- Гестинг; 13- Маустренк; 14- Раг; 15-Цистердорф , 16- Гейзельберг, 17-Шпанберг; 18- Хохенруппельсдорф; 19- Матцен; 20- Цверидорф ; 21- Адерклаа, 22- Энценсдорф

Локальные поднятия региона представлены высокоамплитудными приразломными структурными формами, интенсивно осложненными дизъюнктивной тектоникой. Ярко выраженная их линейная ориентация определяется приуроченностью к региональным сбросам.

В отношении нефтегазоносности Венская впадина являет собой уникальный по контрастности проявлений пример связи углеводородного насыщения с неотектонически активными разломами осадочного чехла- все известные в регионе месторождения и залежи контролируются крупными сбросами, к которым пространственно приурочены зоны нефтегазонакопления.

Для бассейна характерна весьма высокая нефтегазонасыщенность разреза по сравнению с его относительно небольшими размерами. Более 90% выявленных залежей приурочены к интервалу глубин до 2000 км.

Промышленная нефтегазоносность установлена почти по всему разрезу терригенного неогена и палеоген-триасовых отложений нижнего структурно-фациального этажа. Примечательной чертой при этом является обязательность насыщения углеводородами нижнего этажа при условии промышленной продуктивности верхнего комплекса.

В распределении нефтяных и газовых залежей наблюдается следующая зональность – мезозойские коллекторы нижней зоны содержат главным образом газовые (газоконденсатные) залежи, а нефтяные локализованы в эрозионных выступах; в неогеновой серий породы миоцена (средняя зона) чаще всего нефтеносны, породы плиоцена содержат в основном метановый газ. Верхняя газоносная зона из-за сильной дизъюнктивной дислоцированности слагающих ее пород имеет ограниченные масштабы. Наиболее древними являются продуктивные горизонты в юре и триасе. В Треасовых отложениях известен ряд газовых (Адерклаа, Баумгартен, Шонкирхен-Убертиф, Райередорф) и нефтяных (Шонкирзен-Тиф, Протесс-Тиф) залежей. В юре небольшие нефтяные залежи открыты на площадях Адерклаа, Бритенлее, Штрассоф-Тиф; в меловых известняках газовые залежи выявлены в Адерклаа, Бритенлее, Протесс-Тиф, Шонкирхен-Убетлифи нефтяные залежи открыты на площадях Протесс-Тиф. Флишевые породы эоцена, также участвующие в строении нижнего структурно-фациального комплекса продуктивна на месторождении Санкт-Ульрих-Хаускирхен.

В верхнем этаже наиболее крупными по запасам скопления углеводородов выявлены на месторождениях Матцен, Цверндорф, Шонкирхен, Адерклаа, Мюльберг. Залежи нижнего этажа преимущественно массивного типа; многопластовые месторождения верхнего, как правило, выполнены сводовыми тектонически и литологически экранированными залежами.

1.1.4. Иравадийско-Андаманская впадина

Представляет собой вытянутый в субмеридиональном направлении межгорный прогиб, разобщенный от смежных горных сооружений – Аракан –Йома-Нага (северо-западная часть впадины), погружения Суматринского антиклинория– горы Пусат-Гайо, плоскогорья Пематангсианатр (южная часть), плато Шань, хребтов Малаккского полуострова (восточная часть)-крупными региональными разрывами, определяющими ступенчато-блоковое строение территории (рис.1.6.).

Осадочное выполнение впадины сложено в основном отложениями кайнозоя. Средняя мощность чехла - 9-10км, доля глинистых образований примерно 70%.



Рис.1.6. Иравадийско-Андаманская впадина. Схематическая карта размещения месторождений нефти и газа: а- региональные дизъюнктивы; б- месторождения нефти; в- месторождения газа. Месторождения: 1-Индоу; 2- Сейб, 3-Енангъят, 4- Мани, 5- Ланива; 6- Чаук, 7- Енангъяунг, 8- Минбу, 9-Паланнон, 10- Етхайя, 11- Енайма, 12- Пьянайя, 13- Проме, 14- Таунг-ягве, 15-Мьянаунг, 16- Хензада, 17-Пайягон, 18- Пасех, 19-Иди, 20-Джуло-Раджеу, 21-Перлак, 22- Джедонгдонг; 23- Рантау, 24-30- Серанг-Джаджа, Тенанг, Телага-Саид, Дамар, Пулау-Панджанг, Пангкалан-Сусу

В северной – Иравадийской части региона- мощность палиоценовых серий составляет до 1200м, значительная часть разреза приходится на эоценовые отложения (максимальная суммарная мощность до 8000м.), представленные преимущественно терригенными породами с прослоями конгломератов. Оligоценовая серия мощностью до 3000м, выполнена сложным чередованием песчаников, глин, мергелей и известняков. Самая верхняя- неогеновая часть разреза (мощностью до 6000м) представлена породами континентального (в том числе и дельтового) облика – рыхлыми песчаниками, конгломератами, галечниками. В южной части региона (Северо-Суматринская впадина) разрез выполнен породами преимущественно морского происхождения. Специфической особенностью разреза Иравадийско-Андаманской впадины в целом является фациальная неоднородность, обуславливающая линзовидный характер коллекторов. В региональном плане отмечается рост глинистости разреза наиболее погруженных зон впадины.

В тектоническом отношении регион асимметричен – его осевая, наиболее погруженная часть, смещена к западу, в сторону альпийской складчатости. В связи с этим западная часть имеет характер узкого весьма резко выраженного прогиба с крутым геосинклинальным бортом. Большая восточная часть впадины представляет собой обширный сложно построенный пологоскладчатый склон, обращенный в сторону массива Шань; мощность осадочного покрова здесь значительно сокращается .

Поперечные поднятия и антиклинорий Пегу-Йома делят северную часть впадины на ряд прогибов – Северный, Чиндвинский, Минбу, Дельтовый и Ситтангский.

По результатам бурения и геофизических работ в пределах региона выявлено большое количество группирующихся в линейные зоны высокоамплитудных антиклинальных складок и секущих их региональных разрывов, ориентированных параллельно общему простиранию впадин. Локальные поднятия имеют как правило, асимметричный профиль с

пологими западными и крутыми восточными крыльями. Характерно широкое развитие поперечных сбросовых нарушений, придающих отдельным складкам блоковую структуру. В северной части впадины многие поднятия осложнены грязевыми вулканами, обычно располагающимися по линиям крупных разрывов в сводовых частях антиклиналей. Здесь наблюдается также интенсивное проявление неотектонических процессов и сопряженной с ними диапировой складчатости, генетически связанной с пластичностью серии олигоценых глин.

Нефтегазоносность в Иравадийской зоне приурочена к стратиграфическому диапазону от среднего эоцена до нижнего миоцена; в Суматринской части впадины продуктивны песчаники плиоцена и рифогенные известняки миоцена. Природные резервуары (за исключением рифовых) имеют пластовый характер и представлены прослоями песчаников мощностью 3-15м. Общее количество продуктивных объектов достигает 35-50. Абсолютное большинство выявленных залежей приурочено к интервалу глубин до 2000м.

Характерной особенностью углеводородного насыщения в регионе являются пространственная ассоциация нефтегазовых скоплений с интенсивно нарушенными участками локальных структур, рост газонасыщенности нефтей с глубиной, преимущественная нефтеносность разреза, практическое отсутствие вследствие дизъюнктивной дислоцированности и грязевого вулканизма верхней газоносной зоны. Наиболее крупные месторождения региона – Чаук-Ланива, Енангьяунг в Иравадийском районе, Рантау, Арун, Джедонгдонг- в Суматринской части впадины.

1.1.5. Лос-Анджелесская впадина

Представляет собой типичную межгорную впадину, окруженную по периметру горными сооружениями – на севере и северо-востоке горами Санта-Моника и Сан-Габриель, на востоке- горами Санта-Анна, на юго-западе- холмами Палос-Вердес-Хилс. Тектоническими границами ее служат системы крупных региональных разломов глубокого заложения, проходящих по подножию указанных гор; на севере- система сбросов Санта-Моника и Сан-Габриель, на востоке – зона разломов Эльсинор-Чино, на юге- разлом Кристианитос, на западе –Палос-Вердес (рис.1.7.).

В геологическом строении впадины принимают участие породы стратиграфического интервала верхний мел-плейстоцен, залегающие на юрском фундаменте. В западной, наиболее приподнятой по фундаменту, части региона в разрезе отсутствуют отложения мела и палеогена и на кристаллическом основании залегают породы миоценового комплекса. Мощность осадочного выполнения в среднем значении составляет 6 км, глинистость разреза 46%. Верхнемеловые отложения представлены в основном аркозовыми песчаниками и базальными конгломератами суммарной максимальной мощностью до 2700 м; палеогеновая формация выполнена аргиллитами, пестроцветными глинами, песчаниками и в верхней части разреза, конгломератами – суммарная мощность до 4600 м; миоценовый комплекс сложен красноцветными толщами с песчано-глинистыми чередованием мощностью до 3500 м; отложения плиоцена мощностью до 2100м, представлены серией переслаивающихся песков, алевроитовых глин, алевроитов, глинистых пород;

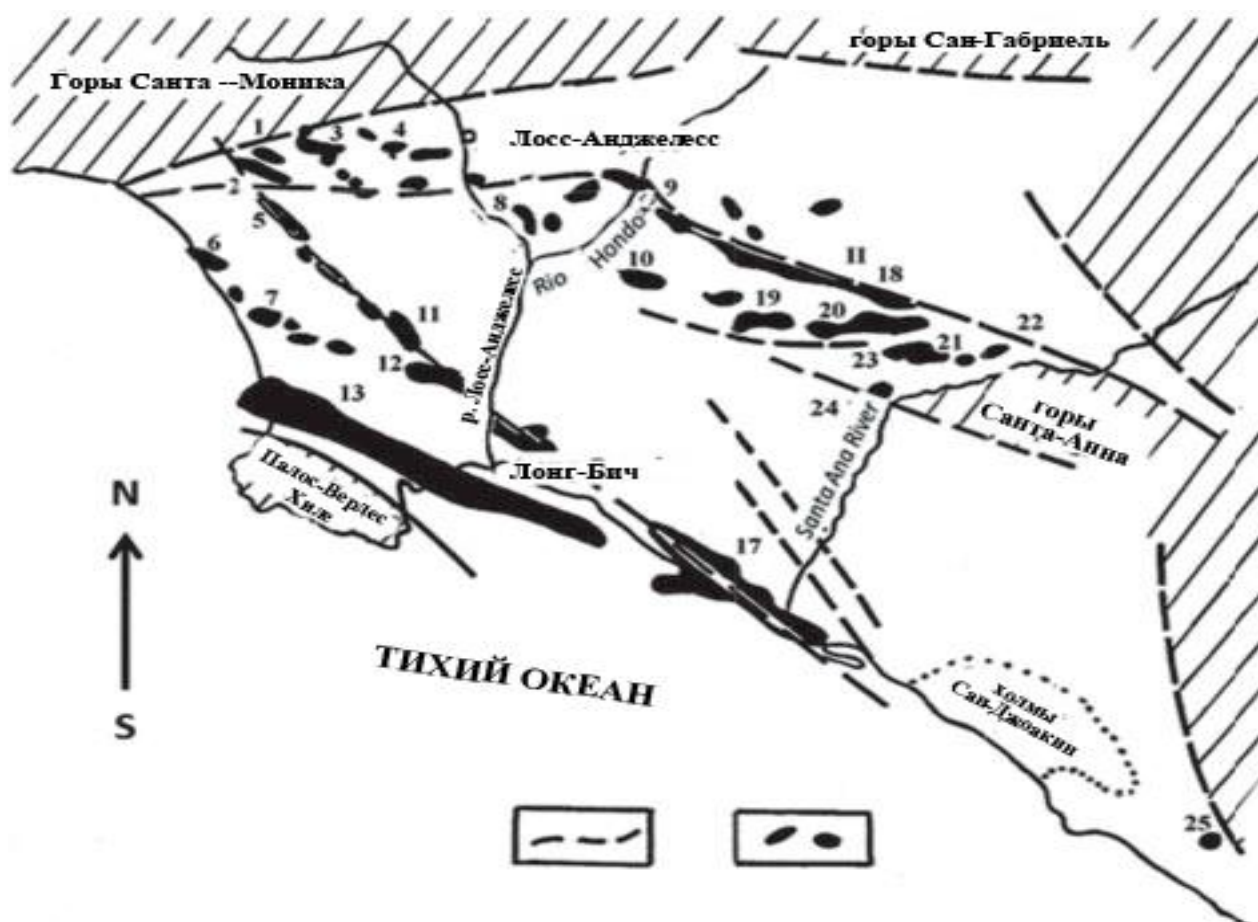


Рис.1.7. Лос-Анджелеская впадина. Схематическая карта размещения нефтяных и газовых месторождений. а-региональные дизъюнктивы; б- месторождения нефти и газа. Месторождения: 1- Биверли-Хилс, 2-Шевиот-Хилс, 3- Солт-лейк, 4- Лос-Анджелес, 5-Ингливуд, 6- Плайядель-Рей, 7- Эль-Сегундо; 8- Боудини, 9-Монтебелло, 10-Санта-Фе-Спрингс, 11- Розекраинц, 12- Доменгес, 13- Торранс, 14- Уилмингтон, 15- Лонг-Бич, 16- Сил-Бич, 17 – Хантингтон-Бич, 18- Бреа-Олинда, 19-Вест-Койот, 20- Ист-Койот, 21- Йорба-Линда, 22- Кремер, 23- Ричфилд, 24- Олайв, 25- Сан-Клементе

антропогенный интервал сложен, как правило грубообмолоченным материалом с преобладанием песков и галечников – мощность до 800м. Основная пространственная закономерность распределения литофаций- рост глинистости осадочного комплекса в направлении центральной части впадины.

В тектоническом отношении впадина представляет собой сложное сочетание отдельных блоков и ступеней последовательно погружающихся к ее центральной зоне по региональным глубинным разломам продольной ориентации. Основные линеаменты – сбросы Ньюпорт-Ингливуд, Уиттьер, Норуолк. Локальные поднятия района группируются, как правило, в полосе указанных сбросов, линейно вытянуты, значительно дислоцированы нарушениями более мелких порядков. Выделяются три типа складок- в районах неглубокого залегания кристаллического основания (западная часть впадины-зона Торранс-Уилмингтон) преобладающее значение имеют структуры облекания выступов фундамента; на участках погружения фундамента наиболее характерны поднятия, возникшие за счет тангенциальных сил; в полосе системы сбросов Ньюпорт –Ингливуд получают развитие складки вертикального изгиба, возникшие в результате вертикальных подвижек блоков фундамента. Регион характеризуется существенной неотектонической активностью, связанной с горизонтальными

смещениями вдоль глубинного разлома Сан-Андреас, проходящего в непосредственной близости к восточным границами впадины.

Промышленная нефтеносность приурочена к отложениям миоцена (свиты Пуэнте, Тонанга) и плиоцена (свиты Пико, Репето). Небольшие скопления нефти выявлены также в фундаменте на месторождениях Уилмингтон, Плайя-дель-Рей, газа – на месторождении Йорба-Линда. Более 90% выявленных залежей приурочено к интервалу глубин до 2000м. Характерной чертой углеводородного насыщения в регионе является его контроль тектоническими нарушениями – в зонах наибольшей дислоцированности осадочного чехла концентрируются максимальные запасы. Все месторождения многопластовые, количество продуктивных объектов (главным образом ластовых сводовых и тектонически экранированных залежей) достигает 10-15. Основные месторождения – Уилмингтон, Санта-Фе-Спрингс, Чантингтон-Бич, Вест-Кайот. В целом Лос-Анджелесская впадина представляет собой один из богатейших регионов мира по запасам нефти на единицу объема осадочного выполнения. Вследствие интенсивной дислоцированности локальных структур верхняя газоносная зона в их разрезах отсутствует.

1.1.6. Маракаибская впадина

Бассейн ограничен на севере широтным глубинным разломом Ока, на западе-региональными разрывами, проходящими вдоль горной системы Сьерра-де-Периха, на востоке и юго-востоке – крупными сбросами горных сооружений Анды-де-Мерида, Сьера-де-Мерида и Фалькон –Лара (рис.1.8.)

Регион выполнен мощной толщей мезокайнозойских отложений, залегающих на докембрий-палеозойском фундаменте. Средняя мощность осадочного чехла 10,5км, глинистость разреза 55%. По литофациальным признакам четко выделяются две части разреза- верхняя (мощность более 5000м), представленная терригенными образованиями олигоцен-неогена и нижняя (мощность свыше 2000м), сложенная терригенно-карбонатными породами миоцена и мела. Многие стратиграфические комплексы в частности миоцена, олигоцена, эоцена и палеоцена, разделены несогласиями. В основании осадочного чехла залегает мощная (до 1000м) толща грубозернистых пород (мел-юра), содержащая обломки пород фундамента и несогласно контактирующая вышележащими известняками мелового возраста. Общая закономерность распределения литофаций – рост глинистости разреза в направлении регионального погружения складчатости.

В тектоническом отношении впадина представляет собой асимметричную структуру, осевая зона которой смещена в юго-восточную часть региона. Восточную и центральную части занимает так называемая Маракаибская платформа, являющаяся стабилизированным блоком; с ней связаны крупные платформенного типа брохиантиклинали и куполовидные поднятия. Регион в значительной мере осложнен дизъюнктивной тектоникой, ориентированной параллельно обрамляющим горным сооружением, и испытывают сильное влияние неотектонических процессов, связанных с инверсией Анд. Вытянутые вдоль региональных разрывов локальные поднятия представлены антиклинальными складками, весьма интенсивно нарушенными многочисленными сбросами, надвигами и сбросами, отходящими от основного продольного сброса, формирующих антиклинальную зону (пояс). Амплитуда основных нарушений достигает 1000 м и более, а перекрестные поперечных сбросов- 200 м.

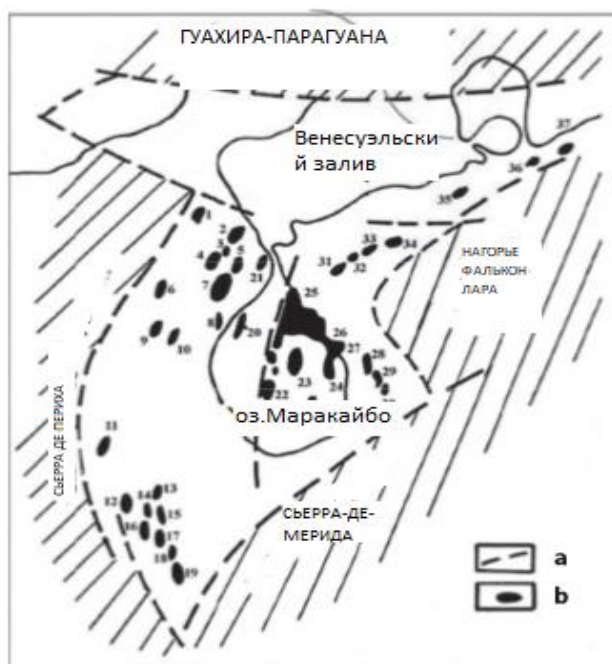


Рис.1.8. Маракайбская впадина . Схематическая карта размещения месторождений нефти и газа: а-региональные дизъюнктивы , б- месторождения нефти и газа. Месторождения : 1- Амана, 2-Мара, 3-Нетик, 4- Ла-Цас, 5-Консепсьон, 6-Татумо, 7- Боскан, 8- Лос-Кларос, 9- Макао, 10- Сан-хосе, 11-Риоде-оро, 12- Тибу, 13- Лос-Мануалес, 14- Западная тарра, 15- Тарра, 16-Сардината, 17- Петролеа, 18- Карбонера, 19-Рио-Сулиа, 20- Урданетта, 21- Сибукара, 22- ламар, 23- Сентро, 24- Сеута, 25- Боливар, 26- Лагунильянс, 27- Бочакерро, 28- Мене-Гранде, 29- Мотатан, 30-Баруя, 31- Мене-де-мароа, 32-Медио, 33-Пинтадо, 34- Лас-пальмас, 35-Тигуахе, 36-Эль-Мамон, 37- Кумаребо

Промышленная нефтегазоносность установлена во всех интервалах осадочного разреза и на отдельных площадях в отложениях кристаллического основания (месторождения- Ла-Пас, Татумо, Мара). Продуктивны трещиноватые известняки свит Апон, Капачо (нижний мел), Ла-Луна, песчаники свиты Мито-Хуан (верхний мел) в западной части впадины, палеоцен-миоценовый комплекс на всей территории региона. Основные запасы нефти и растворенного газа приурочены к терригенным коллекторам кайнозойской формации. В интервале глубин до 2000 м находится 65% выявленных залежей. В пределах впадины выделяются несколько региональных зон нефтенакопления- зона Боливар с уникальными по величине запасами-4,3 млрд.т, зона Мене-де-Маура-Лас-Пальмас, зона Мара-Сан-Хосе, южная зона поднятий (Западная нефтегазоносная область).

Олигоцен-миоценовые и эоценовые залежи зоны Боливар преимущественно тектонически и литологически экранированные, в кровле эоцена встречаются также стратиграфические, связанные с несогласным залеганием олигоценых отложений; верхмиоценовые-плиоценовые залежи приурочены к выклинивающимся по восстанию моноклинали песчаным пачкам, запечатанным в ряде пунктов асфальтом и киром. В южной части восточного борта тип скоплений углеводородов в эоцене – пластовые сводовые залежи в меловых известняках и литологически экранированные в миоценах песчаники. На западном борту развиты тектонически экранированные, стратиграфические пластовые сводовые типы залежей. Регион характеризуется преимущественной нефтесностью, что обусловлено значительной дислоцированностью локальных структур.

В связи с открытием в последние годы ряды залежей газа и конденсата на глубинах более 4500м представляется возможным полагать наличие в его разрезе нижней

газоконденсатной зоны. Основные месторождения – Боливар, Лама, Ла-Пас, Мара, Ламар, Боскан, Урланетта, Ла-Консепсьен, Мене-Гранде.

1.2. Предгорные прогибы

1.2.1. Предкарпатский прогиб

Расположен между Волыно-Подольской окраиной Русской платформы и Карпатским складчатым сооружением. Тектоническими его границами являются: на северо-востоке- крупный региональный Рана-Русский разлом, на юго-востоке- полоса сбросов, протягивающаяся вдоль северного склона Буковинского поперечного поднятия, на юго-юго-западе-Береговой надвиг Восточных Карпат (рис.1.9.).

В пределах прогиба по совокупности тектонических признаков, стратиграфическим и литофациальным особенностям разреза, истории геологического развития выделяются две тектонические зоны- Внутренняя, представляющая собой геосинклинальный складчатый борт, и Внешняя – платформенный. Зоны разделены региональным Стебникским надвигом, по которому складчатый борт со смещением до 20 км надвинут на платформенный.



Рис.1.9. Предкарпатский прогиб. Схематическая карта размещения месторождений нефти и газа: а- региональные дизъюнктивы, б-месторождения нефти; в- месторождения газа. Месторождения: 1-Кохановское, 2- Свидницкое, 3-Рудковское, 4-Ходановичское, 5-Садковичское, 6-Пынянское, 7-Малогоражанское, 8-медыничское, 9- Опары, 10-Северо-Бильче-Волицское, 11-Бильче-Волицское, 12- Кавское, 13-Угерское, 14-Дашавское, 15-Болоховское, 16-Кадобнянское, 17-Грыносское, 18- Богородчанское, 19-Косовское, 20-Красноильское, 21- Стрельбичское, 22-Нагуевичское, 23-Борислав, 24-сходницкое, 25-Иваниковское, 26-Оров-Уличанское, 27- Стынявское, 28- Долинско Рыпнянское, 29-Северо-Долинское, 30- Струтынское, 31- Спасское, 32 – Ольховское, 33-Рыпнянское, 34-Росильнянское, 35-космачское, 36-Гвиздецкое, 37- Битковское

В строении внутренней зоны принимают участие отложения мелового, палеогенового возраста и миоценовые (досарматские) малассы суммарной мощностью до 12 км. Залегающая на полеозойском основании, верхнемеловая (стрыйская) серия, представлена ритмичным флишоидным чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов, мергелей и известняков, достигает мощности более 1000 м. Олигоценый комплекс – менилитовая серия – имеет мощность до 2000 м и представлен переслаиванием сланцев, аргиллитов и песчаников. Миоцен в нижней своей части выполнен мощной (до 800-1000 м) толщей эвапоритов актитанского яруса (воротыщенская серия), пестроцветами бурдигала (до 2500 м) и гельветскими сероцветными песчано-глинистыми породами (до 3200 м). Разрез Внешней зоны начинается пестроцветными терригенными породами средней юры (до 500 м). Верхняя юра представлена в основном рифовыми образованиями мощностью до 1500 м. Меловая система присутствует только своим верхним отделом, имеет мощность более 800 м и характеризуется преобладанием карбонатных пород над терригенным. Размытая поверхность меловых отложений перекрывается нижнетартонскими мергелями с прослоями туфов, аргиллитов и известковистых глин (до 250 м); верхнетортонскими отложениями, включающими соленосную тирасскую свиту (до 200 м) и песчано-глинистое чередование косовской свиты (до 1200 м); нижнесарматскими известковистыми глинами с прослоями алевролитов и песчаников – дашанская свита (до 3500 м), залегающими с разрывом на тотонском комплексе.

Тектоническое строение прогиба резко асимметрично – геосинклинальный борт узкий и крутой, платформенный – пологий и широкий. Осевая часть заметно смещена в сторону Карпатского горного сооружения. Характерно исключительно широкое развитие продольных и поперечных дизъюнктивных дислокаций, обуславливающих ступенчато-блоковое строение региона.

Во Внутренней зоне прогиба выделяются две тектонические подзоны – Бориславско-Покутская и Самборская. Первая представляет собой сложный антиклинорий, выполненный линейно вытянутыми вдоль разломов резко выраженными высокоамплитудными структурами, нередко опрокинутыми и надвинутыми друг на друга в северо-восточном направлении, подсеченными надвигами и разделенными поперечными нарушениями. Благодаря этому брахиантиклинальные части антиклинальных зон находятся в различных блоках, смещенных в поперечном направлении. Крайние юго-западные блоки (внутренние или бриславские) расположены уступами, разделенными надвигами с амплитудами смещения порядка 1500-2000 м и более.

Самборская подзона – синклинорий с несколькими рядами линейно ориентированных структур, также надвинутых одна на другую и в целом на Внешнюю зону прогиба. Специфическими особенностями Внутренней зоны являются неотектоническая активность, интенсивная нарушенность локальных структурных форм, широкое развитие покровно-шарьяжной тектоники и значительные амплитуды горизонтальных смещений, что обуславливает резкое несоответствие тектонических планов различных стратиграфических интервалов разреза в отдельных блоках-ступенях.

Строение Внешней зоны довольно простое – локальные структуры здесь пологие, характеризующихся относительно слабым развитием тектонических несогласий; структурные планы разновозрастных комплексов близки к совпадению; общий тектонический план складчатости представлен преимущественно моноклинальным падением пластов в юго-западном направлении.

Промышленная нефтеносность во Внутренней зоне связана главным образом с неоднородными пространственно невыдержанными линзообразными коллекторами олигоцена и эоцена. Внешняя зона содержит в основном скопления природного газа, приуроченные к мезозойскому интервалу. Месторождение первой зоны, как правило,

многопластовое; основной тип залежей-пластовый, тектонически экранированный. Наиболее крупные месторождения – Бориславское, Долинское, Битковское. Во второй- Рудки, Ходновичское, Дашавское, Угерское.

Общая зональность в распределении углеводородных скоплений во внутренней части прогиба выражается в наличии резко редуцированной вследствие тектонической нарушенности верхней газоносной зоны, нефтегазоносной нижней, и приуроченности более 90% залежей к интервалу глубин до 2000м.

1.2.2. Индоло-Кубанский прогиб

Представляет собой крупную мегаструктуру альпийской складчатости юга РФ, ограниченную по периметру региональными разломами глубинного заложения: на севере-Новотитаревско-Северно-Керченским, на востоке -Усть-Ланинской структурной перемычкой, являющейся элементом Ейско-Березанского вала, и флексурой, проходящей по западному склону Адыгейского выступа фундамента, на юге - Ахтырско-Парпачской шовной зоной, отделяющей прогиб от Кавказского и Крымского горных сооружений, на западе-Западно-Керченским разрывом (рис. 1.10).

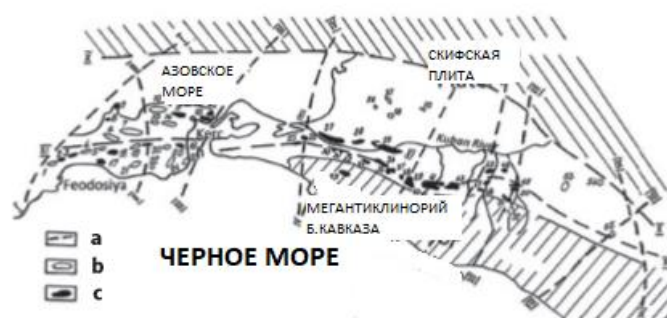


Рис. 1.10. Индоло-Кубанский прогиб. Схематическая карта размещения месторождений нефти и газа и перспективных площадей: а – региональные разломы: I-I – Западно-Керченский, II-II – Марфовский, III-III – Восточно-Крымский, IV-IV – Джигинский, V-V – Крымский, VI-VI – Геленджкский, VII-VII – Афипиский, VIII-VIII – Циценский, IX-IX – Курджипский, X-X – Новотитаревско-Северо-Керченский, XI-XI – Анастасиевский, XII-XII – Ахтыро-Парпачский; б – перспективные площади; в – месторождения нефти и газа. Месторождения и площади: 1 – Тамбовская, 2 – Владиславовское, 3 – Фронтное, 4 – Харченковская, 5 – Андреевская, 6 – Королевская, 7 – Слюсаревская, 8 – Белокаменское, 9 – Мысовое, 10 – Каралаская, 11 – Мало-Бабчинское, 12 – Борзовское, 13 – Чистопольская, 14 – Андреевская, 15 – Глазовское, 16 – Приозерное, 17 – Мошкарёвское, 18 – Куйбышевское, 19 – Селезневское, 20 – Алагаевская, 21 – Краснопольская, 22 – Опукская, 23 – Пограничная, 24 – Короньковская, 25 – Вышестеблинское, 26 – Стрельчанское, 27 – Курчанское, 28 – Западно-Анастасиевское, 29 – Анастасиевско-Троицкое, 30 – Усть-Чекупское, 31 – Варениковское, 32 – Западно-Адагумское, 33 – Адагумское, 34 – Кудако-Киевское, 35 – Куколовское, 36 – В.Медовское, 37 – Северо-Крымское, 38 – Крымское, 39 – Абино-Украинское, 40 – Украинское, 41 – Левкинское, 42 – Ахтырско-Бугундырское, 43 – Черноморское, 44 – Зыбза-глубокий Яр, 45 – Афипиское, 46 – Верхне-Афипиское, 47 – Восточно-Северское, 48 – Азовское, 49 – Ново-Дмитриевское, 50 – Калужское, 51 – Колинское, 52 – Ставропольское, 53- Абхазская, 54 – Сергеевская, 55 – Генеральская

В геологическом строении территории принимают участие преимущественно терригенные породы стратиграфического дипазона от юры до антропогена, залегающие на доюрском основании. Средняя мощность осадочного выполнения 11 км, глинистость разреза 53 %. Мезозойский комплекс на основной части региона залегает на больших глубинах и изучен слабо. Судя по данным, полученным на периферических частях прогиба (зона юго-восточного замыкания, Керченско-Таманский район), вскрытый отдельными скважинами юрский интервал представлен известняками оксфорд-киммериджского ярусов. Предполагается, что суммарная максимальная мощность юрских отложений (по аналогии с прилегающими районами северо-западного погружения мегантиклинория Б. Кавказа) составляет примерно 3000-6000 м. Нижнемеловой комплекс максимальной суммарной мощностью до 4000 м выполнен в основном глинистой фацией с прослоями плотных песчаников и алевролитов. Отложения верхнего мела представлены, как правило, карбонатными породами мощностью до 1500 м. Палеоценовая серия в составе свит Цице, Горячего ключа, ильской сложена в основном флишеидными образованиями максимальной мощностью до 1600 м, характеризующимися чередованием глин, мергелей, песчаников и алевролитов. Эоценовый комплекс (за исключением кумского горизонта-верхний эоцен) выражен в основном глинистой литофацией (зыбинская, кутаисская, калужская, халженская, и белоглинская свиты) мощностью до 700 м; кумский горизонт представлен двумя разновидностями пород-темными битуминозными глинами и мергелями и терригенным флишем, являющимся одним из главных коллекторских интервалов региона; мощность горизонта не превышает 400 м. Олигоцен-нижнемиоценовый интервал (майкопская свита) и весь вышележащий диапазон разреза имеют преимущественно глинистый характер с появлением отдельных пачек коллекторов-песчаников и алевролитов, пространственно невыдержанных и замещающихся глинами на сравнительно небольших расстояниях; суммарная мощность отложений около 6500 м. Повышенной песчанистостью здесь характеризуются отложения мзотического яруса, выполняющие мощный природный резервуар в центральной части региона.

Основными закономерностями распределения литофаций кайнозоя в Индоло-Кубанском прогибе являются линзовидный характер коллекторов и общее увеличение глинистости разреза в направлении наиболее погруженных зон - к осевой части региона.

В тектоническом отношении прогиб представляет собой сложно построенную структуру, общий план которой определяется соотношением продольных и поперечных глубинных разломов, обуславливающих ее ступенчато-блоковый в осадочном чехле и глыбовый характер по фундаменту. В пределах прогиба с востока на запад выделяются следующие поперечные (антикавказские) дислокации (разломы): Курджипский, Цицинский, Афипский, Геленджикский, Восточно-Крымский, Джигинский, Марфовский и Западно-Керченский, определяющие ступенчатый профиль региона. Первые пять разломов обеспечивают последовательное погружение образованных ими ступеней в субмеридианальный (наложенный) Керченско-Таманский прогиб с востока, последние два – с запада. В продольном сечении прогиба установлены в направлении с севера на юг три крупные дислокации общекавказского простираения- Новотитаревского- Северо- Керченский разлом, Анастасиевская и Ахтырско- Парпачская шовные зоны. Амплитуды обоих видов разломов достигают 1000м и более.

Строение Индоло-Кубанского прогиба резко асимметричное: примыкающий к Скифской платформе его внешний северный борт- широкий и пологий с моноклинальным залеганием третичного комплекса; внутренний геосинклинальный (южный) – узкий и крутой, осложненный интенсивной складчатостью и разрывными нарушениями.

Южный борт сложен двумя структурными этажами: дислоцированным в систему узких, нередко опрокинутых складок нижним, охватывающим отложения мезозоя и нижнего палеогена, и преимущественно моноклинально залегающим верхним, начинающимся со среднего Майкопа.

В границах борта выделяются несколько, как правило, приуроченных к разрывам, антиклинальных зон, ориентированных в субширотном (восток-запад) направлении - Калужская (Северская), Азовская, Левинская, Крымско-Северская, Варениковская, Анастасиевская, Керченско-Таманская. Каждая из них характеризуется четко выраженным своеобразием слагающих токальных поднятий.

Погребенные под моноклинально залегающими плиоцен-четвертичными отложениями складки Калужской зоны представляют собой резко выраженные по верхнему эоцену крупные относительно пологие брахиантиклинали, осложненные продольными и поперечными сбросами с амплитудами до 100 м; структуры Азовской и Левинской зон- нивелируются в верхнем майкопе, типичные принадвиговые, асимметричные, частично размытые, высокоамплитудные, сильно нарушенные (блокового строения) антиклинали с подвернутыми в отдельных случаях крыльями; поднятия Крымско-Северской зоны-диапирового и криптодиапирового облика, морфологически резко выражены вплоть до антропогенного комплекса; складки Варениковской зоны-относительно слабо дислоцированные брахиантиклинали; структуры Анастасиевской зоны-в ее восточной части пологие, в западной и в следующей Керченско-Таманской зоне – явно диапировые, осложненные Пязевым вулканизмом и интенсивной дизъюнктивной тектоникой.

Регион, особенно в западной своей части, характеризуется проявлениями неотектогенеза, выражающимися в активном росте диапировых складок, современной сейсмической активности глубинных разломов, грязевом вулканизме и др.

Промышленная нефтегазоносность охватывает стратиграфический диапазон от верхнего мела (Керченско-Таманская зона) до киммерийского яруса среднего плиоцена. Преимущественным распространением пользуются скопления нефти. Количество продуктивных объектов в разрезах месторождений достигает 10 и более. Основные выявленные ресурсы сосредоточены в кумском горизонте верхнего эоцена и миоценовом интервале. В диапазоне глубин до 2000м располагается около 70 % известных залежей. В прогибе выделяется соответствующий одноименным структурам ряд зон (районов) нефтегазонакопления, характеризующихся преобладающим типом ловушек и залежей.

Для Калужской зоны характерны пластовые сводовые залежи; в Азовской зоне нижние интервалы разреза содержат стратиграфические, тектонически экранированные и пластовые сводовые залежи, верхние-литологически экранированные; в Анастасиевской зоне залежи связаны с диапировыми внедрениями; в неогене Керченско-Таманского района скопления углеводородов также приурочены к структурам диапирового типа, в карбонатных коллекторах верхнего мела-приближаются по морфологии к массивным.

Характерной чертой нефтенакопления в регионе является пространственная ассоциация месторождений с основными глубинными и оперяющими их разломами. Наиболее крупные месторождения Зыба-Глубокий Яр, Анастасиевско-Троицкое, Северо-Западно Афипское, Ново-Дмитриевское, Ахтырско-Бугундырское, Абино-Украинское. Для региона в целом характерно наличие трех зон распределения углеводородов по фазовому состоянию-верхней газоносной, средней нефтеносной и нижней газоконденсатной.

1.2.3. Терско-Каспийский прогиб

Бассейн на севере от эпигерцинской Скифской платформы отделен Терско-Каспийским краевым разломом, на востоке- региональными дизъюнктивами осевой зоны антиклинория Предгорного Дагестана, на юге-Черногорской системой разрывов и флексур, ограничивающей прогиб от горного сооружения Большого Кавказа, на западе-Минераловодским выступом фундамента (рис. 1.11).

В строении осадочного чехла принимают участие породы стратиграфического диапазона от пермотриаса до современных, залегающие на палеозойском основании. Средняя мощность осадочного выполнения 12 км, глинистость 45 %. По литофациальным признакам в разрезе выделяются несколько литолого-стратиграфических комплексов-нижне-среднеюрский терригенный (максимальной суммарной мощностью порядка 2000 м), карбонатная толща верхней юры- валанжина (около 2000 м),нижнемеловой терригенный (800-1100 м), карбонатный верхний мел-эоценовый (350-650 м) и преимущественно терригенный верхний эоцен-четвертичный (более 5000 м). Терригенные комплексы выполнены чередованием гранулярных коллекторских пачек с глинами, карбонатно-трещиноватыми известняками, мергелями и т.п.

Наиболее глинистыми интервалами являются ниже-среднеюрский, альбский, майкопский, плиоценовый.

Тектоническое строение прогиба асимметрично – северный, примыкающий к платформе, внешний борт- пологий и широкий, характеризующийся моноклинальным залеганием пластов; внутренний южный геосинклинальный- узкий и крутой, значит осложненный дизъюнктивной тектоникой и интенсивной складчатостью. Система продольных общекавказской ориентации (Терско-Каспийский, Срединно-Терский, Аргудан-Сунженский,Черногорский), поперечных (Черкасский, Малкинский, Баксанский, Чегемский, Ардонский, Казбекский, Аргунский) и диагональных (Нальчинский, Датыхско-Ахловский, Беной-Эльдаровский, Гудермесско-Моздокский, Самурский) разломов расчленяет регион на отдельные тектонические блоки и ступени, погружающиеся в общих направлениях с севера на юг и с запада на восток. Амплитуды продольных дислокаций -до 2000 м, поперечных-до 1000 м, диагональных-до 1500 м.

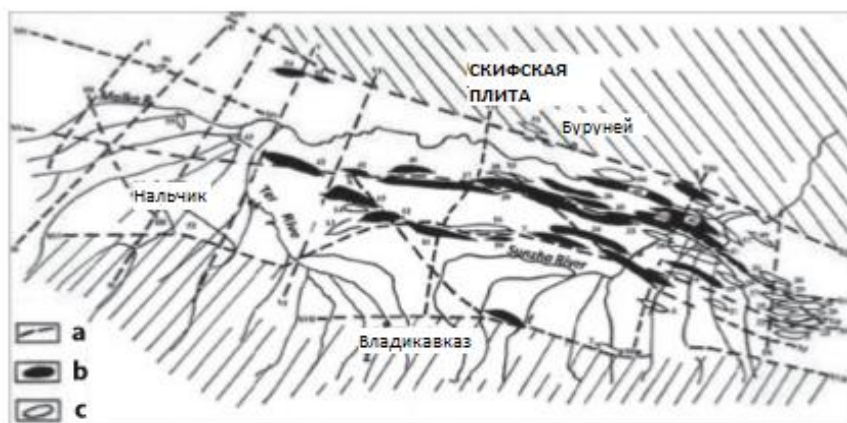


Рис 1.11 Терско-Каспийский прогиб. Схематическая карта размещения месторождений нефти и газа и перспективных структур: а – региональные разломы: I-I – Баксанский, II-II – Чегемский, III-III – нальчикский, IV-IV – Черекский, V-V – Урухский, VI-VI- Ардонский, VII-VIIЦхинвальско-Казбекский, VIII-VIII - Аргунский, IX-IX - Аксайский, X-X – Датыхско-Ахловский, XI-XI – Бенойско-Эльдаровский, XII-XII – Гудермесско-Моздокский,XIII-XIII –

Краевой (Притеречный), XIV-XIV – Черкесский, XV-XV – Срединный (Терской), XVI-XVI – Аргудан-Сунженский, XVII-XVII – Черногорский; б – нефтяные месторождения; в – перспективные структуры. Месторождения и площади: 1 – Датыхская, 2 – Сюретская, 3 – Предгорненская, 4 – Бенойская, 5 – Северо-Бенойская, 6 – Октябрьская, 7 – Андреевская, 8 – Старо-грозненская, 9 – Северо-Октябрьская, 10 – Серноводская, 11 – Карабулак-Ачалукская, 12 – Заманкульская, 13 – Карджин-Змейская, 14 – Северо-Заманкульская, 15 – Харбижинская, 16 – Северо-Серноводская, 17 – Южно-Ястребинская, 18 – Аргунская, 19 – Ханкальская, 20 – Белореченская, 21 – Восточно-Октябрьская, 22 – Саясановская, 23 – Зандагская, 24 – Граничная, 25 – Ножай-Юртовская, 26 – Гилянская, 27 – Маскетинская, 28 – Новолакская, 29 Восточно-Гудермесская, 30 – Кошкельдинская, 31 – Западно-Гудермесская, 32 – Брагунская, 33 – Горячеисточненская, 34 – Хаян-Кортонская, 35 – Минеральная, 36 – Северо-Минеральная, 37 – Эльдаровская, 38 – Северо-Эльдаровская, 39 – Малгобек-Горская, 40 – Северо-Малгобекская, 41 – Ахловская, 42 – Арак-Далатеркская, 43 – Ново-Ивановская, 44 – Прохладненская, 45 – Правобережная (северная и южная), 46 – Северо-Брагунская, 47 – Червеленная северная, 48 – Червеленная южная, 49 – Комсомольская, 50 – Салкушинская, 51 – Алпатовская, 52 – Аргуданская, 53- Курская, 54 – Советская, 55 –Черек-Баканская, 56 – Марьинская, 57 – Лесная

Основные тектонические элементы прогиба в меридианальном сечении с севера на юг)- Затеречная антиклинальная зона, Затеречный прогиб, Притеречная антиклинальная зона, Притеречная синклиналильная зона, Терский антиклинорий. Алханчуртско-Петропавловская синклиналильная зона, Сунженский антиклинорий, Беслано-Сунженская впадина, Черногорская моноклинали; в восточной части региона выделяются Дагестанский выступ (клин) и антиклинорий Предгорного Дагестана.

По структурно-тектоническим особенностям разрез дифференцируется на два основных, несовпадающих в плане, этажа: нижний-мезозойский, локальные структуры которого представлены относительно крупными высокими сложно построенными, блокового типа, брахиантиклинальными формами, ограниченными, конусообразно сужающимися вниз по разрезу разрывами (надвигами и взбросами) со значительным смещением до 2500 м (сунженский антиклинорий); верхний - постэоценовый, характеризующийся развитием эродированных узких (сжатых) крипто- и диапировых складок, интенсивно нарушенных затухающими к низу надвигами и сбросами (амплитудами до 2000 м), нередко опрокинутых, несущих на себе эффект реализации покровно-шарьяжных механизмов формирования складчатости. Регион относится к поясу активного неотектонизма, проявляющегося в виде современных горизонтальных перемещений дневной поверхности, весьма напряженного состояния пород в горных выработках, большого числа и значительных магнитуд зафиксированных землетрясений, приуроченности их эпицентров к участкам пересечения сейсмоактивных глубинных разломов.

Промышленная нефтегазоносность установлена в широком стратиграфическом диапазоне от нижнего мела (валанжин) до миоцена (сармат). Основные запасы сосредоточены в отложениях верхнего мела и миоцена. Нефтяные и газовые месторождения приурочены главным образом к Терской, Сунженской зонам и зонам нефтегазонакопления Предгорного Дагестана, соответствующим одноименным антиклинориям. Преобладающим распространением в трещиноватых известняках мезозойского интервала пользуются залежи массивного типа, в гранулярных коллекторах неогена-пластовые сводовые и тектонически экранированные. Количество продуктивных объектов в миоцене отдельных площадей достигает 24. Характерными чертами нефтегазоносности прогиба являются четкая связь промышленного насыщения с дизъюнктивной тектоникой-максимальные концентрации

углеводородов приурочены к интенсивно дислоцированным локальным структурам, расположенным вдоль региональных разломов; обязательность наличия залежей в мезозойском комплексе при условии их присутствия в неогеновой серии.

Основные месторождения региона- Малгобек-Вознесенское, Карабулак-Ачалукское, Старо-Грозненское, Октябрьское, Брагунское.

Общая зональность распределения углеводородов выражается в приуроченности более 80 % выявленных запасов к интервалу глубин до 3000 м; наличии весьма сокращенной верхней газоносной зоны и доминировании нефтеносной средней. Нижняя газоконденсатная зона из-за больших глубин (более 7 км) до настоящего времени не вскрыта, однако весь комплекс геологических предпосылок свидетельствует о ее несомненном существовании (Дурмишян, Мурадян и Рачинский, 1976 г.; Станулис, Хлуднев, 1987 г.).

1.2.4. Предзагорский прогиб

Является восточной частью обширного субмеридианально ориентированного месопотамского краевого прогиба. Северная и восточная его границы проходят по линии Главного надвига Загорского мегантиклинория, на юге- вдоль зоны региональных дизъюнктивов складчатого сооружения Хаджар, на западе прогиб ограничен проходящей в центральной части акватории Персидского залива полосой шовных сбросов-фрагментов Евфратско-Рамадайского и Евфратско-Персидского глубинных разломов(рис. 1.12).

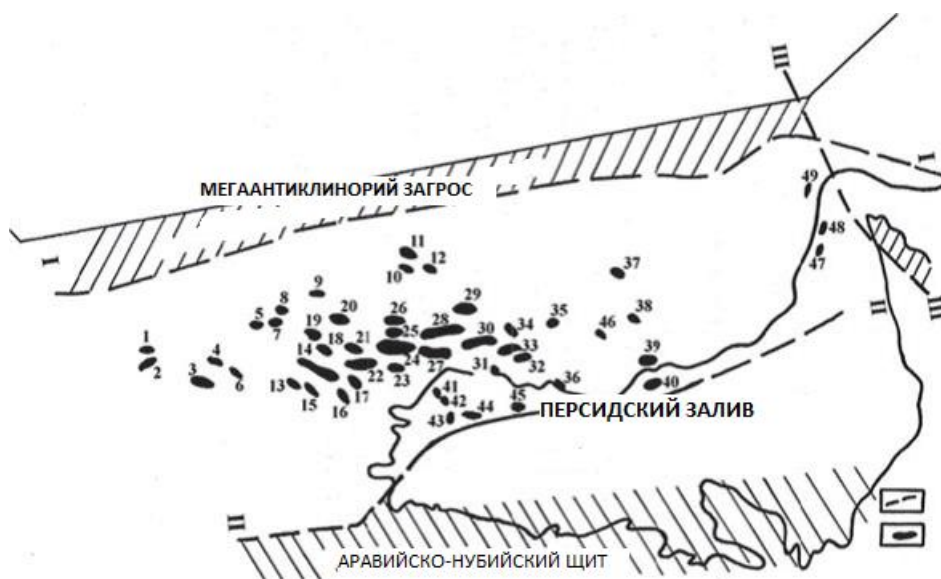


Рис 1.12. Предзагорский прогиб. Схематическая карта размещения месторождений и газа: а – региональные разломы: I-I – Главный надвиг Загроса, II-II – Евфратско-Рамадайский, III-III – Оманский; б – месторождения нефти и газа. Месторождения: 1 – Серкан, 2 – Меллекух, 3 – Дехлуран, 4 – Данан, 5 – Кабуд, 6 – Чашме Хуш, 7 – Лали, 8 – Мееджид-и-Сулейман, 9 – Паре-Сай, 10 – Шуром, 11 – Кухэ-Ридж, 12 – Дудроу, 13 – Сусенгерд, 14 – Ахваз, 15 – Аб-Теймур, 16 – Мансури, 17 – Шадеган, 18 – Муллесани, 19 – Нафт-Сефид, 20 – Хафт-Кел, 21 – Купал, 22 – Марун, 23 – Рашмир, 24 – Ага-Джари, 25 – Карандж, 26 – Париз(фарс), 27 – Раги-Сефид, 28 – Пазенун, 29 – Гачсаран, 30 – Биби-Хакиме, 31 – Бинак, 32 – Гульхари, 33 – Килур Керим, 34 – Сулабедар, 35 – Бушган, 36 – Кухи-Манд, 37 – Сарвестан, 38 – Агар, 39 – Кенган, 40 – Кенган-С, 41 – Хендиджан, 42 – Бахрегансан, 43 – Ноуруз, 44 – Дариус, 45 – Харк, 46 – Кухэ-Сефид, 47 – Зуру, 48 – Гевезин, 49 – Салах

Осадочный разрез представлен породами палеозоя, мезозоя и кайнозоя суммарной мощностью 8-12 км. Средняя глинистость 24 %. Кембрийский и девонский интервалы сложены эвапоритовыми и терригенными осадками, силурийский – глинистыми сланцами, карбон-среднемиоценовый-преимущественно карбонатными породами, верхний миоцен-четвертичный-терригенными молассовыми образованиями.

В мезокайнозойском разрезе выделяются два значительных по мощности комплекса, представленных эвапоритовыми осадками (каменной солью, гипсами, ангидритами), - верхнеюрская свита Хит (титон) мощностью до 900 м и среднемиоценовая свита нижний Фарс максимальной мощностью до 4500 м. Характерной особенностью разреза является наличие в нём многочисленных перерывов в осадконакоплении, в частности, между верхней юрой и нижним мелом, представленным только с аптского яруса; между верхним мелом и палеоценом (полностью отсутствует датский ярус); между эоценом и олигоценом; нижним и средним миоценом; верхним миоценом и плиоценом.

Отличительной чертой является также резкое уменьшение трещиноватости карбонатных коллекторов по мере удаления от сводовых зон, интенсивно нарушенных локальных поднятий и в направлении регионального погружения общей складчатости. Прогиб имеет асимметричное строение: восточный-внутренний более дислоцированный геосинклинальный борт-узкий и крутой, западный-внешний платформенный-пологий и широкий.

Осевая зона смещена в сторону Загросского горного сооружения, где отмечаются максимальные мощности осадочного чехла. В разрезе четко выделяются два основных структурных этажа: нижний - в составе стратиграфических комплексов до асмарийского (олигоцен-нижний миоцен) включительно, выполненный преимущественно карбонатной фацией, и верхний миоцен - современный (формация Фарс, серия Бахтиари и др.), представленный терригенными осадками.

Система продольных и поперечных региональных разрывов - сбросов обуславливает ступенчато-блоковое строение региона. Амплитуда опускания отдельных блоков достигает 2500 м.

Специфическими особенностями тектонического строения прогиба являются несоответствие структурных планов нижнего и верхнего структурно-формационных этажей; покровно-шарьяжный характер складчатости верхнего терригенного комплекса; интенсивная дислоцированность сбросами локальных структурных форм, существенно снижающаяся по мере удаления от складчатого борта к внешнему платформенному.

Регион характеризуется значительной неотектонической активностью, находящей выражение в интенсивном современном росте элементов рельефа, сайсмоактивности глубинных разломов, приуроченности к ним эпицентров высокомагнитудных землетрясений и пр. Локальные поднятия геосинклинального борта представлены крупными нарушенными сбросами-брахиантиклиналями, протяженностью до 85 км при ширине до 10 км, с крутыми юго-западными и пологими северо-восточными крыльями. Складки группируются в отдельные антиклинальные пояса (зоны), протягивающиеся параллельно Загросскому складчатому сооружению. Амплитуда многих структур достигает 3000 м, уменьшаясь к центральной части прогиба, где они погружаются под четвертичные и современные отложения. В этом направлении меняется и характер складок: линейные, большой высоты, прибортовые поднятия к западу сменяются пологими брахиантиклинальными, а иногда и куполовидными формами.

Основным регионально нефтегазоносным комплексом являются верхний олигоцен-нижнемиоценовые известняки формации Асмари, продуктивны также карбонатные отложения верхнего мела-серия Бангестан, в пределах локальных поднятий, образующие с асмарийским

коллектором единый резервуар. На ряде месторождений установлена промышленная нефтегазоносность нижнемеловых известняков серии Хами и верхнеюрской карбонатной свиты Араб. Преобладающий тип залежей – сводовые массивные.

По величине разведанных запасов Предзагросский прогиб является богатейшим в мире, а его отдельные месторождения относятся к категории гигантов и уникальных. Наиболее крупные из них-Ахваз, Марун, Ага-Джари, Гачсаран, Биби-Хакиме. Абсолютное большинство выявленных залежей приурочено к интервалу глубин до 2,5 км. В регионе фиксируется наличие нефтегазоносной верхней и нижней газоконденсатной зон.

Оценивая с общих геотектонических позиций геологическое строение и нефтегазоносность альпийских геосинклинальных регионов, констатируем, что в современном структурном плане альпийские геосинклинальные регионы представляют собой области интенсивного прогибания земной коры, сопровождавшегося накоплением мощных толщ осадочных образований (до 28-30 км); в тектоническом отношении они характеризуются:

- широким развитием глубинных разломов;
- ступенчато-блоковым строением с последовательным опусканием отдельных блоков к центральным частям впадин и прогибов;
- контактом по разобщающим их разломам различных стратиграфических составляющих и литологических разностей разреза;
- частым несоответствием структурных планов компетентных и некомпетентных комплексов;
- значительной неотектонической активностью
- локальные поднятия в пределах отдельных регионов группируются обычно в вытянутые антиклинальные пояса (зоны пространственно соответствующие участкам развития глубинных разломов), как правило, они интенсивно дислоцированы, нередко осложнены проявлениями диапиризма и грязевого вулканизма;
- осадочные разрезы всех регионов подвержены литофациальной ритмичности, выражающейся в периодическом замещении в вертикальном направлении глинистых разностей проницаемыми. Типичным является выклинивание отдельных стратиграфических составляющих в направлении региональных восстания и погружения складчатости;
- нефтегазоносность осадочного разреза контролируется в региональном плане глубинными разломами, и ее распределение по площади пространственно, соответствует зонам их развития. Промышленные залежи нефти и газа локализируются на нарушенных дизъюнктивными участками, генетически связанных с разломами ловушек.

Данные о параметрах геологического строения и нефтегазоносности всех описанных альпийских геосинклинальных регионов в обобщенном виде приведены в табл. 1.1

Таблица 1.1 Альпийские складчатые пояса: основные геологические особенности и параметры нефтегазоносности.

Тектонический мега элемент	Регион	Площадь, тыс. кв ²	Средняя мощность осадочного выполнения, км	Объем осадочного выполнения, тыс. км ²	Содержание глин в осадочном разрезе, % от общей мощности	Нефтегазовые комплексы	Перобладающий тип залежи	Количество выявленных месторождений нефти	Диапазон глубин залегающих продуктивных объектов, м	Начальные разведочные геологические запасы УВ, млн т	Плотность запасов УВ, тыс. т/км ²	Запасы УВ в единице объема осадочного
Межгорные впадины	Южно-Каспийская	160,0	18,0	2880,0	85,0	J; K; P; N	ПС, ТЭ	113	100-6500	15284,3	95,5	5,3
	Паданская	40,0	13,5	540,0	65,0	T; K ₂ ; P; N;	ПС, ЛЭ, М в нижнем этаже	55	400-6000	355,0	8,9	0,7
	Венская	14,0	9,5	133,0	49,0	T; J; P; N	ПС, ТЭ, ЛЭ, М в нижнем этаже	53	500-6000	467,0	33,0	3,5
	Иравадийско-Андаманская	290,0	9,0	2610,0	70,0	P; N	ПС, ЛЭ, ТЭ	51	100-3200	448,0	1,5	0,2
	Лос-Анджелесская	4,15	6,0	24,9	46,0	J; K; N	ПС, ТЭ	71	690-3100	1240,0	298,8	49,8
	Маракаибская	84,0	10,5	882,0	55,0	K; P; N	ПС, ЛЭ, ТЭ	76	100-4500	12080,0	143,8	13,7

Предгорные прогибы	Предкарпатский	13,5	12,0	162,0	38,0	P; N	ПС, ТЭ	59	100-4000	-	-	-
	Индоло-Кубанский	66,0	11,0	528,0	53,0	P; N	ПС, ТЭ, ЛЭ	56	450-5000	758,5	11,5	1,4
	Терско-Каспийский	32,0	12,0	320,0	45,0	J; K; N	СМ	41	200-5800	1275,5	35,9	4,0
	Предзагросский	190,0	11,0	2850,0	24,0	J; K ₂ P; N	СМ	35	600-3550	39710,0	209,0	13,9

Примечание. ПС – пластовые сводовые, ТЭ – тектонически экранированные, ЛЭ – литолически экранированные, М – массивные, СМ – сводовые массивные.

2

Гидрогеохимическое поле бассейнов альпийских подвижных поясов

Степень детальности гидрогеохимической изученности отдельных альпийских бассейнов весьма неодинакова, что отражает в целом уровень гидрогеологической науки и значение, которое придается в различных странах подобным исследованиям в комплексе проблем нефтяной геологии. Наиболее полно изучены подземные воды на территории бывшего СССР (Южно-Каспийская впадина, Предкарпатский, Индоло-Кубанский, Терско-Каспийский прогибы), Венской впадины (Австрия), Лос-Анджелесской впадины (США); в относительно ограниченном объеме исследованиями охарактеризованы Маракаибская впадина (Венесуэла) и Паданская впадина (Италия); существенно лимитирована информация по Иравадийско-Андаманской впадине (Бирма), Предзагросскому прогибу (Иран).

Эта глава основана на многочисленных публикациях, перечисленных в разделе «Литература» этой книги.

2.1. Межгорные впадины

2.1.1. Южно-Каспийская впадина

2.1.1.1. Гидрогеохимическая характеристика и закономерности пространственного распределения подземных вод

В осадочном разрезе впадины по совокупности литофациальных, гидродинамических и гидрохимических показателей выделяются водонапорные комплексы средней юры-валанжина, готерив-дата, палеоген-миоцена, среднего-верхнего плиоцена.

Притоки подземных вод из мезозойских комплексов получены на отдельных структурах Прикаспийского района и Северного Кобыстана, приуроченных к области юго-восточного погружения мегантиклинория Большого Кавказа (пл. Кеш, Бегимдаг-Тагчай, Гядысу, Яшма, Западный Агбурун, Советабад, Гейтапа, Кабандаг, Куркачидаг, Насосная и др.), и на ряде

поднятий Аладаг- Мессерианской (пл. Зирик, Суйджи) и Урунджук-Боядагской (пл. Урунджук, Тузлучай, Боядаг, Сыртланли) складчатых зон, примыкающих к горным сооружениям Б. Балхана, Кубадага и Копетдага (табл. 2.1).

Воды *среднеюрско-валанжинского* комплекса представлены гидрокарбонатно-натриевым типом (пл. Кеш, Бегимдаг-Тегчай, Гядысу). Минерализация их колеблется от 18,2 до 42,2 мг-экв¹ (5,2-12,1 г/л); содержание хлора варьирует в диапазоне 5,5-14,6 мг-экв; содержание сульфат-ионов до 1,7 мг-экв; общая щелочность достигает 11,8 мг-экв; пределы присутствия кальция и магния - 0,1-0,4 мг-экв; содержание натрия и калия - 8,7- 20,7 мг-экв. Коэффициенты первичной щелочности изменяются от 12,4 до 58,4 %-экв.

Воды готерив-датского комплекса в нижней части интервала представлены в основном гидрокарбонатно-натриевым типом, в верхней - на ряде площадей установлено присутствие также сульфатонатриевых, хлормагниевого и хлоркальциевого разностей. Минерализация имеет пределы от 20,8 до 52,4 мг-экв (6,0-15,0 г/л), причем минимальные ее значения отмечаются в щелочных водах; содержание хлора- 9,2-24,8 мг-экв; количество сульфатов не превышает 2,1 мг-экв; содержание кальция и магния составляет соответственно 0,1-2,3 и 0,1-1,3 мг-экв; общая щелочность изменяется от 0,4 до 4,5 мг-экв; натрий и калий присутствуют в концентрациях 10-23,4 мг-экв. Коэффициенты первичной щелочности A варьируют от 0 (жесткие воды) до 31,4 %-экв, коэффициент вторичной солености S_2 - от 0 (щелочные воды) до 6,3 %-экв, коэффициенты вторичной щелочности a - от 1,4 до 9 %-экв.

Характеристика подземных вод отдельных стратиграфических интервалов мезозойского разреза приведена в табл. 2.2 (Ахундов, Мехтиев, Рачинский, 1976 г.; Дурмишян, Мурадян, Рачинский, 1973 г.).

Совокупное рассмотрение химизма вод всех интервалов мезозоя по разрезу и площади (табл. 2.1, 2.2) позволяет сделать следующие выводы (Ахундов, Мехтиев, Рачинский, 1976 г.; Дурмишян, Мурадян, Рачинский, 1973 г.):

¹ Здесь и далее форма выражения компонентного состава в минерализации вод дается в м-экв 100 г Коэффициент 1 солености и щелочности приведены по Пальмеру (%-экв).

Снизу вверх по разрезам отдельных поднятий и всего региона в целом на общем фоне постоянного роста значений первичной солености коэффициенты первичной щелочности подземных вод резко уменьшаются-от 12,4-58,4 %-экв в средней юре и валанжине до 0,5-0,7 %-экв в сеномане и сантоне. Параллельно указанным изменениям на ряде площадей происходит смена типов вод-щелочные воды нижних интервалов разреза сменяются жесткими (S_2 до 6,3 %-экв) в его верхах.

- Общая минерализация вод в том же направлении за исключением случаев, явно обусловленных локальным проникновением поверхностных вод, испытывает четкую тенденцию к росту;
- В пределах отдельных структур во всех интервалах мезозойского разреза, воды с максимальной щелочностью и минимальной минерализацией локализуются в сводовых и наиболее нарушенных дизъюнктивной тектоникой зонах. По мере удаления от них минерализация подземных вод возрастает, щелочность уменьшается и в солевом составе начинают постепенно доминировать компоненты, придающие водам жесткость;
- Участкам углеводородного насыщения и интенсивных нефтепроявлений сопутствуют наименее минерализованные и наиболее щелочные в данном стратиграфическом интервале воды;
- В региональном плане в меловых отложениях по направлению погружения складчатости и ослабления тектонической нарушенности локальных структурных форм отмечается явное возрастание минерализации подземных вод, сопровождающееся появлением и последовательным увеличением содержания в ионно-солевом составе хлоридов кальция и магния (рис. 2.1)

Таблица 2.1 Южно-Каспийский бассейн. Компонент и состав грунтовых вод.

Водонапорный комплекс	Районы, площади, месторождения	Содержание компонентов, мг-экв						$\sum a + k$	
		Cl	So ₄ ²⁻⁻	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ¹ + K ¹⁺	мг-экв	г/л
Плиоценовый	Апшеронский полуостров, Юго-Западный Кобыстан, Джейранкечмесская деперссия, Нижнекуринская впадина, Бакинский и Апшеронский архипелаги, Юго-Западная Туркмения	10,0-420,0	Сл.-22,0	0,2-15,0	0,1-57,2	0,1-36,5	12,0-310,0	30,0-500,0	8,6-228,0
Палеоген-миоценовый	Юго-Западный Кобыстан, Северо-Западный, Западный, Центральный, Восточный Апшерон	7,7-127,6	0,1-7,9	0,1-8,0	0,1-7,1	0,1-5,5	11,7-115,6	24,0-256,4	6,9-73,0
Готерив-датский	Юго-Восточное погружение мегантиклинория Б.Кавказа	9,2-24,8	0,1-2,1	0,4-4,5	0,1-2,3	0,1-1,3	10,0-23,4	20,8-52,4	6,0-15,0
Среднеюрско-валанжинский	Юго-Восточное погружение мегантиклинория Б.Кавказа	5,5-14,6	Сл.-1,7	2,4-11,8	0,1-0,2	0,1-0,4	8,7-20,7	18,2-42,2	5,2-12,1

Водонапорный комплекс	Районы, площади, месторождения	По Пальмеру, %-экв				$\frac{rNa^{+}}{rCl^{-}}$	$\frac{r(Na^{+} - Cl^{-})}{rSO_{4}^{2-}}$	$\frac{r(Cl^{-} - Na^{+})}{rMg^{2+}}$	Тип воды по Сулину ГКН, СН, ХМ, ХК
		S ₁	S ₂	A	a				
Плиоценовый	Апшеронский полуостров, Юго-Западный Кобыстан, Джейранкечмесская деперсия, Нижнекуринская впадина, Бакинский и Апшеронский архипелаги, Юго-Западная Туркмения	41,0-98,0	Сл.-22,0	0-52,0	0,1-11,3	0,62-2,30	0,35-100	0,02-3,24	ГКН, СН, ХМ, ХК
Палеоген-миоценовый	Юго-Западный Кобыстан, Северо-Западный, Западный, Центральный, Восточный Апшерон	54,0-96,5	0,1-7,9	0-44,3	0,1-9,9	0,80-1,90	0,30-30,5	0,07-2,21	ГКН, СН, ХМ, ХК
Готерив-датский	Юго-Восточное погружение мегантиклинория Б.Кавказа	67,14-97,20	0,1-2,1	0-31,42	1,44-9,00	0,94-1,49	0,75-24,00	0,30-2,80	ГКН, СН, ХМ, ХК
Среднеюрско-валанжинский	Юго-Восточное погружение мегантиклинория Б.Кавказа	39,80-85,80	-	12,40-58,40	1,20-4,40	1,14-2,52	3,00-62,50	-	ГКН

Таблица 2.2 Южно-Каспийский бассейн. Мезозойские подземные воды в зависимости от стратиграфической принадлежности.

Возраст пород	Интервал разреза	$\Sigma a + k$, мг-экв	A, %-экв	S ₂ , %-экв	a, %-экв	$\frac{rNa^+}{rCl^-}$	$\frac{r(Cl^- - Na^+)}{rMg^{2+}}$
Юра	Средняя юра	$\frac{18,2 - 38,4}{31,1}$	$\frac{26,0 - 52,40}{35,52}$	-	$\frac{1,20 - 4,40}{2,26}$	$\frac{1,34 - 2,14}{1,16}$	
Нижний мел	Валанжин	$\frac{26,6 - 48,4}{34,0}$	$\frac{12,4 - 58,40}{32,10}$	1,80	$\frac{1,24 - 2,40}{1,77}$	$\frac{1,01 - 2,52}{1,55}$	
	Готерив	$\frac{30,8 - 35,8}{33,3}$	$\frac{6,94 - 15,00}{10,97}$	-	$\frac{4,78 - 9,00}{6,69}$	$\frac{1,09 - 1,20}{1,15}$	
	Баррем	$\frac{31,6 - 33,0}{32,3}$	$\frac{7,06 - 11,52}{9,29}$	-	$\frac{2,56 - 3,66}{3,11}$	$\frac{1,08 - 1,15}{1,11}$	
	Альбский	$\frac{28,2 - 41,2}{35,4}$	$\frac{1,44 - 10,68}{6,06}$	$\frac{0,5 - 5,74}{2,52}$	$\frac{2,42 - 8,36}{4,51}$	$\frac{0,95 - 0,98}{0,96}$	
Верхний мел	Сеноман	$\frac{20,8 - 32,6}{27,8}$	$\frac{0,7 - 3,06}{2,22}$	2,44	$\frac{2,78 - 5,10}{3,55}$	0,09	$\frac{1,02 - 1,10}{1,10}$
	Сантон	$\frac{27,8 - 42,6}{34,8}$	$\frac{0,54 - 6,18}{3,36}$	5,02	$\frac{2,44 - 5,08}{3,79}$	0,95	$\frac{1,04 - 1,19}{1,09}$
	Датский	$\frac{46,0 - 52,4}{49,7}$	2,18	6,30	$\frac{3,46 - 4,37}{3,91}$	0,94-1,04	$\frac{1,07 - 1,10}{1,08}$

Таблица 2.3 Характеристика подземных вод грязевых вулканов Кобыстана и Апшеронского полуострова

Грязевой вулкан	Содержание компонентов, мг-экв						$\sum a + k$		По Пальмеру			$\frac{rNa^{+}}{rCl^{-}}$	Тип воды по Сурину
	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻ +CO ₃ ²⁻ +RCO O ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺⁺ K ⁺	мг-экв	г/л	S ₁	A	a		
Чеилахтар ма	8,0	0,2	9,0	0,2	0,5	16,5	34,4	9,8	47,7	48,2	4,1	2,1	ГКН
Чеилахтар ма	9,2	0,6	8,0	0,3	0,3	17,2	35,6	10,2	55,1	41,6	3,3	1,9	ГКН
Хардаран-Ахтарма	7,9	0,9	7,6	0,2	0,3	15,9	32,8	9,4	53,7	43,3	3,0	2,0	ГКН
----»----	8,3	-	6,4	0,1	0,4	14,2	29,4	8,4	56,5	40,1	3,4	1,7	ГКН
Аязахтарма	9,4	0,2	4,8	0,1	-	14,3	28,8	8,2	66,2	32,7	1,1	,15	ГКН
Клыч	12,2	0,1	6,7	0,1	0,4	18,5	38,0	10,9	64,7	32,6	2,7	1,5	ГКН
Ташмардан	11,4	-	5,7	0,1	0,2	16,8	34,2	9,8	66,7	31,6	1,7	1,5	ГКН
Локбатан	6,0	0,2	11,4	0,2	0,9	16,5	35,2	10,0	35,2	58,8	6,0	2,7	ГКН
Бибиэйбат	7,9	-	8,6	0,3	-	16,2	33,0	9,4	48,2	50,0	1,8	2,0	ГКН

Во всех остальных составляющих мезозойского разреза гидрокарбонатно-натриевые воды подобного облика являются чуждыми, инъецированными из названного интервала (Ахундов, Мехтиев, Рачинский, 1976 г.; Дурмишян, Мурадян, Рачинский, 1973 г.).

Указанный вывод подтверждается материалами по водам мезозойских отложений восточного борта Южно-Каспийской впадины. Полученные в последние годы Колодием, Кудельским и другими учеными новые данные о гидрогеологии горных сооружений Копетдага, Б. Балхана, а также непосредственно примыкающей к Западно-Туркменской впадине Аладаг-Мессерианской зоны поднятий, свидетельствуют о том, что здесь с мезозойскими отложениями постнеокомского интервала связаны высокоминерализованные хлоркальциевые воды. Так, в долине р. Сумбар (Копетдаг) из меловых отложений получены притоки хлоркальциевых вод с минерализацией 17-53 г/л, на площади Сыртланли в отложениях верхнего мела-палеогена вскрыты воды с минерализацией более 50 г/л, в сеноманских отложениях площади Суйджки-53 г/л, на площади Боядаг в нерасчлененном апт-сеноманском комплексе вблизи его кровли констатированы воды с минерализацией более 100 г/л (Вер Биебе, 1959 г.; Колодий, 1983г.).

Притоки подземных вод из *палеоген-миоценового* комплекса получены в Юго-Западном Кобыстане (пл. Донгуздык, Гиджаки, Чеилдаг, Нардаран-Сулейман, Алживели, Арзани-кльч, Рагим, Сунди) и в северо-западной (пл. Джорат, Хурдалан, Бинагады, Чахнагляр), западной (пл. Караэйбат, Сулутепе, Шубаны, Карадаг, Кушкана, Гюльбахт, Гюздек), центральной (пл. Хорасаны, Кюрдаханы), восточной (о. Артема) частях Апшеронского полуострова (Ахундов, Мехтиев, Рачинский, 1976 г.; Рачинский, Везирова, Фридман, 1972 г.).

Воды *майкопской* свиты (олигоцен-нижний миоцен) представлены всеми гидрохимическими типами. Их минерализация варьирует от 20 до 130 мг-экв (5,7-37,2 г/л). В диапазоне до 70 мг-экв встречаются только гидрокарбонатно-натриевые и сульфатнонатриевые воды; более высокие значения этого показателя свойственны хлормagneиовому и хлоркальциевому типам. За исключением сульфатнонатриевых вод, в которых содержание сульфатов составляет 5-8 мг-экв, воды майкопа практически бессульфатны и присутствие в их составе этого компонента свидетельствует о процессах смешения пластовых вод с инфильтрирующимися поверхностными.

Диапазон общей щелочности 1-9 мг-экв. Растворимые соли органических кислот встречаются исключительно в щелочных водах при условии наличия в коллекторах промышленного углеводородного насыщения. Кальций не превышает 4 и магний- 3 мг-экв. Содержание натрия и калия колеблется от 9 до 60 мг-экв. Коэффициенты первичной щелочности в гидрокарбонатно-натриевых разностях изменяются от 0,1 до 40 %-экв, коэффициенты вторичной солености в жестких-от 0,1 до 25 %-экв. К числу характерных черт этого комплекса относятся повышенные значения коэффициентов вторичной щелочности-до 10 %-экв (табл. 2.1, 2.4)

В пределах локальных поднятий отмечается относительно резкое увеличение минерализации вод и содержания в них хлоридов кальция и магния в направлении от интенсивно нарушенных присводовых зон к крыльевым и периклинальным участкам. В региональном плане явно проявляется тенденция к увеличению концентрированности вод и смены их типа на хлоркальциевый по погружению складчатости (рис. 2.2), что, с одной стороны, может быть поставлено в связь с улучшающейся в этом направлении изоляцией водовмещающих пород от воздействия инфильтрации с поверхности, обусловленной перекрытием майкопа более молодыми отложениями, и с другой уменьшением в том же направлении степени тектонической нарушенности складок, ограничивающей их гидродинамическую связь с подстилающими отложениями, характеризующимися распространением маломинерализованных щелочных вод.

Таблица 2.4 Изменение солевого состава подземных вод палеоген-миоценовых отложений Южно-Каспийской впадины со стратиграфической глубиной

Гидрохимические показатели	Тип подземных вод	Свита, горизонт					
		майкоп		чокрак		диатом	
		от	до	от	до	от	до
$\Sigma a + k$, мг-экв	Жесткие Щелочные	30,2	126,0	60,0	145,0	61,8	241,0
		24,0	32,8	35,4	58,2	32,6	136,0
S_1 , %-экв	Жесткие Щелочные	65,6	96,5	88,3	93,2	80,2	95,7
		54,3	94,0	59,2	93,1	54,0	95,4
S_2 , %-экв	Жесткие	1,14	24,5	2,32	7,42	0,28	19,5
A, %-экв	Щелочные	2,6	39,6	5,8	34,6	1,4	44,3

Воды *чокракского горизонта* (средний миоцен) представлены в основном гидрокарбонатно-натриевым типом в условиях резкой тектонической нарушенности и присутствия углеводородов (Юго-Западный Кобыстан) и хлоркальциевым и хлормagneиевым типами - при их отсутствии в зонах относительно спокойной тектоники (западная часть Апшерона). В первом случае минерализация их колеблется от 35 до 60 мг-экв (10-17,2 г/л), во втором она значительно выше и составляет 60-150 мг-экв (17,2-43 г/л). Содержание хлора в водах горизонта колеблется в диапазоне 10-70 мг-экв; сульфатов воды практически не содержат, что не отрицает, однако, возможности их присутствия в районах, подвергшихся воздействию современной инфильтрации; общая щелочность достигает 8 мг-экв при минимальном ее значении 0,2 мг-экв; растворимые соли органических кислот постоянно, как и в водах майкопской свиты, ассоциируют с углеводородами и их содержание не превышает 0,5 мг-экв; кальций и магний варьируют от 0,1 до 5 мг-экв; натрий и калий- 16-70 мг-экв; коэффициенты первичной щелочности- 6-35%-экв, вторичной солёности- 2-7 %-экв. Примечательно, что с промышленными запасами нефти контактируют воды с весьма высокими (порядка 20-35 %-экв) значениями коэффициента первичной щелочности (пл. Умбаки, Карадаг), тогда как при непромышленном насыщении значения этого показателя существенно ниже (до 10 %-экв, пл. Рагим).

В региональном плане намечается тенденция увеличения минерализации вод чокракского горизонта в направлении общего погружения складчатости, что отвечает в целом уменьшению в этом направлении степени дислоцированности названного комплекса.



Рис 2.2. Южно-Каспийская впадина (западный борт). Схематическая карта общей минерализации подземных вод майкопской свиты (олигоцен-нижний миоцен)

Воды *диатомовой свиты* (верхний миоцен) представлены хлормагниевым, хлоркальциевым и гидрокарбонатно-натриевым типами. Сульфатнонатриевые разности встречаются спорадически и в основном на участках выходов коллекторов на поверхность. Как и во всех описанных выше стратиграфических интервалах, гидрокарбонатно-натриевые воды обычно приурочены к зонам тектонических нарушений, участкам развития грязевого вулканизма, диапиризма, и ассоциируют с углеводородами, в то время как хлоркальцевые и хлормагниевые типичны в основном для непродуктивных ловушек, характеризующихся значительно меньшей степенью дислоцированности, и отдельных ненасыщенных нефтью тектонических блоков и полей.

Отмечается связь между типом и минерализацией вод- пониженная минерализация наблюдается в щелочных - 32-135 мг-экв (9,2-38,6 г/л) и повышенная - 60-240 мг-экв (17,2-68,5 г/л)- в жестких. Содержание хлора-10-130 мг-экв; сульфат-иона - не более 2 мг-экв; общая щелочность- 1-9 мг-экв; концентрации растворимых солей органических кислот - до 8 мг-экв; натрий и калий варьируют от 14 до 115 мг-экв. Коэффициенты первичной щелочности 0,1-45 %-экв, вторичной солености- 0,1-20 %-экв (см. табл. 2.1, 2.4).

В пределах локальных поднятий фиксируется постоянная приуроченность наименее минерализованных вод к присводовым зонам и возрастание их концентрированности и жесткости в погруженных участках.

Во всех исследованных районах Апшеронского полуострова и Юго-Западного Кобыстана весьма типичной представляется связь между минерализацией вод, степенью размыва и мерой раздробленности пород диатома. Эта зависимость проявляется почти повсеместно и наблюдается как в среде жестких, так и щелочных вод. В качестве примера можно сопоставить площадь Арзани-Клыч (Юго-Западный Кобыстан), где диатомовые отложения размывы и нарушены в относительно малой степени и минерализация вод составляет 82,6-121,2 мг-экв, и расположенную в непосредственной близости от нее площадь Рагим, где при более высокой степени обнаженности и разбитости верхний предел минерализации равен 40,8 мг-экв. Аналогичная картина наблюдается и на Апшеронском полуострове, где при отсутствии выходов диатома на площади Хорасаны минерализация подземных вод составляет 90,0-135,6 мг-экв, а в условиях частичного размыва и значительно

большей дислоцированности этого интервала на площади Джорат она не превышает 8,2 мг-экв.

Фактическая картина распределения вод в разрезе диатомовой свиты по площади ее распространения показывает явную тенденцию к увеличению минерализации в направлении от раскрытых, размытых и резко дислоцированных структур Юго-Западного Кобыстана к гидрогеологически более закрытым и в тектоническом отношении более спокойным понятиям Апшеронского полуострова. В том же направлении намечается тенденция к возрастанию жесткости подземных вод (рис. 2.3).

Совокупное рассмотрение подземных вод всех стратиграфических интервалов палеоген-миоценового комплекса свидетельствует об их достаточно близком сходстве в рамках каждого из основных типов вод-жестких и щелочных (см. табл. 2.4) и, следовательно, о вероятной общности причин, порождающих это подобие, в границах каждого интервала. Обращает на себя внимание также то обстоятельство, что во всех интервалах разреза минерализация щелочных и сульфатнонатриевых вод, как правило, не превышает 70,0 мг-экв, в то время как для жестких вод она в большинстве случаев всегда выше.

Фактическими данными устанавливается и явное увеличение минерализации вод снизу вверх по разрезу, отвечающее в целом ухудшению в этом направлении его коллекторских свойств (табл. 2.5). Эта тенденция четко проявляется как в жестких, так и щелочных водах.



Рис. 2.3. Южно-Каспийская впадина (западный борт). Схематическая карта общей минерализации подземных вод диатомовой свиты (верхний миоцен)

Характерно при этом, однако, то, что повышение степени концентрированности вод почти не сказывается на их составе, о чем можно судить по относительной стабильности во всех интервалах пределов показателей солености и щелочности водной среды. Постоянство ионно-солевого состава вод при варьирующей минерализации дает основание полагать, что основной причиной описанных изменений является разбавление в определенных долевых соотношениях подземных собственно пластовых вод химически однотипными пресными или существенно опресненными водами, так или иначе проникшими в отложения олигоцен-миоценового комплекса.

Учитывая высокую степень его обнаженности, можно допустить, что в качестве одного из опресняющих агентов выступают (исключительно на ограниченных участках в обнаженных районах) маломинерализованные (до 35 мг-экв) сульфатнонатриевые (коэффициенты вторичной солености порядка 20-25 %-экв) воды поверхностной генерации. Этот вывод обосновывается:

- постоянным присутствием в наиболее раскрытых структурах региона вод указанного типа;
- их исчезновением по мере погружения складчатости;
- появлением сульфатов в водах иных типов в районах выходов пород на поверхность;
- относительно повышением значениями коэффициентов вторичной щелочности вод на тех же участках, прямо свидетельствующими о происходящих процессах смешения.

Масштабы инфильтрации с поверхности, однако, весьма малы и не оказывают сколько-нибудь заметного влияния на региональные закономерности распределения ионно-солевого состава, минерализации и типов подземных вод. В качестве причин, ограничивающих проникновение метеогенных вод в разрез палеоген-миоцена, выступают его неоднородность и линзовидность, весьма малая проницаемость коллекторов, обнажаемость их на небольшой площади, блоковое строение локальных поднятий, препятствующее движению инфильтрантов вниз по падению пластов, незначительное количество выпадающих атмосферных осадков и др.

В свете изложенного следует принять, что основным фактором опреснения подземных вод в пределах локальных поднятий являются слабоконцентрированные высокощелочные воды, проникшие в отложения палеоген-миоцена из подстилающих осадочных комплексов. Постоянная связь с углеводородами, значительно меньшая по сравнению с жесткими фоновыми водами, минерализация, специфика химического состава и особенности проявлений, пространственно приуроченных к участкам максимальной эродированности, развития дизъюнктивной тектоники и грязевого вулканизма не позволяют допускать их сингенетичность вмещающим породам.

Констатация преимущественно поверхностного происхождения сульфатнонатриевых вод и глубинного щелочных определяет условия существования хлоркальциевых вод в регионе. Если учесть, что их проявления в большинстве случаев локализованы в районах и на участках структур, расположенных как вне сферы воздействия поверхностных факторов, так и в условиях, ограничивающих гидравлическую связь с подстилающими интервалами то представляется вполне очевидным, что именно они, являясь седиментационными по генезису, выполняют региональный гидрохимический фон, обуславливая его повышенную минерализацию (до 300 мг-экв) и жесткость (S_2 до 25 %-экв).

Материалы проведенных исследований дают, таким образом, основание считать, что подземные воды олигоцен-миоценовых отложений являются по существу смесями вод различного происхождения. Основным механизмом, определяющим присутствие в разрезе вод различных гидрохимических типов и минерализации, является смешение в отличающихся объемных соотношениях фоновых высококонцентрированных хлоркальциевых вод с глубинными щелочными, осуществляющееся в геологической обстановке, которая способствует разгрузке последних, и сопровождающееся промышленной или непромышленной нефтегазоносностью разреза, и с инфильтрогенными сульфатнонатриевыми- на ограниченных участках выходов пород на поверхность.

Таблица 2.5 Характеристика коллекторов палеоген-миоценных отложений Южно-Каспийской впадины

Характеристика коллекторов	Майкопская свита		Чокракский горизонт		Диатомовая свита	
	Апшеронский полуостров	Кобыстан	Апшеронский полуостров	Кобыстан	Апшеронский полуостров	Кобыстан
Проницаемость мД	35	50	15	100	10	35
Пористость, %	18	23	26	25	20	21
Водообильность, т/сут	3-5	5-10	2-4	5-10	1-3	5-10

Вполне понятно, что в сложных геологических условиях региона, характеризующегося соответствием участков максимальной обнаженности и размыта палеоген-миоценовых пород зонам наибольшей тектонической дислоцированности, выделение в чистом виде влияния каждого из указанных факторов вряд ли представляется возможным. Скорее всего, в реальной обстановке локальных структур оба механизма действуют одновременно и, в зависимости от сочетания конкретных условий, тот или иной из них становится преобладающим, определяя величины общей минерализации вод и их гидрохимический тип (Рачинский, Везирова и Фридман, 1972 г.).

Гидрохимическая характеристика плиоценового комплекса приводится по результатам выполненных нами систематизации и обобщения свыше 50 тыс. анализов подземных вод (Абрамович, 1934 г.; Ахундов, Мехтиев, Рачинский, 1976 г.; Колоды, 1969 г.; Курбанмуратов, 1963 г.; Мелик-Пашаев, 1959 г.; Мехтиев, Ахундов, Рачинский, 1970 г.; Салле и Дебизер, 1976 г.). Поскольку описанию вод отдельных площадей и месторождений региона посвящена обширная литература, в том числе публикации (Ахундов, Мехтиев и Рачинский (1976 г.); Гурбанов, Молдавский и Рачинский (1966 г.); Мехтиев, Рачинский и Фридман (1968 г.); Мехтиев, Ахундов и Рачинский (1970 г.); Мехтиев, Рачинский и Фридман (1971 г.); Рачинский, Фридман и Черномордигов (1966 г.); Рачинский, Джавадов и Фридман (1973 г.) и многие другие) ограничимся здесь изложением и интерпретацией только суммирующих данных.

В среднеплиоценовых (продуктивная- красноцветная толща) отложениях подземные воды представлены двумя основными типами-хлоркальциевыми рассолами и относительно маломинерализованными гидрокарбонатно-натриевыми (см. табл. 2.1). Хлоркальциевые воды насыщают главным образом коллекторские пачки верхней части разреза, но иногда присутствуют и в нижних интервалах (месторождения Бузовны-Маштаги, Кала, Зыря, Южная и др.) Минерализация их изменяется в широких пределах от 70-100 до 700-800 мг-экв (20-228 г/л); максимальное содержание натрия и калия не превышает 310 мг-экв; содержание хлора варьирует от 70 до 420 мг-экв; сульфаты присутствуют обычно в количестве не более 3-5 мг-экв; общая щелочность составляет не более 5-10 мг-экв. Коэффициенты вторичной солености находятся в пределах от 0,1 до 36 %-экв. Гидрокарбонатно-натриевые воды, залегающие главным образом в нижних свитах разреза, иногда встречаются и значительно выше, вплоть до верхнеплиоценовых объектов (Центральный Апшерон-месторождения Балаханы, Сураханы, Карачухур, Зых; Нижнекуринская депрессия-месторождения Нефтечала, Калмас и др.; Апшеронский архипелаг-месторождение Нефтяные Камни; Прибалханская зона поднятий-месторождения Барсагельмес, Банкали). Минерализация их изменяется от 30 до 200-220 мг-экв (8,6-63 г/л); содержание хлора колеблется от 10 до 100 мг-экв; концентрация сульфатов достигают 22 мг-экв (месторождение Зыря). Коэффициенты первичной щелочности-0, 1-55 %-экв.

Помимо указанных основных типов, в разрезах локальных структур-в переходных зонах от жестких к щелочным водам в определенных количествах распространены сульфатно-натриевые и хлормagneиные разности, являющиеся, как будет показано ниже, результатом смешения в различных соотношениях хлор-кальциевых и гидрокарбонатно-натриевых вод.

Главной составной частью подземных вод среднего плиоцена являются ионы хлора и натрия, содержание которых в отдельных случаях достигает более 90 %. В состав вод верхней части разреза входят также хлориды и гидрокарбонаты кальция и магния, однако они имеют подчиненное значение. В интервалах, насыщенных щелочными водами, важным компонентом ионно-солевого состава являются гидрокарбонаты натрия, содержание которых достигает максимума (50 %) в базисных свитах разреза.

Исследование вариаций отдельных ингредиентов ионного состава показывает, что содержание хлора, натрия, кальция и магния находится в прямой зависимости от общей

минерализации, характер же изменения общей щелочности имеет с ней обратную корреляцию. Сверху вниз по разрезам присводовых зон локальных поднятий отмечается последовательное уменьшение абсолютного и долевого присутствия в ионно-солевом составе вод кальция и магния и четкое возрастание содержания карбонатов (рис.2.4-2.7). Параллельно указанным изменениям происходит снижение коэффициентов вторичной солёности, рост коэффициентов первичной щелочности, падение общей минерализации (рис. 2.8) и переход жестких вод в щелочные.

Нижняя граница вод хлоркальциевого типа занимает наиболее высокое стратиграфическое и гипсометрическое положение на месторождениях Центрального Апшерона (Балаханы-Сабунчи-Раманы-Сураханы). От этого района в направлении регионального погружения общей складчатости и ослабления тектонической нарушенности локальных структур уровень стояния щелочных вод в разрезах закономерно снижается вплоть до НКП и КС свит (месторождения Кала, Зыря, Южная и др.).

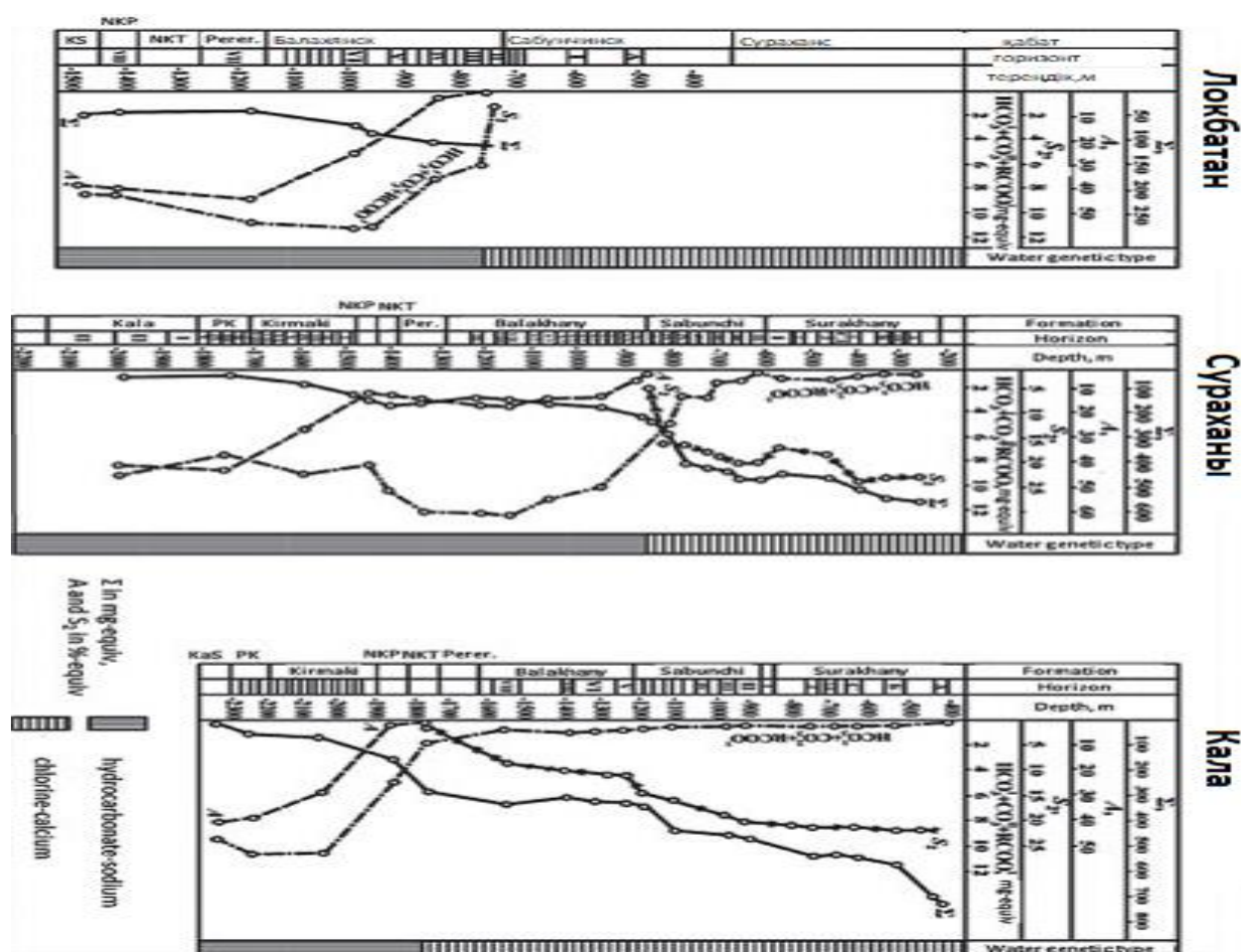


Рис. 2.4. Южно-Каспийская впадина. Сводные гидрохимические разрезы локальных структур Апшеронского полуострова

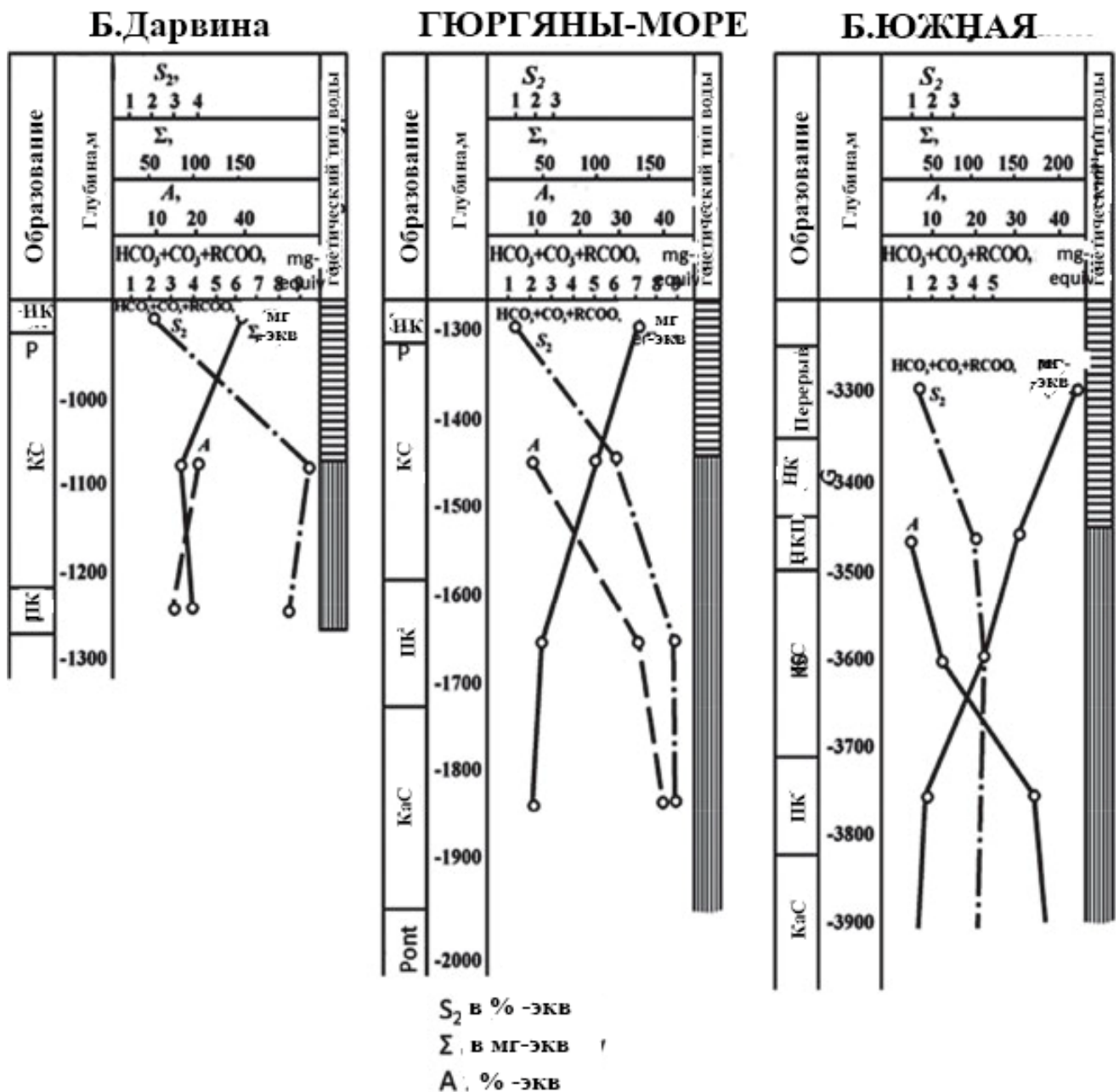


Рис. 2.5. Южно-Каспийская впадина. Сводные гидрохимические разрезы локальных структур Апшеронского архипелага

Наглядное представление о размещении вод различных гидрохимических типов и минерализации в разрезах основных (типовых) месторождений Южно-Каспийской впадины дают рис. 2.4-2.7.

Характерными особенностями распределения вод в разрезе и по площади локальных поднятий региона являются:

- резкое снижение минерализации вниз по разрезу, сопровождающееся переходом жестких вод в щелочные;
- возрастание минерализации и жесткости вод (в среде щелочных-уменьшение первичной щелочности) в направлении от присводовых зон к крыльям и периклиналям складок;

- последовательное увеличение площади распространения щелочных вод (их ареалов) вниз по разрезу от границы смены гидрохимических типов;
- повсеместная на всех площадях локализация наиболее щелочных вод в зонах развития тектонических нарушений, грязевых вулканов, диапировых внедрений и т.п. (рис. 2.9, 2.10) (Ахундов, Мехтиев, Рачинский, 1976 г.; Исмаилов, Курбанова, 1986 г.; Мехтиев, Рачинский, Ахундов, 1966 г.).

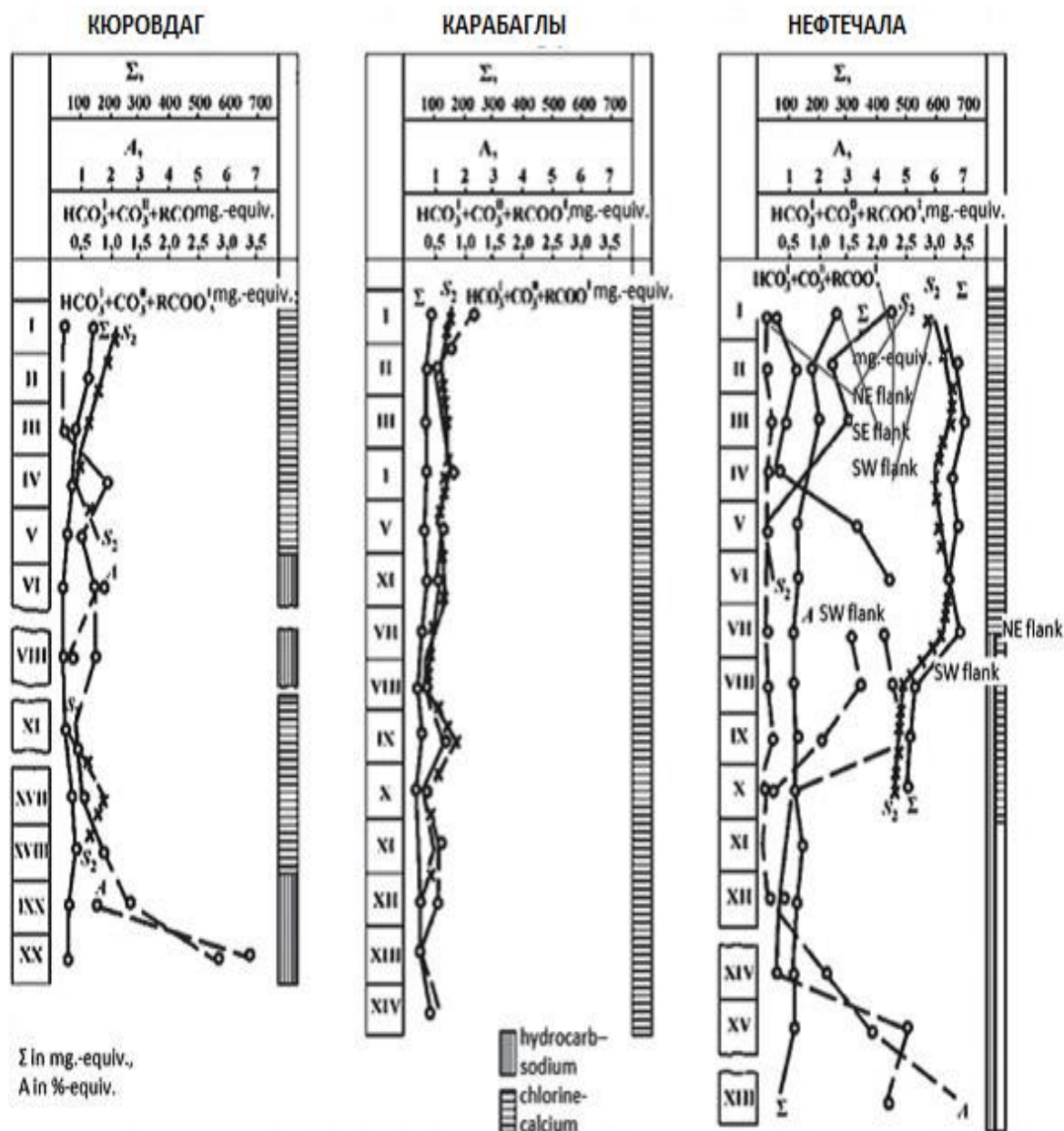
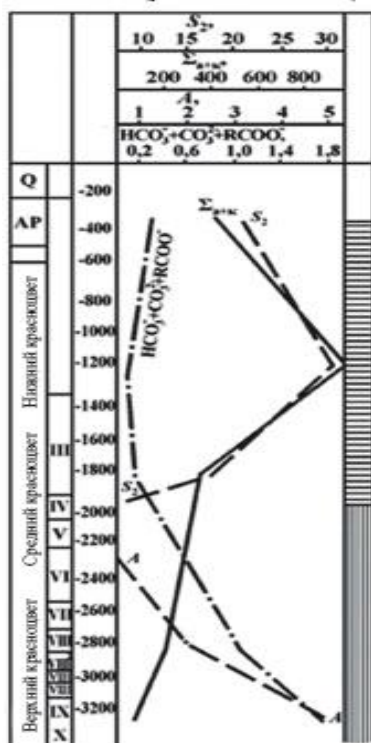


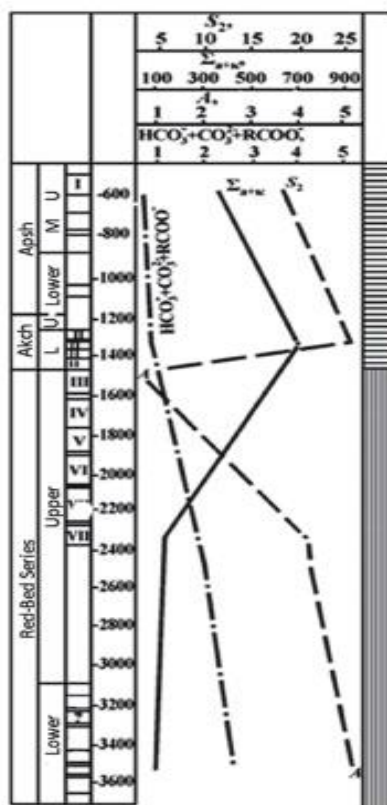
Рис. 2.6. Южно-Каспийская впадина. Сводные гидрохимические разрезы локальных структур Нижнекуринской депрессии

ЧЕЛЕКЕН (участок АЛИГУЛ)

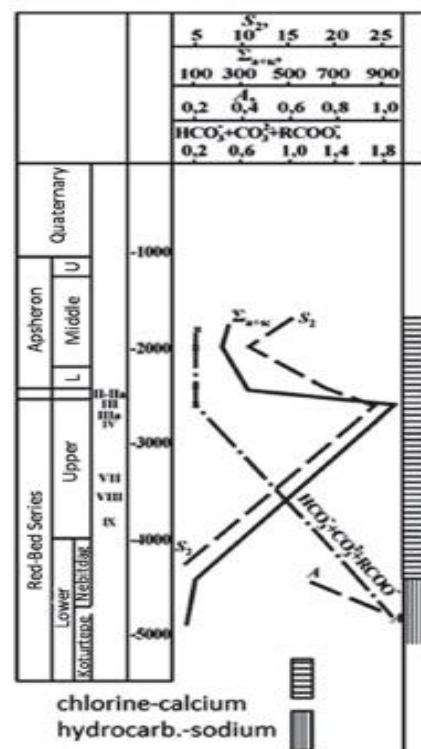


S_2 in %-equiv.
 Σ in mg-equiv.
 A in %-equiv.
 $HCO_3...$ in mg-equiv.

НЕБИТДАГ



БАРСАГЕЛЬМЕС



chlorine-calcium
 hydrocarb.-sodium

Рис. 2.7. Южно-Каспийская впадина. Сводные гидрохимические разрезы локальных структур Прибалханской зоны поднятий

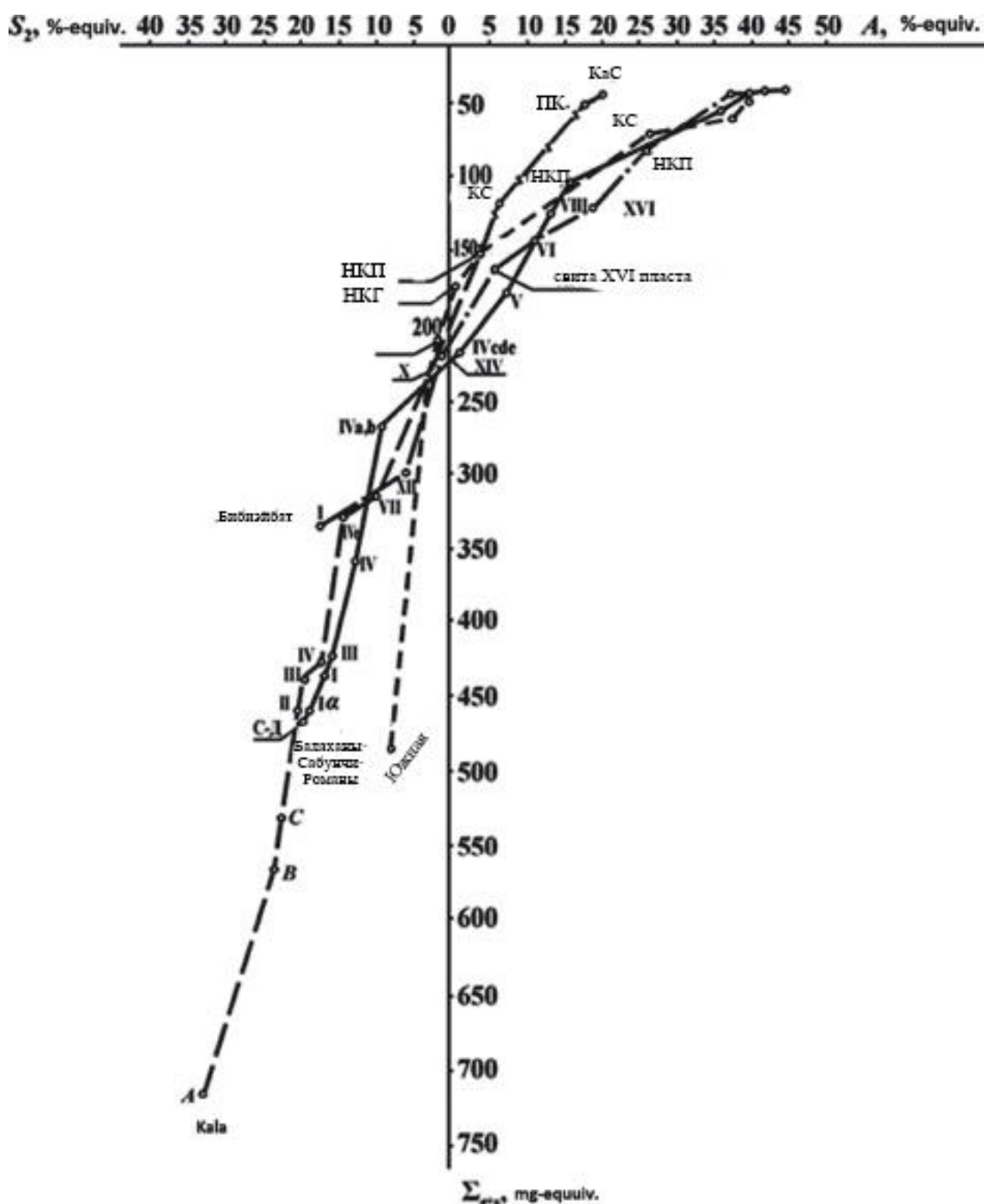


Рис. 2.8. Южно-Каспийская впадина. Изменения компонентного состава подземных вод продуктивной толщи в зависимости от величины их общей минерализации

Первая из указанных особенностей широко известна в геологической литературе под названием гидрохимическая инверсия.

В региональном плане отмечается последовательное увеличение степени концентрированности и жесткости подземных вод в направлении погружения складчатости и, соответственно, ослабления дизъюнктивной дислоцированности отдельных поднятий (рис. 2.11).

Специфической чертой подземных вод среднего плиоцена является наличие в них сульфат-ионов. Содержание их (мг-экв/100 г) варьирует от «следов» до 22 мг-экв, закономерно возрастающая с ростом гипсометрической глубины (Н, м) (рис. 2.12, 2.13) (Мехтиев, Рачинский и Кулиев, 1984 г.; Рачинский и Ахундов, 1968 г.; Рачинский, 1973 г.; Рачинский и Алиев, 1973 г.) и подчиняясь зависимости $SO_4^{2-} = 1,02 \cdot 10^{-6} \cdot H^{1,831}$.

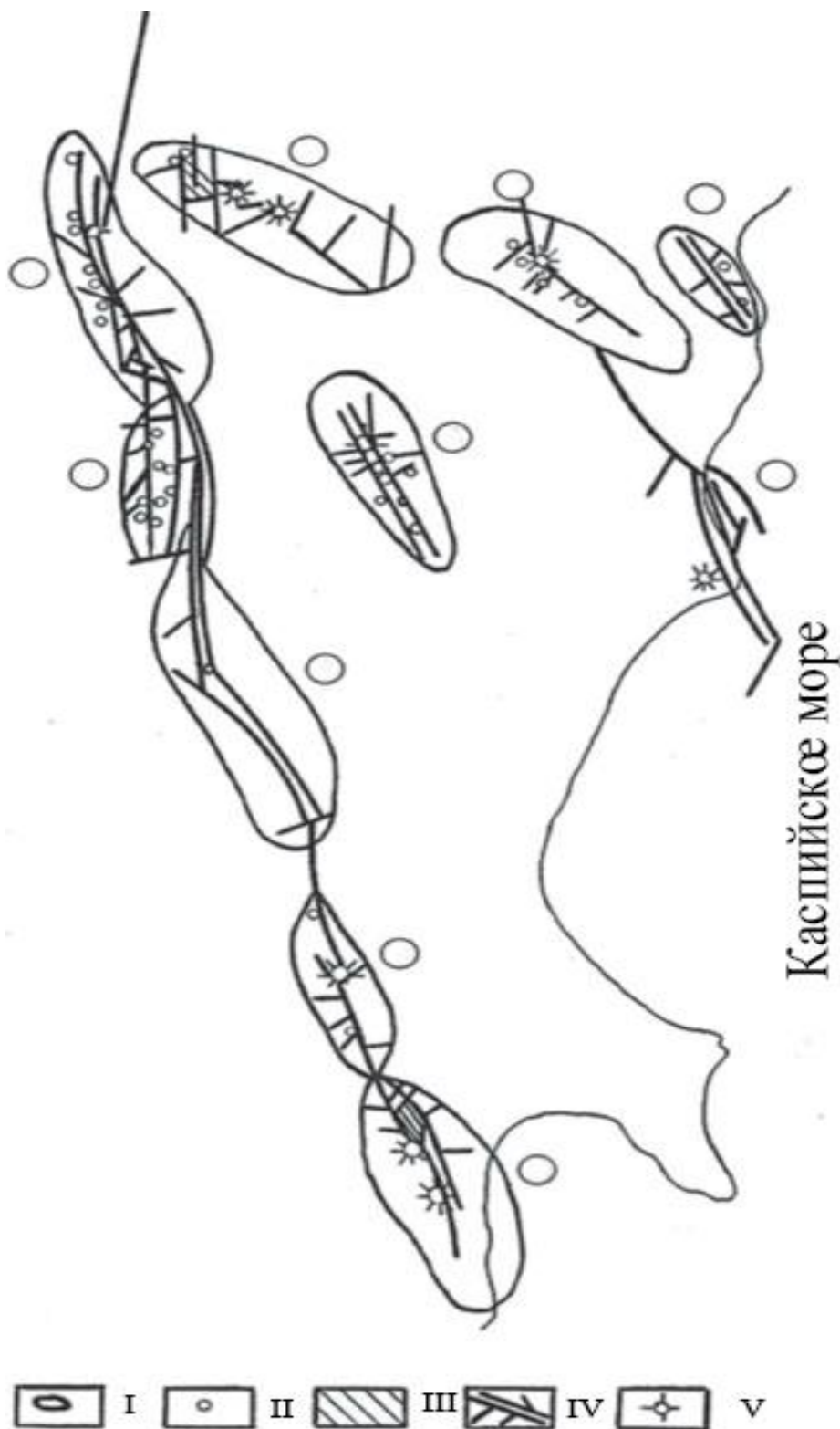


Рис. 2.9. Южно-Каспийская впадина. Карта проявлений щелочных вод в Нижнекурской депрессии: I – локальные структуры: 1 – Пирсагат, 2 – Калмас, 3 – Мишовдаг, 4 –

Агзыбир-Бяндован, 5 – Кюрсянгя, 6 – Кюровдаг, 7 – Карабаглы, 8 – Бабазанан, 9 – Хиллы, 10 – Нефтечала; II-III – скважины и их группы с проявлением щелочных вод; IV – основные тектонические нарушения; V – грязевые вулканы

Характерно при этом то, что верхней границей зоны постоянного присутствия сульфатов служит строго фиксированная гипсометрическая поверхность (-2300)-(-2500) м на западном борте впадины. (-1500)-(-1700) м на восточном, не связанная с конкретным стратиграфическим интервалом и литолого-минералогической разновидностью пород. Особенностью распределения сульфат-иона является также его ассоциация с водами гидрокарбонатно-натриевого типа (или с жесткими пластовыми смесями, в которых щелочная компонента составляет не менее 65-70 %) и рост содержания параллельно увеличению значений коэффициентов первичной щелочности (рис 2.14)

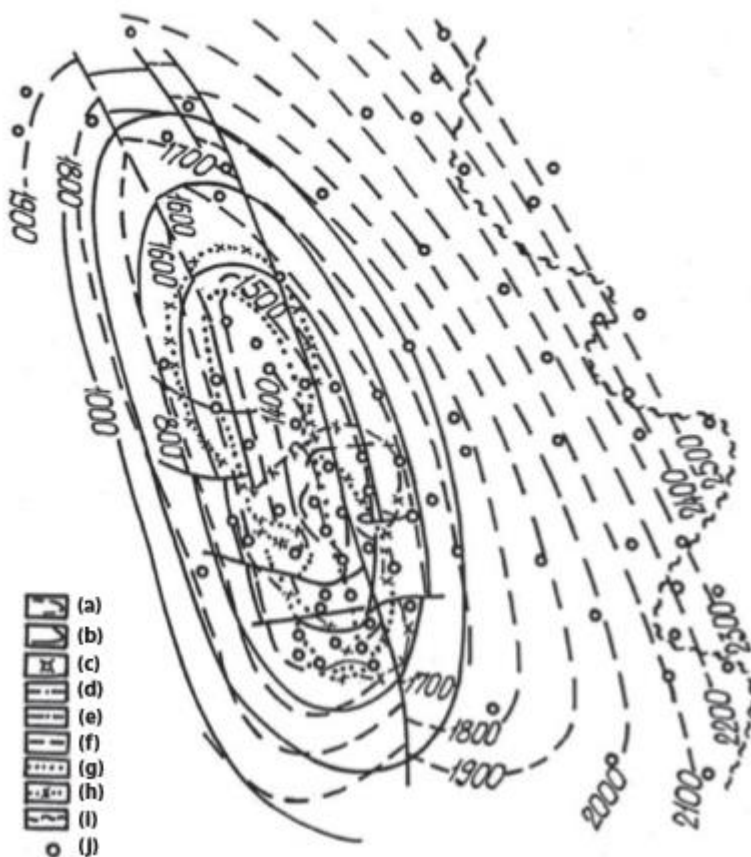


Рис. 2.10. Южно-Каспийская впадина. Месторождение Бибэйбат. Ареалы распространения хлоркальциевых и щелочных вод по площади в различных горизонтах: а- изогипсы структуры до кровле свиты КС; б – изогипсы структуры по кровле XII пласта; в – грязевой вулкан; ареалы распространения щелочных вод; г – по свите XI – XII пласта; д – по свите XII пласта; е- по свите XIII пласта; ж – по свите XIV пласта; з – по свите XV пласта; и – по свите КС; к – скважины;

Гидрохимическое, литолого-коллекторское и физико-химическое подобие геологических обстановок в пределах обоих бортов впадины при достаточно разнящемся температурном фоне позволяет считать, что различие в глубинах границ постоянного присутствия сульфатов в водах восточного и западного бортов и, соответственно, различие в условиях их сохранения от процессов микробиальной сульфатредукции, определяется преимущественным влиянием одного фактора-большой прогремостью недр восточного борта, которая обуславливает меньшую интенсивность здесь микробиологического сульфатовосстановления на значительно

более высоких по сравнению с западным бортом гипсометрических отметках (Рачинский, Алиев, 1973 г.).

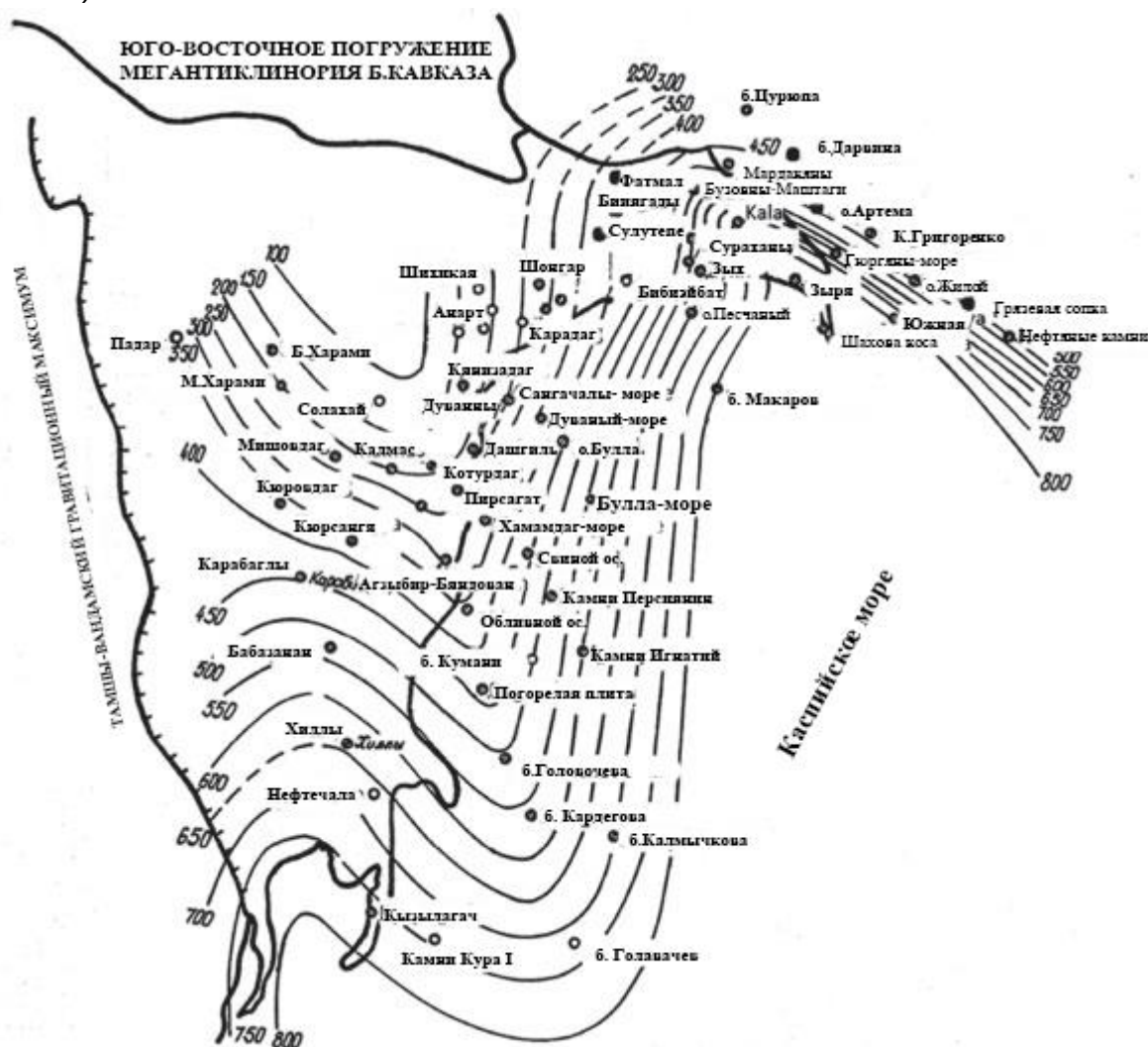


Рис. 2.11. Южно-Каспийская впадина (западный борт). Схематическая карта общей минерализации подземных вод сураханской свиты (по данным максимальной минерализации).

В свете сказанного очевидно, что концентрация сульфатов в водах среднего плиоцена является функцией глубины их залегания опосредованно и регулируется в основном температурными условиями, соответствуя уравнению $SO_4^{2-} = 0,63 \cdot 10^{-6} \cdot t^{3,474}$. Характерно в этом плане, что в пределах обоих бортов граница распространения сульфатов определяется температурным диапазоном 65-70 °С, соответствующим граничным условиям активного функционирования сульфатовосстанавливающей микрофлоры (рис. 2.15) (Кузнецов, Иванов, Ляликов, 1962 г.). Транзитное прохождение осадков через зоны умеренных температур, осуществлявшееся в ходе геологической истории среднего плиоцена, минерализация вод от 20 до 250 г/л, рН, равное 4,8-8,2, и Eh, равное (+115)-(-400) мВ; наличие большого количества нефти, газа, воднорастворенной и дисперсно рассеянной органики благоприятствовали течению процессов микробальной сульфатредукции в названном комплексе в продолжении всего цикла его геологического развития.

Сочетание перечисленных обстоятельств не могло, естественно, обеспечить сохранность в седиментогенных водах сульфатов-реликтов морских вод бассейна осадконакопления. О том же свидетельствует и практически повсеместное присутствие во всех

интервалах среднеплиоценового разреза аутигенного пирита (Смирнов, 1980 г.; Султанов, 1958 г.); являющегося индикатором широкого распространения восстановительной обстановки на диагенетической стадии литогенеза.

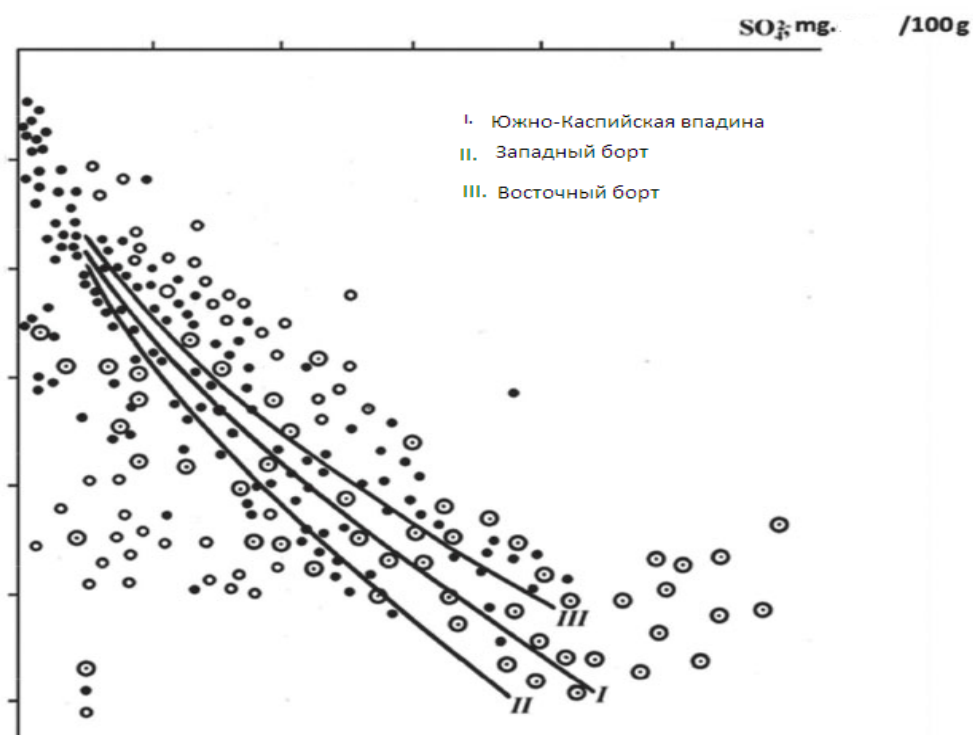


Рис. 2.12. Южно-Каспийская впадина. Зависимости между содержанием сульфат-иона в подземных водах, глубиной объектов притока и типом залежей: 1 – газоконденсатные залежи, 2 – нефтяные залежи, 3 – непродуктивные объекты;

Рассмотрение других теоретически возможных механизмов появления сульфатов в подземных водах, как-то: инфильтрация в породы-коллекторы поверхностных вод, несущих в своем составе сульфат-ионы, деятельность тионовых микроорганизмов, окисляющих скопления сульфидов и самородной серы; выщелачивание соленосных пород и толщ (эвапоритовые формации) фильтрующимися водами; внедрение в данный интервал чуждых ему вод, обогащенных сульфатами, показало, что в применении к конкретным условиям Южно-Каспийской впадины первые три механизма малореальны. Основанием для такого заключения служат: малая вероятность современной инфильтрации метеогенных вод в среднеплиоценовый комплекс; отсутствие в нем аллотигенных серосодержащих соединений, зон свободного водообмена и аэрирования подземных вод как основных условий функционирования тионовых бактерий; типично молассовых характер разреза (Багир-Заде, 1969 г.; Багир-Заде, Керимов и Салаев, 1988 г.; Султанов, 1958 г.).

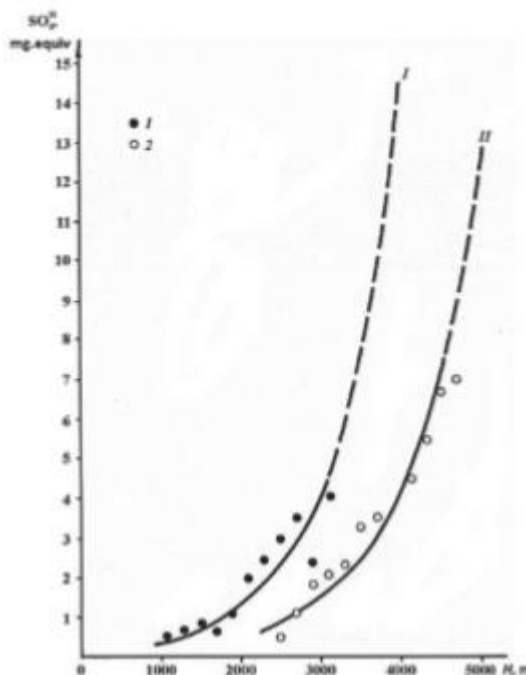


Рис. 2.13. Южно-Каспийская впадина. Зависимость между содержанием сульфат-иона в подземных водах и гипсометрической глубиной: 1 – восточный борт впадины, 2 – западный борт впадины.

Отмеченная выше ассоциация сульфатов с гидрокарбонатно-натриевым типом вод, насыщение разрезов локальных структур смесями сингенетичных хлоркальциевых рассолов с внедрившимися щелочными водами, закономерности пространственного распространения последних и др. (см. ниже) определяют возможность признания в качестве основного механизма появления и накопления SO_4^{2-} в водной среде инъекцию в среднеплиоценовый комплекс инородных сульфатсодержащих вод (Рачинский, 1973 г.; Рачинский и Алиев, 1973 г.).

На участках разреза, где пластовые температуры не препятствуют деятельности сульфатредуцирующих бактерий, сульфат-ионы сформировавшихся водных смесей восстанавливаются и удаляются из их состава; в зонах, характеризующихся температурами выше 70-80 °С, они сохраняются, обуславливая в количественном отношении функциональную связь с динамикой температурных показателей и масштабами осуществленной инъекции нижних вод.

Реальность описанного механизма в условиях Южно-Каспийской впадины обосновывается данными экспериментальных исследований, установивших возрастание концентраций сульфатов в процессе отжатия поровой и выделения конституционной вод из уплотняющихся глин по мере роста прилагаемых давлений и температуры (до 16-20 мг-экв в термобарической обстановке, соответствующей глубинам до 12-15 км) (Котов, Ермолаев и Федотова, 1973 г.).

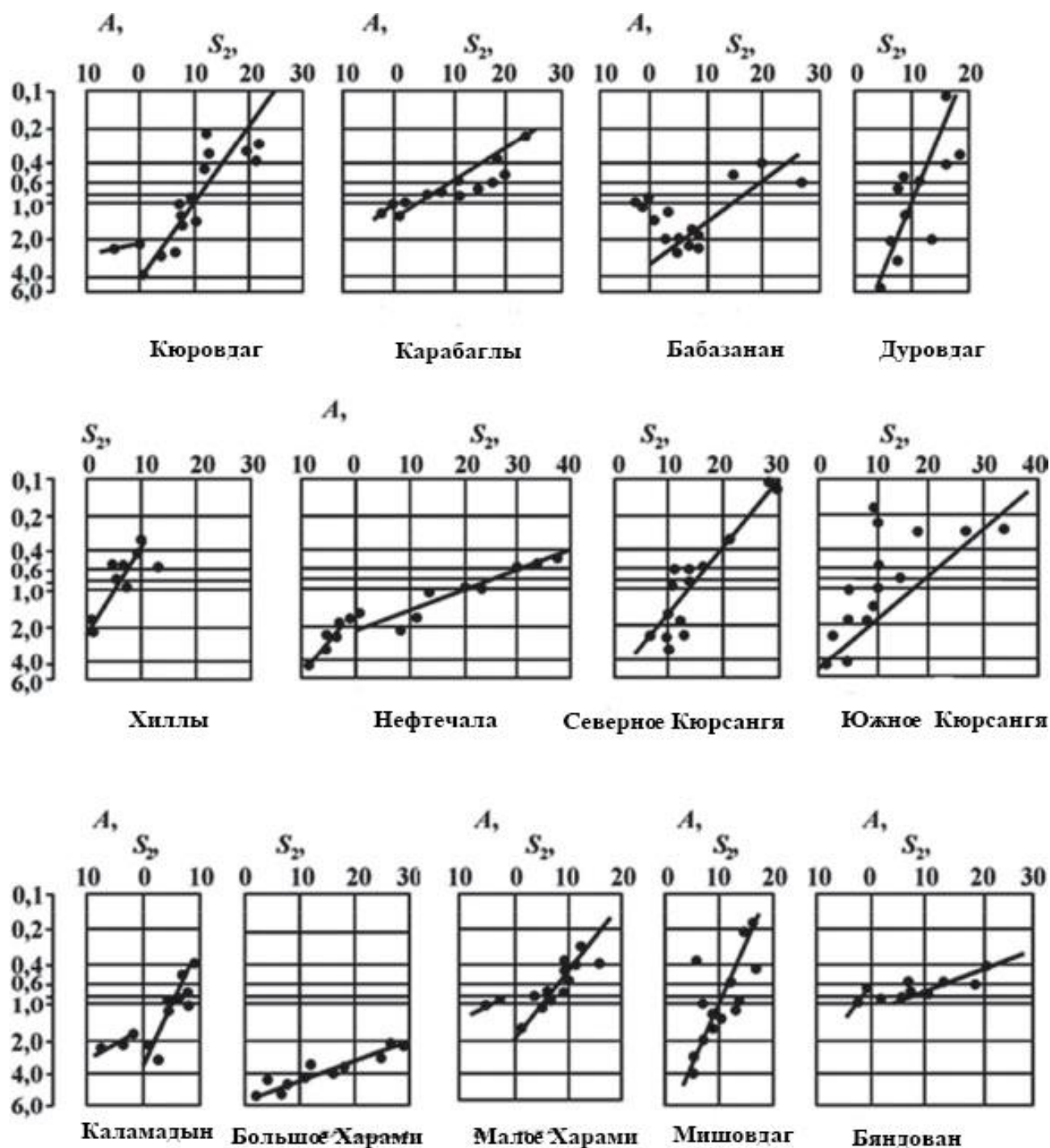


Рис. 2.14. Южно-Каспийская впадина. Зависимость между содержанием сульфат-иона в подземных водах продуктивной толщи Нижнекуринской депрессии и их коэффициентами первичной целостности и вторичной солёности

Остановимся на распределении общей минерализации подземных вод в разрезах месторождений региона.

Отмеченное выше уменьшение минерализации вод сверху вниз по разрезам присводовых зон площадей Южно-Каспийского региона, сопровождаемое сменой их типа от хлоркальциевого через хлормagneиный, сульфатнонатриевый до гидрокарбонатно-натриевого имеет диапазон колебаний в Апшеронской области 800-30 мг-экв (228-68,6 г/л), в Нижнекуринской депрессии и Бакинском архипелаге- 700-40 мг-экв (200-11,4 г/л), в Прибалханской зоне поднятий-840-60 мг-экв (240-17,1 г/л).

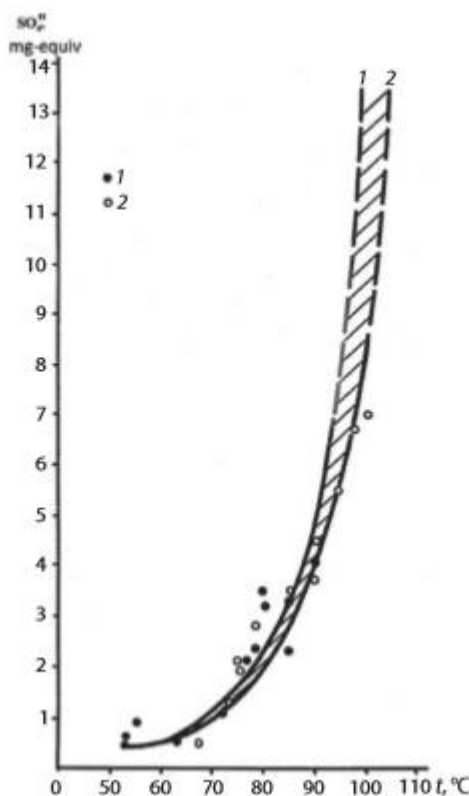


Рис. 2.15. Южно-Каспийская впадина. Зависимость содержания сульфат-иона в подземных водах от пластовой температуры объектов притока: 1 – восточный борт, 2 – западный борт

При этом характерным является то обстоятельство, что изменение минерализации происходит вполне закономерно и подчинено определенному закону (рис. 2.16) (Рачинский, 1970 г.).

Наличие четкой зависимости между глубиной залегания и минерализацией подземных вод однозначно указывает на связь последней только с геолого-физическими условиями конкретных месторождений, поскольку невозможно представить такой природный процесс последовательного изменения минерализации и ионно-солевого состава вод бассейна седиментации, результатом которого явились бы подземные воды, подчиняющиеся столь определенной закономерности. Это тем более маловероятно, поскольку резкие изменения минерализации и состава вод происходят не только в разрезе всей среднеплиоценовой толщи в целом, но и зачастую в разрезе и по площади только одной свиты характеризующейся постоянством условий своего осадконакопления.

В качестве примеров вариаций по вертикали можно привести Балаханы-Сабунчи-Раманинское месторождение, где минерализация вод в сабунчинской свите колеблется от 435 мг-экв во II горизонте до 220 мг-экв в IV_{cde}; месторождение Карачухур где минерализация в балаханской свите уменьшается от 260 в V горизонте до 155 мг-экв в IX; месторождение Бузовны-Маштаги, где в различных объектах кирмакинской свиты минерализация изменяется в диапазоне 60-40 мг-экв и др. (Ахундов, Мехтиев, Рачинский, 1976 г.)

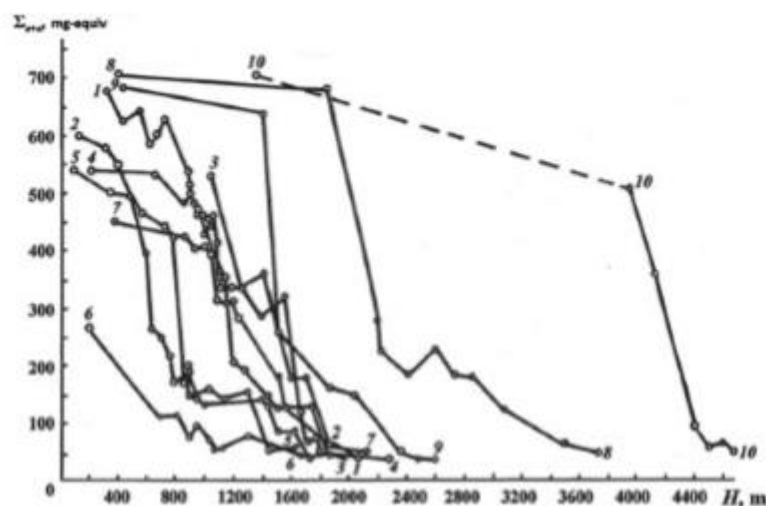


Рис. 2.16. Южно-Каспийская впадина. Зависимости общей минерализации подземных вод продуктивной толщи Апшеронского полуострова от гипсометрической глубины их залегания. Месторождения: 1 – Кала, 2 – Сураханы, 3 – Бузовны-Маштаги, 4 – Карачухур, 5 – Балаханы-Сабунчи-Раманы, 6 – Локбатан, 7 – Бибиэйбат, 8 – о.Песчаный, 9 – Зых, 10 – Зыря

Резкие изменения минерализации вод по площади одного стратиграфического интервала в условиях непосредственной близости месторождений друг к другу подтверждаются многочисленными картами минерализации по отдельным свитам и горизонтам разреза Апшеронской и других областей (см. рис. 2.9) (Ахундов, Мехтиев, Рачинский, 1976 г.). На этих картах, как правило, интенсивное сгущение изоминер происходит на относительно небольшой площади. В качестве примера вполне достаточно привести данные по НКГ свите месторождений Кала и Зыря (расстояние 12 км), где минерализация вод в первом случае составляет около 180 мг-экв, а во втором – 500 мг-экв; месторождения Карачухур и Сураханы (расстояние 5 км), где в V горизонте минерализация составляет соответственно 260 и 200 мг-экв и др. (Рачинский, 1970 г.).

С целью определения характера, формы, степени и тесноты связи между минерализацией пластовых вод и глубиной их залегания в плиоцене Апшеронской области была проведена статистическая обработка этих показателей по 143 объектам 10 месторождений. По результатам выполненных расчетов установлено, что во всех случаях связь между переменными имеет криволинейный характер со значениями коэффициентов корреляции (-0,88)-(-0,99). В то же время следует иметь в виду, что если бы в плиоценовом комплексе района распределение подземных вод по минерализации и солевому составу являлось только функцией стратиграфической приуроченности или гипсометрической глубины их залегания (каких-либо физико-химических процессов, так или иначе ими обусловленных), то на различных площадях одним и тем же стратиграфическим интервалам и гипсометрическим отметкам отвечали бы воды единого гидрохимического облика. Однако, как это видно из вышеизложенного и рис. 2.16, такая картина не наблюдается.

Обработка этих же данных по всем месторождениям в совокупности дала следующие результаты: коэффициент корреляции (-0,56), корреляционное отношение -0,62, ошибка коэффициента корреляции с вероятностью 0,997 (трехсигмовый предел) составляет $\pm 0,174$. С учетом возможной ошибки наименьшее значение коэффициента корреляции может быть примерно (-0,39), что равносильно отсутствию связи. Относительно невысокие значения коэффициента корреляции и корреляционного отношения, наряду с относительно высокой

возможной погрешностью, не придают зависимости минерализации от гипсометрической глубины залегания подземных вод достаточно убедительный характер.

Иная картина наблюдается при корреляции минерализации вод с глубиной их залегания, отсчитываемой от подошвы продуктивной толщи вверх по разрезу. В этом случае коэффициент корреляции составляет $(-0,86)$, корреляционное отношение – $0,95$, и ошибка коэффициента корреляции с вероятностью $0,997$ составляет $\pm 0,065$. Эмпирическая кривая регрессии минерализации грунтовых вод по глубине показана на рисунке 2.17 (Рачинский, 1970 г.).

Внешний вид кривой и высокие значения рассчитанных статистических параметров указывают на вполне достоверную пропорциональную корреляцию между соленостью пластовой воды и расстоянием водонасыщенных интервалов от основания последовательности среднего плиоцена. Эта корреляция, как показано на рисунке 2.17, может быть аппроксимирована полиномом, превышающим вторую степень.

Подобная форма связи является, по-видимому, следствием того, что изменение минерализации вод по разрезу среднего плиоцена и вышележащих интервалов является функцией многих переменных. К их числу, помимо основного фактора глубины, относятся величина удельной нефтенасыщенности объектов, проницаемость коллекторов, проводящая способность нарушений и гидравлические сопротивления по пути движения вод. Проведенная статистическая обработка и сопоставление количественных показателей зависимостей между минерализацией вод, гипсометрической глубиной их залегания и расстоянием от подошвы среднего плиоцена позволяют сделать вывод, что величина минерализации подземных вод в разрезе плиоценовых отложений Апшеронской нефтегазоносной области независит от стратиграфической принадлежности вод, а является (при прочих разных условиях) в основном функцией расстояния водовмещающих объектов от подошвы среднеплиоценовой толщи.

Особо следует отметить, что уменьшение минерализации в разрезах всех без исключения месторождений рассматриваемого региона начинается всегда от первого в разрезе сверху нефтегазонасыщенного объекта, независимо от его стратиграфического положения, будь то среднеплиоценовая продуктивная толща или перекрывающие ее акчагыльский и апшеронский ярусы, т.е. инверсия минерализации охватывает не только объекты среднего плиоцена, но и вышележающие отложения при обязательном условии их насыщения углеводородами.

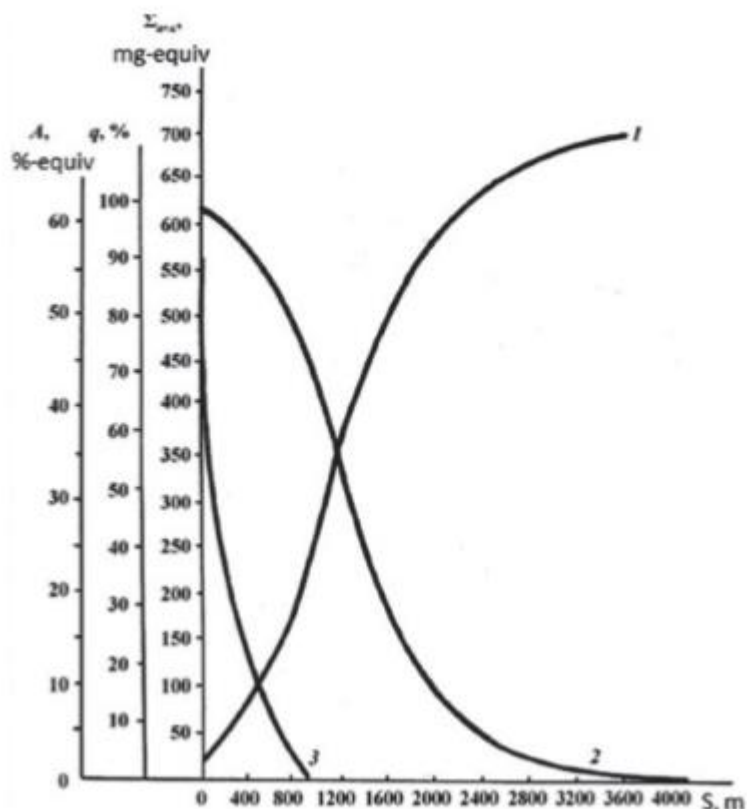


Рис. 2.17. Южно-Каспийская впадина. Зависимости минерализации, содержания в пластовых смесях щелочного ингредиента, значений коэффициента первичной щелочности подземных вод от расстояния водовмещающих объектов от подошвы продуктивной толщи 1 – линия регрессии $\Sigma a + k = f(S)$; 2 – линия регрессии $q = f(S)$; 3 – линия регрессии $A = f(S)$; S – расстояние от подошвы ПТ

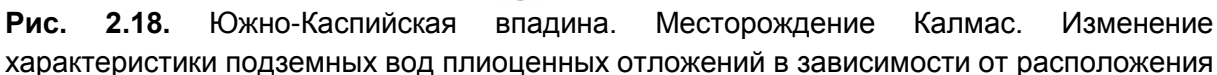
В качестве примеров можно привести месторождения Сураханы, Кала, Бибиэйбат, где уменьшение минерализации вод вниз по разрезу в обстановке его полного насыщения отмечается с апшеронского яруса, и месторождения о. Песчаный, Зых, Зыря, где обращенность гидрохимического профиля проявляется с различных горизонтов балаханской свиты, являющихся верхними границами нефтеносности на названных площадях.

Весьма характерно в этом плане месторождение Зыря, где разрез продуктивен лишь в нижнем отделе среднего плиоцена (с НКГ свиты). Здесь в вышезалегающей свите «перерыва» (балаханская свита) в условиях полного отсутствия углеводородов залегают воды с минерализацией 150-160 г/л (Мехтиев, Ахундов, Рачинский, 1970 г.). Соответствующие в других районах отложениям самих верхов среднего плиоцена (сураханской свиты), а в ряде случаев перекрывающим их акчагыльскому и апшеронскому ярусам. Небезинтересно отметить, что в пределах складки расстояние между указанными объектами составляет по вертикали 2000-2200 м. На названных последних трех месторождениях в непродуктивной части разреза (апшеронский и акчагыльский ярусы, сураханская и сабунчинская свиты) пластовые воды почти не отличаются друг от друга, тогда как на соседних месторождениях в условиях полного насыщения разреза (Сураханы, Кала) воды этих же интервалов резко различаются по величине общей минерализации и нередко по гидрохимическому типу.

Еще более контрастная картина имеет место на месторождениях антиклинальных зон Кюровдаг-Нефтечала (Нижнекуринская депрессия) и Сангачалы-море-о. Булла (Бакинский архипелаг) где закономерное снижение вниз по разрезу минерализации хлоркальциевых и

Приведенные данные четко определяют основную причину снижения минерализации и типы вод вниз по разрезу и в присводовых зонах локальных структур региона - секцию в верхние интервалы маломинерализованных гидрокарбонатно-натриевых вод из незалегающих отложений.

- в пределах Южно-Каспийской впадины уменьшение минерализации подземных вод в вертикальном разрезе локальных поднятий всегда сопровождается параллельным увеличением коэффициентов первичной и уменьшением коэффициентов вторичной солености в среде жестких вод и уменьшением коэффициентов первичной солености и возрастанием коэффициентов первичной щелочности в среде щелочных. Границей смены знака изменчивости коэффициентов первичной солености служит зона перехода типов вод (рис. 2.18);
- градиент концентрации подземных вод (изменение минерализации по толщине комплекса) в присводовых участках локальных структур



скважин по отношению к тектоническим нарушениям: 1 – акчагыльский и апшеронский ярусы; 2 – I горизонт; 3 – II горизонт; 4 – III горизонт.

$G_{\frac{w}{con}} = \Delta \Sigma_{a+k} / h_{PS(RS)}$ где $\Delta \Sigma_{a+k} = [(\Sigma_{a+k})^{\max} - (\Sigma_{a+k})^{\min}]$, $h_{PS(RS)}$ - толщина ПТ-КТ, - в целом по бассейну имеет пределы от 7,90 до 89,50 г / л / км; градиент их метаморфизации (изменение гидрохимического облика вод по толщине комплекса. $G_{\frac{w}{con}} = \Delta[(rN_{a+k})rCl] / h_{PS(RS)}$, где $\Delta[(rN_{a+k})rCl] = \Delta[(rN_{a+k})rCl]^{\max} - \Delta[(rN_{a+k})rCl]^{\min}$, - изменяется в диапазоне от 0,053 до 0,896 1/ км (Таблица 11.3). Очевидно, что минимальные значения градиентов характеризуют обстановку выравнивания минерализации и состава по вертикальному разрезу поднятий, максимальные-обратную тенденцию. Четкие прямые корреляции обоих градиентов со структурно-тектоническими параметрами складок-глубиной залегания поверхности ПТ-КТ ($T_{PS(RS)}$) и её толщиной ($h_{PS(RS)}$) и обратные- с показателями их дислоцированности: удельной разбитостью d_i и крутизной (интенсивностью) K_i поднятий, а также явные функциональные связи с геобарическими, геотемпературным, гидродинамическими режимами структур (см.ниже) утверждают существование в разрезе мощных субвертикальных перетоков флюидов в наиболее нарушенных зонах резервуаров ПТ-КТ;

- существующее в гидрогеологической литературе мнение о приуроченности гидрокарбонатно-натриевых вод исключительно к отложениям нижнего отдела среднего плиоцена является ошибочным-в ряде наиболее крупных месторождений щелочными водами помимо нижнего занята и значительная часть разреза верхнего отдела. Наряду с этим весьма часты также случаи, когда зона распространения жестких вод охватывает и часть нижнего отдела. Ареалы распространения щелочных вод последовательно возрастают сверху вниз по разрезам локальных поднятий (см рис. 2.10);
- существующие представления об обращенности гидрохимического профиля ПТ-КТ- «гидрохимической инверсии разреза», предполагающие охват явлением уменьшения общей минерализации (в отдельных случаях до 20-25 раз) и смены жестких вод щелочными сверху вниз по разрезу всей территории распространения комплекса, нуждаются в существенном уточнении-указанные явления присущи исключительно максимально тектонически нарушенным (обычно присводовым) участкам локальных поднятий, зонам контактов диапиров с окружающими породами эруптивов грязевых вулканов и других нарушений сплошности пород. На далеких крыльях и периклиналях тех же поднятий, а также в разделяющих их мульдах и синклиналиях, находящихся в обстановке значительно меньшей тектонической дислоцированности, гидрохимический разрез имеет нормальный характер. т.е. с глубиной минерализация и жесткость подземных вод подчинены общей тенденции их постоянства или даже некоторого роста;
- в разрезах отдельных месторождений и нефтегазоносных областей состав (тип) подземных вод зависит исключительно от величины их общей минерализации. Подземным водам одной и той же степени концентрированности во всех районах соответствует примерно одинаковый состав;
- стратиграфическое и гипсометрическое положение зоны перехода типов вод, т.е. соотношение между жесткими и щелочными водами в стратиграфическом объеме какой-либо конкретной площади является функцией ее общей тектонической нарушенности на наиболее тектонически осложненных

площадах граница перехода жестких вод в щелочные занимает наиболее высокое стратиграфическое положение;

- в ныне существующем распределении вод по степени минерализации и ионно-солевому составу (гидрохимическим типам) в вертикальном разрезе месторождений важную роль играет специфика их геологического строения, заключающаяся в различной морфологии дизъюнктивной дислокации в обоих отделах среднего плиоцена. В нижнем отделе толщи преимущественным развитием пользуются крупные продольные нарушения типа надвигов со значительной амплитудой смещения, распространены в основном относительно маломинерализованные щелочные воды или жесткие слабоконцентрированные пластовые смеси с повышенным содержанием щелочного ингредиента. В верхнем отделе, характеризующемся широким распространением поперечных нарушений типа взбросов и сбросов с весьма малыми амплитудами, сосредоточены основные запасы высокоминерализованных хлоркальциевых вод (Дурмишян, Рачинский и Малышева, 1971; Мехтиев и Рачинский, 1967г.).

Указанная связь гидрохимии с морфологией дизъюнктивов представляется принципиально важной, поскольку утверждает генетическую сопряженность химизма подземных вод со скважностью тектонических несогласий:

- проявления щелочных вод в интервалах разреза, где доминируют жесткие воды и воды с повышенной щелочностью в среде щелочных, как правило, связаны с зонами различных тектонических нарушений и приурочены к сводовым (наиболее осложненным дизъюнктивами) участкам локальных структур;
- проявления жестких вод в среде щелочных наблюдается обычно на далеких периклиналях и крыльях складок, характеризующихся значительно меньшей степенью дислоцированности; на участках проявлений щелочных вод в среде жестких с течением времени происходит закономерная смена типов вод от гидрокарбонатно-натриевого через сульфатнонатриевый и хлормагниевого до хлоркальциевого (III, V, VIa горизонты пл. Пути (Султанов, 1936 г.); V горизонт южного крыла Балаханы-Сабунчи-Раманинского месторождения, I, II, III горизонты пл. Калмас, I-VII горизонты пл. Кюровдаг, Нефтечала, Кюрсанта и др (Гинис, 1966 г.; Гурбанов, Молдавский и Рачинский, 1966 г.; Мустафаев, 1967 г.);
- в пределах локальных поднятий во всех горизонтах разреза по мере приближения к зонам проводящих тектонических нарушений минерализация подземных вод уменьшается, сопровождаясь параллельным снижением значений коэффициентов вторичной солёности в среде жестких вод и увеличением коэффициентов первичной щелочности в среде щелочных.

В качестве примера, подтверждающего указанную связь, на рис. 2.18 приведена зависимость между коэффициентами вторичной солёности и первичной щелочности и расстоянием скважин от тектонических нарушений по площади Калмас (Мехтиев, Ахундов, Рачинский, 1970 г.):

- в наиболее погруженных участках локальных поднятий и в разделяющих их межструктурных зонах распространены жесткие высокоминерализованные воды хлоркальциевого типа, сменяемые по мере приближения к контурам

современных залежей менее минерализованными пластовыми водами нередко иного генетического типа.

Сказанное подтверждается материалами табл. 2.6, где приведены сведения о проявлениях жестких вод на указанных участках складок в нижнем отделе среднего плиоцена Апшеронской нефтегазоносной области, насыщенном в пределах их приподнятых зон в основном щелочными водами:

- во всех интервалах разреза увеличение минерализации подземных вод всегда сопровождается ростом коэффициентов вторичной солености в среде жестких вод и уменьшением коэффициентов первичной щелочности в среде щелочных и, наоборот, уменьшение минерализации сопровождается соответствующим увеличением первичной щелочности и снижением вторичной солености;
- на всех площадях региона прослеживается четкая тенденция к увеличению минерализации и соответствующему изменению характеристик Пальмера в направлении от свода складок к их погруженным участкам;

Таблица 2.6 Районы и стратиграфические интервалы проявления жестких вод в среде щелочных в нижнем отделе среднего плиоцена Апшеронской нефтегазоносной области

Свита	Площади
ИКГ	Бузовны, Кала, Бибиэйбат
НКП	Нефтяные Камни, о. Артема, Гюргяны-море, Карадаг, Бибиэйбат
КС	Бингады (сев. кр.), Сураханы, Карачухур, о. Артема, Гюргяны-море, б.Дарвина, Кала, Зыря, Бибиэйбат, Хорасаны
ПК	Сураханы, Карачухур, о. Артема (сев. складка), Бузовны (сев. поле.), Бибиэйбат, Нефтяные Камни
КаС	Сухараны, Карачухур, Гоусаны, о. Песчаный, Южная, Нефтяные Камни, Грязевая Сопка, Бакинская мульда, Бина

- в среднеплиоценовой толще по отдельным структурам отмечается явное увеличение минерализации и уменьшение щелочности вод в направлении регионального погружения пластов (табл. 27, см, рис. 2.11);
- в различных (даже близко расположенных) районах и площадях на одних и тех же стратиграфических уровнях залегают воды, резко различающиеся по минерализации и типу (особенно в верхнем отделе среднего плиоцена);
- во всех стратиграфических интервалах среднего плиоцена контурные и подошвенные воды промышленных залежей нефти характеризуются

несколько повышенной минерализацией по сравнению с водами, залегающими в более погруженных участках локальных структур;

- в процессе разработки минерализация подземных вод чаще всего испытывает тенденцию к снижению в первый период, сменяемому на более поздних стадиях последующим (постоянным до определенного предела) ростом. Подобные вариации во времени свидетельствуют о существовании в продуктивных горизонтах специфической пластовой гидрохимической зональности: углеводородные скопления окаймляются узкой оторочкой относительно концентрированных вод, затем следует зона менее минерализованных вод и далее в наиболее погруженных участках складок-распространены высокоминерализованные водные разности.

Притоки подземных вод из *верхнеплиоценовых* отложений (апшеронский ярус) получены на Апшеронском полуострове (месторождения Балаханы-Сабунчи, Сураханы, Карачухур, о. Песчаный, Кала, Зыря, Бибиэйбат), в Нижнекуринской депрессии (месторождения Кюровдаг, Карабаглы, Бабазанан, Хиллы, Нефтечала, Каламадын, Б. Харамы, Мишовдаг, Калмас, Кюрсангя, Пирсагат, пл. Хыдырлы), в Прибалханской (месторождения Челекен, Небитдаг, Котуртепе, Барсагельмес, Банкали, Бурун), Урунджук-Боядагской (пл. Кумдаг, Боядаг) и Гораньдаг-Чикишлярской (пл. Гораньдаг, Окарем, Адам-Кудук и др.)

В зонах поднятий на Апшеронском полуострове, в восточной части Прибалханской, на Урунджук-Воядагской и Гограньдаг-Чикишлярской зонах поднятий в указанном интервале почти повсеместно распространены хлоркальциевые рассолы с минерализацией 350-760 мг-экв (100-217 г/л). Воды яруса практически бессульфатны, содержат малое количество карбонатов (0,1-2 мг-экв) и характеризуются преобладанием ионов магния над кальцием. Коэффициенты первичной солености находятся в диапазоне 70-80 %-экв, вторичной солености-18-27 % экв, вторичной щелочности 0-2 %-экв.

В Нижнекуринской депрессии и западной части Прибалханской зоны преобладает также распространение хлоркальциевых рассолов, однако наряду с ними иногда встречаются менее минерализованные хлормagneиные и щелочные разности, проявлявшиеся в виде обособленных пятен. Воды названных типов, как правило, локализируются на наиболее осложненных

Карадаг	39 00	81.8	5.1	-	-	-	-	71.4	19.0	-	-	-
Ашперонский архипелаг												
К. Григоренко	-	-	-	80 0	117.0	7.1	10 00	110. 0	8.0	12 00	97.0	1 0. 3
О. Жилой	-	-	-	48 0	66.0	24.8	60 0	51.0	32.0	85 0	62.0	2 8. 0
Грязевая Сопка	36 0	150. 0	5.0	58 0	82.0	18.0	72 0	106. 0	12.0	90 0	80.0	1 8. 0
Нефтяные Камни	45 0	91.2	4.6	65 0	82.4	14.2	80 0	81.2	20.3	97 0	40.8	3 1. 8
Б.Дарвина	90 0	156. 2	-3.0	10 50	85.0	20.0	12 00	90.0	14.0	-	-	-
О. Артема	50 0	198, 8	-2,6	65 0	80.0	25.0	80 0	53.0	32.0	-	-	-
Гюргяны- море	13 00	145, 6	-2.2	15 00	100.0 0	10.0	19 00	47.0	35.0	21 00	38.0	4 2. 0
Южная	34 40	165, 0	3.0	36 50	120.0	7.0	38 00	48.8	17.0	39 50	44.0	2 2. 0
Нижнекуринская впадина												
	I горизонт ПТ			II горизонт ПТ				III горизонт ПТ		IV горизонт ПТ		
Кюровдаг	20 00	136. 4	S ₂ — 11.0	21 20	122.8	S ₂ — 8.7	22 80	78.0	S ₂ —5.3	24 30	63.0	S ₂ — 4. 2
Карабаглы	29 00	75.0	S ₂ — 7.0	30 50	58.0	S ₂ — 5.8	32 00	64.0	S ₂ —6.3	33 40	67.0	S ₂ — 6. 4
Бабазанан	37 0	106. 0	S ₂ — 4.4	47 0	159.6	S ₂ — 7.3	58 0	178. 8	S ₂ —8.2	73 0	113.6	S ₂ — 5. 2

Хиллы	90 0	175. 2	S ₂ – 8.0	10 20	114.4	S ₂ – 5.3	11 30	150. 2	S ₂ –6.9	12 40	79.6	S 2– 3. 6
Нефтечала	96 0	264. 0	S ₂ – 21.1	10 80	167.8	S ₂ – 11.3	11 90	201. 8	S ₂ – 14.4	13 00	150.0	S 2– 8. 3

дизъюнктивами участках, в районах местоположения грязевых вулканов, в зонах поверхностных нефтегазоводопроявлений и промышленного углеводородного насыщения. Минерализация этих вод варьирует от 30 до 440 мг-экв (8,6-126 г/л); коэффициенты первичной солености составляют 42-92 %-экв, вторичной солености (в жестких водах) -5-57 %-экв, вторичной щелочности- 0,044 %-экв, первичной щелочности (в гидрокарбанатнонатриевых водах) 2-7 %-экв.

Характеристика подземных вод апшеронского яруса приведена в табл. 2.1. В региональном плане отчетливо устанавливается последовательный рост минерализации и метаморфизации подземных вод яруса в направлении общего погружения складчатости и ослабления дислоцированности комплекса (рис. 2.19).

В распределении состава и минерализации вод по площади локальных поднятий также фиксируется ряд четких закономерностей. Во всех районах в направлении от сводовых участков структур к их периферийным зонам возрастают концентрация вод, содержание ионов хлора, кальция и магния-максимальные значения показателей характеризуют далекие законтурные области пластов (соответственно, присводовые участки характеризуются минимальными значениями);

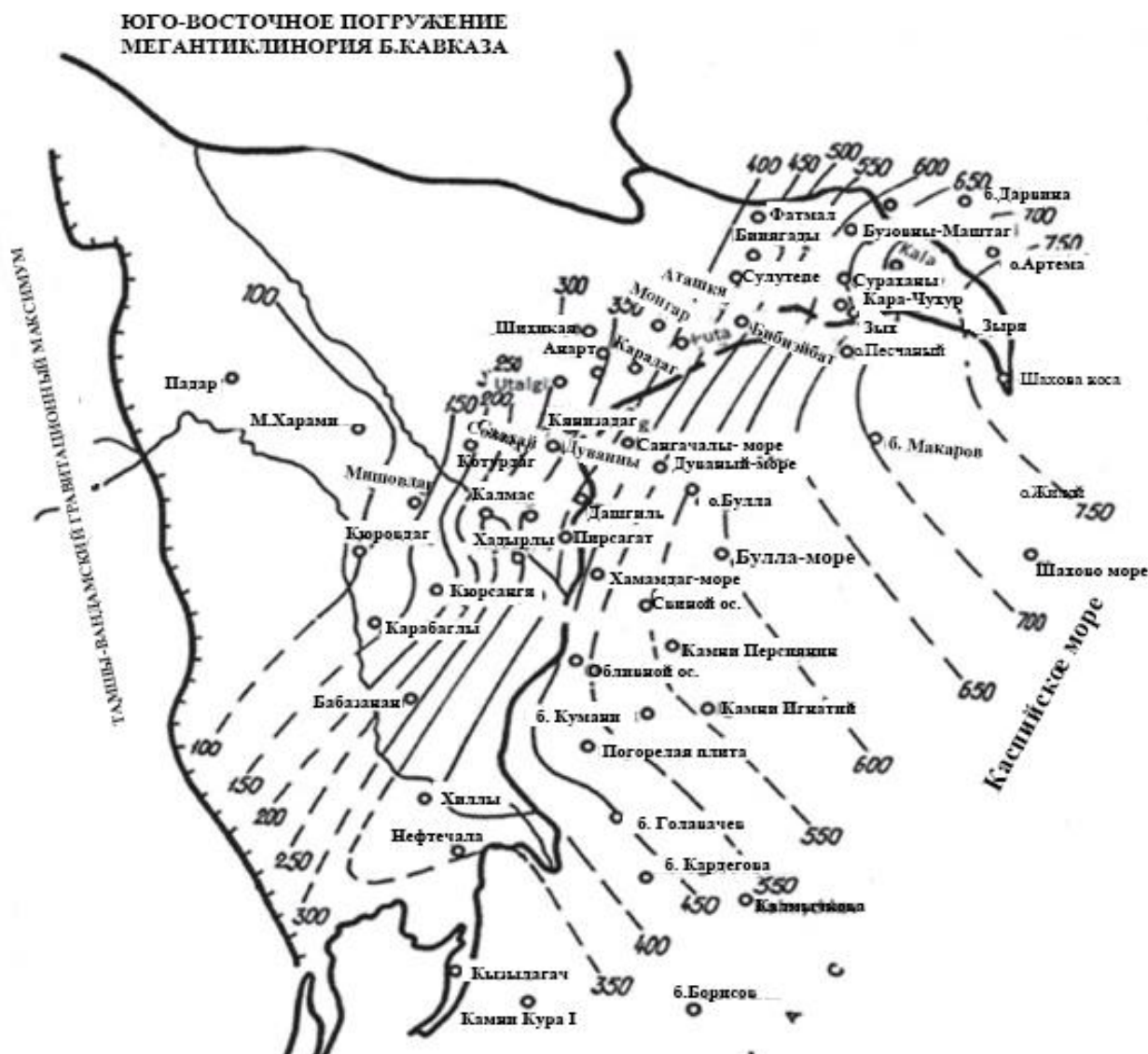


Рис.2.19. Южно-Каспийская впадина (западный борт). Схематическая карта общей минерализации подземных вод апшеронского яруса

В противоположном направлении увеличиваются общая щелочность, сульфатность и содержание натрия. Согласно указанным зависимостям ведут себя и характеристики Пальмера - в повышенных частях складок коэффициенты вторичной солёности понижены, а первичной солёности и вторичной щелочности максимально высоки.

Так как в апшеронских отложениях углеводородное насыщение проявляется только в сводовых, наиболее нарушенных дизъюнктивной тектоникой зонах локальных поднятий и имеет явно вторичное происхождение (Апресов, 1947 г.; Горин и Буниат-Заде, 1971 г.; Мехтиев, Рачинский и Ахундов, 1966 г.; Мехтиев и Рачинский, 1967 г.; Потапов, 1954г.), связь между характером вод, тектоническими условиями структур, нефтегазоносностью и сообщаемостью продуктивных интервалов с залежами подстилающих отложений становится очевидной. Характерно, что на всех площадях зонам промышленного углеводородного насыщения соответствуют наименее минерализованные и с минимальными значениями коэффициентов вторичной солености подземные воды.

Описанное распределение минерализации и ионно-солевого состава вод по площади отдельных структур свидетельствует, по аналогии с продуктивной толщей среднего плиоцена,

об определяющем влиянии на формирование современной локальной гидрохимической зональности в апшеронском ярусе вертикальных перетоков менее минерализованных и с меньшими значениями коэффициентов вторичной солености вод из подстилающих отложений. Сопоставлением вод Нижнекуринской депрессии и Апшеронского полуострова установлено относительное подобие ионно-солевого их состава при почти вдвое разнящейся минерализации.

Это положение интерпретируется как следствие значительного опреснения подземных вод в Нижнекуринской депрессии, вызванного влиянием Палеокуры, Палеоаракса и Палеопирсагата на условиях седиментации апшеронских отложений в гидрохимическую среду осадконакопления.

2.1.1.2. О механизме формирования ионно-солевого состава, минерализации подземных вод и природе обращенности гидрохимического разреза региона

Изучением проблемы формирования солевого состава и минерализации подземных вод и причин, обуславливающих обращенность гидрохимического профиля региона (в основном плиоценовых отложений), занимались многие исследователи, высказавшие самые различные мнения и гипотезы.

В качестве главных механизмов рассматривались:

- различия в литологическом составе водовмещающих пород; процессы катионного обмена между породами и подземными водами;
- выщелачивание обогащенных солями заглинизированных пород в процессе фильтрации вод;
- палео- и современная инфильтрация метеогенных поверхностных вод в интервалы разреза, заполненные ныне щелочными водами;
- прогрессирующее во времени осолонение бассейна седиментации плиоцена;
- глубинное питание среднего плиоцена за счет проникновения инфильтрогенных пресных вод из меловых отложений;
- конденсационно-дистилляционные явления;
- процессы сульфатредукции, сопровождающиеся генерацией карбонатов, преобразующих гидрохимический облик водной среды.

Критический анализ указанных гипотез и мнений показывает (Рачинский, 1983 г.), что в их рамках не представляется возможности осветить происхождение «переходных» вод, связь ионно-солевого состава и минерализации вод с расстоянием водовмещающих объектов от подошвы среднего плиоцена, закономерности пространственного распределения вод в зависимости от положения скважин на структуре, от литолого-коллекторских и тектонических особенностей конкретных площадей и районов, причины повсеместной приуроченности гидрокарбонатно-натриевых вод к зонам развития дизъюнктивов, генетическую связь углеводородного насыщения с присутствием щелочных вод и др.

Учитывая гидрохимическую общность всех - от готерива и выше- водоносных интервалов разреза на примере наиболее изученных плиоценовых отложений - ниже рассмотрим схему формирования гидрохимической зональности в мезокайнозойе, находящуюся в соответствии с перечисленными моментами.

«Переходные» воды и их генезис как показатели процессов формирования ионно-солевого состава и минерализации подземных вод (Мехтиев, Рачинский, Ахундов, 1966 г.;

Мехтиев, Рачинский, 1967 г.; Мехтиев, Ахундов, Рачинский, 1970 г.). Смена вниз по разрезам месторождений хлоркальциевого типа вод на гидрокарбонатно-натриевый осуществляется, как отмечалось выше, через переходные зоны характеризующиеся специфическим составом и минерализацией и охватывающие, как правило, несколько интервалов разреза (имеется в виду спорадическое проявление «переходных» вод в стратиграфических подразделениях, насыщенных водами иного химического облика). В этих зонах встречаются воды всех известных гидрохимических типов. В их составе всегда преобладает ионно-солевой комплекс первичной солёности (92-98 %-экв), а вторичная солёность или первичная щёлочность имеют минимальные значения (0-8 %-экв); вторичная щёлочность достигает 6-8 %-экв. Отличительной чертой «переходных» вод в средне-плиоценовом интервале является также определенная величина минерализации - не более 180-210 мг-экв (51,5-60 г (табл. 2.8, см, рис. 2.8). Своеобразны и условия их залегания во всех районах- они приурочены к независимой от стратиграфии гипсометрической зоне, отстоящей вверх по разрезу от подошвы среднего плиоцена на расстоянии 900-1200 м.

Формирование вод столь специфического состава и присутствие их только в достаточно узком диапазоне глубин не может быть объяснено ни одним из известных процессов метаморфизации исходных морских (иловых) вод и с химической точки зрения могут рассматриваться лишь как результат смешения жестких вод с щелочными. Это подтверждается наличием в переходных зонах в ряде случаев вод класса S_{1a} (Абрамович и др., 1934г.; Сулин, 1935г.). Характерно, что переход жестких вод в щелочные происходит в различных свитах и горизонтах при примерно одних и тех же значениях минерализации, т.е. переход вод из одного типа в другой осуществляется при определенном соотношении смешивающихся ингредиентов.

Механизм смещения вод представляется в следующем виде: при взаимодействии хлоркальциевых вод с гидрокарбонатно-натриевыми карбонаты щелочей вступают в обменную реакцию с хлоридами кальция и магния, что приводит к возрастанию коэффициентов первичной солёности и вторичной щёлочности и уменьшению вторичной солёности. В результате генерируются воды с значениями коэффициентов первичной солёности 92-99 %-экв и вторичной щёлочности 6-8 %-экв.

Присутствие в переходных зонах вод различных гидрохимических типов объясняется тем, что в ходе смешения образуются пластовые водные смеси с разными соотношениями исходных компонентов - создается гамма промежуточных «переходных» типов, образование каждого из которых определяется долей участия в смеси ее составляющих. При преобладании хлоркальциевого компонента формируются «переходные» хлоркальциевые и хлормagneиые воды, при превышении гидрокарбонатно-натриевых- «переходные» сульфатнатриевые и щелочные разности.

Только процессами смешения может быть объяснена и **зависимость химизма подземных вод от литолого-коллекторских свойств вмещающих пород**, выражающаяся в прямой связи между их глинистостью и величинами общей минерализации (Мехтиев, Рачинский, 1968 г.; Самедов, Ахундов, Рачинский, 1963 г.). При этом характерно, что увеличение минерализации вод на более заглинизированных участках всегда сопровождается изменением их ионно-солевого состава - ростом коэффициентов вторичной солёности в среде жестких вод или уменьшением коэффициентов первичной щёлочности в среде гидрокарбонатно натриевых. Обусловленность этой связи именно смешением следует из малой вероятности ее объяснения процессами катионного обмена (как известно, не приводящими к росту минерализации) и выщелачивания глинистых пород фильтрующимися водами (условия фильтрации находятся в обратной зависимости от глинистости).

Представляется, что щелочные воды, внедряясь в разрез по системе дизъюнктивов, развитой в основном в присводовых зонах поднятий, вытесняют сингенетичные хлоркальциевые

рассолы в погруженные участки структур, разделяющие их синклинали и зоны тектонических дрен, образуя по пути своего проникновения в пласты-коллекторы смеси вод с уменьшающимся в направлении падения пластов (и соответственно их глинистости) содержанием пришлового ингредиента. Поскольку процесс смешения регулируется проницаемостью (проницаемостью) пластов, то на участках с худшей проницаемостью возможности проникновения щелочных вод ограничены по сравнению с зонами, характеризующимися лучшей проницаемостью. Учитывая, что проницаемость и глинистость коллекторов связаны обратной зависимостью, следует считать, что влияние глинистости на состав и минерализацию вод среднего плиоцена определяется их проницаемостью.

В рассмотренном аспекте влияния литолого-коллекторских факторов на химизм подземных вод весьма симптоматичным является и то, что описанное выше снижение минерализации вод вниз по разрезам отдельных месторождений происходит не плавно и последовательно, а с отклонениями, сущность которых состоит в следующем: в продуктивной толще (свиты КаС, КС, НКГ) минерализация вод повышена, а в более песчаных (НКП, ПК)- понижена; первые соответствуют кровлям, а последние- подошвам ритмов осадконакопления. Таким образом, в кровле каждого ритма залегают более минерализованные воды, а в подошве - менее минерализованные. Отсюда можно сделать вывод, что изменение подземных вод по разрезу согласуется с ритмичностью осадконакопления, т.е. общей закономерностью формирования среднеплиоценовой толщи региона.

Наряду с влиянием проницаемости, весьма существенную роль в формировании площадной гидрохимической зональности играет литологическая изменчивость (неоднородность) разреза. Действие этого фактора аналогично влиянию проницаемости и также приводит к образованию тупиковых, слабопромытых щелочными водами, гидрохимических зон.

В качестве одного из многих фактических подтверждений изложенного можно привести данные по калинской свите месторождения Нефтяные Камни (Мехтиев и Рачинский, 1968 г.), представленные на рис. 2.20. Из рисунка видно, что между глинистостью коллекторов, с одной стороны, и их проницаемостью и минерализацией пластовых вод- с другой имеет место довольно четкая корреляция- с ростом глинистости уменьшается проницаемость и возрастает концентрация пластовых вод. Аналогичное явление имеет место в свите VII и в VIII горизонте площади Карадаг, где в ряде скважин, расположенных в зоне выклинивания коллекторов, получены воды повышенной минерализации и с весьма специфическим составом (коэффициенты первичной щелочности 1-5 %-экв, а в ряде случаев воды имеют даже жесткий характер), в то время как типично пластовые воды характеризуются пониженной минерализацией и являются щелочным (Мехтиев, Ахундов, Рачинский, 1970 г.).

Таблица 2.8. Параметры «переходных» вод в среднем плиоцене.

Площадь	Горизонт верхней границы перехода типов вод	Средняя глубина залегания, м	Расстояние зоны перехода от подошвы среднего плиоцена, м	Минерализация вод в зоне перехода, мг-экв	Коэффициент первичной солености, %- экв	Коэффициент первичной щелочности, %- экв	Содержание щелочного компонента в пластовой водной смеси, %
Кала	НКГ	1000	1200	180.0	96–92	0–3	78.4
Бузовны	НКГВ	1500	550	190.0	98–93	0–5	79.6
Зыря	НКП	4100	900	190.0	96–92	0–3	77.4
Сабунчи	IVcde	750	1125	217.0	95–93	0–3	71.0
Сураханы	IVe	1600	980	176.0	98–95	0–2	77.7
Карачухур	VI	1950	960	206.0	97–95	0–4	73.0
Зых	VIII	2400	1028	180.0	95–90	0–8	79.0
О. Песчаный	XB	2250	1211	186.0	98–91	0–8	75.6
Бибиэйбат	свита XIV пласта	1050	996	182.0	95–92	0–3	77.0
Нефтяные Камни	VIII	750	1150	220.0	95–92	0–6	70.3
Южная	НКП	3450	1100	187.0	96–93	0–3	73.5

Уместно отметить также, что в большинстве случаев на участках развития относительно концентрированных вод (на общем фоне менее

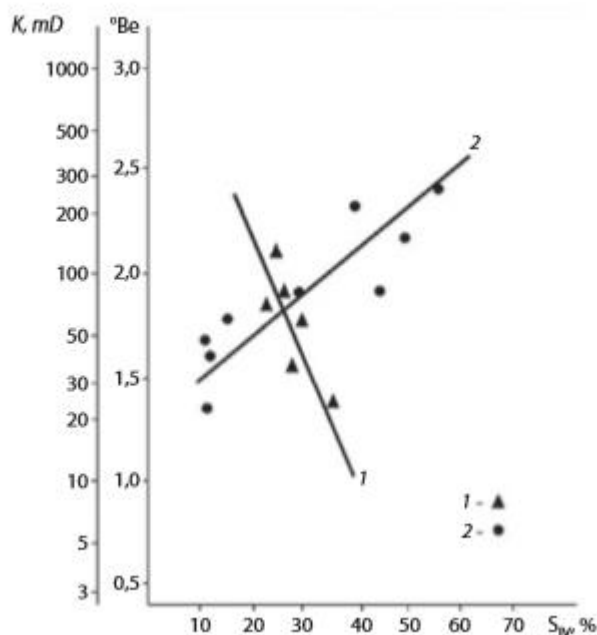


Рис. 2.20. Южно-Каспийская впадина. Месторождение Нефтяные Камни. Зависимость между содержанием в породе пелитовой фракции, ее проницаемостью и минерализацией подземных вод в калинской свите: 1 – значения проницаемости $R_{пр} = f(S_{IV})$; 2- значения $^{\circ}Be = f(S_{IV})$

минерализованных) продуктивность скважин, как правило, значительно ниже, что определяет, таким образом, связь химических показателей подземных вод с проницаемостью коллекторов. Совокупность описанных зависимостей и связей позволяет считать основным механизмом формирования ионно-солевого состава и минерализации подземных вод плиоцена региона смешение вод различных генетических типов и концентраций - жестких высокоминерализованных, сингенетичных плиоценовым отложениям и пришлых, существенно менее минерализованных, щелочных (Мехтиев, Рачинский и Ахундов, 1966 г.; Мехтиев и Рачинский, 1967 г.; Мехтиев и Рачинский, 1967; Раабен, 1978 г.; Рачинский и Мурадян, 1983 г.).

Выполненная известными методами расчета смесей (Маляров, Смолко, Огиль ви и др.) проверка положения о доминирующей роли инъекции в плиоценовый интервал ультращелочных вод (в качестве смешиваемых компонентов взяты сингенетичный вмещающим отложениям хлоркальциевый рассол сураханской свиты месторождения о. Песчаный (минерализация 724 мг-экв (206 г/л), коэффициент вторичной солёности- 17,9 %-экв) и щелочная вода грязевого вулкана Локбатан с минерализацией 35,8 мг-экв (10,2 г/л) и коэффициентом первичной щёлочности-59,2 %-экв-модель внедрившихся нижних вод) показала (Рачинский, 1970 г.), что, с одной стороны, подземные воды плиоцена действительно являются смесями исходных ингредиентов, и все они находятся в области, ограниченной двумя крайними составляющими смеси, а с другой- что переход жестких вод в щелочные всегда происходит при 70-80%-ном содержании в пластовой смеси гидрокарбонатно-натриевой компоненты (Ахундов, Мехтиев, Рачинский, 1976 г.; Рачинский, 1970 г.).

Статистическая обработка полученных расчетным путем данных о содержании в пластовых смесях пришлого щелочного компонента в функции расстояния от подошвы продуктивной толщи (см. рис. 2.17) показала, что во всех рассмотренных месторождениях и объектах количество щелочных вод в смесях закономерно убывает по мере увеличения расстояния от указанного уровня. Вычисленные для всего рассматриваемого комплекса

отложений в целом статистические показатели (коэффициент корреляции-0,87, корреляционное отношение-0,91 и трехсигмовый предел- $\pm 0,061$) свидетельствуют о существовании довольно тесной связи между коррелируемыми величинами.

Обращает на себя внимание также идентичность видов (математических форм) обобщенных кривых изменения минерализации пластовых вод и содержания щелочного компонента в смесях в функции расстояния от подошвы продуктивной толщи (см рис. 2.17). Указанные зависимости, как это видно из рисунка, отличаются друг от друга только знаком.

Это позволяет сделать вывод, что между минерализацией пластовых вод в плиоценовых отложениях и содержанием в них пришлого щелочного ингредиента существует объективная связь, выражающаяся в обратно пропорциональном изменении концентрации пластовых вод с ростом содержания щелочной составляющей. Аналогичные результаты были получены при экспериментальном моделировании процессов смешения, выполненном на двойных смесях естественных пластовых растворов месторождения Кала (Ахундов, Мехтиев, Рачинский, 1976 г.). В качестве исходных для смешения были взяты хлоркальциевая вода горизонта С (сураханская свита) с минерализацией 567 мг-экв (162 г/л), коэффициентом вторичной солёности 22,7 %-экв и щелочная вода свиты ПК с минерализацией 47 мг-экв (13,4), коэффициентом первичной щёлочности 32,9 %-экв (рис. 2.21). Из рисунка видно, что хлоркальциевый тип является весьма устойчивым и переход его в хлормagneиный и гидрокарбонатно-натриевый происходит при соотношениях хлоркальциевого и щелочного ингредиентов соответственно 25/75 и 15/85. Данные моделирования, так же, как и расчетные, показывают, что распределение вод в разрезе месторождения полностью отвечает закономерностям процессов смешения вод, а их гидрохимический облик в конкретных объектах является следствием различного долевого участия в пластовых смесях их исходных составляющих.

Идентичные в качественном отношении результаты были получены при соответствующих расчетах для готерив-датского и палеоген-миоценового интервалов в районах их вскрытия глубоким бурением- юго-восточное погружение мегаантиклинория Б. Кавказа, Кобыстан, Апшеронский полуостров (западная часть) (Ахундов, Мехтиев, Рачинский, 1976 г.).

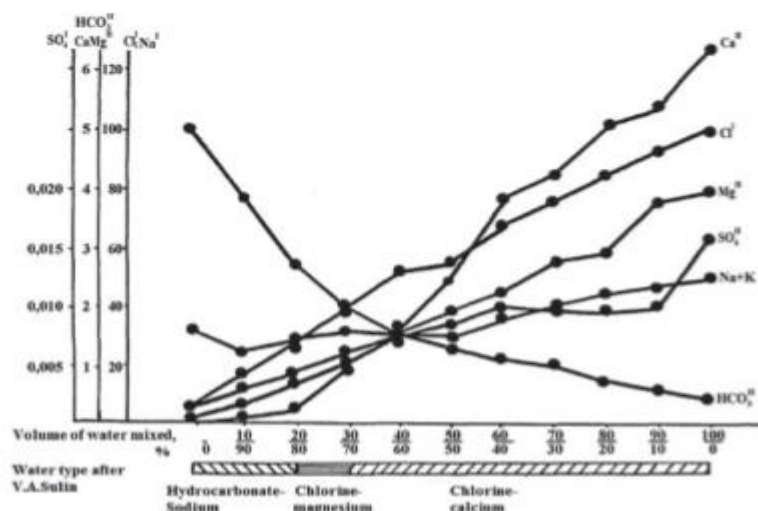


Рис. 2.21. Южно-Каспийская впадина. Месторождение Кала. Графики изменения ионно-солевого состава пластовых смесей при смешивании вод гидрокарбонатно-натриевого и хлоркальциевого типов

Приведенные данные по характеристике и закономерностям пространственного распределения подземных вод в сочетании с материалами по смешению их разнотипных разностей позволяют по совокупности гидрохимических показателей выделить в

мезокайнозонском разрезе бортовых обрамлении Южно-Каспийской впадины два крупных, резко разнящихся по химизму регионального фона, гидрогеологических этажа.

Среднеюрско-валанжинский, повсеместно насыщенный маломинерализованными гидрокарбонатно-натриевыми водами, и готерив-плиоценовый характеризующийся локальным присутствием в высокоминерализованной хлоркальциевой водной среде менее концентрированных щелочно-жестких и жесткощелочных пластовых водных смесей.

В соответствии с отличающимися в различных стратиграфических единицах вертикальными и площадными масштабами осуществленной инъекции щелочных вод, регулируемые в основном спецификой мощностей и литолого-коллекторской характеристик разреза и степенью скважности дизъюнктивов, мезокайнозойский стратиграфический объем бортовых зон региона может быть расчленен на среднеюрско-валанжинский, готеривский, палеоген-миоценовый и средне-верхнеплиоценовый водонапорные комплексы, характеризующиеся различной мерой присутствия в составе насыщающих их водных пластовых смесей пришлого гидрокарбонатно-натриевого компонента.

Фактические данные позволяют с новых позиций подойти к вопросу о характере и причинах обращенности гидрохимического профиля в бортовом обрамлении региона.

Пространственная ассоциация гидрокарбонатно-натриевых вод с участками развития дизъюнктивной тектоники, эруптивных аппаратов грязевых вулканов, зонами контакта крипто- и экзодиапировых образований с окружающими породами, участками литологических несогласий (гидрогеологические «окна») и т.п. свидетельствует о том, что относительно маломинерализованные щелочные воды в разрезах локальных структур готерив-плиоценового диапазона являются по существу гидрохимической аномалией инъекционного типа на общем фоне высокоминерализованных хлоркальциевых вод окружающей геологической среды, а сам постваланжинский интервал – областью напорных вод подстилающих отложений.

Приложение указанной схемы к разрезу Апшеронской нефтегазоносной области, где литологическая характеристика и мощность интервала от среднего плиоцена до валанжин-среднеюрского комплекса существенно не варьируют (Тектоника Азербайджана..., 1970 г.; Хаин, 1950 г.; Хенкина, 1961 г., 1981 г.), позволяет считать, что отмеченная выше фиксация зон перехода типов вод в разрезах отдельных структур на определенном гипсометрическом срезе от подошвы среднего плиоцена в значительной мере обусловлена примерно равными на всех месторождениях этого района гидравлическими потерями на пути внедрения из мезозоя пришлох щелочных вод (Рачинский, 1970 г.).

Описанные закономерности пространственного распределения подземных вод по генезису, химическим типам и минерализации дают основание заключить, что инверсия гидрохимического профиля в бортовых зонах региона, предполагающая в качестве обязательного условия повсеместное, независящее от структурно-тектонической обстановки, заполнение разреза водами различного химического облика и уменьшающейся с глубиной концентрации, проявляется только при сопоставлении нижнемеловых-среднеюрских и всех остальных выше залегающих стратиграфических интервалов. В последних щелочные воды присутствуют только в составе пластовых водных смесей, генетически чужды вмещающим породам, имеют явно вторичное происхождение и представляются обычной гидрохимической аномалией инъекционного типа на общем фоне высокоминерализованной хлоркальциевой водной среды.

В указанном аспекте сложившееся в геологической литературе представление об обращенном характере гидрохимического разреза среднеплиоценовой толщи в целом нуждается в уточнении, поскольку обратимость ее профиля, существует только в пределах сводовых зон локальных поднятий, наиболее нарушенных элементами дизъюнктивной тектоники, а на всех остальных погруженных участках складок распространены жесткие рассолы. Характерной моделью подобного распределения подземных вод и механизма

формирования гидрохимической зональности являются месторождения Нижнекуринской впадины и Юго-Западной Туркмении, где ареалы распространения щелочных вод имеют относительно ограниченные размеры. Более обширные области проникновения щелочных вод, скрывающие их инъекционный характер и создающие впечатление о повсеместности их распространения и, соответственно, о наличии инверсии, типичные для Апшеронской нефтегазоносной области, обусловлены сочетанием в этом районе комплекса геологических условий, обеспечивающих широкие масштабы инъекционных проявлений.

2.1.1.3. О генезисе подземных вод осадочного разреза

В задачи нашего исследования не входит специальное рассмотрение условий формирования сингенетических хлоркальциевых рассолов и инъектированных щелочных вод. Эта проблема в настоящее время далека от однозначного решения и на современной стадии изученности вопроса речь может идти лишь о соответствии фактической картины распределения вод в разрезе той или иной гипотезе их генерации.

Комплекс фактических данных по гидрохимии Южно-Каспийской впадины позволяет полагать, что распространенные в ее пределах высокоминерализованные хлоркальциевые воды являются продуктом глубокой метаморфизации исходных седиментогенных морских вод, осуществлявшейся в соответствии с гипотезой концентрирования морской воды в прибрежно-лагунной обстановке в условиях аридного климата. Гипотеза была разработана Страховым (1962 г.), Валяшко (1964 г.), Капченко (1974 г.) и другими учеными (Ахундов, 1957 г.; Колодий, 1969 г., 1972 г.; Рачинский, 1981 г.). Фактором дополнительного повышения минерализации жестких рассолов в пределах нефтегазоносных локальных структур представляется подземное испарение пластовых вод, реализованное в ходе их фазовых превращений, сопровождавших генерацию жидких углеводородов из транзитно проходящей через осадочный чехол исходной парогазовой газоконденсатной смеси (Ахундов, 1957 г.; Колоды, 1969 г., 1972 г.; Рачинский, 1981 г.).

Ультращелочные маломинерализованные воды интервала средняя юра-валанжин представляют интегральным результатом нескольких основных последовательно реализованных и наложенных друг на друга процессов:

- палеоинфильтрации пресных поверхностных вод в период верхнеюрской регрессии, перерыва в осадконакоплении и частичного размыва отложений средней юры;
- нормального на стадии раннего диагенеза и термохимического в остановке повышенных пластовых температур в ходе последующего иммерсионного этапа геологической истории региона (модели Кисина и Пахомова (1967 г., 1970 г.), Кононова (1965 г.) и Красинцева (1968 г.);
- дегидратации монтмориллонитовых глин, обеспечивающей переход в гравитационно-жидкое состояние значительных объемов пресных вод, ранее входивших в решетку глинистых минералов («возрожденные» воды в понимании Карцева).

Осуществление последнего процесса в условиях больших глубин, высоких температур, повышенной карбонатности мезозойского разреза и возможного присутствия глубинного CO_2 обеспечивает в соответствии с теоретической моделью Капченко (1978 г.) и экспериментальными данными Колодий (1985 г.) формирование гидрокарбонатно-натриевых вод весьма малой минерализации. Осуществимость этого процесса подтверждается

исследованиями Блоха (1969 г.), Карцева (1973 г.), Вагина (1973 г.), Теодоровича (1970 г.), Бро (1980 г.), Капченко (1978 г.), Колодий (1985 г.), Рачинского (1983 г.), Пауэрс (1976 г.), Берст (1969 г.), Перри и Хауэр (1972 г.), Шмидт (1973 г.) и другие.

При обсуждении вопроса стратиграфической приуроченности зоны генерации «возрожденных» вод в регионе следует иметь в виду, что в различных его районах она может располагаться в интервалах разного возраста, поскольку необходимыми условиями реализации дегидратационных процессов являются только наличие монтмориллонитового резерва и достаточных пластовых температур. В этой связи представляется очевидным, что, если в районах бортовых обрамлений Южно-Каспийской впадины в качестве основного интервала образования «возрожденных» вод могут выступать главным образом отложения средней юры-валанжина, где в основном в них достигаются необходимые значения пластовых температур-120 °С и более, то в погруженных центральных частях региона (южноапшеронский шельф, южная часть Бакинского архипелага, Кызылкумский прогиб) такую функцию могут уже выполнять мощные преимущественно глинистые палеоген-миоценовые свиты, характеризующиеся температурами того же порядка.

Приведенные соображения позволяют считать принципиально вероятным последовательный по стратиграфическому разрезу подъем зоны генерации возрожденных вод в направлении регионального погружения общей складчатости. Не исключено, что наиболее погруженной зоне Южного Каспия-Центральной ванне-воды подобного генезиса образуются частично и за счет ресурсов среднеплиоценового комплекса, представленного здесь глинистой литофацией.

Особо следует остановиться на возможности генерации щелочных вод за счет рассматриваемого механизма в среднем плиоцене бортовых обрамлений Южно-Каспийской впадины, что допускается Карцевым (1972 г.), и, естественно, предполагает их сингенетичность вмещающим отложениям. Как показывают результаты специальных исследований, глины всего разреза плиоцена, в том числе и его интервалов, залегающих на больших глубинах, имеют практически стабильный полиминеральный хлорит-каолинит-монтмориллонит-гидрослюдистый состав с содержанием монтмориллонита порядка 30-35 % в тонкопелитовой фракции (Рачинский и Кулиев, 1984 г.; Хейров и Дайдбекова, 1981 г.; Хейров и Халилов, 1972 г.; Хейров, Халилов и Керимов, 1973 г.). Это свидетельствует явной ограниченности масштабов его гидрослюдизации, сопровождаемой дегидратацией.

В частности, в северной части Бакинского архипелага более 35 % глинистых минералов на глубинах, превышающих 5 км, составляет монтмориллонит, обладающий довольно высокой устойчивостью (пл. Бяндован, скв. 26, глубина 5340-5343 м; пл. Булла-море, скв. 6, глубина 5088-5091м; скв. 10, глубина 5600 м и др. (см. Хейров и Халилов, 1972 г.). Сохранение монтмориллонита в плиоценовых глинах на столь больших глубинах, и, как следствие, существенная лимитация объемов высвобождающихся из его «возрожденных» вод, могут рассматриваться в качестве доводов, свидетельствующих против приложимости указанного механизма к данному стратиграфическому интервалу. Основным фактором, препятствующим течению этого процесса, является пониженный температурный режим плиоцена, где значения температур на глубинах около 5 км не превышают 100-110 °С (Мехтиев, Ахундов, Рачинский, 1970 г.; Рачинский, Кулиев, 1984 г.). В то же время, как показали Пауэрс (1976 г.), Бёрст (1969 г.), Магара (1982 г.) и др., основная масса дегидратационных вод генерируется в температурном интервале более 120 °С.

2.1.2. Паданская впадина

В осадочном разрезе региона преимущественным распространением пользуются гидрокарбонатно-натриевые относительно малом минерализованные (до 25 г/л) воды,

насыщающие терригенные формации олигоцена-плейстоцена, и жесткие хлоркальциевые рассолы (до 135 г/л), выполняющие гидрохимический фон мезозойского карбонатного структурно-фациального этажа (табл. 2.9).

Основные водонапорные комплексы - триасовый, юрский верхнемеловой, олигоцен-нижнемиоценовый, средне-верхне-миоценовый, плиоценовый, и плейстоценовых. Региональные водоупоры-мергельно-известняково-глинистая толща нижнего триаса, плотные доломиты верхнего триаса, глины нижнего мела, глинисто-мергельная серия эоцена, мергельно-глинистая толща бурдигальского яруса нижнего миоцена, мергельно-глинисто-эвапоритовая толща сарматского яруса верхнего миоцена, глинистая серия Палезине верхнего плейстоцена.

Подземные воды из триасового комплекса, представленного трещиноватыми известняками, мергелями и доломитами, получены на месторождении Малосса. По химическому составу они относятся к хлоркальциевому типу, общая минерализация варьирует в диапазоне 450,4-464,2 мг-экв (128,7-132,6 г/л) при коэффициенте вторичной солёности 30,76-34,25 %-экв, содержание сульфат-иона достигает 8,04 мг-экв (глубина 6100 м), что обусловлено наличием (Бека и Высоцкий, 1976 г.; Высоцкий и Кучерук, 1978 г.; Резников, 1970 г.; Справочник ..., 1976 г.) пачек сульфатсодержащих эвапоритов в разрезе интервала.

Воды юрского комплекса (мергелистые кремнеизвестняки) по своему ионно-солевому составу почти идентичны триасовым- они представлены хлоркальциевым типом, минерализация составляет 442,2 мг-экв (126,3 г/л) при коэффициенте вторичной солёности 29,22 %-экв, содержание сульфатов-7,15 мг-экв (глубина 5700 м-месторождение Малосса).

Таблица 2.9 Бассейн реки Падан. Параметры грунтовых вод.

Водонапорный комплекс	Месторождение, площадь	Содержание компонентов, мг-экв						Σ_{a+k}	
		Cl ⁻	SO_4^{2-}	$HCO_3^- + CO_3^{2-}$	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ +K ⁺	Мг-экв	г/л
Плеймстоценовый	Корреджио, Равенна, Бордолано	9.92– 11.87	0.15– 0.44	4.93– 5.19	0.17– 0.28	0.08– 0.09	14.74– 17.14	30.0– 35.0	8.6– 10.0
Плиоценовый	Альфонсине, Равенна, Равенна-Маре, Кортемаджоре, Порто-Корзине-Маре	15.23– 19.47	0.22– 0.65	5.78– 5.85	0.27– 0.38	0.12– 0.18	20.91– 25.34	42.6– 51.8	12.2– 14.8
Средневерхне-миоценовый	Кортемаджоре, Паденцано, Сантерно	21.84– 22.96	0.92– 3.89	5.84– 5.85	0.41– 0.55	0.22– 0.37	27.97– 31.78	57.2– 65.4	16.3– 18.7
Олигоцен-нижне-миоценовый	Сальсомаджоре, Кавьяга	30.76– 35.45	2.01– 2.30	4.00– 4.88	0.63– 0.80	0.43– 0.49	36.59– 40.46	75.3– 83.5	21.5– 23.9
Верхнемеловой	Кортемаджоре	188.54– 196.33	5.01– 5.97	1.70– 2.00	38.00– 47.07	10.34– 12.79	144.46– 146.89	390.5– 408.6	111.6– 116.7
Юрский	Малосса	212.56	7.15	1.39	54.77	11.23	155.10	442.2	126.3
Триасовый	Малосса	216.24– 223.48	7.56– 8.04	0.58– 1.40	55.54– 67.64	12.43– 15.13	152.03– 154.53	450.4– 464.2	122.7– 132.6

Продолжение табл. 2.9

Водонапорный комплекс	Месторождениеплощадь	По Пальмеру, %- экв				$\frac{rNa^{+}}{rCl^{-}}$	$\frac{r(Na^{+} - Cl^{-})}{rSO_4^{2-}}$	$\frac{r(Cl^{-} - Na^{+})}{rMg^{2+}}$	Тип воды по Сулину
		S ₁	S ₂	A	a				
Плеймстоценовый	Корреджио, Равенна, Бордолано	67.13–70.34	-	27.60–31.14	1.73–2.06	1.44–1.49	11.98–32.13	-	ГКН
Плиоценовый	Альфонсине, Равенна, Равенна-Маре, Кортемаджоре, Порто-Корзине-Маре	72.54–77.68	-	20.16–25.63	1.83–2.16	1.30–1.37	9.03–25.82	-	ГКН
Средневерхне-миоценовый	Кортемаджоре, Паденцано, Сантерно	79.58–82.11	-	15.08–18.22	2.20–2.81	1.28–1.3	2.27–6.66	-	ГКН
Олигоцен-нижне-миоценовый	Сальсомаджоре, Кавьяга	87.04–90.42	-	6.49–10.15	2.81–3.09	1.14–1.19	2.18–2.90	-	ГКН
Верхнемеловой	Кортемаджоре	71.90–73.99	25.14–27.12	-	0.87–0.98	0.75–0.77	-	3.75–4.78	ГКН
Юрский	Малосса	70.15	29.22	-	0.63	0.73	-	5.12	ГКН
Триасовый	Малосса	65.50–68.62	30.76–34.25	-	0.25–0.62	0.68–0.71	-	4.08–5.75	ГКН

Притоки подземных вод из трещиноватых известняков и доломитов *верхнемелового* комплекса получены на месторождении Кортемаджоре. По компонентному составу они относятся к хлоркальциевому типу, минерализация составляет 390,5-408,6 мг-экв (111,6-116,7 г/л), коэффициент вторичной солёности 25,14-27,12 %-экв, концентрация сульфат-иона-5,01-5,97 мг-экв (глубина 5250 м).

Олигоцен-нижнемиоценовый комплекс, выполненный песчаниками, конгломератами и глинами, насыщен водами гидрокарбонатно-натриевого типа с минерализацией 75,3-83,5 мг-экв (21,5-23,9 г/л) при коэффициенте первичной щёлочности 6,49-10,15 %-экв (месторождения Сальсмаджоре, Кавьяа). Средне-верхнемиоценовый терригенный комплекс также насыщен щелочными относительно маломинерализованными (57,2-65,4 мг-экв-16,3-18,7 г/л) водами с коэффициентом первичной щёлочности 15,08-18,22 %-экв (месторождения Кортемаджоре, Сантерно, Поденцано). Отличительной особенностью вод интервала является повышенная сульфатность (до 4,0 мг-экв), что связано с присутствием в верхней части комплекса (сарматский ярус) прослоев гипсов и ангидритов (Бакиров, Варенцов, Бакиров, 1970 г.; Справочник..., 1976 г.).

Гидрохимический фон плиоценового комплекса (неоднородная глинисто-песчаная толща, характеризующаяся линзовидностью и частым выклиниванием коллекторских пачек) выполнен гидрокарбонатно-натриевыми водами с минерализацией 42,6-51,8 мг-экв (12,2-14,8 г/л) при коэффициенте первичной щёлочности 20,16-25,6 %-экв (месторождения Альфонсине, Равенна, Равенна-Маре, Кортемаджоре, Порто-Корзине-Маре).

Плейстоценовый комплекс, сложенный крупнозернистыми базальными песчаниками, песками, глинами и мергелями, насыщен маломинерализованными (30-35 мг-экв-8,6-10 г/л) высокощелочными водами с коэффициентом первичной щёлочности 27,60-31,14 %-экв (месторождения Корреджио, Равенна, Бордолано).

В подземных водах региона в качестве специфической гидро-химической особенности выступает последовательный рост, начиная с гипсометрического уровня порядка 1500-1600 м, содержания сульфат-иона с глубиной. Зависимость « SO_4^{2-} - глубина» имеет вид $\text{SO}_4^{2-} = 0,24 \cdot 10^6 \cdot H^{1,988}$, « SO_4^{2-} - температура»- $\text{SO}_4^{2-} = 2,18 \cdot 10^{-6} \cdot t^{3,059}$. (рис. 2.22, 2.23).

Присутствие сульфатов в водах терригенных неогеновых комплексов представляется главным образом результатом процесса термохимического фильтрационного выщелачивания вмещающих пород по модели Киссина и Пахомова (1970 г.), Кононова (1965 г.) и Красинцевой (1968 г.) и инъекции нижних, обогащенных SO_4^{2-} вод; в верхнемиоценовом интервале, где распространены прослои гипса и ангидрита, на эти процессы дополнительно накладываются эффекты их растворения. В мезозойских отложениях обогащение вод сульфат-ионом происходит в основном за счет механизма растворения эвапоритов триаса и последующего транспорта в юра-меловые серии.

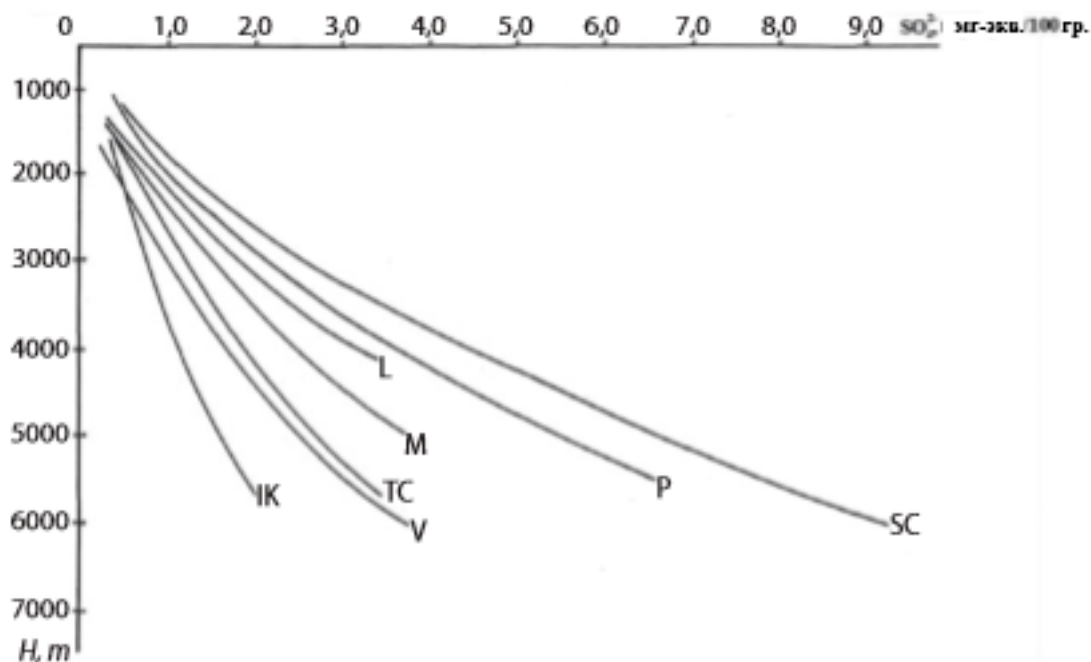


Рис.2.22. Зависимость изменения содержания сульфат-иона в подземных водах альпийских геосинклинальных регионов с глубиной. Межгорные впадины: ЮКв – Южно-Каспийская, Пв – Паданская, Вв – Венская, ЛАв – Лос-Анджелесская, Мв – Маракаибская; предгорные прогибы: ТКп – Терско-Каспийский, ИКп – Индоло-Кубанский

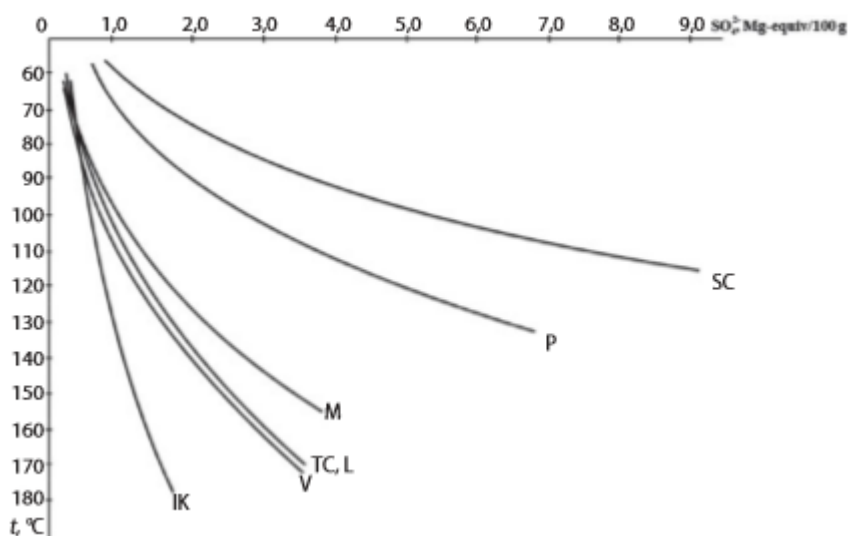


Рис. 2.23. Зависимости изменения содержания сульфат-иона в подземных водах альпийских геосинклинальных регионов от пластовой температуры. (Усл.обозначения на рис. 2.22)

Закономерный рост содержания сульфат-иона с гипсометрической глубиной (температурой) не только отражает оптимизацию условий его сохранности по мере повышения пластовой температуры, угнетающей деятельность сульфатредуцирующей микрофлоры (Кузнецов, Иванов, Ляликов, 1962 г.; Рачинский, 1973 г.; Рачинский и Алиев, 1973 г.), но и указывает на наличие вертикальных перетоков, обогащенных сульфатами вод мезозойской генерации в верхние интервалы осадочного разреза, которые приводят к строго последовательно-уменьшению концентраций SO_4^{2-} вверх по вертикали-соответственно убыванию доли в пластовых водных смесях кайнозоя пришлоей нижней компоненты.

Обобщение материалов по гидрохимии Паданской впадины позволяет сделать следующие основные выводы:

- вертикальная гидрохимическая зональность региона имеет нормальный характер-сверху вниз по стратиграфическому разрезу относительно маломинерализованные (8,6-23,9 г/л) гидро-карбонатно-натриевые (коэффициент первичной щелочности 6,49-31,14 %-экв) воды терригенного плейстоцен-олигоценового этажа замещаются хлоркальциевыми (коэффициент вторичной солености 25,14-34,25 %-экв) рассолами (111,6-132,6 г/л) карбонатного мезозоя;
- в среде гидрокарбонатно-натриевых вод рост их минерализации в вертикальном направлении сопровождается снижением значений коэффициента первичной щелочности; в среде хлоркальциевых рассолов - ростом величин коэффициента вторичной солености;
- в кайнозойской терригенной серии максимальные значения минерализации подземных вод и минимальные коэффициенты первичной щелочности фиксируются на наиболее крупных по запасам углеводородов месторождениях, где продуктивен также и мезозойский этаж (Кортемаджоре, Малосса, Равенна-Маре, Порто-Корзине-Маре).

Гидрохимический облик, геологическая обстановка залегания и условия проявления определяют хлоркальцевые рассолы карбонатного мезозоя как результат процесса метаморфизации иловых вод морского седиментационного бассейна нормальной солености (Валяшко, 1964 г.; Капченко и др., 1972 г.; Капченко, 1974 г., 1983 г.).

Маломинерализованные гидрокарбонатно-натриевые воды терригенных кайнозойских комплексов в генетическом плане несут на себе черты явного влияния палеогеографической обстановки осадконакопления, протекавшего в основном в солоноватоводной среде неритовой области бассейна (Рокко и Джаболи, 1961 г.). Щелочной характер подземных вод представляется производным литификационных стадий седименто-и раннего диагенеза осадков, когда иловые (поровые) воды обогащались карбонат-и бикарбонат-ионом в ходе контакта с щелочесодержащими минеральными ассоциациями вмещающих пород, образованных в результате разрушения и переотложения основных магматитов обрамляющих горных сооружений Альп и Апеннин.

2.1.3. Венская впадина

Подземные воды региона представлены щелочными и жесткими разностями. Первые имеют доминирующее распространение в терригенном нижний миоцен-плиоценовом интервале (бурдигальский, гелветский, тортонский, сарматский, паннонский ярусы), вторые характеризуют в основном флишевые отложения палеогена-верхнего мела и карбонаты складчатого мезозоя (табл. 2.10, 2.11).

В осадочном разрезе впадины выделяются в качестве основных водонапорные комплексы триаса-юры, верхнего мела-палеогена, нижнего-среднего миоцена, среднего-верхнего миоцена, плиоцена. Региональные водоупоры- глинисто-сланцево-мергельная серия верхней юры, глины нижнего миоцена (нижняя часть бурдигала) мергельно-глинистая серия нижнего сармата (верхний миоцен).

Притоки вод из *триасовых* доломитов и *юрских* известняков внутренних зон покровных тел получены на содержащих промышленные скопления газа, конденсата и нефти площадях

Бритенлее, Штрассов-Тиф, Шонкирхен-Убертиф, Райерсдорф (покровы Лунц и Франкенфельс) и на структурах Лаксенберг, Лаб, Высока, Малацки, где продуктивные объекты в названных отложениях пока не выявлены. В погребенных эрозионных выступах, контактирующих с породами неогена, воды получены на нефтегазоносных структурах Адерклаа, Баумгартен, Матцен, Шонкирхен-Тиф, Протес-Тиф (покров Отшер) и на участках Шаштин и Борски-Юр. Первая группа площадей характеризуется присутствием в обоих интервалах хлоркальциевых рассолов с минерализацией 303,8-467,6 мг-экв (86,8-133,6 г/л) и коэффициентом вторичной солености порядка 22-37 %-экв. На площадях второй группы минерализация при том же хлоркальциевом типе вод (коэффициент вторичной солености до 10 %-экв) существенно ниже и составляет 42,4-65,3 мг-экв (12,1-18,6 г/л). Подземные воды из *верхний мел-палеогенового* флиша получены на площадях Раг, Гестинг, Протес-Тиф, Санкт-Ульрих-Хаускирхен, Пионер-Крейцфельд, Маустренк-Шарфенек, Паасдорф, Матцен, Шонкирхен-Убертиф, Адерклаа, Шонфельд, Бритенлее, Химберг. На площадях Адерклад и Раг в зонах контакта флишевых эрозионных выступов с породами миоцена установлено присутствие гидрокарбонатно-натриевых вод с минерализацией 26,1-53,0 мг-экв (7,5-15,1 г/л) и коэффициентом первичной щелочности 4,4-20,6 %-экв; на всех других структурах подземные воды характеризуются хлоркальциевым типом, коэффициентом вторичной солености 4,0-33 %-экв, минерализацией 34,2-455,0 мг-экв (9,8-130 г/л). Минимальные значения названных показателей фиксируются на непродуктивных участках погребенных эрозионных выступов и в зонах проводящих нарушений по которым сообщаются объекты флиша и неогена; максимальные - во внутренних частях покровов, где установлено присутствие локально распространенных пачек и линз эвапоритов (Площади Шонфельда, Бритенлее и Химберга: Агабеков, 1963 г.; Доленко, 1974 г.; Резников, 1970 г.; Коелбл, 1967 г.; Крейси-Граф, Хект и Паслер, 1957 г.).

Таблица 2.10 Характеристика подземных вод палеоген-мезозойского структурного этажа Венской впадины

Водонапорный комплекс	Месторождение, площадь	Содержание компонентов, мг-экв						Σ _{а+к}	
		Cl ⁻	SO ²⁻ ₄	HCO ⁻ ₃ + CO ²⁻ ₃	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ +K ⁺	Мг-экв	г/л
Внутренние зоны покровов (региональный гидрохимический фон)									
Палеоген-меловой	Шонкирхен-Убертиф, Райерсдрф, Лаб, Высока, Малацки, Шонфельд	218.0–226.3	0.6–0.8	0.6–1.2	62.7–68.4	5.7–8.5	150.6–151.6	440.0–455.0	125.7–130.0
Юрский		149.2–160.4	1.2–1.4	0.9–1.5	30.1–33.1	5.8–8.4	116.0–120.7	303.8–325.4	86.8–93.0
Триасовый		160.4–222.9	3.7–4.0	0.3–0.5	56.4–77.3	7.9–9.8	146.7–162.6	453.8–467.6	129.7–133.6
Погребенные эрозионные выступы (непродуктивные блоки)									
Палеоген-меловой	Адерклаа, Шонкирхен-Тиф, Баумгартен, Протес-Тиф, Шаштин, Борский-Юр	16.06–17.70	0.05–0.03	0.95–1.01	1.37–1.39	0.30–0.41	15.41–16.92	34.2–37.4	9.8–10.7
Юрский		20.26–22.13	0.11–0.15	0.83–1.32	1.65–2.71	0.50–0.75	18.80–20.34	42.4–47.2	12.1–13.5
Триасовый		26.19–29.55	1.12–1.18	1.29–1.92	3.05–3.55	1.10–1.45	24.45–27.65	57.2–65.3	16.3–18.6

Продолжение табл. 2.10

Водонапорный комплекс	Месторождение, площадь	По Пальмеру, %- экв			$\frac{rNa^{+}}{rCl^{-}}$	$\frac{r(Na^{+} - Cl^{-})}{rSO_4^{2-}}$	Тип воды по Сулину
		S ₁	S ₂	a			
Внутренние зоны покровов (региональный гидрохимический фон)							
Палеоген-меловой	Шонкирхен-Убертиф, Райерсдрф, Лаб, Высока, Малацки, Шонфельд	66.2–68.9	30.6–33.5	0.3–0.5	0.66–0.69	8.91–11.65	ХК
Юрский		74.1–76.4	22.6–25.3	0.6–1.0	0.75–0.77	4.46–5.72	ХК
Триасовый		62.7–71.7	28.2–37.1	0.1–0.2	0.64–0.73	7.63–8.43	ХК
Погребные эрозионные выступы (непродуктивные блоки)							
Палеоген-меловой	Адерклаа, Шонкирхен-Тиф, Баумгартен, Протес-Тиф, Шаштин, Борский-Юр	90.1–90.5	4.0–4.4	51.1–5.9	0.95–0.96	1.90–2.17	ХК
Юрский		86.4–88.7	7.4–8.0	3.9–5.6	0.92–0.93	1.95–3.48	ХК
Триасовый		84.7–85.5	9.4–10.0	4.5–5.9	0.93–0.94	1.31–1.58	ХК

Таблица 2.11 Характеристика подземных вод неогенового структурного этажа Венской впадины

Водонапорный комплекс	Месторождение, площадь	Содержание компонентов, мг-экв						Σ _{a+к}	
		Cl ⁻	SO ²⁻ ₄	HCO ⁻ ₃ + CO ²⁻ ₃	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ +K ⁺	Мг-экв	г/л
Воды регионально гидрохимического фона									
Плиоценовый (паннонский)	Гейзельберг, Пионер-Крейцфельд, Ван-Зикль	1.20–3.42	0.13–0.01	3.16–3.67	0.09–0.18	0.07–0.19	4.84–6.22	10.00–13.18	2.9–3.8
Верхнемиоценовый (сарматский)	Гестинг	6.92–7.93	0.01–0.02	6.13–7.27	0.09–0.10	0.13–0.15	12.82–14.99	26.12–30.44	7.5–8.7
Среднемиоценовый (тортонский)	Мюльберг	14.54–18.50	0.08–0.11	5.84–6.39	0.11–0.15	0.28–0.30	20.07–24.55	40.92–50.00	11.7–14.3
Нижне-средне-миоценовый (бурдигал-гельветский)	Адерклаа,Матцен,Санкт-Ульрих-Хаускирхен	14.05–21.83	0.03–0.05	1.87–4.43	0.51–1.43	0.31–0.53	15.13–24.35	31.90–52.62	9.1–15.0
Воды нефтегазонасыщенных участков локальных структур									
Плиоценовый (паннонский)	Пионер-Крейцфельд	8.80–12.60	0.02–0.06	2.73–3.41	0.32–0.50	0.47–0.51	10.70–15.10	23.06–32.14	6.6–9.2
Верхнемиоценовый (сарматский)	Хоен-Рупперсдорф, Матцен	36.54–21.75	0.01–0.02	1.32–0.59	0.63–0.51	0.58–0.54	36.66–21.31	75.74–44.72	21.6–12.8
Среднемиоценовый (тортонский)	Матцен,Гестинг	45.17–47.36	0.64–0.72	1.92–2.07	2.11–2.53	0.90–0.96	44.87–46.51	95.76–100.00	27.4–28.6
Нижне-средне-миоценовый (бурдигал-гельветский)	Паасдорф, Маустренк, Шонкирхен-Тиф	16.14–52.21	0.15–0.30	1.36–0.34	2.58–3.44	0.37–4.00	14.70–45.41	35.30–105.70	10.1–30.2

Продолжение табл. 2.11

Водонапорный комплекс	Месторождение, площадь	По Пальмеру, %- экв				$\frac{rNa^{+}}{rCl^{-}}$	$\frac{r(Na^{+} - Cl^{-})}{rSO_{4}^{2-}}$	$\frac{r(Cl - Na^{+})}{rMg^{2+}}$	Тип воды по Сулину
		S ₁	S ₁	A	a				
Воды регионального гидрохимического фона									
Плиоценовый (паннонский)	Гейзельберг, Пионер-Крейцфельд, Ван-Зикль	26.61-52.03	-	42.36-70.12	3.27-5.31	1.82 - 4.03	28.0-280.0	-	ГКН
Верхнемиоценовый (сарматский)	Гестинг	52.23-53.04	-	45.14-46.26	1.51-1.82	1.85-1.89	59.0-353.0	-	ГКН
Среднемиоценовый (тортонский)	Мюльберг	71.46-74.44	-	23.75-26.62	1.81-1.91	1.33-1.38	55.0-69.1	-	ГКН
Нижне-средне-миоценовый (бурдигал-гельветский)	Адерклаа,Матцен,Санкт-Ульрих-Хаускирхен	83.16-88.28	-	6.60-9.39	5.12-7.45	1.08-1.11	36.0-50.4	-	ГКН
Воды нефтегазонасыщенных участков локальных структур									
Плиоценовый (паннонский)	Пионер-Крейцфельд	76.32-78.80	-	15.18-17.35	6.02-6.33	1.20-1.22	41.7-950.0	-	ГКН
Верхнемиоценовый (сарматский)	Хоен-Рупперсдорф, Матцен	96.51-95.30	-2.10	0.30	3.19-2.60	1.00-0.98	12.0	0.81	ГКН
Среднемиоценовый (тортонский)	Матцен,Гестинг	93.01-93.71	2.87-3.15	-	3.84-4.32	0.98-0.99	-	0.33-0.88	ХМ
Нижне-средне-миоценовый (бурдигал-гельветский)	Паасдорф, Маустренк, Шонкирхен-Тиф	83.30-85.92	9.00-13.44	-	0.64-7.70	0.87-0.91	-	1.70-3.89	ХК

Промышленная нефтеносность формации в отдельных блоках площадей Матцен, Адерклаа и структур Проттес-Тиф, Бритенлее, Шонкирхен-Убертиф и объективные проявления ее признаков на ряде других поднятий ассоциируются с хлоркальциевыми водами повышенной минерализации- 140-310 мг-экв (40-90 г/л) с коэффициентом вторичной солёности 15-20 %-экв.

Подземные воды *нижне-среднемиоценовых* отложений (бурдигальский, гельветский ярусы) получены на площадях Матцен, Адерклаа, Санкт-Ульрих-Хаускирхен, Пионер-Крейцфельд, Маустренк-Шарфенек, Паасдорф, Платвальд, Шонкирхен-Тиф. В пределах продуктивных участков поднятий преобладающим распространением пользуются минерализованные хлоркальцевые воды-35,3-105,7 мг-экв (10,1-30,2 г/л) с коэффициентом вторичной солёности 9-13,4 %-экв. Воды гидрокарбонатно-натриевого типа (минерализация 31,9-52,6 мг-экв-9,1-15 г/л, коэффициент первичной щёлочности 6,6-9,4 %-экв) выполняют гидрохимический фон и встречаются в непродуктивных тектонических полях площадей Адерклаа, Матцен, Санкт-Ульрих-Хаускирхен. Зонам промышленного нефтенасыщения соответствуют наиболее жесткие и минерализованные воды.

Притоки подземных вод из *средне-верхнемиоценовых* отложений (тортонский, сарматский ярусы) получены практически на всех площадях региона. Фоновым типом являются гидрокарбонатно-натриевые разности с минерализацией 26-50 мг-экв (7,5-14,3 г/л) и коэффициентом первичной щёлочности 25-46 %-экв. Промышленная нефтеносность на площадях Адерклаа, Матцен, Тестинг, Гейзельберг, Цверндорф, Санкт-Ульрих-Хаускирхен и других пространственно сопряжена с участками локализации на гидрохимическом фоне слабых и наименее щелочных вод, характеризующихся повышенной минерализацией - 44-100 мг-экв (12,8-28,6 г/л).

Плиоценовые отложения (паннонский ярус) почти повсеместно насыщены ультращелочными водами (коэффициент первичной щёлочности 35-70 %-экв) весьма малой минерализации-до 10-15 мг-экв (2,9-4,3 г/л) (площади Мюльберг, Гейзельберг, Гестинг, Пионер-Крейцфельд, Ван-Зикль, Санкт-Ульрих-Хаускирхен, Годонин и др.), выполняющими гидрохимический фон. Максимальные значения минерализации и минимальные щёлочности характеризуют продуктивные объекты.

Самостоятельную группу подземных вод в регионе составляют встреченные в самых верхних (приповерхностных) частях разреза-до глубин примерно 200-300 м- исключительно слабоминерализованные (1,3-2,0 мг-экв-0,37-0,54 г/л) сульфатно-натриевые воды явно инфильтрационного (метеогенного) происхождения, характеризующиеся весьма высокими значениями коэффициента вторичной щёлочности-75-89 %-экв. Влияние их на гидрохимическую обстановку более глубоких интервалов разреза обычно невелико и ограничивается только непосредственно прилегающими к оонажениям коллекторскими пачками, где отмечается локальное возрастание коэффициента вторичной щёлочности до 10-20 %-экв (площади Гестинг-нижний паннон, Гейзельберг-нижний паннон, Пионер-Крейцфельд-средний паннон, Санкт-Ульрих-Хаускирхен-тортон и др.)

Специфической чертой подземных вод всех водоносных комплексов является присутствие, начиная с определенного уровня (порядка 1000 м), и рост содержания сульфат-иона со стратиграфической и гипсометрической глубиной-от 0,1-0,3 в верхних до 4,0 мг-экв в нижних интервалах разреза (см. рис. 2.22). Аналитическое выражение этой зависимости имеет вид $SO_4^{2-} \text{ (мг-экв)} = 0,16 \cdot 10^6 \cdot H^{1.949}$. Контроль концентрации сульфатов в подземных водах температурным фактором, определяющим граничные условия их сохранности от микробиологического восстановления и обстановки присутствия в тех или иных количествах (Кузнецов, Иванов, Ляликов, 1962г.; Рачинский, 1973г.; Рачинский и Алиев, 1973г.), допускает

правомерность корреляции названных параметров между собой. Связь переменных реализуется уравнением $\text{SO}_4^{2-} - (\text{мг-экв.}) = 0,75 \cdot 10^{-6} \cdot t^{2,993}$ (см. Рис. 2.23).

Анализом фактических закономерностей пространственного распределения подземных вод по компонентному составу и минерализации установлено что:

- вертикальная гидрохимическая зональность региона нормальна: сверху вниз по осадочному разрезу маломинерализованные гидрокарбонатно-натриевые воды верхних неогеновых водоносных комплексов сменяются хлоркальциевыми рассолами палеоген-мезозойского структурного этажа;
- в стратиграфическом диапазоне нижний миоцен-плиоцен (бурдигал-паннонский ярусы) снизу вверх по разрезу минерализация фоновых гидрокарбонатно-натриевых вод резко уменьшается-от 31,9-52,6 (9-15 г/л) до 10-15,5 мг-экв (3-4,4 г/л), сопровождаясь параллельным ростом значений коэффициента первичной щелочности-от 6,6-9,4 до 70 %-экв. Донеогеновый этаж внутренних зон покровных тел характеризуется региональным распространением хлоркальциевых рассолов (минерализация 455 мг-экв (130 г/л), коэффициент вторичной солености 22-35 %-экв), идентичных во всех его интервалах. Минимальным значениям минерализации жестких вод соответствуют наиболее низкие величины коэффициента вторичной солености (рис. 2.25);
- погребенные эрозионные выступы палеоген-мезозойского структурного этажа характеризуются повсеместным распространением подземных вод значительно меньшей минерализации и жесткости по сравнению с водами гидрохимического фона, типичными для внутренних частей покровов складчатого комплекса;
- на локальных структурах неогеновой стадии появление жестких вод в щелочных водах обычно локализуется в наиболее разломанных

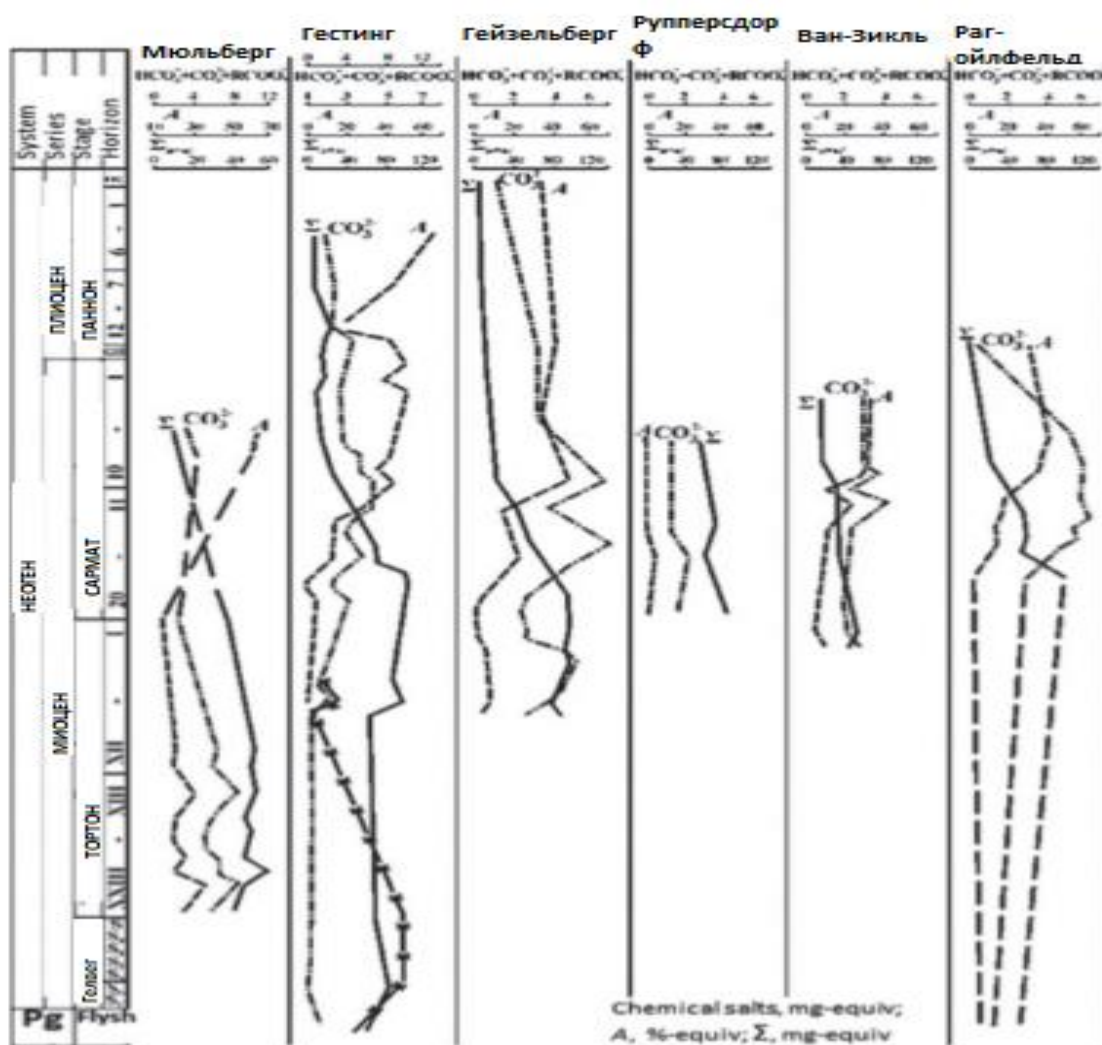
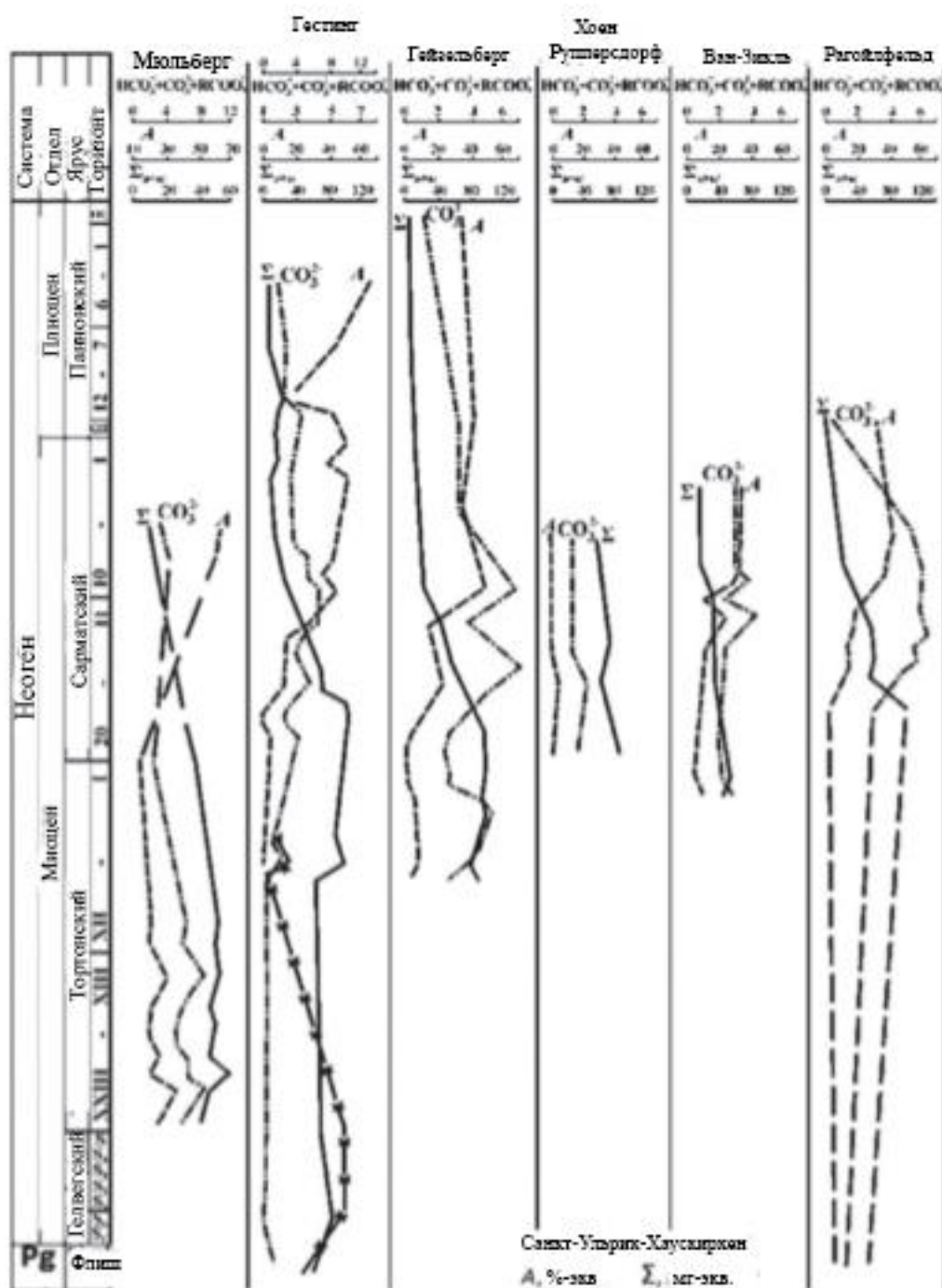


Рис. 2.24. Венская впадина. Сводные гидрохимические разрезы локальных структур неогенового комплекса

областях. Соленость твердых сортов и вторичные значения коэффициента солености последовательно уменьшаются вверх по разрезу;

- участки и зоны проявлений жестких вод в неогеновом интервале охватывают широкий стратиграфический диапазон от бурдигальского яруса до горизонтов в нижнего сармата- характеризуется наличием «переходных» хлормagneиновых и сульфатнонатриевых разностей с



Продолжение рис.2.24

с коэффициентом вторичной солёности 0,1–3,5% -экв. Смена типов вод в одноименных объектах в горизонтальном направлении- от сводовых частей складок к крыльевым и периклинальным- осуществляется зонально, через ареалы последовательного распространения «переходных» хлормagneиовых, сульфатнонатриевых и гидрокарбонатно- натриевых вод (коэффициенты вторичной солёности и первичной щёлочности до 5%-экв), сменяемых высокощелочными водами регионального гидрохимического фона. Минерализация вод в том же направлении прогрессивно уменьшается, параллельно со сменой типов вод;

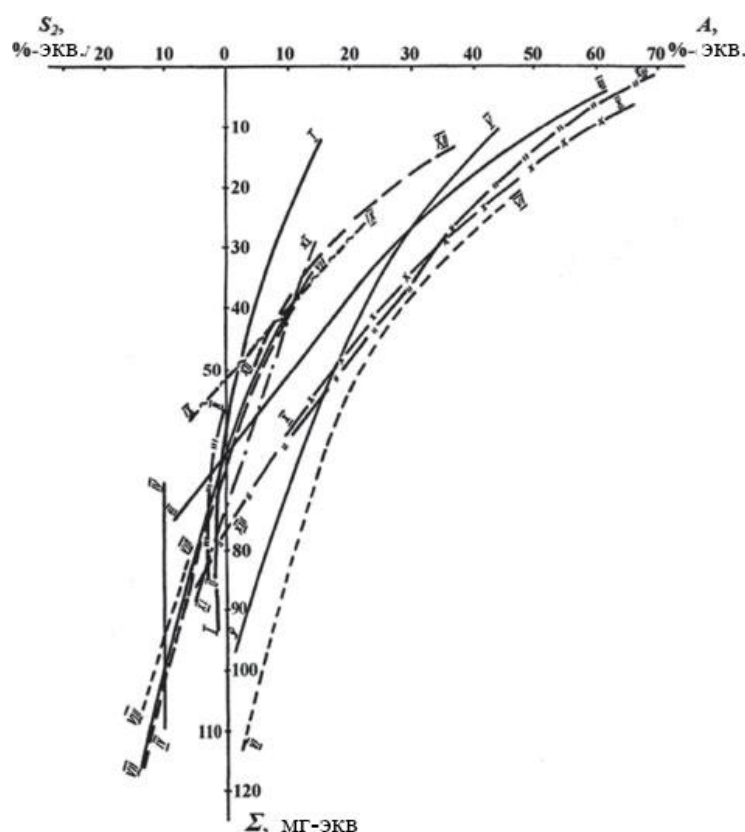


Рис. 2.25. Венска впадина. Изменение ионно-солевого состава подземных вод палеоген-мезозойских отложений в зависимости от величины их общей минерализации: I-I – Матцен; II-II – Бокфлис-Бокфлис-Тиф-Шонкирхен-Шонкирхен-Тиф; III-III – Пионер-Крейцфельд; IV-IV – Маустренк; V-V – Гейзельберг VI-VI – Раг-Ойльфелд; VII-VII – Трукша; VIII-VIII – Паасдорф; IX-IX – Сан-Марк-Адерклаа-Корнейбург; X-X – Мюльберг; XI-XI – Санкт-Ульрих-Хаускирен; XII-XII – Ван-Зикль; XIII-XIII – Гестинг

- во всех водоносных комплексах неогенового этажа, находящихся в зонах относительно незатрудненной гидродинамической разгрузки, площадям и участкам, которые характеризуются промышленным углеводородным насыщением, соответствуют локальные гидрохимические аномалии, выражающиеся в присутствии подземных вод с повышенными против фоновых значениями общей минерализации и коэффициента первичной щелочности в среде гидрокарбонатно-натриевых;
- в водоносных комплексах неогенового этажа контрастность положительных гидрохимических аномалий- масштаб локальных проявлений вод повышенной минерализации- находится в прямой зависимости от степени тектонической нарушенности отдельных поднятий, наиболее дислоцированные структуры характеризуются присутствием максимальных объемов концентрированных пластовых растворов.

Следует подчеркнуть, что вышеупомянутое увеличение минерализации и жесткости (уменьшение щелочности в гидрокарбонатно-натриевой среде) подземных вод со стратиграфической глубиной не на всех площадях носит плавный и последовательный характер. В некоторых случаях (например, в Матцене и Шёнкирхене, в верхнем разрезе (паннонский, сарматский этапы) соленость увеличивается с глубиной, сопровождающейся уменьшением первичного коэффициента щелочности. В нижезалегающем тортонском ярусе при некотором возрастании щелочности уменьшается (Козлбл, 1958 г.; Schrockenfuchs, 1975 г.); Инверсионный характер гидрохимической зональности в среднемиоценовом интервале названных месторождений скорее всего связан с процессами дегидратации глинистых пачек комплекса, приводящими в обстановке повышенных температур к выделению обогащенных карбонатами маломинерализованных вод, смешивающихся впоследствии с седиментогенными щелочными более концентрированными водами гидрохимического фона. Мнение об обусловленности этого явления перетоками менее минерализованных вод из перекрывающих пластов (Капоунк, Козлбл и Вейнбергер, 1963 г.) не представляется убедительным из-за наличия в отложениях тортонского яруса положительной (Болдизар, 1968), а не отрицательной геотемпературной аномалии, которая должна была бы существовать в случае проникновения более холодных верхних вод. Другими возможными факторами могут являться ограниченные приемистость коллекторов и скважность тектонических нарушений в пределах тортонского комплекса, лимитирующие инъекцию в его разрез нижних хлоркальциевых рассолов (см. далее) и обеспечивающих, таким образом, сохранение в относительно мало измененном виде щелочных вод гидрохимического фона. В верхних стратиграфических объектах при условии более высоких значений этих параметров внедрение нижних вод может иметь большие масштабы, что создает кажущуюся картину уменьшения минерализации вниз по разрезу.

Зависимости распределения подземных вод по разрезу и площади локальных структур позволяют оценить роль тех или иных геологических факторов и механизмов в формировании их компонентного состава и минерализации и установить меру соответствия фактической картины химизма водной среды различным теоретическим моделям.

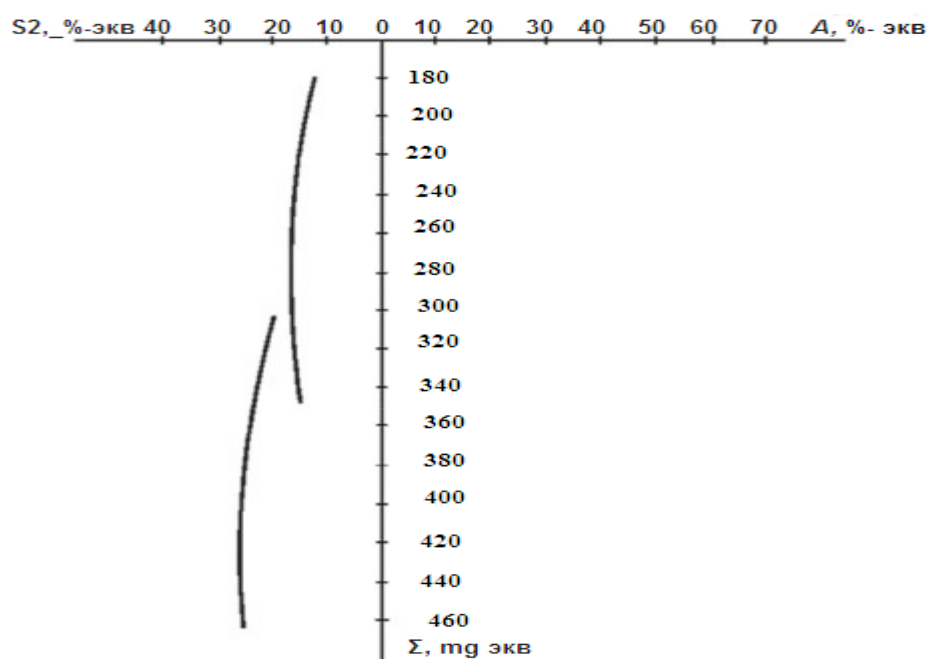


Рисунок 2.26 Изменение ионно-солевого состава подземных вод палеоген-мезозойских отложений грунтовых вод по отоншению к общей солености I—I. Бокфлис-Бокфлис-Тиф-Шонкирхен-Шонкирхен-Тиф; II-II. Шонкирхен-Убертиф; Рейерсдорф, Шёнфельд.

Распространенные во внутренних зонах тектонических покровов сингенетические хлоркальциевые рассолы палеоген-мезозойского (нижнего) структурного этажа по своему гидрохимическому облику (специфическому составу, в котором существенную роль играют хлориды и сульфаты кальция и магния; высокой минерализации; большим величинам хлор-бромного отношения (порядка 2500 и более); повышенной сульфатности и др.) и условиям залегания в природных резервуарах (контакт со скоплениями солей, установленных (Агабеков, 1963 г.; Доленко, 1974 г.; Резников, 1970 г.; Козлбл, 1967 г.; Крейци-Граф, Хехт и Паслер, 1957 г.) в разрезах покровных тел) наиболее полно соответствуют концепции формирования подобных вод как метаморфизованных седиментогенных растворов эвапоритового бассейна осадконакопления.

Характеризующиеся последовательным уменьшением общей минерализации и ростом значений коэффициента первичной щелочности вверх по разрезу гидрокарбонатно-натриевые воды гидрохимического фона неогенового этажа несут в своем составе и закономерностях распределения следы явного влияния факторов седименто- и диагенеза - палеогеографических условий осадконакопления, протекавшего в обстановке стратиграфических и литологических несогласий, размывов, прогрессирующих во времени сокращения границ и резкого опреснения бассейнов седиментации, и возрастания роли в балансе водоема обогащенных атмосферным CO_2 речных и метеогенных вод, дренировавших прилегающие горные сооружения, в минералогическом составе пород которых достаточно велика роль карбонатсодержащих ассоциаций (Агабеков, 1963 г.; Крейци-Граф К., Хехт П., Паслер, 1957 г.). Дополнительное влияние на уменьшение минерализации и увеличение щелочности сингенетических фоновых вод неогена оказывали катагенетические дегидратационные эффекты, реализованные в монтмориллонитовых глинистых пачках комплекса в интервалах повышенных температур (в погруженных частях впадины)

Воды непродуктивных мезозойско-палеогеновых погребенных эрозионных выступов (Σ_{a+k} - 37,4–57,2 мг-экв.) и пластовые воды в нефтегазонасыщенных районах локальных структур в неогеновом комплексе (Σ_{a+k} - 23,1 –105,7 мг-экв.) занимают промежуточное положение между твердыми хлоркальциевыми мезозойскими рассолами (Σ_{a+k} - 455 мг-экв.) и гидрохимическим фоном щелочных вод неогеновых интервалов (Σ_{a+k} - 13,2– 52,6 мг. -экв.) (см. таблицы 2.10, 2.11).

Условия залегания, минерализация и компонентный состав вод выступов объективно отвечают модели пластового смешения разнотипных вод различной генетической природы и стратиграфической принадлежности. По результатам проведенных расчетов исходными ингредиентами этих смесей являются подвергшиеся предварительному опреснению (примерно на 30–35% - Σ_{a+k} - 303–305 мг-экв.) за счет палеоинфильтрации метеогенных и поверхностных вод в периоды постверхнемелового и олигоценового перерывов осадконакопления (Резников, 1970 г.; Справочник ..., 1976 г.) седиментогенные жесткие мезозойские рассолы и щелочные фоновые воды бурдигал-гельветской и тортонской серий, облекающих названные выступы. Количественные оценки показывают, что при смешении обеих составляющих соотношение их в пластовых растворах при уровне фактической в настоящее время минерализации 57,2 мг-экв должно достигать (5-10)/(95-90), т.е. доля незамещенных в резервуарах сингенетических высокоминерализованных мезозойских вод в общем балансе реальной гидрохимической среды не превышает 5-10 %. Иными словами, непродуктивные участки эрозионных выступов на современном этапе геологической истории региона на 90-95 % насыщены генетически чуждыми им щелочными водами неогена. Учет отмеченного выше факта сопряженности промышленной нефтеносности с зонами преимущественного распространения (сохранения) жестких рассолов (Σ_{a+k} - 140-305 мг-экв, S_2 - 15-20%-экв.) приводит к заключению о негативной роли в формировании углеводородных

скоплений в выступах поступления относительно слабоконцентрированных гидрокарбонатно-натриевых агентов из смежных интервалов неогеновой серии.

Своеобразная гидрохимическая зональность в пределах продуктивных локальных структур верхнего этажа, выражающаяся в более чем два раза повышенной минерализации и пониженной щелочности вод (или даже появлении жестких разностей на фоне щелочных) нефтенасыщенных участков по сравнению с законтурными (см. табл. 2.11), также находит наиболее удовлетворительное объяснение тем, что происходят процессы смешения нижних хлоркальциевых рассолов мезозойской генерационной принадлежности и сингенетичных щелочных фоновых вод. Количественное моделирование этих процессов методами расчета смесей показывает достаточную сопоставимость его результатов с фактическими составами и минерализацией пластовых вод различных неогеновых объектов-при последовательном смешении жестких рассолов ($\Sigma_{a+k} - 455$ мг-экв) с гидрокарбонатно-натриевыми водами бурдигал-гельветского, тортонского, сарматского и паннонского ярусов ($\Sigma_{a+k} - 52,6; 40,9; 30,4; 13,2$ мг-экв) водам продуктивных участков названных интервалов с минерализацией соответственно 105,7; 95,8; 75,7; 23,2 мг-экв отвечают пластовые смеси с уменьшающимся вверх по разрезу содержанием пришлоей хлоркальциевой компоненты-115; 12; 11; 3 %.

К аналогичному выводу приводят и данные по распределению сульфат-иона в вертикальном разрезе региона. Малая вероятность его сохранения как реликта солевого состава вод бассейнов седиментации неогена вследствие транзитного прохождения осадков через зоны активного функционирования сульфатредуцирующей микрофлоры (Кузнецов, Иванов, Ляликов, 1962 г.; Рачинский и Алиев, 1973 г.) и наличие обогащенных SO_4^{2-} -скоплений эвапоритов в мезозойской толще покровов определяют возможность признания в качестве основного фактора появления и накопления сульфатов в водной среде внедрение в неогеновый интервал инородных ему сульфатсодержащих вод мезозойской генерации.

Анализ материалов по гидрохимии Венской впадины дает основание считать главным механизмом формирования ионно-солевого состава, минерализации и пространственной зональности подземных вод в продуктивных интервалах верхнего этажа инъекцию в его разрез, насыщенный сингенетичными гидрокарбонатно-натриевыми водами, хлоркальциевых рассолов, выщелачивания мезозойских эвапоритов.

2.1.4. Иравадийско-Андаманская впадина

В осадочном разрезе впадины выделяются водонапорные комплексы эоцена, олигоцена, миоцена и плиоцена, разделенные региональным водоупорами-глинами свит Лаунгше нижнего эоцена, Яу верхнего эоцена, верхней части свиты Пьяубве нижнего миоцена.

Гидрохимическая информация по региону носит весьма ограниченный, неполный и крайне отрывочный характер. По литературным источникам, известно только, что преобладающим типом подземных вод в терригенной кайнозойской серии осадков является гидрокарбонатно-натриевый. Общая минерализация не превышает 12-25 г/л, коэффициент первичной щелочности 20-45 %-экв (табл. 2.12). Из таблицы видно, что вскрытый палеоцен-плиоценовый осадочный разрез характеризуется тенденцией некоторого роста минерализации и уменьшения щелочности вод со стратиграфической глубиной.

Распределение подземных вод по компонентному составу и степени концентрированности по площади впадины отражает явную связь химизма водной среды с палеогеографическими условиями осадконакопления и фациальным обликом вмещающих пород-в северной части региона (прогибы Северный, Чиндвин, Минбу), где разрез выполнен преимущественно континентальными пресноводными и дельтовыми образованиями (Бакиров, Варенцов, Бакиров, 1970 г.; Геодекян, 1968 г.; Кришнан, 1964 г.; Кучапин, 1953 г.),

распространены наименее минерализованные и наиболее щелочные воды (месторождения Таунгтонлон, Вунтхо, Индоу, Сейб, Ча-Ук-Ланива, Енангят и др.); в южной же части (прогибы Дельтовый, Ситтангский, Северо-Суматринский), где разрез представлен прибрежно-морскими терригенными фациями, подземные воды более минерализованы и менее щелочны (месторождения Хензада, Проме, Мьянаунг, Пьяпон, Рантау, Джедонгдонг, Джулу-Раджеу).

Формирование маломинерализованных вод гидрокарбонатно-натриевого типа, судя по имеющимся данным, следует связывать прежде всего со стадиями седименто-и раннего диагенеза осадков, когда опресненные иловые (поровые) воды вступали во взаимодействие с щелочесодержащими минералами вмещающих пород, образовавшихся из магматитов окружающих горных сооружений Аракан-Йома, Шань, Пусат-Гайо и др., служащих источниками сноса обломочного материала (Кришнан, 1964 г.; Тайнш, 1950 г.).

2.1.5. Лос-Анджелесская впадина

В терригенном разрезе региона подземные воды представлены щелочными и жесткими разностями (табл. 2.13). Гидрокарбонатно-натриевые характеризуют плейстоценовый, верхне- и нижне-плиоценовый водонапорные комплексы; жесткие-юрские, верхнемеловой, средне- и верхнемиоценовый. Региональными водоупорами являются глины эоценовых свит Сантьяго и Сесте и верхнемиоценовой формации Монтерей. На ряде месторождений и площадей локальные проявления жестких вод на общем фоне щелочных зафиксированы также и в плиоценовой серии (свиты Репетто и Пико).

Притоки подземных вод из юрских трещиноватых сланцев Францисканского комплекса Каталина, выполняющего фундамент осадочного чехла, получены на месторождениях Уилмингтон, Плайя-дель-Рей, Эль-Сеундо, Лонг-Бич. По химическому составу они относятся к хлоркальциевому типу. Общая минерализация составляет 125,1-139,5 мг-экв (35,7-39,9 г/л) при коэффициенте вторичной солёности 13,9-17,2 %-экв. Значения названных показателей максимальны для подземных вод всех интервалов разреза региона.

Таблица 2.12 Характеристика подземных вод Иравадийско-Андаманской впадины

Водонапорный комплекс	Месторождение, Площадь	Содержание компонентов, мг-экв						Σ _{a+к}	
		Cl ⁻	SO ²⁻ ₄	HCO ⁻ ₃ +CO ²⁻ ₃	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ +K ⁺	Мг-экв	г/л
Северная часть впадины (прогибы Северный, Чиндвин, Минбу)									
Плиоценовый (Иравади)	Таунгтонлон	11.010–13.76	0.20–0.30	9.70–10.44	0.15–0.27	0.10–0.12	20.75–24.11	42.0–49.0	12.0–14.0
Миоценовый (Кьяуккок, Пьяубве)	Индоу, Вунхто, Енангьяунг	15.06–18.53	0.30–0.35	10.87–10.89	0.25–0.34	0.12–0.14	25.86–29.2	52.5–59.5	15.0–17.0
Олигоценовый (Падаунг, Минбу, Енангьяунг	Чаук-Ланива, Минбу, Енангьяунг	18.50–22.24	0.30–0.40	10.62–10.95	0.31–0.43	0.20–0.22	29.22–32.62	59.5–66.5	17.0–19.0
Окминтаунг) Эоценовый (Табын)	Индоу, Вунхто, Пьяйя, Пьяпон	23.83–27.66	0.35–0.45	10.39–10.82	0.40–0.46	0.26–0.30	34.34–37.75	70.0–77.0	20.0–22.0
Южная часть впадины (прогибы Дельтовый, Ситтангский, Северо-Суматринский)									
Плиоценовый (Иравади)	Рантау, Иди, Джулу-Раджеу	16.39–19.92	0.25–0.35	9.48–9.61	0.28–0.32	0.14–0.23	25.83–29.20	52.5–59.5	15.0–17.0
Миоценовый (Кьяуккок, Пьяубве)	Рантау, Джедонгдонг	19.92–23.86	0.35–0.40	8.99–9.48	0.37–0.47	0.18–0.20	29.20–32.58	59.5–66.5	17.0–19.0
Олигоценовый (Падаунг, Окминтаунг)	Проме, Хензада, Мьянаунг	23.85–29.04	0.45–0.55	8.91–8.95	0.45–0.53	0.18–0.30	32.62–37.67	66.5–77.0	19.0–22.0
Эоценовый (Табын)	Ондуэ	28.83–33.30	0.50–0.65	9.17–9.80	0.50–0.73	0.19–0.32	37.81–42.70	77.0–87.5	22.0–25.0

Продолжение табл. 2.12

Водонапорный комплекс	Месторождение, площадь	По Пальмеру, %- экв			$\frac{rNa^{+}}{rCl^{-}}$	$\frac{r(Na^{+} - Cl^{-})}{rSO_{4}^{2-}}$	Тип воды по Сулину
		S ₁	A	a			
Северная часть впадины (прогибы Северный, Чиндвин, Минбу)							
Плиоценовый (Иравади)	Таунгтонлон	53.80–57.40	41.10–45.00	1.20–1.60	1.75–1.87	34.50–48.25	ГКН
Миоценовый (Кьяуккок, Пьяубве)	Индоу, Вунхто, Енангьяунг	58.50–63.45	35.00–40.00	1.50–1.55	1.58–1.72	30.74–36.0	ГКН
Олигоценовый (Падаунг, Окминтаунг)	Чаук-Ланива, Минбу, Енангьяунг	63.20–68.10	30.00–35.00	1.80–1.90	1.47–1.58	25.95–35.73	ГКН
Эоценовый (Табын)	Индоу, Вунхто, Пьяйя, Пьяпон	68.10–73.02	25.00–30.00	1.90–1.98	1.36–1.44	22.42–30.03	ГКН
Южная часть впадины (прогибы Дельтовый, Ситтангский, Северо-Суматринский)							
Плиоценовый (Иравади)	Рантау, Иди, Джулу-Раджеу	63.40–68.15	30.00–35.00	1.60–1.85	1.47–1.58	26.51–37.76	ГКН
Миоценовый (Кьяуккок, Пьяубве)	Рантау, Джедонгдонг	68.15–72.98	25.00–30.00	1.85–2.02	1.36–1.47	23.47–26.51	ГКН
Олигоценовый (Падаунг, Окминтаунг)	Проме, Хензада, Мьянаунг	73.10–76.85	22.00–25.00	1.90–2.15	1.30–1.37	15.69–19.49	ГКН
Эоценовый (Табын)	Ондуэ	76.20–77.60	20.00–22.00	1.80–2.40	1.28–1.31	14.46–17.96	ГКН

Таблица 2.13 Характеристика подземных вод Лос-Анджелесской впадины

Водонапорный комплекс	Месторождение, Площадь	Содержание компонентов, мг-экв						Σ _{a+k}	
		Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ +K ⁺	мг-экв	г/л
Воды регионального гидрохимического фона									
Плейстоцен- верхнеплиоценовый (зона инфильтрации)	Йорба-Линда, Вест-Койот, Санта-Фе- Спрингс, Лонг-Бич	0.20– 2.85	0.75– 1.32	2.0– 5.12	0.03– 0.36	0.63– 0.93	2.39– 6.67	6.4– 15.7	1.8– 4.5
Верхнеплиоценовый	Бриехуллд, Лонг-Бич, Инглвуд, Потреро, Уилмингтон	9.88– 12.43	0.15– 0.55	9.59– 10.62	0.15– 0.62	0.11– 0.30	19.43– 22.79	40.4– 46.8	11.2– 13.4
Нижнеплиоценовый	Торранс, Уилмингтон, Лонг-Бич, Хантингтон-Бич, Силд-Бич, Санта-Фе- Спрингс, Бреа- Олинда, Домингес	16.77– 20.53	0.20– 0.65	9.12– 11.97	0.35– 0.92	0.17– 0.69	25.15– 30.33	52.5– 61.4	15.0– 17.5
Верхнеплиоценовый	Мотебелло, Домингес, Уилмингтон, Торранс, Лонг-Бич, Сил-Бич, Санта-Фе- Спрингс, Бреа-Олинда, Хантингтон-Бич	44.70– 46.68	0.42– 1.29	0.58– 3.43	2.03– 6.39	0.17– 1.98	41.45– 46.17	92.8– 99.6	26.5– 28.5
Среднемиоценовый	Инглвуд, Сансет-Бич, Пуэнте-Хилс, Сил- Бич,	51.85– 55.19	0.96– 1.47	1.12– 1.35	3.94– 5.00	2.07– 3.82	48.12– 51.18	108.5– 120.0	31.0– 34.3
Верхнемеловой	Кристиантос-Крик, Сан-Клементе	60.85– 62.76	0.85– 0.95	1.45– 2.79	5.79– 7.20	4.0– 4.70	53.36– 54.00	126.3– 133.0	36.1– 38.0
Юрский	Плайя-дель-Рей, Уилмингтон, ль- Сегундо, Лонг-Бич	59.76– 66.32	0.94– 2.05	1.69– 2.79	6.27– 8.64	4.11– 6.15	52.17– 54.96	125.1– 139.5	35.7– 39.9

Продолжение табл. 2.13

Воды нефтегазонасыщенных участков локальных структур									
Верхнеплиоценовый	Бриехуоллд, Лонг-Бич, Инглвуд, Потреро, Санта-Фе-Спрингс, Уилмингтон	29.48– 46.43	0.22– 0.65	1.25– 5.33	0.33– 0.80	0.20– 1.50	34.5– 46.37	70.4– 96.2	20.1– 27.5
Нижнеплиоценовый	Санта-Фе-Спрингс, Торранс, Уилмингтон, Лонг-Бич, Хантингтон-Бич, Розекранц-Домингес, Вест-Койот	33.26– 47.37	0.40– 1.42	1.38– 8.78	0.96– 2.10	0.57– 1.00	38.2– 47.18	82.6– 98.5	23.6– 28.1

Водонапорный комплекс	Месторождение, площадь	По Пальмеру, %- экв				$\frac{rNa^{+}}{rCl^{-}}$	$\frac{r(Na^{+} - Cl^{-})}{rSO_{4}^{2-}}$	$\frac{r(Cl^{-} - Na^{+})}{rMg^{2+}}$	Тип воды по Сулину
		S ₁	S ₂	A	a				
Воды регионального гидрохимического фона									
Плейстоцен-верхнеплиоценовый (зона инфильтрации)	Йорба-Линда, Вест-Койот, Санта-Фе-Спрингс, лонг-Бич	34.8–47.4	-	33.2–49.2	12.2–25.3	2.34–11.95	2.03–5.83	-	ГКН
Верхнеплиоценовый	Лонг-Бич, Инглвуд, Потреро, Уилмингтон	50.9–56.0	-	39.8–46.2	1.3–4.3	1.73–1.99	18.51–59.27	-	ГКН
Нижнеплиоценовый	Торранс, Уилмингтон Лонг-Бич, Хантингтон-Бич,	58.7–68.7	-	27.2–37.1	1.8–5.3	1.41–1.65	16.48–59.0	-	ГКН

	Силд-Бич, Санта-Фе- Спрингс, Бреа- Олинда, Домингес								
Верхнеплиоценовый	Мотебелло, Домингес, Уилмингтон, Торранс, Лонг- Бич, Сил-Бич, Санта-Фе- Спрингс, Бреа- Олинда, Хантингтон-Бич	84.7– 95.1	2.1– 9.2	-	1.2– 7.9	0.91– 0.99	-	1.25–2.82	ХК
Среднемиоценовый	Инглвуд, Сансет-Бич, Пуэнте-Хилс, Сил-Бич,	85.3– 88.7	8.9– 12.5	-	2.0– 2.4	0.89– 0.93	-	1.51- 1.80	ХК
Верхнемеловой	Кристиантос- Крик, Сан- КLEMENTE	82.1– 84.5	13.7– 14.2	-	2.3– 4.2	0.87– 0.88	-	1.74– 1.87	ХК
Юрский	Плайя-дель- Рей, Уилмингтон, ль- Сегундо, Лонг- Бич	78.8– 83.4	13.9– 17.2	-	2.7– 4.0	0.83– 0.87	-	1.66– 2.07	ХК
Воды нефтегазонасыщенных участков локальных структур									
Верхнеплиоценовый	Бриехуоллд, Лонг-Бич, Инглвуд, Потреро, Санта-	85.6– 96.8	0.8– 1.2	0.5– 12.4	1.6– 3.1	0.99– 1.17	0.42– 17.48	0.05– 0.09	ГКН, ХМ, ХК

	Фе-Спрингс, Уилмингтон								
Нижнеплиоценовый	Санта-Фе- Спрингс, Торранс, Уилмингтон, лонг-Бич, Хантингтон-Бич, Розекранц- Домингес, Вест- Койот	85.1– 96.0	0.6– 7.7	2.1– 15.2	2.8– 7.5	0.89– 1.21	0.52– 12.92	0.23– 2.52	ГКН, СН, ХМ, ХК

Верхнемеловой комплекс (свита Уильямс) также насыщен хлоркальциевыми водами. Притоки их получены из аркозовых песчаников на месторождениях Кристианитос-Крик и Сан-Клементе (южная часть впадины). Общая минерализация вод 126,3-133,0 мг-экв (36,1-38,0 г/л) при коэффициенте вторичной солености 13,7-14,2%-экв.

Подземные воды из *среднемиоценового* комплекса (свита Топанга) получены на месторождениях Уилмингтон, Ингтвуд, Сансет-Бич, Пуэнте-Хилс и представлены хлоркальциевым типом. Общая минерализация заключена в диапазоне 108,5-120 мг-экв (31-34,3 г/л), коэффициент вторичной солености-8,9-12,5 %-экв.

Верхнемиоценовый комплекс (свита Пуэнте) характеризуется распространением хлоркальциевых подземных вод с минерализацией 92,8-99,6 мг-экв (26,5-28,5 г/л) и коэффициентом вторичной солености 2,1-9,2 %-экв (месторождения Торранс, Уилмингтон, Ингтвуд, Домингес, Лонг-Бич, Сид-Бич, Хантингтон-Бич, Санта-Фе-Спрингс, Бред-Олинда, Монтебелло).

Нижнеплиоценовый комплекс (свита Репотто) насыщен в основном гидрокарбонатно-натриевыми водами. Однако на отдельных месторождениях в наиболее продуктивных тектонических блоках, приуроченных обычно к максимально дислоцированным присводовым зонам локальных структур, отмечается спорадическое присутствие хлоркальциевых и «переходных» хлормagneиновых и сульфатнонатриевых разностей (месторождения Лонг-Бич, Сил-Бич, Хантингтон-Бич, Санта-Фе-Спрингс).

Щелочные воды гидрохимического фона (далекие законтурные зоны залежей и непродуктивные блоки) имеют общую минерализацию 52,5-61,4 мг-экв (15-17,5 г/л) при коэффициенте первичной щелочности 27,2-37,1 %-экв. Общая щелочность составляет 9,6-12,0 мг-экв. Отмечается четкая зависимость между величинами минерализации и значениями коэффициента первичной щелочности - с ростом минерализации первичная щелочность уменьшается.

Хлоркальцевые воды по своему ионно-солевому составу и минерализации почти идентичны водам миоценовой серии, что в сочетании со специфическими условиями их локализации и проявлений позволяет считать их инъецированными в плиоценовый разрез из подстилающих отложений.

Промежуточное положение между фоновыми и жесткими разновидностями подземных вод занимают щелочные воды, полученные в пределах продуктивных блоков большинства месторождений региона (Торранс, Уилмингтон, Сил-Бич, Домингес, Розекранц, Вест-Койот). Они характеризуются довольно высокой общей минерализацией-82,6-96,7 мг-экв (23,6-27,6 г/л) и резко пониженными значениями коэффициента первичной щелочности-2,1-15,2 %-экв.

Воды верхнеплиоценового комплекса (свита Пико) представлены главным образом гидрокарбонатно-натриевым типом с минерализацией 40,4-85,4 мг-экв (11,5-24,4 г/л). Диапазон изменения значений коэффициента первичной щелочности-6,4-46,2 %-экв на отдельных наиболее продуктивных участках (блоках, полях) спорадически распространены минерализованные – 89,5-96,2 мг-экв (25,7-27,5 г/л) «переходные» хлоркальциевые, хлормagneиновые и сульфатнонатриевые разности, генетически сопряженные с миоценовыми сериями (месторождения Ингтвуд, Лонг-Бич, Санта-Фе-Спрингс).

Гидрохимический фон свиты выполняют щелочные воды с минерализацией 40,4-46,8 мг-экв (11,5-13,4 г/л), общей щелочностью 9,6-10,6 мг-экв, коэффициентом первичной щелочности 39,8-46,2 %-экв (месторождения Бриехуоллд, Потреро, Ингтвуд, Лонг-Бич, Уилмингтон) и др.

Карбонатно-натриевые воды продуктивных зон характеризуются более высокой минерализацией - 70,4-85,4 мг-экв (20,1-24,4 г/л), меньшими значениями общей щелочности

3,5-5,1 мг-экв и коэффициента первичной щелочности - 6,4-12,4 %-экв (месторождения Уилмингтон, Инглвуд, Лонг-Бич, Санта-Фе-Спрингс).

Плейстоценовые интервалы осадочного разреза региона (месторождение Йорба-Линда), а на ряде месторождений и верхне-плиоценовые отложения (Вест-Койот, Санта-Фе-Спрингс, Лонг-Бич), насыщены маломинерализованными щелочными водами явно поверхностного (метеогенного) происхождения. Минерализация их не превышает 6-16 мг-экв (1,6-4,6 г/л), коэффициент первичной щелочности - 33,2-49,2 %-экв, вторичной – 12,2-25,3 %-экв. Отличительной особенностью этих вод является повышенная сульфатность-до 1,5-2,5 мг-экв, что в ряде случаев обуславливает присутствие сульфатнатриевых разностей. Глубина проникновения поверхностных вод в разрез на месторождениях, характеризующих максимальными дислоцированностью и гидродинамической раскрытостью (Вест-Койот, Лонг-Бич) достигает в отдельных блоках 800-1000 м, на большинстве же других месторождений - не превышает 200-300 м. В целом влияние современной инфильтрации на гидрохимическую обстановку осадочного разреза региона незначительно и ограничивается точно локальными головными участками пластов, выходящими на дневную поверхность и смежными с ними коллекторскими пачками.

Особенностью подземных вод региона является последовательный, начиная с некоторой фиксированной глубины (примерно 800-1000 м), рост содержания сульфат-иона вниз по разрезу, значения которого составляют независимо от типа и минерализации водной среды-от 0,1-0,3 мг-экв в верхних до 3-4 мг-экв в наиболее погруженных (прогретых) интервалах (см. рис. 2.22, 2.23). Аналитическое выражение корреляции « SO_4^{2-} - глубина» имеет вид $\text{SO}_4^{2-} = 0,33 \cdot 10^{-6} \cdot H^{1,939}$, « SO_4^{2-} - температура»- $\text{SO}_4^{2-} = 2,76 \cdot 10^{-6} \cdot t^{2,735}$.

Обобщая материалы по закономерностям пространственного распределения подземных вод по компонентному составу и минерализации, можно констатировать следующее:

- региональный гидрохимический фон ниже- и верхнеплиоценового водоносных комплексов выполнен слабоконцентрированными (11,5-17,5 г/л) гидрокарбонатно-натриевыми водами с коэффициентом первичной щелочности 27,2-46,2 %-экв. В залегающих ниже водоносных комплексах юры, верхнего мела, среднего и верхнего миоцена регионально распространены минерализованные (26,5-39,9 г/л) хлоркальциевые растворы с коэффициентом вторичной солёности 9,2-17,2 %-экв;
- вертикальная гидрохимическая зональность осадочного выполнения региона носит прямой характер, сверху вниз по стратиграфическому разрезу отмечается увеличение минерализации подземных вод, сопровождающееся последовательным снижением значений коэффициента первичной щелочности в среде гидрокарбонатно-натриевых вод и ростом значений коэффициента вторичной солёности в среде хлоркальциевых растворов;
- в плиоценовых водонапорных комплексах распределение подземных вод по минерализации и ионно-солевому составу по площади локальных поднятий неоднородно, на ряде месторождений в наиболее продуктивных тектонических блоках (зонах), приуроченных к резко нарушенным дизъюнктивами присводовым участкам складок, отмечается спорадическое присутствие минерализованных (20,1-28,1 г/л) хлоркальциевых и «переходных» хлормagneиных, сульфатнатриевых и гидрокарбонатно-натриевых вод (значения коэффициента вторичной солёности и первичной щелочности 0-3 %-экв) на общем фоне слабоконцентрированных

высокощелочных, т.е. создается общая картина уменьшения минерализации, жесткости и роста щелочности подземных вод в направлении от свода к периферийным частям складок;

- общая минерализация и значения коэффициента вторичной солености жестких вод, проявляющихся в среде щелочных, закономерно уменьшаются вверх по плиоценовому разрезу;
- смена типов и уменьшение концентрированности вод в одноименных плиоценовых объектах в горизонтальном направлении, от центральных к периферийным участкам складок, осуществляется зонально, через ареалы обязательного последовательного распространения хлоркальциевых, «переходных» хлормагниевого, сульфатнонатриевых и гидрокарбонатно-натриевых вод, сменяемых высокощелочными маломинерализованными водами регионального гидрохимического фона;
- в плиоценовых комплексах щелочные воды продуктивных участков локальных структур по сравнению с фоновыми характеризуются в 1,5-2 раза более высокой минерализацией и резко пониженными значениями коэффициента первичной щелочности;
- в плиоценовых комплексах сопряженные с нефтегазоносностью гидрохимически аномальные проявления минерализованных жестких и «переходных» разностей на общем фоне слабokonцентрированных гидрокарбонатно-натриевых вод приурочены, как правило, к зонам, участкам (очагам) относительно незатрудненной гидродинамической разгрузки, пространственно соответствующим максимально дислоцированным частям локальных структур.

Описанные закономерности позволяют высказать некоторые соображения относительно условий формирования минерализации и компонентного состава подземных вод, особенностей их пространственного размещения, обуславливающих его процессы и механизмы.

Совокупность фактических данных, отражающая специфику исторического развития региона, его геотектонического режима, палеогеографических условий формирования и распространения фаций осадочного разреза, позволяет наметить общую направленность палео- и современных гидрохимических процессов, приведших к генерации слабokonцентрированных в целом вод осадочного разреза независимо от их генетического типа.

Анализируя имеющиеся материалы, можно сделать вывод, что в плиоценовых комплексах исходный гидрокарбонатно-натриевый тип сингенетичных пластовых растворов с относительно небольшой минерализацией (11,5-17,5 г/л) был сформирован еще на стадиях седименто- и раннего диагенеза осадков в ходе контакта иловых (поровых) растворов с находящимися в повышенных количествах во вмещающих породах щелочными минералами, образовавшимися в процессе выветривания гранитов областей питания обломочным материалом бассейна осадконакопления. Фактором последующего разубоживания сформированных растворов явилась палеоинфильтрация пресных метеогенных вод, осуществленная в периоды перерывов в осадконакоплении, отвечающих инверсионным этапам геологической истории впадины, на рубеже антропогена и верхнего плиоцена, между верхним и нижним плиоценом (Бакиров, 1959 г.; Барбат, 1961 г.; Вер Биебе, 1957 г.).

Дальнейшее увеличение содержания карбонатов и бикарбонатов в подземных водах (до 10-12 мг-экв) происходило на более поздней стадии литификации осадков- катагенной, когда оказался реализованным осуществляющийся в зоне повышенных температур процесс

повышения выхода из фильтрационно-выщелачиваемых пород ионов CO_3^{2-} и HCO_3^- , что экспериментально доказано исследованиями Валукоис и Ходков (1959 г.), Кононов (1965 г.). На этой стадии повышению щелочного резерва и некоторому понижению минерализации вод способствовали гидрохимические эффекты, сопровождавшие явление дегидратации монтмориллонитовых глин (модель Капченко 1978 г.).

Таким образом, повышенные концентрации карбонатов и бикарбонатов в подземных водах плиоценовой серии являются интегральным результатом трех растянутых во времени процессов - на первом (диагенетическом) этапе, связанном с относительно малыми регионами, - это следствие контакта поровых вод литифицирующихся отложений с щелочесодержащими минеральными ассоциациями вмещающей среды, что определило исходную их обогащенность CO_3^{2-} и HCO_3^- и, соответственно, гидрокарбонатно-натриевый тип; на втором - катагенетическом этапе, протекающем на значительно больших глубинах (в обстановке высоких температур), - это результат реализации термохимических процессов выщелачивания коллекторов и дегидратации глинистых пачек.

Сингенетичные хлоркальциевые пластовые растворы доплиоценовых комплексов представляются продуктами длительной естественной метаморфизации подземных вод морского генезиса, осуществленной по известным моделям Валяшко (1964 г.) и Капченко (1974 г., 1979 г.). Относительно невысокая их минерализация (до 40 г/л) обусловлена по-видимому палеоинfiltrацией поверхностных пресных вод в периоды седиментационных перерывов и частичного размыва осадков, происходивших между нижним плиоценом и верхним миоценом, между средним миоценом и олигоценом и др. (Бакиров, 1959 г.; Барбат, 1961 г.), когда метеогенные воды частично промывали коллекторские пачки доплиоценового стратиграфического диапазона. Механизмом дополнительного влияния на уменьшение минерализации явился гидрохимический эффект генерации «возрожденных» вод глинистых минералов, что находит объективное подтверждение в присутствии в домиоценовых интервалах преимущественно аргиллитоморфных и сланцевидных предельно уплотненных глинистых пород гидрослюдистого в основном минералогического состава (Барбат 1961 г.; Филиппи, 1974 г.).

Специфичные условия формирования минерализованных «переходных» хлоркальциевых, хлормagneиных, сульфатонатриевых и гидрокарбонатно-натриевых вод, локализованных в продуктивных зонах (блоках) нефтегазовых залежей плиоценовых отложений. Особенности их ионно-солевого состава, повышенная минерализация, зональный характер распространения по площади отдельных структур, преимущественная ассоциация с промышленным углеводородным насыщением, приуроченность наиболее тектонически нарушенным участкам складок в сочетании с присутствием на ряде месторождений типично жестких вод миоценового облика (см. выше) отвечают гидрогеологической обстановке объективно реализованного процесса смешения разнотипных вод различной стратиграфической принадлежности - собственно пластовых щелочных гидрохимического фона и инъецированных жестких из подстилающих комплексов миоцена. Расчеты по модели смешения показывают, что воды продуктивных блоков комплекса Репетто являются пластовыми смесями щелочных фоновых вод с сингенетичными хлоркальциевым и водами низезалеающих миоценовых формации Пуэнте и Топанга с долей инъецированной жесткой компоненты от 35 до 96 %; в вышезалеающей плиоценовой свите Пико доля пришлого ингредиента, как это очевидно, несколько меньше и составляет 54-80 %.

Характерно, что максимальное доленое участие нижних вод отмечается в «переходных» хлормagneиных и сульфатонатриевых разностях, в щелочных смесях оно существенно меньше. Примечательно также, что гипсометрическая губина верхней границы проявления хлоркальциевых и «переходных» вод минимальна на резко дислоцированных поднятиях (месторождения Вест-Койот, Лонг-Бич, Санта-Фе-Спрингс) и максимальна на месторождениях,

приуроченных к менее нарушенным складкам (Уилмингтон, Хантингтон-Бич, Домингес), т.е. масштаб инъекции - высота внедрения нижних вод в плиоценовый разрез -максимален на структурах, характеризующихся более высокой степенью гидравлической сообщаемости верхних и нижних интервалов.

Объективность этого положения подтверждается фактом, что именно на месторождениях первой групп воды продуктивных блоков наиболее минерализованы, представлены типично хлоркальциевыми разностями с наивысшими значениями коэффициента вторичной солёности и совершенно аналогичны водам подстилающей миоценовой серии, тогда как на месторождениях второй группы воды продуктивных участков более близки фоновым.

Иными словами, в пределах продуктивных блоков наиболее дислоцированных месторождений вариации минерализации и компонентного состава подземных вод сверху вниз по стратиграфическому разрезу практически места не имеют и все его интервалы в границах контуров нефтеносности насыщены водами тождественного гидрохимического облика; на менее же нарушенных поднятиях вертикальная гидр химическая зональность более контрастна.

Вывод о реализованных в регионе перегонах подземных вод вытекает и из особенностей распределения сульфат-иона по площади и разрезу локальных поднятий. Наиболее высокие его концентрации в плиоценовых интервалах отмечаются в водах продуктивных блоков, тогда как в фоновых его всегда значительно меньше. При этом максимальные содержания сульфатов строго соответствуют их концентрации в водах миоцена. Примечательно также, что наибольшие количества SO_4^{2-} фиксируются в пластовых смесях с максимальным участием пришлой составляющей. Учет малой вероятности сохранения сульфатов как реликтов солевого состава водной среды бассейна седиментации плиоцена вследствие транзитного в ходе последующей геологической истории прохождения осадков через зону активной микробиальной сульфатредукции и экспериментально установленного факта его генерации в катагенной зоне (Киссин, 1967 г.; Кононов, 1965 г.; Красинцева, 1968 г.), соответствующей термобарическим условиям миоценового комплекса Лос-Анджелесской впадины, дает основание считать основным механизмом проявления и присутствия SO_4^{2-} в водах плиоценовой серии внедрение в ее разрез сульфатсодержащих вод миоценовой стратиграфической принадлежности.

Анализ материалов по гидрохимии Лос-Анджелесской впадины приводит к заключению, что пространственное распределение подземных вод в ее осадочном разрезе определено межформационными перетоками из нижних в верхние его этажи.

2.1.6. Маракаибская впадина

В осадочном разрезе бассейна встречены подземные воды всех генетических типов. Наиболее распространены гидрокарбонатно-натриевые, насыщающие постмезозойский стратиграфический диапазон; меловая и нижезалегающие формации характеризуются региональным развитием жестких вод хлоркальциевого типа. На ряде поднятий в отдельных интервалах разреза локально присутствуют метеогенные воды инфильтрационного происхождения-сульфатно-и гидрокарбонатно-натриевые весьма малой минерализации (до 3-5 г/л) (табл. 2.14).

Основные водонапорные комплексы - меловой, палеоценовый, эоценовый, олигоценовый, миоценовый. Разделяющие их региональные водоупоры - глины формаций Ла-Пас верхнего мела (сантон, маастрихт), Паухи верхнего эоцена, Ла-Пуэрта верхнего миоцена.

Подземные воды *мелового комплекса* получены из ниже- и верхнемеловых карбонатных известняков свит Апон, Копачо, Ла-Луна на месторождениях Ла-Пас, Мара, Ла-Консепсьен, Сибукара, Западная Тарра (Западная нефтегазоносная область) и из песчаников свиты Мито-Хуан (верхний мел-дат) на месторождениях Ламар и зоны Боливар (область Боливар-Фалькон). По химическому составу они относятся к хлоркальциевому типу с коэффициентом вторичной солёности 31,9-58,6 %-экв. Общая минерализация заключена в пределах от 152,9 до 215,0 мг-экв (43,7-61,4 г/л). Содержание сульфат-иона достигает 3,9 мг-экв (месторождение Ламар- глубина объекта притока 5186 м). Коэффициент метаморфизации изменяется от 0,42 до 0,71. Во всем вскрытом осадочном разрезе региона значения названных показателей минимальны. Воды подобного гидрохимического облика выполняют региональный фон комплекса.

Преимущественно территенный *палеоценовый комплекс* (свиты Гусаре, Кататумбо) характеризуется региональным распространением гидрокарбонатно-натриевых вод с минерализацией 52,8-58,2 мг-экв (15,1-16,8 г/л) и коэффициентом первичной щелочи 6,3-9,7 %-экв (месторождения Ла-Пас, Мара, Ламар, Лама, Эль-Мене). Концентрация сульфатов достигает 2,9 мг-экв на глубине 4350 м (Лама).

На месторождениях, где продуктивен нижезалегающий комплекс и нефтенасыщены вышезалегающие отложения палеоцена (зона Боливар, Ламар, Ла-Пас, Мара, Западная Тарра), в пределах участков локальных структур, содержащих скопления углеводородов максимальной плотности запасов, отмечается спорадическое присутствие хлоркальциевых разностей, характеризующихся повышенной минерализацией (до 150-170 мг-экв 42,1-48,6 г/л) и по значениям этого показателя приближающихся к водам мелового интервала. Коэффициент вторичной солёности составляет в этом случае 20,2-25 %-экв.

Эоценовый комплекс (свиты Лос-Кузрвос, Мирадор, Карбонера, Боскан, Лос-Флорес, выполняющие серию Консепсьен) характеризуется региональным распространением вод гидрокарбонатно-натриевого типа с минерализацией 41,4-45,0 мг-экв (11,8-12,9 г/л) при коэффициенте первичной щёлочности 13,6-46,3 %-экв. Содержание сульфатов достигает 0,95-1,30 мг-экв (месторождения Боскан, Ла-Консепсьен, Бочакеро-зона Боливар, Лама, Ламар). Значения общей минерализации на продуктивных участках поднятий возрастают до 79-80 мг-экв (20-22,9 г/л), сопровождаясь понижением

Таблица 2.14 Характеристика подземных вод Маракаибской впадины

Водонапорный комплекс	Месторождение, Площадь	Содержание компонентов, мг-экв						Σ _{а+к}	
		Cl ⁻	SO ²⁻ ₄	HCO ⁻ ₃ + CO ²⁻ ₃	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ +K ⁺	Мг-экв	г/л
Зона инфильтрационных вод									
Миоценовый	Кабимас, Тиа-Хуана, Лагунильяс, Пуэбло-Вьеха, Мене-Гранде	0.52– 5.02	0.02– 0.28	1.48– 9.51	0.08– 0.27	0.12– 0.48	5.10– 10.39	10.36– 21.36	3.0– 6.1
Олигоценовый	Кабимас, Лагунильяс	0.25– 5.02	-	3.29– 9.02	0.05– 0.30	0– 0.49	7.52–8.73	16.62– 18.54	4.8– 5.3
Нижнеплиоценовый	Тиа-Хуана, Лагунильяс, Мене-Гранде, Боскан, Энсенада, Ла-Крусес	0.07– 10.44	0.04– 0.76	0.29– 5.85	0.04– 0.20	0.01– 0.16	0.12–7.82	0.40– 15.56	0.11– 4.5
Воды регионально гидрохимического фона									
Миоценовый	Бочакеро, Лама	9.42– 10.34	0.11– 0.58	8.13– 10.24	0.15– 0.20	0.39– 0.49	17.59– 20.00	36.26– 41.38	10.4– 11.8
Олигоценовый	Лама, Лос-Кларос	14.03– 18.71	0.20– 0.78	6.20– 7.75	0.15– 0.30	0.48– 0.58	21.93– 25.23	45.12– 50.22	12.9– 14.2
Эоценовый	Бокачеро, Ла-Консепсьен, Лама, Ламар	10.25– 16.68	0.20– 0.95	3.20– 10.25	0.18– 0.24	0.13– 0.48	20.04– 22.46	41.40– 45.00	11.8– 12.9
Палеоценовый	Ла-Пас, Эль-Мене, Ламар, Лама, Мара, Боливар, Зап, Тара	23.82– 25.39	0.30– 2.86	2.29– 4.00	0.17– 0.75	0.15– 0.41	26.09– 28.23	52.82– 58.78	15.09– 16.8
Меловой	Ла-Консепсьен, Ла-Пас, Мара, Сибукара, Зап, Тара, Ламар, Пуэбло-Вьеха	74.75– 102.41	0.22– 3.92	0.13– 1.15	27.94– 47.40	2.63– 10.70	37.58– 72.86	152.86– 214.96	43.7– 61.4

Продолжение табл.2.14

Воды нефтегазонасыщенных участков локальных структур									
Миоценовый	Лама, Лос-Карлос	17.76– 22.27	0.25– 0.87	6.45– 7.12	0.30–0.48	0.19– 0.31	24.34–29.10	50.26– 59.18	14.4–16.9
Олигоценовый	Бочакеро, Ламар, Ла-Консепсьен	23.71– 30.65	0.28– 0.94	4.41– 5.01	0.35–0.46	0.22– 0.31	28.43–35.23	58.00– 72.00	16.6–20.3
Эоценовый	Бокачери, Ламар, Мара, Ла-Пас, Зап, Тарра	31.63– 36.98	0.28– 1.18	1.84– 3.09	0.36–0.42	0.23– 0.28	34.35–39.36	70.00– 80.00	20.0–22.9
Палеоценовый		72.92– 81.15	0.51– 2.90	0.95– 1.57	14.12– 15.21	4.00– 5.12	54.67–66.88	150.00– 170.00	42.9–48.6
Водонапорный комплекс	Месторождение, площадь	По Пальмеру, %- экв				$\frac{rNa^{+}}{rCl^{-}}$	$\frac{r(Na^{+} - Cl^{-})}{rSO_4^{2-}}$	$\frac{rNa^{+}}{rCl^{-}}$	Тип воды по Сулину
		S ₁	S ₂	A	a				
Зона инфильтрационных вод									
Миоценовый	Кабимас, Тиа-Хуана, Лагунильяс, Пуэбло-Вьеха, Мене-Гранде	5.34–69.11	-	29.35– 91.45	1.54– 9.01	1.51– 19.98	-	6.43	ГКН
Олигоценовый	Кабимас, Лагунильяс	2.70–60.41	-	30.08– 91.48	5.82– 9.51	1.50– 34.92	-	-	ГКН
Эоценовый	Тиа-Хуана, Лагунильяс, Мене-Гранде, Боскан, Энсенада, Ла-Крусес	17.00–55.00	-	5.60– 76.5	1.10– 40.00	1.51– 58.2	-	1.25	ГКН
Воды регионально гидрохимического фона									
Миоценовый	Бочакеро, Лама	50.51–55.14	-	41.90– 46.16	2.96– 3.33	1.87– 1.93	-	14.09– 87.82	ГКН

Продолжение табл. 2.14

Водонапорный комплекс	Месторождение, площадь	По Пальмеру, %- экв				$\frac{rNa^{+}}{rCl^{-}}$	$\frac{r(Na^{+} - Cl^{-})}{rSO_{4}^{2-}}$	$\frac{r(Cl^{-} - Na^{+})}{rMg^{2+}}$	Тип воды по Сулину
		S ₁	S ₂	A	a				
Олигоценый	Лама, Лос-Кларос	65.64– 75.33	-	21.15– 31.56	2.80– 3.52	1.35– 1.56	-	10.13–32.60	ГКН
Эоценовый	Бокачери, Ла-Консепсьен, Лама, Ламар	50.48– 84.64	-	13.58– 46.33	1.78– 3.19	1.23– 1.95	-	3.98–48.95	ГКН
Палеоценовый	Ла-Пас, Эль-Мене, Ламар, Лама, Мара, Боливар, Зап, Тара	86.39– 93.60	-	6.28– 9.66	0.12– 3.95	1.09– 1.11	-	1.35–7.57	ГКН
Меловой	Ла-Консепсьен, Ла-Пас, Мара, Сибукера, Зап, Тара, Ламар, Пуэбло-Вьеха	41.22– 67.76	31.95– 58.65	-	0.13– 1.50	0.42– 0.71	2.76–16.92	-	ХК
Воды нефтегазонасыщенных участков локальных структур									
Миоценовый	Лама, Бочакери	71.68– 78.19	-	20.14– 25.17	1.67– 3.15	1.31– 1.37	-	7.85–26.32	ГКН
Олигоценый	Лама, Лос-Карлос	82.73– 95.20	0.87– 3.00	10.12– 15.32	1.95– 2.14	0.96– 1.20	0.10–0.15	0.92–16.86	ХК, ХМ, СН, ГКН
Эоценовый	Бочакери, Ламар, Ла-Консепсьен	91.17– 95.40	0.96– 2.98	3.00– 6.98	1.60– 1.85	0.96– 1.09	0.13–0.17	0.98–9.71	ХК, ХМ, СН, ГКН
Палеоценовый	Бокачери, Ламар, Мара, Ла-Пас, Зап, Тарра	72.90– 78.68	20.20– 25.00	-	1.12– 2.10	0.75– 0.82	3.55–3.57	-	СН, ГКН, ЖК

значений коэффициента первичной щелочности до 3-7 %-экв. В отдельных высокопродуктивных блоках месторождений зоны Боливар, Ламар, Ла-Консепсьен, где нефтегазоносны подстилающие отложения мела и палеоцена, спорадически присутствуют минерализованные «переходные» хлормagneиые и сульфатнонатриевые воды с коэффициентом вторичной солёности не более 3 %-экв.

В *олигоценевом комплексе* (свиты Икотеа, Ла-Роса) основной тип подземных вод- гидрокарбонатно-натриевый, общая минерализация -45-50,2 мг-экв (12,9-14,3 г/л), коэффициент первичной щелочности 21,15-31,6 %-экв. В условиях промышленного углеводородного насыщения минерализация повышается до 58-72 мг-экв, а коэффициент первичной щелочности уменьшается до 10-15 %-экв; нередко отмечается присутствие «переходных» разностей (месторождения Лама, Лос-Кларос).

Гидрохимический фон *миоценового комплекса* (свиты Лагульнильяс, Исноту, Ла-Вилья) выполнен щелочными водами с минерализацией 36,3-41,4 мг-экв (10,4-11,8 г/л) и коэффициентом первичной щелочности 41,9-46,2 %-экв (месторождения зоны Боливар, Лама, Мене-Гранде). Воды, контактирующие со скоплениями углеводородов, более минерализованы- до 50-60 мг-экв и менее щелочны- коэффициент первичной щелочности до- 20-25 %-экв.

Специфическую группу в регионе представляют маломинерализованные (до 5 г/л), с повышенными значениями коэффициента вторичной щелочности (до 40 %-экв) гидрокарбонатно-натриевые воды инфильтрационного происхождения. Как правило, они распространены на эродированных, инверсионно приподнятых и частично размытых понятиях, приурочены к участкам выходов коллекторских пачек на дневную поверхность, охватывают относительно небольшую площадь и вертикальный (гипсометрический) интервал. Отличительной особенностью распространения этих вод является практическая неизменность состава и минерализации во всем стратиграфическом диапазоне их проявлений (эоцен-миоцен) (см. табл. 2.14). Влияние вод современной инфильтрации на формирование гидрохимической обстановки в водоносных комплексах следует признать ограниченным, что следует из факта доминирующего присутствия в коллекторах всех интервалов разреза существенно различающихся фоновых вод совершенно иного компонентного состава и минерализации.

По региону в целом в фоновых водах всех стратиграфических комплексов, начиная с определенного гипсометрического уровня-порядка 1000 м (температура 65 °С), наблюдается появление и последующий закономерный рост содержания сульфат-иона с глубиной- от 0,1-0,3 в верхних до 3-4 мг-экв в наиболее погруженных (прогретых) интервалах (см. рис. 2.22, 2.23). Корреляции «сульфат-ион - глубина» и «сульфат-ион пластовая температура» имеют вид: $SO_4^{2-} = 0,94 \cdot 10^{-6} \cdot H^{1,782}$ и $SO_4^{2-} = 0,34 \cdot 10^{-6} \cdot t^{3,217}$.

Анализ и систематизация пирохимических материалов по Маракаибской впадине позволяют сделать следующие общие выводы:

- вертикальная гидрохимическая зональность осадочного выполнения региона имеет нормальный характер-сверху вниз по стратиграфическому разрезу маломинерализованные (10,0-16,8 г/л) фоновые гидрокарбонатно-натриевые воды кайнозойские серии (коэффициент первичной щелочности 6,3-46,2 %-экв) сменяются минерализованными (43,7-61,4 г/л) хлоркальциевыми пластовыми растворами мезозоя (коэффициент вторичной солёности-31,3-58,7 %-экв);
- в палеоген-неогеновом стратиграфическом диапазоне распределение подземных вод по компонентному составу и минерализации в пределах локальных нефтегазоносных структур мозаично- в их продуктивных блоках,

приуроченных к тектонически нарушенным участкам поднятий - зонам гидродинамического дренажа, на общем фоне маломинерализованных щелочных вод отмечается гидрохимически аномальное присутствие более концентрированных (в 1,5-3 раза) растворов (нередко жестких и переходных»), определяющее общую картину снижения минерализации и роста щелочности (до 2 раз) подземных вод от свода к погружениям складок. Изменение типов и концентрированности подземных вод в указанном направлении осуществляется зонально-через последовательно сменяющиеся ареалы распространения хлоркальциевых, «переходных» хлормагниевого, сульфатнатриевых и гидрокарбонатно-натриевых вод, постепенно переходящих в типично щелочные воды регионального фона;

- общая минерализация и значения коэффициента вторичной солености жестких вод, проявляющихся на фоне щелочных, закономерно уменьшаются вверх по разрезу.

Закономерности пространственного распространения подземных вод в сочетании с общегеологическими данными позволяют оценить роль и значение тех или иных факторов и механизмов, определяющих генезис, условия их формирования и распределения в осадочном чехле региона.

Региональный гидрохимический профиль осадочного выполнения Маракаибской впадины, характеризующийся резким уменьшением минерализации и возрастанием щелочности подземных вод снизу вверх по разрезу, в весьма контрастной форме иллюстрирует генетическую связь химизма пластовой среды с историей геологического развития бассейна, обстановкой и палеогеографическими условиями седиментогенеза, фаціальным обликом слагающих его пород. Так, нормально-прибрежно-морской карбонатно-песчано-глинистой фации мела отвечают сингенетичные минерализованные (до 62 г/л) хлоркальциевые растворы, явно являющиеся производными процесса длительного естественного преобразования морских иловых вод, осуществленного в соответствии с известными схемами метаморфизации подземных вод Валяшко, Капченко и др.

Постмеловым же стратиграфическим интервалам, отлагавшимся преимущественно в речных, дельтовых, лагунных, озерных (палеоцен, миоцен, плейстоцен), солоновато-и пресноводных условиях морских заливов (эоцен, олигоцен) (Йанг, Беллис и Рентс, 1959 г.; Миллер, Эдвардс и Уэлкот, 1961 г.; Мэнчер, Фитчэр, 1953 г.), соответствует пластовая гидрохимическая среда, выполненная маломинерализованными (11,8-16,8 г/л) водами гидрокарбонатно-натриевого типа, несущими в своем составе четкие черты связи с поверхностными агентами. Представляется, что относительно низкая степень концентрированности этих вод обусловлена не только первоначальным пресным или солоноватым характером бассейнов седиментации, но и в определенной мере результатом палеоинфильтрации пресных метеогенных вод, происходившей в периоды многочисленных перерывов в осадконакоплении, в частности, между палеоценом и эоценом, зоценом и олигоценом, средним и верхним миоценом, миоценом и плиоценом (Йанг, Беллис и Рентс, 1959 г.; Миллер, Эдвардс и Уэлкот, 1961 г.).

Первичный гидрокарбонатно-натриевый тип сингенетичных подземных вод постмелового диапазона обязан своим формированием стадиям седименто- и раннего диагенеза осадков, когда опресненные поровые растворы литифицирующихся пород в процессе контакта с щелочными минералами, образовавшимися в результате выветривания гранитоидных областей питания обломочным материалом бассейнов осадконакопления, обогащались карбонат-и бикарбонат-ионом. Течению этого процесса способствовало

последовательное возрастание в балансе водоемов обогащенных атмосферным CO_2 поверхностных вод.

Дополнительным фактором последующего возрастания щелочности подземных вод представляется катагенный гидрохимический эффект, реализованный в современной обстановке повышенных температур в ходе термохимического фильтрационного выщелачивания пород пластовых резервуаров по моделям по Кисина (1967 г.), Кисина и Пахомова (1970 г.), Кононова (1965 г.) и Красинцевой (1968 г.).

Участкам (очагам) гидродинамических дрен в сочетании с проявлением на ряде месторождений в тех же объектах минерализованных хлоркальциевых вод типично меловой стратиграфической принадлежности определяет генезис «переходных» разностей как результат смешения в различных объемных соотношениях сингенетичных щелочных вод гидрохимического фона кайнозойских комплексов с внедрившимися жесткими растворами нижнего этажа. Этот вывод основан на ряде факторов. Они включают в себя:

- Учет площадной зональности распространения в постмеловых комплексах «переходных» хлоркальциевых, хлормagneйных, сульфатно- и гидрокарбонатно-натриевых вод;
- их всепроникающая связь с гидрокарбонатно-натриевых вод;
- постоянной их ассоциации с промышленным углеводородным насыщением, обязательной приуроченности к наиболее дислоцированным блокам локальных поднятий;

Расчеты количественных параметров процесса смешения фоновых вод с инъецированными меловыми показывают, что подземные воды продуктивных участков локальных структур являются их пластовыми смесями с содержанием пришлой компоненты в палеогеновом комплексе 65 %, эоценовом-20 %, олигоценном и миоценовом-порядка 10 %. Объективно подтверждают реальность названного механизма факты минимального гипсометрического уровня проявления в щелочной среде хлоркальциевых и «переходных» вод на наиболее тектонически нарушенных поднятиях (Лос-Кларос, Урданетта, Мене-Гранде) и заметный рост карбонатности разреза в продуктивных блоках месторождений, определенный выпадением CaCO_3 и MgCO_3 , при смешении высокощелочных фоновых вод с весьма жесткими меловыми.

Наличие межформационных перетоков находит еще одно подтверждение в особенностях пространственного распределения сульфат-иона в подземных водах региона-наибольшее его содержание в кайнозойских водоносных комплексах фиксируется только в продуктивных блоках месторождений и, как правило, соответствует концентрациям, типичным для меловой серии. Характерно при этом, что по мере роста в пластовых водных смесях кайнозоя доли инъецированного ингредиента количество SO_4^{2-} в них возрастает, достигая максимума в «переходном», хлоркальциевых и хлормagneйных разностях. Практическое отсутствие сульфатов в щелочных фоновых водах кайнозойской серии и повышенные его концентрации только в водах глубокопогруженного мелового комплекса и в пластовых смесях постмелового диапазона с достаточно большим содержанием внедрившейся компоненты определяют преимущественно мезозойскую генерацию SO_4^{2-} в ходе катагенного процесса термохимического фильтрационного выщелачивания водовмещающих пород (Кисин и Пахомов, 1967 г.; Кононов, 1965 г.). Поэтому присутствие сульфатов в водах выщелачиваемых комплексов нельзя объяснить иначе, чем результатом реализации вертикальной гидравлической связи нижнего и верхнего этажей осадочного разреза.

Совокупность материалов по Маракаибской впадине позволяет прийти к общему заключению, что химизм подземных вод в пределах локальных структур в значительной степени определен крупномасштабными межформационными перетоками флюидов по системе тектонических нарушений.

2.2. Предгорные прогибы

2.2.1. Предкарпатский прогиб

В осадочном разрезе геосинклинальной внутренней зоны прогиба преимущественным пространственным распространением пользуются метаморфизованные хлоркальциевые рассолы с общей минерализацией 315-1050 мг-экв (90-300 г/л), достигающей в отдельных интервалах 1155-1575 мг-экв (330-450 г/л); реже встречаются соленые воды и рассолы хлормagneиевого и гидрокарбонатно-натриевого типов с минерализацией 105-315 мг-экв (30-90 г/л); на ряде площадей в самых верхних объектах, обнажающихся на дневной поверхности, локальное развитие получают инфильтрационные пресные и солоноватые - 17,5-35 мг-экв (5-10 г/л) - сульфатнонатриевые и щелочные разности (табл. 2.15).

В вертикальном разрезе региона выделяются три основных водонапорных комплекса:

1. не вскрытый бурением палеозой-среднеюрский, представленный по-видимому, по аналогии с соседними Центральнокaрпатским, Паннонским, Венским и Закарпатским бассейнами (Бакиров, Варенцов, Бакиров, 1970 г.; Бека и Высоцкий, 1976 г.; Вадас, 1964 г.; Варенцов, 1948 г.), весьма плотными сильно трещиноватыми вулканогенно-осадочными образованиями;
2. верхний мел-верхне-олигоценовый флиш, выполненный чередованием терригенных коллекторских и водоупорных пачек, составляющим единый трещинно-поровый природный резервуар;
3. эвапорито-молассовый нижнемиоценовый.

Наиболее водообильными и мощными объектами флишевой толщи являются массивные толстослоистые песчаники ямненской (палеоцен), выгодской (эоцен) свит и менилитовой (нижний-средний олигоцен) серии. В нижнемиоценовом комплексе отдельные водонасыщенные пласты и линзы установлены в разрезах воротышенской серии (верхний аквитан-бурдигальский ярус нижнего миоцена), стебникской и баличской свит (гельветский ярус нижнего миоцена).

Пространственное положение нижнего регионального водоупора с точной стратиграфической привязкой пока не определено, однако можно полагать, что его функцию, по-видимому, выполняют плотные породы палеозойского фундамента. Региональным верхним водоупором служат глинистые отложения поляницкой свиты, эвапориты воротыщенской серии, глинисто-соленосные породы стеоникской и баличской свит. Внутри флишевого комплекса частичным водоупором являются преимущественно глинистые породы быстрицкой (верхний эоцен) свиты, однако их развитие

Таблица 2.15 Характеристика подземных вод Внутренней зоны Предкарпатского прогиба

Водонапорный комплекс	Месторождение, Площадь	Содержание компонентов, мг-экв						Σ _{a+к}	
		Cl ⁻	SO ²⁻ ₄	HCO ⁻ ₃ + CO ²⁻ ₃	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ +K ⁺	мг-экв	г/л
Зона инфильтрации вод									
Нижнемиоценовый	Борислав, Иваники, Битков, Дэвиняч, Пнив, Старуня, Доброгостов, Орров, Долина и др.	253.8–776.4	5.0–6.0	3.7–7.1	22.8–105.2	15.1–42.3	224.6–640.0	525.0–1575.0	150.0–450.0
Верхний мел-верхнеолигоценовый	Танява, Спас, Луква, Бухтовец, Оболонь, Битков, пнив, Долина, Космач, Росильнянское, Слобода Рунгурская и др.	44.6–512.0	0.9–5.0	7.0–8.0	0.6–90.0	0.4–30.0	51.5–405.0	105.0–1050.0	30.0–300.0
Палеозой среднеюрский		571.6–603.1	3.0–5.0	2.9–4.4	95.0–97.4	32.0–40.2	450.5–474.9	1155.0–1225.0	330.0–350.0

Продолжение табл. 2.15

Водонапорный комплекс	Месторождение, площадь	По Пальмеру, %- экв				$\frac{rNa^+}{rCl^-}$	$r(Na^+ - Cl^-)$	$r(Cl^- - Na^+)$	Тип воды по Сулину ²
		S_1	S_2	A	a		rSO_4^{2-}	rMg^{2+}	
Нижнемиоценовый	Борислав, Иваники, Битков, Дэвиняч, Пнив, Старуня, Доброгостов, Орров, Долина и др.	81.3–85.7	12.9–17.8	–	0.9–1.4	0.82–0.88	–	1.93–3.22	ХК
Верхний мел-верхнеолигоценовый	Танява, Спас, Луква, Бухтовец, Оболонь, Битков, пнив, Долина, Космач, Росильнянское, Слобода Рунгурская и др.	77.1–86.7	0–21.4	0–11.4	1.5–1.9	0.79–1.15	–7.67	0.92–3.57	ГКН,ХМ,ХК
Палеозой среднеюрский		77.5–78.0	21.5–21.8	–	0.5–0.7	0.79–0.80	–	3.19–3.78	ХК

Характеристика Сулина для пластовых вод основана на генетическом принципе. По этому принципу состав подземных вод формируется в континентальных, морских глубинных средах в результате взаимодействия воды с породами вод различного генезиса между собой. В процессе они обогащаются определенными компонентами, на основе которых определены четыре типа воды (сульфат-натрий, гидрокарбонат-натрий, хлорид магния и хлорид-кальций). Каждый тип подразделяется на три группы по анионам (сульфат, гидрокарбонат и хлорид) и на три подгруппы по катионам (кальций, магний и натрий). Уиех.ru: <http://www.drillings.ru/www/files/klaspodzemvod.html>. 3 типа воды: ClCa (хлор-кальций); HCNa (гидрокарбонат натрия); CIMg (хлорид-магний); CNa (сульфатно-натриевая).

по площади носит спорадический характер. На отдельных площадях изолирующие свойства названных экранов ухудшаются и в их разрезах появляются единичные линзовидные водонасыщенные коллекторские пачки и пласты.

Фактических данных по подземным водам *палеозой-среднеюрского* комплекса территории Внутренней зоны прогиба до настоящего времени не имеется. В предварительном порядке, исходя из общегидрогеологических представлений, можно оправдать допущение, что они, вероятно, представлены крепкими хлоркальциевыми рассолами с общей минерализацией порядка 1155-1225 мг-экв (330-350 г/л) и коэффициентом вторичной солёности около 20-22 %-экв. *Верхний мел-верхнеолигоценый* флишевый комплекс (так называемая карпатская формация) охватывает стратиграфический диапазон-

стрыйская свита верхнего мела- поляницкая свита верхнего олигоцена. Подземные воды представлены здесь в основном хлоркальциевыми рассолами с концентрацией солей 315-1050 мг-экв (90-300 г/л). Только на отдельных площадях Битковского района (Битов, Пнив, Пасечнянская, Бухтовец) где верхне-и среднеменилитовые отложения контактируют с вортыщенскими эвапоритами вышележащего нижнемиоценового водонапорного комплекса, минерализация возрастает до 1155-1575 мг-экв (330-450 г/л) и подземные воды названных объектов по своему гидрохимическому облику становятся практически идентичными водам солёной формации. Высокая концентрация вод в этих интервалах нижнего и среднего олигоцена определена процессами отжатия вниз вортыщенских рассолов в период верхнемиоценовой тектонической активности района, когда происходило образование надвигов (Глушко и др., 1963 г.; Доленко, 1962 г.). Подтверждением указанного механизма является тот факт, что в пределах отдельных структурных блоков этого района воды подстилающих нижнеменилитовых отложений при том же хлор-кальциевом гидрохимическом типе имеют более низкие значения минерализации-до 700-770 мг-экв (200-220 г/л). Вниз по разрезу района минерализация вод вновь возрастает и на глубинах около 3000 м в манявской, выгодской и быстрицкой свитах эоцена вновь превышает 1050 мг-экв (300 г/л).

В компонентном составе вод описываемого комплекса преобладают хлориды натрия и кальция; содержание сульфат-иона не превышает 2-5 мг-экв с тенденцией роста с глубиной; концентрации кальция и магния составляют соответственно 30-90 и 5-30 мг-экв; общая щёлочность-не более 10 мг-экв; отношение натрия к хлору-0,90-0,95; коэффициент вторичной солёности - до 22 %-экв.

Наряду с хлоркальциевыми рассолами на отдельных площадях прогиба в отложениях главным образом менилитовой серии установлено локальное присутствие хлоркальциевых вод резко пониженной концентрации - 350-525 мг-экв (100-150 г/л) и хлормagneиных и гидрокарбонатно-натриевых разностей с минерализацией 105-315 мг-экв (30-90 г/л) (Танява, Спас, Луква, Бухтовец, Долина, Северная Долина, Оболонь, Струтын, Ольховка).

В ионно-солевом составе хлоркальциевых и хлормagneиных вод пониженной генерализации доминируют хлориды натрия и кальция; сульфатность доходит до 2-3 мг-экв; содержание кальция и магния достигает соответственно 23-25 и 10-15 мг-экв; карбонаты и бикарбонаты присутствуют в концентрациях до 10 мг-экв; отношение натрия к хлору- 0,92-0,97; коэффициент вторичной солёности - до 5-7 %-экв. В гидрокарбонатно-натриевых разностях преобладают хлорид и бикарбонат натрия содержание сульфатов - до 2 мг-экв, кальция и магния до 2-5 мг-экв, хлора-до 45 мг-экв, отношение натрия к хлору- 1,05-1,15; коэффициент первичной щёлочности-до 5-12 %-экв.

Притоки подземных вод из нижнемиоценового комплекса получены на площадях Борислав, Иваники, Оров, Долина, Битков, Давиняч, Пнив, Старуня, Доброгостов и др. В вортыщенской серии региональном развитии весьма крепкие хлоркальциевые рассолы с минерализацией 1155-1575 мг-экв (330-450 г/л), содержание хлора в них до 700 мг-экв, сульфат-иона-до 6 мг-экв кальция -до 105 и магния-до 45 мг-экв, общая щёлочность доходит до

8 мг-экв, отношение натрия к хлору-0,80-0,90, коэффициент вторичной солености 13-18 %-экв. Водонесные объекты расположенных еще выше по разрезу стебникской и баличской свит также насыщены высокоминерализованными (до 420 г/л) рассолами весьма высокой степени метаморфизации-отношение натрия к хлору примерно 0,20-0,30 (Колодий, 1983 г.).

Анализ распределения подземных вод по площади локальных складок во всех водонесных комплексах фиксирует чрезвычайно мозаичную гидрохимическую картину-в пределах их отдельных тектонических блоков и структурных этажей (ярусов) в одноименных объектах общая минерализация и ионно-солевой состав одной среды существенно варьируют, допуская колебания 1,5-2 раза на весьма небольших расстояниях в соседних блоках.

Аналогичная ситуация характеризует территорию Внутренней зоны прогиба в целом, где при региональном сопоставлении химизма подземных вод по площади отдельных крупных геотектонических элементов (Танявская депрессия, Бориславско-Покутское поднятие, Делятинская депрессия и др.) также отмечается резкая изменчивость степени их концентрированности и значений генетических коэффициентов. Сопряженность указанных обстоятельств со значительной дислоцированностью поднятий, покровным и ступенчато-блоковым строением прогиба однозначно определяет надежное гидродинамическое разобщение друг от друга отдельных тектонических блоков конкретных складок и включающих их более крупных геоструктур и отсутствие в регионе сколько-нибудь существенного перемещения подземных вод по латерали на современном этапе его геологической истории.

Характерными примерами резкой неоднородности гидрохимического поля локальных поднятий может служить менилитовая серия Битковского месторождения, где в различных соседствующих его блоках минерализация подземных вод в одних и тех же объектах различается в 1,2-1,5 раза (Бабынец и Мальская, 1975 г.; Колодий, 1983г.) и Северо-Долинское и Долинское месторождения, в выгодской и манявской свитах которых концентрация подземных вод в отдельных блоках изменяется на 50-100 г/л (Зиненко, 1975 г.; Лозинсли и Банковский, 1972 г.). Примером регионального плана является сопоставление гидрохимических материалов по менилитовым отложениям Бориславско-Покутской зоны и Танявской депрессии, констатирующее практически повсеместное распространение в первом районе хлоркальциевых рассолов с минерализацией порядка 300 и более г/л, а во втором- достаточно широкое развитие хлоркальциевых, хлормagneйевых и гидрокарбонатно-натриевых разностей с минерализацией 30-150 г/л (Лозинский и Банковский, 1972 г.).

Распределение подземных вод в вертикальном разрезе локальных складок и в региональном плане характеризует наличие сложной гидрохимической зональности. Выполненный нами с использованием вероятностно-статистических методов анализ фактических материалов рисует по региону в целом картину сначала последовательного снижения минерализации вод по разрезу- от 1470-1575 мг-экв (420-450 г/л) в отношениях баличской, стебникской свит и воротыщенской серии - до 525-980 мг-экв (150-280 г/л) в поляницкой и 315 мг-экв (90 г/л) в верхне-и среднеменилитовой свитах, а затем закономерного ее возрастания через 700-770 мг-экв (200-220 г/л) в нижнеменилитовой до 875-1120 мг-экв (250-320 г/л) в быстрицкой, выгодской, манявской (эоцен), ямненской (палеоцен) и стрыйской (верхний мел) свитах. Проявление элементов обратной зональности в интервале нижний миоцен-средний олигоцен главным образом может быть поставлено в причинную связь с присутствием в верхний олигоцен-нижнемиоценовом интервале (аквитанский, бурдигальский, гелветский ярусы) мощной эвапоритовой толщи, рассолы которой сформировались в процессе растворения солей, и развитием обычных седиментогенных вод в нижезалегающих терригенных отложениях нижний олигоцен-верхний мел стратиграфического диапазона. Совершенно очевидно, что обращенность гидрохимического профиля в верхней части разреза является кажущейся, определенной исключительно ее эвапоритовым характером.

На общем фоне роста минерализации со стратиграфической глубиной в интервале средний олигоцен-верхний мел несколько иная картина отмечается при прослеживании изменений степени концентрированности подземных вод по гипсометрии в пределах одного стратиграфического подразделения, т.е. по площади его распространения и условиям залегания. По данным В.В. Колодия (1983 г.), для менилитовой, например, серии характерно повышение минерализации вод до глубины около 3000 м (до 200-250 г/л), а затем снижение ее до 50-100 г/л на глубинах более 3000 м, сопровождающееся ростом содержания в водах карбонат-и бикарбонат-ионов, значений отношения натрия к хлору и сменой жестких разностей щелочными. Такая же направленность отмечается, по нашим данным, и для эоценовых объектов.

Особенности гидрохимической зональности внутренней части Предкарпатского прогиба заключаются в локальных инверсионных аномалиях, выражающихся в присутствии в отдельных складках или их блоках менее минерализованных вод под более концентрированными, спорадическом насыщении стратиграфически более молодых отложений водами, свойственными более древним интервалам: наличии на больших глубинах слабоминерализованных щелочных и жестких «переходных» вод. В частности, на площадях Тянява и Струтын установлено снижение минерализации подземных вод с глубиной. По мнению В.М. Щепака, это обусловлено надвиговым строением прогиба, поскольку в отдельных антиклинальных складках минерализация вод от молодых к более древним отложениям возрастает и инверсия отмечается только при переходе от гипсометрически приподнятой складки, надвинутой на опущенную поднадвиговую. В.М. Щепак справедливо полагает, что причиной инверсии является тектонический фактор, обусловивший надвигообразование. Иными словами, существовавший до надвигообразования, нормальный гидрохимический профиль был нарушен, и инверсия в целом является кажущейся. Согласно названному автору, кажущаяся инверсия в целом определена древним инфильтрационным водообменом, затронувшим ряд поднятий Внутренней зоны прогиба еще до верхнемиоценового надвигообразования. Фиксация во многих разрезах следов олигоценых и нижнемиоценовых размывов подтверждает, по нашему мнению, вероятность позднейшего погружения на большие глубины пластов, насыщенных древнеинфильтрационными маломинерализованными водами.

Обоснованность подобной интерпретации подтверждается результатом специального изучения погребенных вод нефтегазовых залежей, выполненного В.А. Лозинским (1968 г.). Проведенными исследованиями установлено, что реликтовые воды, сохранившиеся в нефтенасыщенной части пластов флишевого комплекса Долинского месторождения, характеризуются гидрокарбонатно-натриевым типом, весьма низкими значениями общей минерализации -35-175 мг-экв (10-50 г/л), сравнительно высоким содержанием карбонат-и бикарбонат-иона-2,0- 4,0 мг-экв, отношением натрия к хлору- 1,0-1,5, тогда как собственно пластовые воды этих же отложений представлены, как правило, более метаморфизованными и концентрированными- 160-620 мг-экв (45,7-177,3 г/л)-разностями повышенной жесткости. Примечательно, что погребенные воды Долинского месторождения по компонентному составу, степени метаморфизации и закономерностям их изменения с глубиной очень близки пластовым водам рядом расположенной Оболонской структуры, не содержащей промышленных скоплений углеводородов.

Разделяя воззрения В.М. Щепака, В.А. Лозинского, В.П. Баньковского, мы также склонны считать, что особенности химического состава погребенных вод Долинского района определяются главным образом палеогидрогеологическими условиями в течение последнего гидрогеологического цикла, когда на протяжении олигоценового времени происходило формирование древнеинфильтрационных вод, которые в значительной мере промыли продуктивную толщу флишевого комплекса. Судя по уменьшению мощностей менилитовой

серии, которое можно рассматривать основным как следствие внутрiformационных размывов, наибольшему промыву древнеинфильтрационными водами подвергались северо-восточные и северо-западные участки описываемой территории (Северо-Долинское, Долинское, Дзвинячское, Гвиздецкое месторождения), подземные воды которых относятся чаще всего к гидрокарбонатно-натриевому типу и имеют пониженную минерализацию.

В завершающий этап последнего гидрогеологического цикла (валахская фаза альпийской складчатости) углеводороды в сопровождении высокометаморфизованных седиментогенных хлоркальциевых рассолов, мигрировавших из более глубоких зон, вытеснили значительную часть древнеинфильтрационных вод в вышезалегающие стратиграфические интервалы. Сопровождавшие миграцию углеводородов рассолы, при дифференциации нефть-вода в ловушках, частично смешивались с древнеинфильтрационными водами (в менилитовых отложениях) или же почти полностью заменили их (в эоценовых отложениях). Только часть первичной воды, сингенетичной коллекторам, как бы законсервировалась в связанном виде в нефтенасыщенной части пластов сформировавшихся месторождений.

Наряду с изложенными представлениями о древнеинфильтрационном происхождении опресненных гидрокарбонатно-натриевых вод, внимания заслуживает аргументация В.В. Колодия (1983 г.) в пользу, их термодегидратационного генезиса, осуществлявшегося в обстановке больших глубин и повышенных температур ходе в катагенетических превращений глинистых минералов группы монтмориллонита и органического вещества. Автор (Колодий (1983г.)) отмечает, что гидрохимические инверсии, связанные с проявлениями маоминерализованных щелочных вод, весьма интенсивны в районах с наиболее полным разрезом палеогена (Танявская депрессия), и наоборот, во многих случаях наличие размывов никак не отражается на минерализации и составе подземных вод. Опреснение подземных вод наиболее интенсивно в глубокопогруженных менилитовых отложениях Танявской депрессии, в составе растворенного газа, наряду с метаном, встречен углекислый газ (до 25 %). По этой причине гидрокарбонатно-натриевый тип этих вод и пониженную минерализацию он склонен связывать с процессами, происходившими в условиях высоких температур в обогащенных органикой менилитовых отложениях(Колодий (1983г.)).

Описанный механизм, по нашему мнению, достаточно реален, но его эффект проявляется лишь в качестве дополнительного фактора некоторого увеличения щелочности и снижения степени концентрированности водной среды. Широкое развитие этого процесса ограничивается малой мощностью глинистых пластов, залегающих в разрезе палеогенового флиша.

Как следствие рассмотренных сложных процессов, во внутренней зоне Предкарпатского прогиба можно выделить три типа гидрохимических разрезов:

- 1) битковский, где разгрузка глубинных хлоркальциевых рассолов была наиболее полной и щелочные древнеинфильтрационные воды оказались практически полностью замещенными агентами миграции;
- 2) долинский - сформировался в результате смешения вод более глубоких интервалов с древнеинфильтрационными щелочными водами. Пластовые воды отличаются большим разнообразием химического состава и минерализации. По мере роста минерализации гидрокарбонатно-натриевые воды переходят в хлоркальциевые через промежуточные хлормagneиные;
- 3) оболонский- характерен для структур, где разгрузка глубинных хлоркальциевых рассолов и сопутствующих им углеводородов отсутствовала и в разрезе практически полностью сохранились щелочные древнеинфильтрационные воды.

Обобщение и систематизация материалов по гидрохимической характеристике подземных вод Внутренней зоны Предкарпатского прогиба и закономерностям их пространственного распространения позволяют сделать следующие основные выводы:

- вертикальная гидрохимическая зональность региона имеет в целом нормальный характер;
- распределение подземных вод по площади локальных структур и в региональном плане носит ярко выраженный мозаичный характер и отвечает условию его явной причинной связи с дизъюнктивной тектоникой-наиболее нарушенные поля, блоки, участки отдельных складок и более крупных геоструктур насыщены максимально концентрированными хлоркальцевыми рассолами;
- распространение подземных вод в вертикальном разрезе отражает обстановку реализации крупных межформационных перетоков подземных вод из нижнего в верхний гидрогеологический этаж при существенно ограниченном латеральном водообмене;
- локальные положительные концентрационные гидрохимические аномалии пространственно сопряжены с зонами развития проводящих тектонических нарушений и с приуроченными к ним структурами с повышенной нефтеносностью разреза (Борислав, Битков, Долина, Северная Долина, Танява и др.);
- подземные воды гидрокарбонатно-натриевого типа по своему происхождению в основной своей массе являются продуктом древней инфильтрации пресных метеогенных вод в коллекторы олигоцена; метаморфизованные хлоркальцевые рассолы нижнего миоцена-результат растворения и выщелачивания залегающих в нем эвапоритовых скоплений; хлоркальцевые рассолы верхний мел-средне-олигоценового стратиграфического объема и, возможно, палеозой-среднеюрского комплекса- производные процесса нормальной метаморфизации седиментационных вод терригенной водовмещающей среды.

2.2.2. Индоло-Кубанский прогиб

Подземные воды вскрытого осадочного выполнения представлены всеми гидрохимическими разностями-сульфатно-и гидрокарбонатно-натриевыми, хлормagneйевыми и хлоркальцевыми. Минерализация их варьирует в широких пределах от 4,7 до 247,2 мг-экв (1,3-70,7 г/л), значения коэффициента вторичной солёности 0,8-20,5 %-экв, коэффициента первичной щёлочности – 0,3-65,0 %-экв, отношения натрия к хлору – 0,86-5,31 (табл. 2.16, 2.17).

Основными водонапорными комплексами являются: верхне-юрский, нижнемеловой, верхнемеловой, палеоцен-нижнеэоценовый, верхнеэоценовый (кумская свита в Западно-Кубанском прогибе), олигоцен-нижнеэоценовый (майкопская свита), средне-верхнеэоценовый, плиоценовый. Региональные водоупоры-глины альба, карбонатные глины и плотные мергели кампана и маастрихта, мергельно-глинистые и глинистые серии среднего и верхнего эоцена (кутаисская, калужская, хадыженская, белоглинская свиты в Западно-Кубанском прогибе), глины майкопской свиты, глинистые пачки в разрезе миоцена и плиоцена-чокракского и караганского горизонтов, нижнесарматского подъяруса, понтического и «рудных слоев» киммерийского ярусов.

Подземные воды из *верхнеюрского* карбонатного комплекса получены на площадях Сергеевской и Мошкарёвской. По своему гидрохимическому типу они относятся к

гидрокарбонатно- натриевым. Общая соленость составляет 20,8–45,2 мг-экв. (5,0–12,9 г/л), коэффициент первичной щелочности составляет- 42,7–45,2% -экв, отношение натрия / хлора - 2,53–5,31.

Верхнемеловой карбонатный комплекс состоит из трещиноватых мергелей и пелитоморфных известняков с прослоями алевролитов. На Суздальском, Западно-Медведовском, Шумейском, Южно-Варениковском, Нижне-Баканском, Мошкаревском, Куйбышевском и Фонтановском месторождениях и на Адагумском и Кудако-Киевском месторождениях также встречаются воды гидрокарбонатно-натриевого типа. Их соленость колеблется от 21 до 38,5 мг-экв. (6–11 г/л), первичный коэффициент щелочности равен 48,4–62,1% -экв, отношение натрия к хлору - 2,91–4,07.

Характерной особенностью компонентного состава грунтовых вод в мезозойских интервалах региона является повышенное содержание сульфатов- до 3,7–4 мг-экв. (17-20% - экв)

Таблица 2.16 Характеристика подземных вод Индоло-Кубанского прогиба

Водонапорный комплекс	Месторождение, Площадь	Содержание компонентов, мг-экв						Σ_{a+k}	
		Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ +K ⁺	Мг-экв	г/л
Зона инфильтрационных вод									
Верхнемеловой	Нижнебаканская, Шумейская, южно-Варениковская, Западно-Медведовская, Кудако-Киевское, Адагумское, Суздальская, Мошкараевская, Куйбышевская, Фонтановская	2.53– 6.52	1.25– 3.12	6.7–9.62	0.12– 0.18	0.08– 0.12	10.30– 18.95	21.00– 38.50	6.0–11.0
Нижнемеловой	Абхазская, Суздальская, Ставропольская, Генеральская, Курчанское, Медведовская, Марьевская, Мошкаревская, Тамбовская	3.97– 8.39	3.08– 3.41	5.62– 9.48	0.11– 0.17	0.05– 0.12	12.51– 20.99	25.34– 42.56	7.2–12.2
Верхнеюрский	Сергеевская, Мошкаревскаяи	1.92– 8.74	3.58– 3.73	4.88– 10.11	0.11– 0.27	0.08– 0.20	10.19– 22.11	20.76– 45.16	5.9–12.9

Продолжение табл. 2.16

Водонапорный комплекс	Месторождение, площадь	По Пальмеру, %- экв				$\frac{rNa^{+}}{rCl^{-}}$	$\frac{r(Na^{+} - Cl^{-})}{rSO_4^{2-}}$	$\frac{r(Cl^{-} - Na^{+})}{rMg^{2+}}$	Тип воды по Сулину
		S ₁	S ₂	A	a				
Верхнемеловой	Нижнебаканская, Шумейская, южно-Варениковская, Западно-Медведовская, Кудако-Киевское, Адагумское, Суздальская, Мошкаревская, Куйбышевская, Фонтановская	36.00–50.03	–	48.41–62.10	1.56–1.90	2.91–4.07	3.99–6.22	-	ГКН
Нижнемеловой	Абхазская, Суздальская, Ставропольская, Генеральская, Курчанское, Медведовская, Марьевская, Мошкаревская, Тамбовская	55.68–57.47	-	41.18–43.05	1.27–1.35	2.50–3.15	2.77–3.69	-	ГКН
Верхнеюрский	Сергеевская, Мошкаревская	52.99–55.25	–	42.65–45.21	1.80–2.10	2.53–5.31	5.31 2.31-3.58	-	ГКН

Таблица 2.17 Характеристика подземных вод кайнозойских отложений Индоло-Кубанского прогиба

Водонапорный комплекс	Месторождение, Площадь	Содержание компонентов, мг-экв						Σ_{a+k}	
		Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ +K ⁺	Мг-экв	г/л
Плиоценовый	Ахтырско-Бугундырское, Анастасиевско-Троицкое, Федоровское, Малобабчикское, Приозерное, Глазовское и др.	0.66–95.97	0.05–2.17	1.86–8.28	0.16–6.18	0.06–4.20	2.43–89.62	5.30–200.00	1.5–57.1
Средне-верхнемиоценовый	Анастасиевско-Троицкое, Западно-Анастасиевское, Ахтырско-Бугундырское, Зыбзы-Глубокий Яр, Абино-Украинское, Кудако-Киевское, Адагумское, Ново-Дмитриевское, Мошкаревское, Фонтановская, Белокаменское и др.	18.32–106.58	0.02–2.00	0.67–7.74	0.38–10.21	0.14–6.43	27.54–92.52	56.12–218.32	16.0–62.4
Олигоцен-нидженемиоценовый (майкопский)	Анастасиевско-Троицкое, Федоровское, Калужское, Ново-Дмитриевское, Мошкаревское, Владиславовская, Куйбышевская, Фонтановская	10.87–112.92	0.19–2.60	1.99–8.90	0.20–12.64	0.07–5.68	21.99–97.27	44.74–231.18	12.8–66.1
Верхнеэоценовый (кумский)	Левкинское, Калужское, Северское, Ново-Дмитриевское, Зыбза-Глубокий Яр, Ахтырско-Бугундырское, Абино-Украинская, Холмское, Карская, Черноморская и др.	9.38–106.82	0.03–2.51	2.26–14.09	0.37–11.74	0.09–5.32	19.09–93.01	39.10–220.14	11.2–62.9
Палеоцен-нижнеэоценовый	Ахтырско-Бугундырское, Зыбза Глубокий Яр, Абино-Украинская, Холмское, Гестинг	17.15–119.53	0.98–1.11	2.95–6.37	0.29–6.23	0.20–6.23	24.01–113.08	30.00–247.18	9.0–70.7

Продолжение табл. 2.17

Водонапорный комплекс	Месторождение, площадь	По Пальмеру, %- экв				$\frac{rNa^{+}}{rCl^{-}}$	$\frac{r(Na^{+} - Cl^{-})}{rSO_4^{2-}}$	$\frac{r(Cl^{-} - Na^{+})}{rMg^{2+}}$	Тип воды по Сулину
		S ₁	S ₂	A	a				
Воды регионально гидрохимического фона									
Плиоценовый	Ахтырско-Бугундырское, Анастасиевско-Троицкое, Федоровское, Малобабчикское, Приозерное, Глазовское и др.	26.88 – 89.62	1.00– 8.52	1.50– 65.00	1.86 – 8.12	0.93 – 5.22	0.97–35.40	0.98–1.51	ГКН
Средне-верхнемиоценовый	Анастасиевско-Троицкое, Западно-Анастасиевское, Ахтырско-Бугундырское, Зыбзы-Глубокий Яр, Абино-Украинское, Кудако-Киевское, Адагумское, Ново-Дмитриевское, Мошкаревско, Фонтановская, Белокаменское и др.	72.41 – 95.40	0.80– 13.34	0.90– 28.00	0.88 – 1.90	0.87 – 1.50	0.98–1.50	0.99–2.50	ГКН
Олигоцен-нидженемиоценовый (майкопский)	Анастасиевско-Троицкое, Федоровское, Калужское, Ново-Дмитриевское, Мошкаревско, Владиславовская, Куйбышевская, Фонтановская	60.21 – 88.20	12.21 – 14.13	10.63 – 38.09	1.17 – 1.72	0.86 – 2.02	4.28–22.87	2.75–2.80	ГКН, ХК
Верхнеэоценовый (кумский)	Левкинское, Калужское, Северское, Ново-Дмитриевское, Зыбза-Глубокий Яр, Ахтырско-Бугундырское, Абино-Украинская, Холмское, Карская, Черноморская и др.	48.13 – 84.50	13.45 – 15.21	12.09 – 49.52	2.05 – 9.01	0.87 – 2.04	3.79–359.3	2.60–2.71	ГКН, ХК

Палеоцен- нижнеэоценовый	Ахтырско-Бугундырское, Зыбза-Глубокий Яр, Абино-Украинская, Холмское	47.00 – 91.50	6.11– 20.54	24.00 – 49.5	2.00 – 2.39	0.95 – 1.40	7.00–13.65	1.51–3.65	ГКН, ХК

Ограниченные и в определенной степени бесполезные полевые данные для мезозоя Индоло-Кубанского предгорья в настоящее время препятствуют созданию полной концепции пространственного зонирования подземных вод с точки зрения их солености и состава. По этой причине приведенная информация, хотя и определяет общие тенденции, остается предварительной.

Водонапорный комплекс палеоцен-нижнеэоценового обломочного флиша (формации Цице, Горячий Ключ, Ильск и Зыбза) состоит из ритмично чередующихся компактных песчаников, алевролитов, гравелитов, мергелей и глин, превращающих региональное погружение в глинистые фации. Этот комплекс насыщен в Ахтырско-Бугундырском, Зыбза-Глубоком Яре, Абино-Украинском, Холмском, Калужском и некоторых других месторождениях гидрокарбонатно-натриевого и хлорно-кальциевого вод. Первые имеют соленость около 30-50 мг-экв (9–14,3 г/л) и коэффициент первичной щелочности 20–49,5%-экв. Они в основном локализованы на сильноразломанных околоземных участках и на частично эродированных северных флангах сооружений. Последние имеют соленость до 247,2 мг-экв. (70,7 г / л) и фактор вторичной солености 15–20,5% -эквив. Они в основном встречаются на южных нисходящих, часто лежащих и неподвижных флангах тех же структур и образуют региональный фоновый комплекс.

Притоки подземных вод из флишоидных песчано-алевролитовых коллекторов верх эоценового комплекса (нижняя часть разреза кумской свиты Западно-Кубанского прогиба) получены на месторождениях Калужском, Ново-Дмитриевском, Северо-Новодмитриевском, Восточно-Северском, Зыбза-Глубокий Яр, Черноморском, Абино-украинском, Ахтырско-Бугундырском, Левкинском, Северско-Западно-Афипском и др. Низкопористые линзовидные слабопроницаемые песчаные коллекторы по региональным восстанию и погружению замещаются глинами, перекрываются и подстилаются мощными толщами мергельно-глинистых пород, образуя изолированные замкнутые пластовые резервуары. В разрезе комплекса констатировано присутствие двух основных типов подземных вод-высокоминерализованных (212-229,4 мг-экв-60,6-62,9 г/л) хлоркальциевых (коэффициент вторичной солености 13,4-15,2 %-экв) и значительно менее концентрированных (39,1-90,6 мг-экв- 11,2-25,9 г/л) гидрокарбонатно-натриевых (коэффициент первичной щелочности 12,1-49,5 %-экв). Жесткие воды, выполняя региональный гидрохимический фон, распространены на участках выклинивания коллекторских пачек, за контурами залежей и на южных крыльях локальных поднятий южного борта прогиба; щелочные разности в пределах южного борта прогиба присутствуют, как правило, в наиболее дислоцированных блоках северных крыльев складок, формируя контрастные отрицательные гидрохимические аномалии (сводовые зоны месторождений Зыбза-Глубокий Яр, Ахтырско-Бугундырское, Абино-украинское), а в осевой зоне прогиба-Анастасиевско-Краснодарский антиклинальный пояс жесткие воды приобретают более широкое распространение, охватывая значительную площадь.

Олигоцен-нижнемиоценовый комплекс (майкопская свита) представлен залегающими в мощной толще глин пачками линзовидных песчаных коллекторов, приуроченных к средней части интервала. Подземные воды получены на месторождениях Анастасиевско-Троицком, Федоровском, Калужском, Ново-Дмитриевском, площадях Мошкарёвская, Фонтановская, Владиславовская, Куйбышевская и др. В разрезе установлено присутствие как высокоминерализованных (220-231,2 мг-экв – 62,8-66,1 г/л) хлоркальциевых (коэффициент вторичной солености 12,2-14,1 %-экв) разностей, распространенных лишь в крайних бортовых частях прогиба и зонах выклинивания коллекторов-реликтов древнего фона, так и маломинерализованных (44,7-70 мг-экв-12,8-20 г/л) гидрокарбонатно-натриевых (коэффициент первичной щелочности 10,6-38,1 %-экв), формирующих при максимальных значениях общей минерализации (60-70 мг-экв) и минимальных значениях коэффициента первичной щелочности

(10-22 %-экв) современный гидрохимический фон, а при минимальных значениях минерализации (40-50 мг-экв) и максимальной щелочности (25-40 %-экв)- отрицательные гидрохимические аномалии, пространственно сопряженные с интенсивно нарушенными присводовыми участками локальных поднятий, нередко осложненными диапиризмом и грязевым вулканизмом (месторождения Анастасиевско-Троицкое, Ново-Дмитриевское, ряд площадей Керченско-Таманского района).

Средне-верхнемиоценовый комплекс в составе водонапорных объектов чокракских, караганских, сарматских и мзотических отложений, представленный песчаными и трещиноватыми доломитизированными коллекторами в погруженных зонах, замещающимися в прибортовых частях прогиба глинистой фацией, насыщен водами всех гидрохимических типов и существенно разнящейся минерализации. Комплекс опробован на большинстве месторождений и разведочных площадей региона.

Минерализованные (25-33 г/л) щелочные и «переходные» сульфатнонатриевые и хлормagneиые воды характеризуют в основном приуроченные к тектонически нарушенным частям складок участки отрицательных гидрохимических аномалий; высококонцентрированные (43,5-62,4 г/л) хлоркальциевые во всех интервалах комплекса выполняют региональный фон.

По комплексу в целом диапазон изменений общей минерализации составляет 56,1-218,3 мг-экв (16-62,4 г/л), значений коэффициента вторичной солености-0,8-13,3 %-экв, первичной щелочности - 0,9-28 %-экв, отношения натрия к хлору - 0,87-1,50. В отдельных интервалах величины тех же показателей составляют экв, первичной щелочности соответственно: для чокракского и караганского горизонтов 56,1-218,3 мг-экв (16-62,4 г/л), 12,5-13,3 %-экв, 1,2-28 %-экв. 0,87-1,50; для сарматского яруса - 70,3-186,8 мг-экв (20,1-53,2 г/л), 5-7 %-экв, 0,9-22 %-экв, 0,94-1,30; мзотического яруса-65-152,2 мг-экв (18,6-43,5 г/л), 2,4-5 %-экв, 0,9-30 %-экв, 0,93-1,10.

Характерной особенностью комплекса является широкое развитие в пределах локальных структур контрастных отрицательных гидрохимических аномалий, приуроченных к участкам интенсивной тектонической дислоцированности (южный борт Западно-Кубанского прогиба), диапировых внедрений и проявлений грязевулканической деятельности (осевая зона Западно-Кубанского прогиба, Керченско-Таманский район). Ярким примером в этом плане может служить Анастасиевско-Троицкое месторождение, расположенное в осевой части прогиба, где на Анастасиевском участке в присводовой зоне в районе диапирового внедрения и значительного развития дизъюнктивов в IV горизонте мзотического яруса, содержащем наиболее крупную в регионе нефтяную залежь, на фоне высокоминерализованной (до 43,5 г/л) хлоркальциевой водной среды (коэффициент вторичной солености до 5 %-экв) четко фиксируется зона локального присутствия маломинерализованных (18-20 г/л) гидрокарбонатнонатриевых (коэффициент первичной щелочности 20-30 %-экв) с повышенной сульфатностью (1,5-2,0 мг-экв) вод.

Примечательно, что зона их развития в направлении к более спокойным в тектоническом отношении периферийным частям складки последовательно сменяется полосами «переходных» сульфатно-натриевых и хлормagneиых (коэффициент вторичной солености 0,2-1,2 %-экв) вод параллельно возрастающей минерализации вплоть до максимально концентрированных хлоркальциевых (коэффициент вторичной солености 5 %-экв) разностей законтурной области - гидрохимического фона (Шаулов, Федотова, 1975 г.). Региональное распространение подобных высокощелочных вод только в отложениях мезозоя определяет весьма значительный диапазон вертикальных перетоков подземных вод в пределах описанного месторождения - мезозой-верхнемиоценовый стратиграфический интервал. Аналогичная картина установлена также на Ахтырско-Бугундырском, Абино-украинском, Кулако-Киевском и других месторождениях южного борта прогиба (Ермоваев,

Котов и Рогошин, 1960 г.; Котов, 1963 г.), а также на площадях Керченско-Таманского района (Лагунова, 1973 г.), где гидродинамически связанными оказались объекты верхнего миоцена и мезозоя.

Плиоценовый комплекс в составе линзовидных, замещающихся по площади глинами, песчаников, песков и супесей понтического, Куяльницкого, киммерийского ярусов и акчагыло-чаудинского горизонта насыщен водами всех гидрохимических типов с различной минерализацией - от пресных (1-2 г/л) до соленых (50-60 г/л). Широко распространенные в верхней части комплекса пресные воды относятся в основном к сульфатно-и гидрокарбонатно-натриевому типам и имеют инфильтрационное происхождение: соленые хлоркальциевые воды нижних интервалов распространены в отдаленных от зон метеогенного питания депрессионных частях прогиба и выполняют гидрохимический фон; развитые в нижних горизонтах комплекса среднеминерализованные (26-30 г/л) «переходные» сульфатнонатриевые, гидрокарбонатно-натриевые, хлормагниевого и хлоркальциевого разности характеризуют локальные полосы гидродинамического контакта инфильтрационных и седиментогенных вод в прибортовых зонах прогиба или в пределах отдельных наиболее погруженных структур- локальные участки внедрения по дизъюнктивам высокощелочных вод из нижних интервалов осадочного чехла.

Притоки подземных вод получены на месторождениях Ахтырско-Бугундырском, Анастасиевско-Троицком, Федоровском, Малобабычском, Приозерном, Глазовском и др. Пределы изменения общей минерализации составляют от 5,3 до 200,0 мг-экв (15-57 г/л), значений коэффициента первичной щелочности в среде гидрокарбонатно-натриевых вод-1,5-65 %-экв, вторичной солености в среде жестких пластовых растворов - 1-8,5 %-экв, отношения натрия к хлору-0,93-5,22.

Во всех водонапорных комплексах Индо-Кубанского прогиба наряду с описанными водами отмечено присутствие опресненных (до 2 г/л) сульфатно-и гидрокарбонатно-натриевых разностей, характеризующих обстановку современной инфильтрации поверхностных метеогенных вод. За исключением самого верхнего плиоценового - во всех других интервалах разреза зона их распространения охватывает относительно узкую полосу обнажений коллекторов в районах прилегающих северных склонов мегантиклинорий Горного Крыма и Б. Кавказа, ограниченную в гидродинамическом отношении экранирующим Ахтырско-Парпачским разломом. Изолирующая роль названного линейного элемента подтверждается присутствием в непосредственно примыкающих к нему кайнозойских пластовых резервуарах структур южного борта прогиба высокоминерализованных хлоркальциевых вод регионального гидрохимического фона.

Специфической чертой подземных вод региона является постоянное присутствие, начиная с глубины примерно 1500-1800 м, и последующий рост с гипсометрической и стратиграфической глубиной содержания в них сульфат-иона (до 3,5-4 мг-экв), отвечающий зависимости $SO_4^{2-} = 0,12 \cdot 10^{-4} \cdot H^{1,383}$. Концентрация сульфатов в подземных водах как функция пластовой температуры, регулирующей интенсивность микробной сульфатредукции и степень сохранности от нее сульфат-иона в пластовой водной среде, подчиняется выражению $SO_4^{2-} = 1,16 \cdot 10^{-4} \cdot t^{1,856}$. (см. рис. 2.22, 2.23).

Источником резкого обогащения высокощелочных юрских вод сульфат-ионом следует считать соленосную толщу титонского яруса верхней юры, влияние которой в этом плане сказывается видимо и на подземных водах ниже-и верхнемеловых комплексов. В последних двух случаях параллельно действующим фактором является термохимический эффект фильтрационного выщелачивания водовмещающих пород в обстановке повышенных пластовых температур, приводящий, по модели Кисина и Пахомова (1967 г., 1970 г.), Кононова (1965 г.) и Красинцевой (1968 г.), к дополнительному поступлению сульфатов в водную среду.

Этот же механизм определяет и некоторый последовательный рост с глубиной сульфатности жестких хлоркальциевых фоновых вод кайнозойских комплексов.

Анализ приведенных материалов по гидрохимии водонапорных комплексов осадочного выполнения Индоло-Кубанского прогиба позволяет сделать следующие общие выводы:

- минимальные значения минерализации подземных вод (до 2 г/л) при сульфатно- и гидрокарбонатно-натриевом их типах характеризуют обстановку современной инфильтрации поверхностных метеогенных агентов; в хлоркальциевой водной среде максимальное значение минерализации (до 70,7 г/л)- гидрохимический фон зон и участков затрудненного водообмена или его отсутствия спорадически распространенные «переходные» разности отмечаются в зонах смешения щелочных и жестких вод;
- в кайнозойском диапазоне разреза вертикальная гидрохимическая зональность по жестким водам региональных фонов комплексов имеет нормальный характер-сверху вниз по размеру минерализация, и степень метаморфизации хлоркальциевых пластовых растворов, а также значения коэффициента вторичной солёности последовательно возрастают соответственно от 200 мг-экв (57,1 г/л) и 8,5 %-экв в плиоцене до 247,2 мг-экв (70,7 г/л) и 20,5 %-экв в палеоцен-нижнеэоценовом комплексе;
- вертикальная гидрохимическая зональность всего вскрытого мезокайнозойского разреза в целом имеет инверсионный характер - сверху вниз по разрезу высокоминерализованные (62,4-70,7 г/л) хлоркальциевые (коэффициент вторичной солёности 7,1-20,5 %-экв) пластовые растворы гидрохимического фона кайнозойских комплексов сменяются регионально распространенным и маломинерализованными (5,9-12,9 г/л) высокощелочными (коэффициент первичной щёлочности 41,2- 62,1 %-экв) гидрокарбонатно-натриевыми водами мезозоя отмечается резкий рост минерализаций.
- во всех комплексах кайнозоя, минерализации хлоркальциевых вод в гидродинамически экранированных (застойных) зонах пластовых резервуаров-прибортовых частях прогиба, участках регионального выклинивания коллекторов, тектонически изолированных антиклинальных поясах, крыльях блока и полях локальных структур;
- в наиболее глинистых верхнеэоценовом и олигоцен-нижнемиоценовом комплексах в направлении от бортовых обрамлений к центральной части прогиба отмечаются снижение минерализации и параллельное возрастание щёлочности подземных вод (вплоть до перехода хлоркальциевого в гидрокарбонатно-натриевый тип), формирующие при значениях общей минерализации 25-30 г/л и коэффицента первичной щёлочности 10-22%-экв современный щелочной гидрохимический фон наиболее погруженных депрессионных районов;
- формирующие отрицательные гидрохимические аномалии в кайнозойских водонапорных комплексах локальные проявления маломинерализованных высокощелочных вод на фоне концентрированной хлоркальциевой водной среды приурочены к наиболее дислоцированным участкам отдельных складок. В верхне-эоценовом и олигоцен-нижнемиоценовом комплексах осевой части прогиба отрицательные гидрохимические аномалии проявляются в виде локальных зон распространения более щелочных и менее минерализованных разностей на фоне гидрокарбонатно-натриевой водной среды;
- в кайнозойских комплексах в пределах локальных поднятий в направлении от максимально нарушенных присводовых к менее дислоцированным

периферийным их частям минерализация подземных вод последовательно увеличивается, сопровождаясь закономерной сменой их генетических типов от гидрокарбонатно-натриевого, характеризующего участки проявления гидрохимических аномалий через «переходные» сульфатнонатриевый и хлормagneиный до фонового хлоркальциевого;

- снизу вверх по вертикальному разрезу кайнозоя ареалы распространения маломинерализованных щелочных вод в пределах локальных структур последовательно уменьшаются, охватывая все более ограниченные участки площади. Общая минерализация гидрокарбонатно-натриевых вод гидрохимических аномалий в том же направлении растет, а значения коэффициента первичной щелочности уменьшаются;
- во всех комплексах кайнозоя наиболее минерализованные и метаморфизованные хлоркальциевые воды распространены в приближенных к участкам обнажений пластовых резервуарах южного борта прогиба;
- в кайнозойских комплексах месторождений прогиба промышленное углеводородное насыщение, как правило, ассоциирует с ограниченными по площади ареалами распространения среднем минерализованных (12-17 г/л) щелочных вод, выполняющих отрицательные гидрохимические аномалии, или с участками распространения хлоркальциевых вод, существенно пониженных против фоновых минерализации и жесткости;
- во всех интервалах, насыщенных водами хлоркальциевого типа, в процессе разработки продуктивных объектов минерализация и значения коэффициента вторичной солености во времени возрастают; в пластовых резервуарах со щелочной водной с при росте минерализации значения коэффициента первичной щелочности уменьшаются: в верхнеоценовом и олигоцен нижнемиоценовом комплексах месторождений осевой зоны прогиба констатируется уменьшение концентрированности пластовых растворов и возрастание значений коэффициента первичной щелочности.

Описанные закономерности пространственного распределения ионно-солевого состава и минерализации подземных вод позволяют оценить роль и значение тех или иных геологических факторов и механизмов в формировании облика водной среды природных резервуаров, гидрохимической вертикальной и площадной зональности в них.

Особенности проявлений маломинерализованных высокощелочных гидрокарбонатно-натриевых вод в концентрированно хлоркальциевой водной среде палеоцен-плиоценового стратиграфического объема в виде приуроченных к наиболее нарушенным участкам складок локальных отрицательных гидрохимических аномалий, возмущающих жесткий региональный фон, определяют инородный характер их присутствия во вмещающих коллекторах, обусловленных проникновением щелочного агента из нижезалегающих мезозойских комплексов. В рамках этой модели хлоркальциевые фоновые растворы кайнозойских комплексов объективно подлежат интерпретации как производные процесса прямой метаморфизации иловых вод соответствующих бассейнов седиментации, осуществлявшейся в аридной обстановке прибрежно-лагунных мелководных фаций по схемам Валяшко (1964 г.) и Капченко и др. (1972 г.).

Регионально распространенные в мезозойских комплексах ультращелочные (коэффициент первичной щелочности 41-62 %-экв) маломинерализованные (6-13 г/л) гидрокарбонатно-натриевые воды с учетом палеогеографических условий седиментации, литофациального и минералогического состава вмещающих пород, термобарической обстановки природных резервуаров, состава воднорастворенной и спонтанной газовой среды

в георационном плане следует полагать интегральным результатом процессов взаимодействия исходно слабоконцентрированных со следами влияния палеоинфильтрации в периоды меж- и внутри формационных перерывов седиментогенных сингенетических предельно насыщенных термометаморфическим и, возможно, эндогенным углекислым (Киссин, Пахомов, 1967 г.; Лагунова, 1973 г.; Пахомов, Киссин, 1968 г.), подземных вод смещающими терригенно (нижний мел) -карбонатными (верхние юра, мел) породами, которые сопровождалась одновременным разубоживанием образующихся пластовых растворов опресненными щелочными сульфатсодержащими (Капченко, 1978 г.; Колодий, 1985 г.) «возрожденными водами» дегидратации глинистых минералов.

Параллельная во времени реализация обоих механизмов - основного первого и дополнительного второго-приводит к накоплению в генерируемых водах ионов карбонатов, бикарбонатов, сульфатов и натрия, определяющему формирование водной среды гидрокарбонатно- натриевого типа.

- Альтернативное суждение о преимущественно палеоинфильтрационном происхождении в маломинерализованных высокощелочных вод мезозойских комплексов (Ермолаев, Котов, Рогошин, 1960 г.; Карцев, Вагин, Басков, 1969 г.; Карцев, 1972 г.; Сухарев, 1979 г.) представляется находящимся в противоречии, во-первых, с длительностью их пребывания во вмещающих коллекторах, что, несомненно, должно было бы привести к более высокой, чем наблюдаемая ныне, их концентрированности за счет прямых процессов нормального выщелачивания;
- во-вторых, с трещинно-проницаемым в основном характером плотных коллекторов мезозоя, где трещиноватость развита главным образом в пределах сводовых зон локальных структур, что не могло обеспечить латеральный транзит достаточных объемов метеогенных агентов на сколько-нибудь значительное расстояние от районов палеопитания;
- в третьих, с широким региональным распространением вод указанного облика в пределах всего прогиба, даже на максимальном удалении от горных районов.

Признанием сингенетического характера хлоркальциевых подземных вод в кайнозойских интервалах и эпигенетического в маломинерализованных щелочных наиболее логично объясняется описанная выше зональность распределения вод по минерализации и гидрохимическим типам в пределах различных крыльев структур по палеоген-нижнеэоценовому и верхнеэоценовому комплексам. С этих позиций присутствие жестких рассолов на южных крыльях поднятий следует связывать с эффектом их гидродинамического экранирования и изоляции, обуславливающим весьма ограниченные масштабы вертикального снизу по нарушениям проникновения в них щелочных вод и сохранение в остановке практического отсутствия водообмена незамещенных пришлыми щелочными водами минерализованных хлоркальциевых разностей фона. Сохранившаяся в течение длительного геологического времени насыщенность концентрированными жесткими пластовыми растворами южных крыльев поднятий, фронтально наиболее приближенных к зоне выходов пород комплексов на дневную поверхность, свидетельствует о малом влиянии палео и современной инфильтрации пресных сульфатно- и гидрокарбонатно-натриевых поверхностных вод на формирование гидрохимической обстановки в палеоцен-нижнеэоценовых и верхнеэоценовых пластовых резервуарах.

Представляется, что характеризующие в погруженной осевой зоне Индо-Кубанского прогиба региональный фон наиболее глинистых верхнеплиоценового и олигоцен-нижнемиоценового комплексов среднеминерализованные (17-26 г/л) гидрокарбонатно-натриевые

(коэффициент первичной щелочности 10-12 %-экв) разности являются результатом наложенной реализации механизмов микробиологической десульфатизации подземных вод в восстановительной среде, ионообменной адсорбции, генерации вод в ходе катагенетических превращений глинистых минералов и термохимических эффектов (Киссин и Пахомов, 1967 г.; Кононов, 1965 г.; Красинцева, 1968 г.) в обстановке повышенных пластовых температур. Первые два механизма определили в основном общее щелочное направление новейшего метаморфизма хлоркальциевых вод древнего гидрохимического фона, последние, наиболее важные, обеспечили резкое опреснение исходной водной среды и привнос в нее дополнительного количества ионов карбонатов, бикарбонатов, сульфатов и натрия, способствовавших окончательному завершению формирования гидрокарбонатно-натриевых вод.

Факторами существенного дополнительного влияния следует считать поступление в водовмещающие породы значительных объемов глубинного CO_2 по крупному Анастасиевскому разлому, секущему в субширотном направлении приосевую часть прогиба, по зонам контакта характерных для района диапировых внедрений и эруптивным аппаратам грязевых вулканов в пределах локальных структур. Этот процесс интенсифицирует генерацию щелочных вод; ту же гидрохимическую направленность имеют процессы нормального выщелачивания минеральных основных ассоциаций, входящих в состав пород названных комплексов, как результат синхронного с седиментогенезом размыва и переотложения в кайнозойские бассейны осадконакопления продуктов разрушения раннемезозойских магматитов прилегающих горных сооружений Горного Крыма и Б. Кавказа.

Обоснованное выше сингенетическое присутствие в кайнозойских комплексах хлоркальциевых вод и явно эпигенетический в них характер щелочных определяют генезис переходных сульфатонатриевых и хлормагниевых разностей, распространенных, как правило, в виде концентрических зон вокруг локальных участков отрицательных гидрокарбонатно-натриевых гидрохимических аномалий как результат смешения в различных долевых соотношениях жестких вод с инъецированными из мезозоя ультращелочными. Взаимодействие обеих названных компонент приводит к формированию промежуточных пластовых водных растворов последовательного в направлении от сводов к периферии складок гидрохимического ряда: «переходные» гидрокарбонатно-натриевые-переходные сульфатонатриевые-переходные хлормагниевые- «переходные» хлоркальциевые – фоновые хлоркальциевые. Параллельно смене типов вод их общая минерализация в том же направлении возрастает, сопровождаясь сначала от участка аномалии уменьшением коэффициента первичной щелочности, а затем, по мере приближения к законтурной области, постепенным возрастанием коэффициента вторичной солёности до максимальных фоновых величин.

Количественные оценки по модели смешения показывают, что в пластовых водных смесях палеоцен-нижнеэоценового комплекса содержание пришлого щелочного ингредиента составляет до 95 %, верхнеэоценового - 86 %, олигоцен-нижнемио-ценового-83 %, средне-верхнемноценового-65 %, плиоценового-60%.

О реализации процессов смешения свидетельствует и характер распределения по площади и разрезу сульфат-иона. Максимальные его содержания в водах кайнозойских комплексов фиксируются только в зонах отрицательных гидрохимических аномалий, последовательно снижаясь в направлении законтурных областей. Малая вероятность сохранения сульфатов в сингенетичных фоновых водах вследствие длительно протекавшей микробиальной сульфатредукции, начиная от диагенетической стадии их истории до катагенетической, в сочетании с резко повышенными их концентрациями в водах мезозоя позволяют с учетом всего вышеизложенного считать, что главный источник поступления SO_4^{2-} в водную среду кайнозоя-это привнос инъецированными нижними водами.

В качестве прямого подтверждения предлагаемой гидрогеологической модели выступает также факт резкого обогащения вод гидрохимических аномалий бором, литием, ртутью, CO_2 до концентраций, типичных для вод мезозойских комплексов (Лагунова, 1973 г.; Лагунова и Капченко, 1981 г.).

2.2.3. Терско-Каспийский прогиб

Подземные воды осадочного разреза региона представлены в основном жесткими хлоркальциевыми разностями; хлормagneиные, сульфатнонатриевые и гидрокарбонатно-натриевые воды относительно ограниченно распространены и характеризуют главным образом зоны раскрытого залегания в основном неогеновых пластовых резервуаров, находящихся в сфере влияния современной инфильтрации пресных вод поверхностного происхождения (табл. 2.18, 2.19).

Совокупность литофациальных, гидродинамических и гидрохимических показателей позволяет выделить во вскрытом осадочном разрезе водонапорные комплексы эвапоритовой фации верхней юры (титонский ярус), карбонатной серии верхней юры (оксфордский ярус), валанжина, терригенной серии готерив-апта, карбонатного верхнего мела, карбонатно-терригенного эоцена терригенных олигоцен-нижнего миоцена (майкопская свита) и среднего-верхнего миоцена. Основные региональные водоупоры - соленосная толща верхней юры (вскрытая мощность до 500 м), глины альбского яруса (120-210 м) и майкопской серии (200-2500 м и более).

Подземные воды из объектов (линз коллекторов) *эвапоритовой фации верхней юры* получены на месторождениях Датых, Элистанжи, Заманкул, Карабулак-Ачалуки, Малгобек-Вознесенское. По своему гидрохимическому облику они относятся к типичным хлоркальциевым рассола. Их общая минерализация составляет 1085,5-1200,7 мт-экв (321,2-355,5 г/л), коэффициент вторичной солёности - 20,6-39,2 %-экв, отношение натрия к хлору-0,61-0,79. Средние из приведенных значений характеризуют региональный фон. Эти значения не имеют существенных вариаций по площади прогиба.

Притоки подземных вод из доломитизированных известняков и доломитов *верхней юры-валанжина* получены на площадях Черногорской моноклинали-Датых, Сюретской, Беной, Элистанжи, Аргунская, Первомайская; в Сунженской зоне - на месторождениях Харбижин, Заманкул, Карабулак-Ачалуки; в Терской зоне - на месторождениях Арак-Далатарек, Малгобек-Вознесенское, Али-Юрт, Хаян-Корт, Эльдарово;

Таблица 2.18 Характеристика подземных вод мезозойского структурного этажа Терско-Каспийского прогиба

Водонапорный комплекс	Месторождение, Площадь	Содержание компонентов, мг-экв						Σ_{a+k}	
		Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ +K ⁺	Мг-экв	г/л
Черногорская моноклираль									
Верхнемеловой	Датых, Беной, Змейская	62.00– 220.85	отс.– 0.96	0.34– 3.19	5.06– 27.84	0.19– 11.65	53.70– 185.51	130.26– 450.00	38.5– 133.6
Верхнеюрско- валанжинский	Датых, Сюретская, Беной, Элистанжи, Аргунская, Первомайская	89.69– 121.63	1.31– 3.07	0.32– 1.04	13.28– 18.46	1.48– 2.68	76.56– 104.60	182.64– 251.48	53.1– 73.11
Эвапоритовая фация верхней юры	Датых, Элистанжи	540.20– 558.63	0.23– 1.11	1.46– 3.49	94.93– 197.40	13.81– 18.33	351.14– 429.51	1085.54– 1124.70	321.2– 332.8
Сунженский антиклинорий									
Верхнемеловой	Заманкул, Карабулак-Ачалуки, Серноводская, Старогрозненское, Октябрьское	66.92– 90.72	0.91– 1.72	0.99– 1.14	3.61– 5.24	0.90– 2.40	65.12– 85.13	139.26– 185.54	41.8– 49.3
Готерив-аптский	Заманкул, Карабулак-Ачалуки, Серноводская	82.00– 145.48	0.95– 2.58	0.32– 1.26	6.15– 15.25	0.94– 4.85	77.12– 128.28	168.42– 296.76	50.7– 80.2
Готерив-аптский	Датых	113.61– 72.08	3.26– 0.18	1.07– 0.36	17.69– 6.63	3.22– 2.06	97.03– 63.93	235.88– 145.24	68.1– 42.2
Верхнеюрско- валанжинский	Харбижин, Заманкуль, Карабулак- Ачалуки	209.05– 109.43	3.13– 1.60	1.17– 0.81	23.83– 19.13	3.09– 4.68	194.78– 88.03	427.96– 223.68	127.1– 64.9
Эвапоритовая фация верхней юры	Заманкуль, Карабулак-Ачалуки	586.57– 597.67	0.13– 0.45	0.56– 2.23	179.07– 224.92	11.13– 12.87	364.31– 397.32	1178.52– 1200.72	348.7– 355.3
Терский антиклинорий									
Верхнемеловой	Аракс-Далатарек, Ахлово, Малгобек-Вознесенское, Али-Юрт, Орлаиное, Эльдорово, Хаян-Корт, Брагуни, Гудемес	49.55– 120.38	0.49– 1.03	0.83– 1.42	2.90– 13.33	0.45– 1.87	48.11– 107.40	102.92– 244.48	31.2– 73.3

Продолжение табл. 2.18

Водонапорный комплекс	Месторождение, Площадь	Содержание компонентов, мг-экв						Σ_{a+k}	
		Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻ +CO ₃ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ +K ⁺	Мг-экв	г/л
Готерив-аптский	Малгобек-Вознесенское, Али-Юрт, Хаян- Корт	153.55	2.87	0.60	20.73	3.60	132.69	314.04	92.2
Верхнеюрско-валанжинский	Арак-Далатерек, Малгобек-Вознесенское, Али-Юрт, Эльдаровское, Хаян- Корт	197.03–110.13	3.96–1.18	0.98–1.10	21.95–9.58	3.22–1.32	177.60–101.51	403.94–224.82	124.0–66.3
Эвапоритовая фация верхней юры	Малгобек-Вознесенское	572.46	0.87	1.67	189.63	10.93	374.44	1150.0	340.3
Притеречная зона поднятий									
Верхнемеловой	Галюгаевская, Червленая, Правобережная	71.15–73.59	0.72–2.95	1.09–1.28	4.08–5.87	0.81–1.05	68.07–70.93	145.92–155.64	43.3–46.2
Готерив-аптский	Галюгаевская	85.49–117.01	0.94–2.13	0.74–1.23	6.81–8.02	1.27–1.10	79.09–111.25	174.34–240.74	51.5–71.1
Верхнеюрско-валанжинский	Галюгаевская	243.02–193.83	3.39–0.45	1.15–0.38	48.58–23.61	5.36–2.87	193.62–168.18	495.12–389.32	143.3–114.5

Продолжение табл. 2.18

Водонапорный комплекс	Месторождекие, площадь	По Пальмеру, %-экв			$\frac{rNa^{+}}{rCl^{-}}$	$\frac{r(Na^{+} - Cl^{-})}{rSO_{4}^{2-}}$	Тип воды по Сулину
		S ₁	A	a			
Черногорская моноклираль							
Верхнемсловой	Датых, Веной, Змейская	82,45-87,42	11,95-16,13	0,31-1,72	0,84-0.88	3,03-88,4	ХК
Верхнеюрско-валанжинский	Датых, Сюретская, Веной, Элистанжи, Аргунская, Первомайская	83,19-83,84	15,81-15,98	0,35-0,93	0,85—0,86	6,33-8,87	ХК
Эвапоритовая фация верхней юры	Датых, Элистанжи	62,44-79.13	20,60-36,94	0,27-0,62	0,63-0.79	6.04-15.02	ХК
Сунженский антиклинорий							
Верхнемеловой	Заманкул, Карабулак-Ачалуки, Серноводское. Старогрозненское, Октябрьское	91,77-93,52	5,06-7,00	1.23-1.42	0,94-0.97	2.00-2.33	ХК
Готери в-аптский	Заманкул, Карабулак-Ачалуки, Серноводское	86,45-91,58	6,92-13,33	0.22-1,50	0.88-0,94	3.75-5.19	ХК
Готерив-алтскнй	Датых	82,27-88,03	16.82-11,47	0,91-0,50	0,85-0.89	5,15-3.96	ХК
Верхнеюрско-вал ан жи	Харбижин, Заманкул, Карабулак-Ачалук и	91.03-78,71	8,42-19.86	0.55-1,43	0,92-0.80	7.78-4.57	ХК
Эвапоритовая фация верхней юры	Заманкул,Карабулак- Ачалуки	60,68-67,43	32,19-39,23	0.09-0.38	0,61-0,68	14.70-21.15	ХК
Терский антиклинаторий							
Верхнемеловой	Аракс - Далатарек, Ахловс), Малгобек-Вознесенское, Али-Юрт, Орлиное.	87,56-93,49	3.75-11,76	0.68-2.76	0,89-0,97	3,20-7.13	ХК

Продолжение табл. 2.18

Водонапорный комплекс	Месторождение, площадь	По Пальмеру, %-экв			$\frac{rNa^{+}}{rCl^{-}}$	$\frac{r(Cl^{-} - Na^{+})}{rMg^{2+}}$	Тип воды по Сулину
		S_1	A	a			
Готерив-апский	Малгобек- Вознесенское, Али-Юрт, Хаян-Корт	84,50	15,12	0.38	0,86	5,79	ХК
Верхнеюрско-валанджинский	Арак-Далатарек, Малгобек-Вознесенское, Али-Юрт, Эльдаровское, Хаян- Корт	87,93-90,30	11,59-8.72	0.48-0.98	0,90-0,92	6,03-6,53	ХК
Эвапоритовая фация верхней юры	Малгобек- Вознесенское	65,12	34,59	0.29	0,65	18,12	ХК
Притеречная зона поднятий							
Верхнемеловой	Галюгаевская, Червленая, Правобережная	91.14-93,84	4.67-7.22	1,49-1,64	0,96-0.96	2,53-3,80	ХК
Готерив-апский	Галюгаевская	90.73-92,42	8.42-6,56	0,85-1,02	0.93-0.95	5.04-5,24	ХК
Верхнеюрско-валанджинский	Галюгаевская	78,21-86.40	21,33-13.41	0,46-0,19	0.80-0,87	9.22-8.94	ХК

Таблица 2.19 Подземные воды в стадии кайнозойского строения Терско-Каспийского Предгорья.

Водонапорный комплекс	Месторождение, Площадь	Содержание компонентов, мг-экв						Σ_{a+k}	
		Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ +K ⁺	Мг-экв	г/л
Средне-верхнемиоценовый (чорак, караган, сармат, мзотис)	Датых, Старогрозненское, Октябрьское, Малгобек-Вознесенское, Гора-Горская, Гудермесское, Аду-Юрт, Червленое и др.	0.56–172.02	0.89	0.80–0.76	0.05–8.99	–3.62	2.20–160.17	4.50–345.56	1.4–100.3
Олигоцен-нижнемиоценовый (майкопская свита)	Датых, Беной, Серноводское, Старогрозненское, Октябрьское и др.	44.11–49.73	0.02–0.10	1.26–1.00	1.77–1.87	1.00–0.81	42.62–48.15	90.78–101.66	25.9–29.1
Эоценовый (фораминиферовые слои)	Карабулак-Ачалуки, Октябрьское, Старогрозненское, Малгобек-Вознесенское, Али-Юрт, Хаян-Корт и др.	34.07–60.19	0.05–1.52	0.71–1.04	1.67–2.79	0.48–0.83	31.01–58.80	70.32–124.84	20.1–35.7

Продолжение табл. 2.19

Водонапорный комплекс	Месторождение, площадь	По Пальмеру, %- экв				$\frac{rNa^{+}}{rCl^{-}}$	$\frac{r(Na^{+} - Cl^{-})}{rSO_4^{2-}}$	$\frac{r(Cl^{-} - Na^{+})}{rMg^{2+}}$	Тип воды по Сулину
		S ₁	A	A	a				
Средне-верхнемиоценовый (чокрак, караган, сармат, мэотис)	Датых, СтарогрозненскоеОктябрьское, Малгобек-Вознесенское, Гора-Горская, Гудермесское, Аду-Юрт, Червлёное и др.	64.44–92.70	–6.86	33.34	2.22–0.44	3.93–0.93	–3.27	1,84	ГНК,ХК, ХМ, СН
Олигоцен-нижнемиоценовый (майкопская свита)	Датых, Беной, Серноводское, Старогрозненское, Октябрьское и др.	93.90–94.73	3.90–3.30	-	2.20–1.97	0.97–0.97	1.49–1.95	-	ХК
Эоценовый (фораминиферовые слои)	Карабулак-Ачалуки, Октябрьское, СтарогрозненскоеМалгобек-Вознесенское, Али-Юрт, Хаян-Корт и др.	93.88–94.20	3.16–4.66	-	1.14–2.96	0.96–0.97	2.21–2.88	-	ХК

в Притеречной зоне - на площади Галюгаевская. Тип вод- хлоркальциевый, общая минерализация-182,6-495,1 мг-экв (53,1-143,3 г/л), коэффициент вторичной солености - 8,4-21,3 %-экв, отношение натрия к хлору-0,84-0,92.

Региональный гидрохимический фон по отдельным тектоническим зонам и водоносным горизонтам комплекса характеризуется следующими значениями общей минерализации и коэффициента вторичной минерализации. Черногорская моноклираль- верхняя юра-240-250 мг-экв (70,6-73,5 г/л), 16-18 %-экв, валанжин-220-230 мг-экв (64,7-67,6 г/л), 12-14 %-экв; Сунженский антиклинорий- верхняя юра- 420-430 мг-экв, (123,5-126,5 г/л), 16-18 %-экв, валанжин - 290-300 мг-экв (85,3-88,2 г/л), 13-15 %-экв; Терский антиклинорий-верхняя юра-400-410 мг-экв (117,6-120,6 г/л), 11-13 %-экв, валанжин 240-250 мг-экв (70,6-73,5 г/л), 8-10 %-экв; Притеречная зона поднятий - верхняя юра - 480-490 мг-экв (141,2-144,1 г/л), 20-22 %-экв, валанжин 380-390 мг-экв (111,8-114,7 г/л), 12-13 %-экв.

В границах локальных структур положительные отклонения от фоновых значений (гидрохимические аномалии) -максимальные величины минерализации и коэффициента вторичной солености-отмечаются, как правило, на тектонически наиболее осложненных ограниченных участках внедрения более концентрированных вод из нижезалегающих интервалов разреза, пространственно соответствующих зонам, блокам и полям промышленного нефтегазонасыщения.

В пределах комплекса на месторождениях по всем его горизонтам констатируется уменьшение общей минерализации и значений коэффициента вторичной солености с гипсометрической глубиной - от свода к крыльям и периклиналям локальных структур- и рост тех же показателей со стратиграфической сверху вниз по разрезу от валанжинского яруса до верхней юры включительно. Аналогичная второй картина изменения степени концентрированности наблюдается и по площади прогиба с юга на север (от Черногорской моноклинали до Притеречной зоны)- по мере погружения водовмещающих пород и удаления от участков их на дневную поверхность (северный склон Б. Кавказа).

В *готериев-аптском* комплексе, представленном терригенными коллекторами (карбонатные песчаники и алевролиты), также распространены воды хлоркальциевого типа (месторождения Датых, Заманкул, Карабулак-Ачалуки, Серноводское, Малгобек-Вознесенское, Али-Юрт, Хаян-Корт, Галюгаевская). Их минерализация варьирует в диапазоне 145,2-314,0 мг-экв (42,2- 92,2 г/л), коэффициент вторичной солености -6,6-16,8 %-экв, соотношение натрия к хлору-0,85-0,94.

Фоновые значения этих показателей по отдельным зонам следующие: Черногорская моноклираль - 180-200 мг-экв (52,9-58,8 г/л), 12-14 %-экв; Сунженский антиклинорий - 210-230 мг-экв (61,7-67,6 г/л), 8-10 %-экв; Терский антиклинорий- 220-240 мг-экв (64,7-70,6 г/л), 10-12 %-экв; Притеречная зона-170-190 мг-экв (50,0-55,9 г/л), 8-10 %-экв.

Распределение минерализации и компонентного состава подземных вод по площади и разрезу, проявление гидрохимических аномалий, сопряженных с тектоникой и нефтеносностью, идентично нижезалегающему комплексу.

Верхнемеловой комплекс, выполненный трещиноватыми пели-томорфными известняками с примесью глинистого материала, характеризуется региональным распространением типичных хлоркальциевых растворов с общей минерализацией 102,9- мг-экв (31,2-133,6 г/л), коэффициентом вторичной солености 3,7-16,1 %-экв, отношением натрия к хлору 0,84-0,97 (месторождения Датых, Беной, Заманкул, Карабулак-Ачалуки, Серноводское, Старорозненское, Октябрьское, Арак-Далатарек, Ахлово, Малгобек-Вознесенское-Али-Юрт, Орлиное, Эльдарово, Хаян-Корт, Андреевское, Брагуны, Гудермес, Галюгаевская, Минеральное, Червленая, Правобережное). Определяющие верхние значения пределов общей минерализации и коэффициента вторичной солености положительные гидрохимические аномалии (59-132 г/л, 14-16 %-экв), установленные на отдельных участках

некоторых месторождений, как правило, локализуются в зонах развития тектонических нарушений и повышенной трещиноватости, что свидетельствует об обусловленности инъекцией в верхнемеловой резервуар более минерализованных и метаморфизованных вод нижезалегающих интервалов разреза. Характерно что этим же зонам сопутствует обычно повышенная нефтенасыщенность коллекторов.

Первый участок вод аномальной минерализации располагается на западной периклинали площади Карабулак-Ачалуки. Здесь вдоль крупного тектонического нарушения получены воды с минерализацией на 40-140 мг-экв (11,8-41,2 г/л) большей, чем на соседних полях.

Второй, наиболее крупной, является гидрохимическая аномалия, охватывающая Орлиную, западную часть Хаян-Кортовской и восточное окончание Малгобек-Вознесенской площадей. Максимальные величины минерализации вод достигают 230,0- 240,0 мг-экв (67,6-70,6 г/л). К востоку и западу минерализация снижается до 170,0-180,0 мг-экв (50,0-52,9 г/л). Аномалия располагается в районе сложного тектонического узла, представляющего зону сочленения Хаян-Кортовской, Орлиной, Эддаровской и Малгобек-Вознесенской складок, рассеченную рядом крупных нарушений.

Третий участок установлен в западной части Малгобек-Вознесенской структуры, где были получены воды, минерализация которых превышает нормальную для этой части площади на 320-65,0 мг-экв (9,4-19,1 г/л).

Четвертый участок приурочен к Бенойскому газоконденсатному месторождению (Черногорская моноклиналь). Здесь из верхнемеловых отложений отобраны воды, характеризующиеся минерализацией 350,0-450,0 мг-экв (102,9-132,3 г/л).

Во всех антиклинальных зонах прогиба региональный гидрохимический фон выполняют воды с минерализацией 140-160 мг-экв и коэффициентом вторичной солености 6-12 %-экв.

Общими закономерностями, характерными для всех структур района, являются уменьшение минерализации (примерно на 15-25 Мг-экв) и значений коэффициента вторичной солености от сводов к крыльям и периклиналям поднятий и рост тех же показателей сверху вниз по верхнемеловому стратиграфическому разрезу.

Эоценовый комплекс (фораминиферовые слои), представленный карбонатно-терригенными коллекторами (мергели, песчаники, алевролиты), характеризуются региональным во всех антиклинальных зонах прогиба распространением подземных вод хлоркальциевого типа (месторождения Карабулак-Ачалуки, Октябрьское, Старогрозненское, Серноводское, Малгобек-Вознесенское и др.). Их общая минерализация изменяется в диапазоне 70,3-124,8 мг-экв (20,1-35,7 г/л), коэффициент вторичной солености -3,2-4,7 %-экв, отношение натрия к хлору - 0,96-0,97. Максимальные значения названных показателей характеризуют региональный фон.

В области раскрытого залегания комплекса – Черногорская моноклиналь - узкой полосой прослеживается зона развития поверхностных пресных (до 2 г/л) сульфатнонатриевых вод, сменяемая последовательно в северном направлении - в сторону регионального погружения складчатости -полосой распространения более минерализованных (до 15 г/л) вод гидрокарбонатно-натриевого типа и далее еще более концентрированными (до 35-40 г/л) хлоркальциевыми пластовыми растворами.

Притоки подземных вод из олигоцен-нижнемиоценового плекса (Майкопская свита) получены из линзообразных в основном нижнемайкопских песчаников на месторождениях Серноводское, Старогрозненское, Октябрьское, Малгобек-Вознесенское и др. Преимущественным распространением пользуется хлоркальциевый тип с фоновой минерализацией 90,8-101,7 мг-экв (25,9-30,0 г/л), коэффициентом вторичной солености 3,3-3,9 %- экв, отношением натрия к хлору-0,95-0,97.

Объекты терригенного *средне-верхнемиоценового* комплекса-чокракский, караганский, сарматский, мзотический- насыщены водами весьма пестрого гидрохимического облика и минерализации. В области выходов пород на дневную поверхность (Черногорская моноклинал, некоторые участки Передовых хребтов) преимущественно распространены, инфильтроенные пресные (до 2г/л) воды сульфатно-и гидрокарбонатно-натриевого (коэффициент первичной щелочности вод до 70-97 %-экв-караганский горизонт Старогрозненского месторождения) типов, сменяемые в направлении регионального погружения пластов хлоркальциевыми рассолами (до 100 г/л)- Притеречная зона.

Различные генетические типы подземных вод распределяются в средне-верхнемиоценовом комплексе в строгом соответствии с литологическими условиями-на участках и в интервалах разреза, характеризующихся развитием мощных высокопроницаемых песчаных пачек (чокракский, караганский, мзотический горизонты месторождений Старогрозненское, Октябрьское, Малгобек-Вознесенское); по этой причине возможно практически нелимитированное проникновение и последующий транзит пресных метеогенных вод, распространены, как правило, мало) минерализованные сульфатонатриевые и гидрокарбонатно-натриевые пластовые водные разности, практически полностью заместившие сингенетические воды коллекторов, в более неоднородных, менее проницаемых пачках (сарматский ярус месторождений Гора-Горская, Аду- Юрт, Червленая), где практически неразвит инфильтрационный режим, преобладают сохранившиеся седиментогенные минерализованные хлоркальциевые растворы.

Исходный хлоркальциевый облик водной среды всех интервалов средне-верхнемиоценового комплекса находит объективное подтверждение в присутствии вод именно указанного типа в локальных застойных (тупиковых) зонах отдельных пластов, экранированных дизъюнктивами, что обеспечило их сохранность от замещения агентами инфильтрации. Фоновые значения минерализации сингенетических хлоркальциевых растворов составляют: для чокракского горизонта-50-60 мг-экв (14,7-17,6 г/л), караганского горизонта-40-50 мг-экв (11,8-14,7 г/л), сарматского яруса - 180-200 мг-экв (52,9-58,8 г/л), мзотического яруса 40-50 мг-экв (11,8-14,7 г/л).

В формировании пластовой зональности подземных вод среднего-верхнего миоцена довольно существенную роль играют межформационные перетоки флюидов по тектоническим нарушениям,охватывающие значительный стратиграфический диапазон- от юры до чокрака- и определяющие возникновение положительных гидрохимических аномалий инъекционного типа, характеризующихся весьма значительным превышением значений в них общей минерализации над фоновыми. Иллюстрацией может служить описанный В.А. Сулиным случай получения из чокракских отложений месторождения Датых подземных вод весьма высокой минерализации-964,4 мг-экв (285,4 г/л) (1955 г.), типичной (Волобуев, Сокирко, 1982 г.). для эвапоритовой фации верхней юры.

Общей закономерностью, прослеживаемой по всем горизонтам комплекса, является последовательный рост минерализации и коэффициентов вторичной солености (в среде сингенетических хлоркальциевых растворов) со стратиграфической глубиной. Характерной особенностью является также ассоциация с участками распространения жестких вод и положительными гидрохимическими аномалиями переточного генезиса максимального углеводородного насыщения.

Специфической чертой подземных вод всех водонапорных комплексов Терско-Каспийского прогиба является присутствие начиная с определенного уровня (порядка 1500 м), и последовательный рост концентрации сульфатов со стратиграфической и гипсометрической глубиной-от 0,5 в верхних до 4,0 мг-экв в нижних интервалах разреза (см.рис. 2.22). Зависимость эта аппроксимируется выражением $SO_4^{2-} = 2,28 \cdot 10^{-6} \cdot H^{1,639}$.

Функциональная связь содержания сульфатов с пластовой температурой, ограничивающей по мере ее роста деятельность сульфатредуцирующих микроорганизмов, реализуется уравнением $SO_{\frac{2-}{4}} = 2,51 \cdot 10^{-6} \cdot t^{2,750}$.

Обобщение фактических данных по гидрохимии региона позволяет констатировать следующее:

- на всей территории прогиба в пределах вскрытого глубоким бурением стратиграфического диапазона-плиоцен-верхняя юра вертикальная гидрохимическая зональность имеет нормальный характер;
- сверху вниз по разрезу происходит последовательный параллельный рост минерализации и степени метаморфизации сингенетичных вмещающим коллекторам хлоркальциевых подземных вод. Минимальным значениям минерализации соответствуют наиболее низкие величины коэффициента вторичной солености;
- в региональном плане во всех комплексах отмечаются сопряженное возрастание минерализации и увеличение жесткости (рост коэффициента вторичной солености в среде хлоркальциевых рассолов, уменьшение коэффициента первичной щелочности в гидрокарбонатно-натриевой водной среде) пластовых растворов в направлении с юга на север (от Черногорской моноклинали к Притеречной зоне поднятий)-по мере увеличения гипсометрии залегания природных резервуаров и улучшения их изоляции от поверхности;
- присутствующие в эоцен-верхнемиоценовом стратиграфическом диапазоне пресные (маломинерализованные) сульфатнонатриевые и гидрокарбонатно-натриевые воды генетически чужды вмещающим коллекторам, имеют явно метеогенное происхождение и по пути фильтрации от области питания замещают в наиболее проницаемых пачках их сингенетичные хлоркальциевые воды, образуя в процессе смешения с последними гамму «переводных» сульфатнонатриевых, гидрокарбонатно-натриевых, хлормагниевых и хлоркальциевых пластовых растворов, минерализация и тип которых определяются соотношением в образовавшихся водных смесях пришлой и исходной компонент;
- Участки и интервалы присутствия жестких минерализованных вод в эоцен-верхнемиоценовом диапазоне чаще всего приурочены к наиболее дислоцированным складкам и их отдельным интенсивно нарушенным и гидравлически изолированным частям; маломинерализованные гидрокарбонатно-натриевые и сульфатнонатриевые воды характерны главным образом для слабонарушенных пластовых резервуаров, без экранирующего эффекта фильтрационно сообщающихся с областью метеогенного питания;
- распространение типичных хлоркальциевых рассолов в юрских и меловых отложениях площадей, наиболее близко расположенных к району их выходов на дневную поверхность (Черногорская моноклиналь), определяет отсутствие существенного влияния современной инфильтрации пресных метеогенных вод на формирование региональной гидрохимической обстановки в мезозойских природных резервуарах;
- по мезозойским комплексам в пределах месторождений всех антиклинальных зон прогиба подтверждаемое динамикой изменения во времени (в процессе их разработки) распределение минерализации и ионно-солевого состава подземных вод по площади рисует четкую картину уменьшения их

концентрированности и степени метаморфизации и от сводов к крыльям и периклиналям поднятий;

- отмечаемые в широком стратиграфическом диапазоне от валанжина до чокрака-положительные гидрохимические аномалии, выражающиеся в локальном резком возрастании по сравнению с гидрохимическим фоном комплексов минерализации и степени метаморфизации подземных вод, как правило, приурочены к наиболее тектонически нарушенным зонам месторождений, характеризующимся реализованной вертикальной гидродинамической связью нижних и верхних интервалов осадочного разреза;
- в пределах локальных структур контрастность (масштаб проявлений) положительных гидрохимических аномалий находится в прямой функциональной зависимости от степени тектонической нарушенности поднятий-наиболее дислоцированные структуры характеризует присутствие в составе пластовых водных растворов максимальных объемов инъецированных снизу высокоминерализованных вод;
- в эоцен-верхнем иоценовом интервале, насыщенном как щелочными, так и жесткими пластовыми растворами, участки повышенного нефтенасыщения ассоциируют в первом случае зонами распространения максимально концентрированных гидрокарбонатно-натриевых разностей с минимальными значениями коэффициента первичной щелочности;
- во втором зонами присутствия хлоркальциевых вод высокой минерализации и максимальных значений коэффициента вторичной солености в мезозойских комплексах положительное гидрохимические аномалии пространственно сопряжены с участками, блоками, полями повышенного углеводородного насыщения.

Описанные зависимости распределения подземных вод по площади и разрезу в региональном плане и в функции тектоники и нефтегазоносности локальных структур позволяют высказать некоторые соображения о механизмах формирования гидрохимического облика водной среды осадочного выполнения прогиба:

- учёт высокой минерализации (320-355 г/л);
- специфического состава, в котором существенную роль играют хлориды кальция и магния (20-40 %-экв);
- больших величин отношения хлора к бром-более 2300-2500 и натрия к хлору-0,61-0,79;
- условий залегания- в линзовидных и коллекторских пачках, находящихся в толще соляного массива;
- характера проявления – весьма высоких статических давлений (порядка 45-55 МПа) определяет подземные воды эвапоритовой фации верхней юры как седиментогенные метаморфизованные хлоркальциевые пластовые разломы, производные водной среды бассейна солеродного осадконакопления.

В соответствии с литологической концепцией формирования подземных вод, обоснованной исследованиями М.Г. Валяшко, И.К. Зайцева Л.Н. Капченко и других ученых, фоновые хлоркальциевые растворы всего вышезалегающего стратиграфического диапазона (карбонатная верхняя юра - верхний миоцен) представляются результатом направленного преобразования диментогенных вод соответствующих бассейнов осадконакопления, осуществлявшегося как сложная функция их палеоклиматических и палеогеографических

обстановок, литологического и минералогического составов водовмещающих пород, истории геологического развития региона и отдельных его участков, палео- и современной инфильтрации поверхностных вод, интенсивности диа- и катагенетических процессов в ходе литификации, изменяющихся во времени и пространстве термо- и баро условий осадочного разреза, различных физико-химических (диффузия, осмос и др.) процессов.

Правомерность подобного заключения находит достаточное подтверждение в описанном выше факте последовательного и строго закономерного возрастания сверху вниз по стратиграфическому разрезу степени концентрированности и метаморфизации пластовой водной среды- от значений общей минерализации 53,9 мг-экв (16,6 г/л), коэффициента вторичной солености 4,9 %-экв, отношения натрия к хлору 0,97-0,99 в мезотисе до, соответственно, 490 мг-экв (143,3 г/л), 21 %-экв, 0,84-в верхней юре-валанжинском комплексе.

Установленное в ряде неогеновых горизонтов мозаичное присутствие «переходных» пластовых водных смесей всех гидрохимических типов с различной минерализацией (от 2-10 до 50-70 мг-экв) и коэффициентами первичной щелочности и вторичной солености порядка 1-4 %-экв, учетом преимущественно инфильтрационного в них режима питания объективно подлежит интерпретации как следствие реализованного смешения в различных долевых соотношениях пресных поверхностных сульфатно-и гидрокарбонатно-натриевых агентов и сингенетичных соленых хлоркальциевых подземных вод. Изменение компонентного состава образующихся при этом пластовых растворов подчинено ряду: при исходных составляющих сульфатно-натриевых и хлоркальциевых водах последовательно в направлении расхода инфильтрационного тока генерируются «переходные» сульфатно-натриевые, гидрокарбонатно-натриевые, хлормagneиые и хлоркальциевые водные разности прогрессирующей минерализации; при доминирующем участии пресных гидрокарбонатно-натриевых вод- «переходные» щелочные, сульфатно-натриевые, хлормagneиые и хлоркальциевые.

Регулирование процесса смешения главным образом пространственной выдержанностью, степенью однородности и проницаемостью коллекторских пачек обуславливает на различных участках их распространения формирование подземных вод существенно различающихся по минерализации и типам. Конечный эффект подобного явления приводит к четкой площадной гидрохимической зональности, выражающейся в направленном региональном изменении состава и минерализации подземных вод по пути перемещения в пористой среде инфильтрантов.

В формировании гидрохимического облика водной среды водоносных комплексов стратиграфического диапазона карбонатная верхняя юра - верхний мел исключительно важное значение имеют вертикальные межформационные перетоки подземных вод из нижних в верхние интервалы осадочного разреза. Их существенную роль и влияние находят объективное подтверждение наличия описанных выше положительных концентрационных аномалий и в площадной зональности распределения подземных вод по минерализации и степени метаморфизации в пределах локальных структур-уменьшении величин названных показателей от свода к крыльям и периклиналям поднятий. Приуроченность гидрохимических аномалий и зон распространения более минерализованных вод исключительно к осложненным крупными, секущими весь мезозойский разрез дизъюнктивами присводовым участкам складок в сочетании с присутствием менее концентрированных и метаморфизованных разностей в относительно слабонарушенных периферийных их частях выявляют явный эффект реализации в первом случае механизма смешения сингенетичных и внедрившихся снизу по разломам вод.

То обстоятельство, что гидрохимические аномалии переточно-инъекционного генезиса установлены во всех вскрытых бурением мезозойских комплексах, а эвапоритовая фация верхней юры из-за отсутствия в ней коллекторов и, следовательно, достаточных объемов

свободной воды, не может служить областью их питания, определяет альтернативную необходимость признания в качестве только ниже- среднеюрские и возможно пермотриасовые терригенные отложения².

Объективная единственность подобной гидродинамической модели позволяет с достаточной степенью надежности прогнозировать наличие в не вскрытом доверхнеюрском разрезе Терско-Каспийского прогиба инверсионной гидрохимической зональности, обусловленной обязательным уменьшением минерализации подземных вод в залегающем под эвапоритами подсолевым терригенном этаже.

Анализ условий залегания, проявлений и пространственного распределения подземных вод по минерализации и компонентному составу приводит к заключению, что в нижних этажах осадочного разреза Терско-Каспийского прогиба основным механизмом формирования пространственной гидрохимической зональности являются мощные межформационные перетоки флюидов, реализуемые по системе крупных дизъюнктивов, в верхнем этаже основную роль играют гидрохимические эффекты, обусловленные инфильтрационным характером водообмена в нем

2.2.4. Предзагорский прогиб

Вскрытый глубоким бурением преимущественно карбонатный разрез региона характеризуется распространением минерализованных (80-130 г/л) хлоркальциевых вод с коэффициентом вторичной солёности 17-39 %-экв (табл. 2.20).

Возможность принятия точки зрения об опреснении вод, подстилающих присводовые зоны верхнемеловых резервуаров, за счет внутренних источников комплекса - вод дегидратации глинистых минералов,

Было высказано предположение, что верхнемеловые коллекторы были опреснены из глинистых минералов, конденсата и растворной воды (Волобуев, 1986 г., Никаноров, Тарасов, Федоров, 1983г.). (Рачинский, 1981г., 1983г.). Решением является опресненная вода, выбрасываемая непосредственно в ловушку из водонефтяной эмульсии в процессе газоконденсатной смеси (Колодий, 1975 г.).

конденсационных и солюционных разностей лимитируется преимущественно карбонатным характером разреза верхнего мела, где роль глин практически ничтожна, и прямо противоположной направленностью изменения пластовых вод в ходе фазовых превращений углеводородных флюидов. Основные вскрытые глубоким бурением водонапорные комплексы прогиба - юрский (серия Хами), верхнемеловой (серия Бангестан), олигоцен-нижнемиоценовый (формация Асмари). Региональные водоупоры - мергельная толща свиты Друма средней юры, эвапоритовая свита Хитонского яруса верхней юры, глины свиты Каздуми альбского яруса нижнего мела, глинисто-мергельные породы свит Табур и Гурии маастрихтского яруса верхнего мела и свиты Паблех палеоцен-эоцена, эвапорито глинистая толща формации Фарс среднего миоцена.

Юрский комплекс (серия Хами), представленный органогенными известняками (свита Маррат, Араб), насыщен рассолами (420-455 мг-экв- 120-130 г/л) хлоркальциевого типа с коэффициентом вторичной солёности 35-30 %-экв. Содержание сульфат-иона составляет 1,7-3,6 мг-экв.

В *верхнемеловом* комплексе (известняки, мергели свит Сарвак, Илам-серия Бангестан) распространены подземные воды с минерализацией 350-402,5 мг-экв (100-115 г/л), коэффициентом вторичной солёности 25-32 %-экв, концентрацией сульфат-иона 1,5-3,1 мг-экв.

Олигоцен-нижнемиоценовый комплекс (рифогенные известняки формации Асмари) насыщен водами минерализации 280-315 мг-экв (80-90 г/л) при коэффициенте вторичной солености 17-22 %-экв; содержание сульфатов 1,0-2,3 мг-экв.

Средне-верхнемиоценовые водонасщенные коллекторские пачки, линзообразно залегающие в эвапорито-глинистой толще свиты нижний Фарс (средний миоцен), отдельные пласты известняков, мергелей, песчаников свиты средний Фарс (средний миоцен) и резервуара терригенного разреза верхнемиоценового верхнего Фарса содержат воды рассольного характера с минерализацией 332,5-367,5 мг-экв (95-105 г/л) коэффициентом вторичной солености 23-27 %-экв, содержанием сульфатов 2,1-3,1 мг-экв.

Несколько повышенные минерализация и сульфатность подземных вод названного интервала по сравнению с нижезалегающим асмари́йским комплексом связаны с присутствием в разрезе эвапоритов- каменная соль, ангидриты.

Информация по нижезалегающим интервалам осадочного разреза - кеморийскому, силурийскому, девонскому, карбонскому, пермскому (свита Хуфф), триасовому- носит качественный характер. Известно только, что подземные воды этих стратиграфических подразделений представлены хлоркальциевыми рассолами (до 200-300 г/л) с возрастающей вниз по разрезу минерализацией. Максимально концентрированные растворы установлены в кембрийских отложениях крайней юго-восточной части региона где в разрезе констатировано присутствие мощных скоплений каменной соли и других эвапоритов.

Обобщение известных фактических данных позволяет сделать следующие выводы:

- вертикальная гидрохимическая зональность в регионе носит в целом нормальный характер-сверху вниз по стратиграфическому разрезу отмечается последовательный рост общей минерализации подземных вод, сопровождаемый увеличением значений коэффициента вторичной солености и показателя степени метаморфизации;
- отдельные отклонения от этой общей зависимости, выражающиеся в местном некотором уменьшении общей минерализации и значений коэффициента вторичной солености, отмечаются затронутых перерывами в осадконакоплении и денудацией интервалах разреза, что отвечает влиянию древней инфильтрации метеогенных вод;
- распределение вод по площади локальных поднятий подчиняется четкой тенденции уменьшения их минерализации и жесткости в направлении от наиболее трещиноватых и нарушенных дизъюнктивами сводовых зон к периферийным частям складок;
- в каждом водонапорном комплексе минимальные значения содержаний компонентов солевого состава отвечают гидрохимическому фону, максимальные (локальные положительные аномалии) характеризуют участки структур с повышенной трещиноватостью резервуара и наибольшей продуктивностью по нефти.

Таблица 2.20 Характеристика подземных вод Предзагросского прогиба

Водонапорный комплекс	Месторождение, Площадь	Содержание компонентов, мг-экв						Σ_{a+k}	
		Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ +K ⁺	Мг-экв	г/л
Средне-верхнемиоценовый (формация Фарс)	Мееджид-и-Сулейман, Карандж, Марун, Хафт-Кел, Ахваз, Нафт-Сафид, Гачсаран и др.	161.49–184.18	2.15–3.12	2.91–3.55	32.13–38.51	8.92–15.46	125.20–129.78	332.5–367.5	95.0–105.0
Олигоцен-нижнемиоценовый (свита Асмари)	Месджид-и-Сулейман, Карандж, Марун, Хафт-Кел, Мансури, Гачсаран, Нафт-Сафид, Бинак	137.58–153.58	1.09–2.31	1.33–1.61	19.31–27.57	5.89–8.92	114.80–121.01	280.0–315.0	80.0–90.0
Верхнемеловой (формация Бангестан-свита Сарвак)	Лали, Карандж, Ахваз, Мансури, Ага-Джари, Раг-иСафид, Бинак, Биби-Хакиме, Гачсаран.	172.01–196.57	1.54–3.09	1.45–1.59	34.05–51.23	11.15–14.02	129.80–136.00	350.0–402.5	100.0–115.0
Юрский (формация Хами-свита Араб)	Гачсаран	206.30–222.19	1.73–3.56	1.75–1.97	57.18–69.33	18.29–21.15	134.53–137.02	420.0–455.0	120.0–130.0

Продолжение табл. 2.20

Водонапорный комплекс	Месторождение, площадь	По Пальмеру, %- экв			$\frac{rNa^{+}}{rCl^{-}}$	$\frac{r(Na^{+} - Cl^{-})}{rSO_{4}^{2-}}$	Тип воды по Сулину
		S ₁	S ₂	a			
Средне-верхнемиоценовый (формация Фарс)	Мееджид-и-Сулейман, Карандж, Марун, Хафт-Кел, Ахвaz, Нафт-Сафид, Гачсаран и др.	70.63–75.31	23.12–27.44	1.57–1.93	0.70–0.77	3.52–4.07	ХК
Олигоцен-нижнемиоценовый (свита Асмари)	Месджид-и-Сулейман, Карандж, Марун, Хафт-Кел, Мансури, Гачсаран, Нафт-Сафид, Бинак	76.83–82.00	17.05–22.15	0.95–1.02	0.79–0.83	3.65–3.87	ХК
Верхнемеловой (формация Бангестан-свита Сарвак)	Лали, Карандж, Ахвaz, Мансури, Ага-Джари, Раг-иСафид, Бинак, Биби-Хакиме, Гачсаран.	67.13–74.17	25.00–32.08	0.79–0.83	0.62–0.75	3.79–4.32	ХК
Юрский (формация Хами-свита Араб)	Гачсаран	60.23–64.06	35.00–39.00	0.77–0.94	0.62–0.65	3.92–4.03	ХК

Закономерности пространственного размещения подземных вод по минерализации и ионно-солевому составу в пределах отдельных поднятий-сопряженность изменений концентрации и жесткости вод по разрезу и площади, фиксация их максимумов наиболее нарушенных и трещиноватых зонах пластовых резервуаров-объективно отвечают обстановке реализации механизмов смешения вод различной стратиграфической принадлежности-фоновых водонапорных комплексов и инъецированных из подстилающих интервалов. Расчеты по модели смещения показывают, что воды сводовых зон локальных структур по олигоцен-нижнемиоценовому комплексу (формация Асмари) содержат в своем составе до 20 % пришлого юрского компонента, по верхнемеловому (серия Бангостан)-до 50 %. Если принять, что перетоками охвачен стратиграфический диапазон от кембрия до нижнемиоцена, то в юрском комплексе доля инъецированного ингредиента (300 г/л) составит примерно 10 %, а в верхнемеловом-8 %, в олигоцен-нижнем иоценовом-5 %.

Имеющихся данных явно недостаточно для обоснованных суждений о генезисе рассолов осадочного чехла региона. В предварительном порядке можно полагать основными факторами их формирования процессы растворения содержащихся в разрезе эвапоритов, наложенные на нормальную метаморфизацию седиментогенных вод бассейнов осадконакопления водоносных комплексов.

Сводная таблица основных показателей условий залегания, минерализации и ионно-солевого состава подземных вод водонапорных комплексов всех рассмотренных регионов (табл. 2.21) определяет возможность их сравнительных сопоставлений и выявления сходных черт и различий.

Систематизация и анализ всех приведенных материалов по рассмотренным бассейнам альпийских подвижных поясов позволяют сделать следующие общие выводы:

1. в пределах всех бассейнов современная пространственная гидрогеохимическая зональность в осадочном разрезе тектонических элементов III и IV порядков формируется под доминирующим влиянием крупномасштабных вертикальных перетоков подземных вод из нижних в верхние стратиграфические интервалы в диапазоне глубин 10 км - дневная поверхность;
2. характерной особенностью всех без исключения регионов является наличие в верхнем гидрогеологическом этаже возмущающих региональный фон контрастных гидрогеохимических аномалий, обусловленных вертикальными снизу вверх перетоками подземных вод;
3. основными путями транзита подземных вод в вертикальном разрезе являются региональные разломы осложняющие строение локальных структур тектонические нарушения, зоны контактов диапировых внедрений, участки повышенной трещиноватости карбонатных резервуаров, эруптивные аппараты грязевых вулканов, гидрогеологические «окна» и т.д., выполняющие функцию гидродинамических дрен;
4. региональные зоны и локальные районы нефтегазонакопления, пространственно сопряжены и функционально ассоциируют с гидрохимическими аномалиями переточного формирования;
5. в большинстве альпийских регионов во вскрытом глубоким бурением диапазоне глубин вертикальная гидрогеохимическая зональность носит нормальный характер;

Таблица 2.21 Основные показатели условий залегания, минерализации (мг-экв/100 г) и ионного состава родземных вод водоносных комплексов альпийских геосинклинальных регионов

Гидрохимические параметры	Межгорные впадины						Предгорные прогибы			
	Южно-Каспийская	Паданская	Венская	Иравадийско-Андаманская	Лос-Анджелесская	Маракаибская	Предкарпатский	Индо-кубанский	Терско-Каспийский	Предзагорский
Основные водонапорные комплексы	J ₂ -K _{1v} ; K _{1g} -K _{2d} ₁ ; P ₃ -N ₁ ' ₁ ; N ₂ ² +N ₂ ^{3ap}	T ₂ ; J ₂ ; K ₂ ; P ₃ -N ₁ ' ₁ ; N ₁ ² -N ₁ ³ ; N ₂ ; Q ₁	T-J ₂ ; K ₂ -P; N _{1b} -N _{1h} ; N _{1t} -N _{1sr} ; N _{2pn}	P ₂ ₂ ; P ₃ '-P ₃ ² ; N ₁ ² ; N ₁ ³ ; N ₂	J; K ₂ ; N ₁ ² ; N ₁ ³ ; N ₂ ¹ ; N ₂ ² ; Q ₁	K _{1br} + + K _{1a} + + K _{1al} + + K _{2s} + + K _{2t} + + K _{2k} ; P ₁ ; P ₁ ¹ -P ₂ ² ; P ₃ ² -P ₃ ³ ; N ₁ ¹ -N ₁ ²	PZ-J ₂ ; K _{2st} -- P ₃ pln ₁ ; N _{1a} ₁ + + N _{1t} + + N _{1sr}	J ₃ ; K ₁ ; K _{2s} -K _{2st} ; P ₁ -P ₂ ' ₂ ; P ₃ ³ ₂ N ₁ ² - N ₁ ³ N ₂	J _{3o} - K _{1v} ; K _{1g} -K _{1a} ; K _{2s} - K _{2d} ; P ₂ ² -P ₃ ³ ; N ₁ ² -N ₁ ³	J ₁ + J ₃ + + K _{1a} ; K _{2s} - K ₂ km; P ₃ -N ₁ ' ₁ ; N ₁ ² +N ₁ ³
Основные водоупоры	K _{2d} ₂ ; P ₁ ; P ₂ ² ; P ₃ -N ₁ ' ₁ ; N ₂ ' ₂ ; N ₂ ^{3ak}	T ₁ ; T ₃ ; K ₁ ; P ₂ ; N _{1b} ; N _{1sr} ; Q ₁ ²	J ₃ ; N _{1b} ; N _{1sr}	P ₂ ' ₂ ; P ₂ ³ ; N ₁ ' ₁	P ₂ ; N ₁ ^{3mt}	K _{2st} - K _{2m} ; P ₃ ³ ; N ₁ ³	P ₃ ₂ bst; P ₃ pln ₂ ; N _{1a} ₂ - N _{1b} ; (N ₁ Vrt); N _{1h} ; (N _{1st} , N ₁ Bol)	K _{1al} ; K _{2km} - K _{2m} ; P ₂ ² -P ₃ ³ ; P ₃ -N ₁ ' ₁ ;	J _{3tt} ; K _{1al} ; P ₃ - N ₁ ' ₁ ;	J _{2b} -J _{2bt} ; J _{3tt} ; K _{1al} ; K _{2m} ; P ₁ -P ₂ ; N ₁ ²

Тип вертикальной гидрохимической зональности	обратный	нормальный	нормальный	нормальный	нормальный	нормальный	нормальный	обратный	нормальный	нормальный
Пределы изменения общей минерализации подземных вод	5,2–228,0	8,6–132,6	2,9–133,6	12,0–25,0	1,8–39,9	0,1–61,4	150,0–350,0	1,5–70,7	1,4–355,3	80,0–350,0
Пределы изменения значений коэффициента первичной щелочности (А) подземных вод (по Пальмеру), %- экв	0–58,4	0–31,1	0–70,1	20,0–45,0	0–49,2	0–91,4	0–11,4	0–65,0	0–33,3	–
Пределы изменения значений коэффициента вторичной солености (S ₂) подземных вод (по Пальмеру), %- экв	0–57,0	0–34,2	0,37,1	–	0–17,2	0–58,6	0–21,8	0–20,5	0–39,2	17,1–39,0
Пределы изменения значений коэффициента $\frac{r(\text{Na} \pm \text{Cl})}{r\text{SO}_4^{2-}}$	0–>100	0–32,1	0–95,0	14,548,2	0–59,3	0–>100	0–11,4	0,97–35,4	0,80–1,84	–
Пределы изменения значений коэффициента $\frac{r(\text{Cl}^- - \text{Na}^+)}{r\text{Mg}^{2+}}$	0–3,2	0–5,8	0–11,7	–	0–2,8	0–16,9	0–3,8	0–3,7	0–83,4	3,5–4,3
Преобладающий тип подземных вод (по Сулину)	ГКН, ХК	ГКН, ХК	ГКН, ХК	ГКН	ГКН, ХК	ГКН	ХК	ГКН, ХК	ХК	ХК

6. выступающая на современной стадии разведанности в качестве исключений полная инверсия гидрохимического профиля в Южно-Каспийской впадине и Индоло-Кубанском прогибе, выражающаяся в скачкообразном уменьшении на определенном стратиграфическом уровне общей минерализации и сопряженном переходе хлоркальциевого типа подземных вод в гидрокарбонатно-натриевый, проявляется только в рамках сопоставления крупных составляющих осадочного разреза насыщенного слабоконцентрированными щелочными разностями, и кайнозоя с рассольным хлоркальциевым фоном;
7. отмечаемые в кайнозойских интервалах этих регионов локальные инверсионные эффекты (скачки минерализации, появление «переходных» менее минерализованных по сравнению с фоном вод) характеризуют, как правило, наиболее дислоцированные участки поднятий и являются частным случаем определенных гидродинамическим фактором проявлений переточных отрицательных щелочных гидрохимических аномалий, возмущающих подчиняющийся прямой зональности жесткий региональный фон;
8. те же, ограниченные по вертикали и площади, явления в отдельных интервалах разрезов других регионов чаще всего словлены локально проявляющимися эффектами дегидратации глинистых минералов, термохимического фильтрационного выщелачивания вмещающих пород, наличия, спорадически сохранившихся опресненных палеоинфильтрационных вод. Бокового раскрытия некоторых природных резервуаров на дневную поверхность и др.;
9. наличие нормальной гидрогеохимической зональности в регионах, где осадочный разрез полностью - вплоть до фундамента- вскрыт (Лос-Анжелесская, Маракаибская, Венская впадина), свидетельствует об особой специфичности условий формирования обращенных гидрохимических профилей, основным фактором которой является, по-видимому, наложенная на другие обязательные сопутствующие механизмы (дегидратация глин, термохимические эффекты) возможность генерации в осадочном чехле или эндогенного проникновения в нее значительных объемов CO_2 .

3

Геобарическое поле бассейнов альпийских подвижных поясов

Одной из характерных и важных особенностей бассейнов подвижных поясов является наличие в их разрезах интервалов с аномально высокими (сверхгидростатическими) поровыми (АВПоД) и пластовыми (АВПД) давлениями¹. Зоны их проявлений характеризуются приуроченностью к различным стратиграфическим подразделениям, варьирующей по разрезу и площади интенсивностью, разнящимися механизмами генерации, условиями сохранения и релаксации, связью с литологией, диапиризмом, грязевым вулканизмом, нефтегазоносностью и др.

Несмотря на значительное число публикаций различных исследователей по этой проблематике, многие ее аспекты, в частности связь АВПоД и АВПД с геофлюидодинамикой и нефтегазоносностью, остаются до настоящего времени предметом дискуссии, не всегда, к сожалению, способствующей объективному толкованию наблюдаемых фактов.

Сложившееся в связи с этим положение осложняет выбор оптимальных направлений поисково-разведочных работ, минимизацию технологических в бурении и экономических рисков. Настоящее исследование призвано в определенной мере внести дополнительное понимание в некоторые сложные аспекты проблемы.

3.1. Аномально высокие поровые и пластовые давления: природа, типизация, идентификация и диагностика

Проблема прогноза, выявления, происхождения, типизации, идентификации и диагностики аномально высоких поровых давлений в не(слабо)проницаемых интервалах разреза и пластовых давлений в коллекторах имеет чрезвычайно важное значение при планировании и производстве поисково-разведочных работ, бурении, опробовании пластов и скважин, добыче нефти и газа. Опыт проведения работ в различных нефтегазоносных бассейнах мира показывает, что существует четкая корреляция между величиной аномальности давлений,

¹Под аномально высоким здесь и далее понимается давление, превышающее условное гидростатическое (давление столба жидкости плотностью 1000 кг/м³. Высотой от точки вскрытия пласта до поверхности земли) на 15-20%. Численные значения параметров аномальности давления рассчитаны через его превышение ($\Delta P = P_{\text{зам}} - P_{\text{ус. гидр}}$) и коэффициент аномальности, представляющий собой отношение фактического замеренного давления к условному гидростатическому на той же глубине ($K_{\text{АВПД, АВПоД}} = P_{\text{зам}} / P_{\text{ус. гидр}}$). Замеренные пластовые давления в залежах нефти и газа приведены к соответствующим контактным поверхностям с контурной водой (ВНК, ГВК) с целью исключения влияния разности плотностей нефти, газа и пластовой воды, обуславливающей образование «избыточных» сверхгидростатических давлений, т.е. при анализе учтены только данные, характеризующие барическую обстановку в законтурной гидродинамической системе продуктивных пластов.

размещением по площади регионов, фазовым состоянием и ресурсами углеводородов (Дурмишян, Мурадян и Рачинский, 1972 г.; Дурмишян, Мурадян и Рачинский, 1973 г.; Дурмишян, Мурадян и Рачинский, 1976 г.; Дурмишян, Мурадян и Спорадик; Поуэрс, 1976 г.; Фертл, 1976 г.; Перри, 1969 г.), а значения ожидаемых градиентов порового давления и давления гидро разрыва являются основой для эффективной проводки скважин с оптимальной программой применения промывочных жидкостей соответствующей плотности, выбора технически обоснованной их конструкции, технологий процессов бурения и тестирования природных резервуаров.

Если в настоящее время прогнозирование и выявление участков, зон и интервалов распространения аномальных давлений уже не представляет значительных сложностей, так как появилась возможность использования в этих целях объективных материалов полевой геофизики (сейсмо-, грави-, магнито-, электроразведка, акустика), наблюдений скважин (динамика скорости проходки, момент вращения инструмента, нагрузка на крюк, изменение параметров шлама и промывочной жидкости, скорости циркуляции бурового раствора), данных промыслово-геофизических исследований (электро-, акустический каротаж, скважинная гравиметрия, ядерно-магнитный резонанс), то вопросы их происхождения, типизации, идентификации и диагностики остаются во многом дискуссионными.

Наиболее существенный вклад в геологические аспекты проблемы аномальности давлений внесен работами М. Хабберт, А. Леворсен, В. Иинг, Г. Дикинсон, Г. Чилингар, Х. Хедберг, Р. Гретенер, В. Фертл, Д. Тимко, К. Магара, Б.А Тхостова, К.А Аникиева, В.С. Мелик-Пашаева, М.К. Калинин, В.М. Добрынина, Н.А. Еременко, А.Е. Гуревича и др. установившими, что основными механизмами, обуславливающими генерацию АВПоД и АВПД в осадочных толщах являются:

- гравитационная (литостатическая) нагрузка вышележающих отложений-частичная или полная передача возрастающего во времени веса перекрывающих пород на флюиды, заключенные в подстилающих отложениях;
- геотектоническое давление (неотектонические стрессы, подвижки блоков фундамента, землетрясения и тп.);
- разность пьезометрических уровней областей питания, создания напоров и разгрузки в инфильтрационных геогидродинамических системах (артезианский перепад давлений);
- различие коэффициентов теплового расширения подземных вод и вмещающих пород, обеспечивающее с ростом температуры эффект акватормического нарастания давления в замкнутоупругих резервуарах;
- увеличение объема углеводородов в залежах в ходе их фазовых превращений в связи с ростом пластовой температуры при их погружении;
- дегидратация глинистых минералов, сопровождаемая выделением в свободную фазу значительных объемов конституционных вод;
- вторичная цементация части порового пространства замкнутых линзовидных коллекторов минеральными новообразованиями, вызванная физико-химическим взаимодействием подземных вод и пород, а также влиянием больших глубин (температур и давлений);
- миграция высоконапорных флюидов из зон больших приведенных давлений в интервалы, характеризующиеся их меньшими значениями;
- осмотические эффекты.

По характеру реализации природной энергетики первые семь механизмов целесообразно объединить в единую группу **сингенетических АВПод** и **АВПД** генерирующихся за счет собственных внутренних энергетических ресурсов осадочных комплексов: последние два следует относить к **эпигенетическим** модификациям, связанным с инъекцией в ограниченные замкнутоупругие емкостные пространства пришедших высоконапорных агентов (Дурмишян и Мурадян, 1973 г., 1980 г.; Рачинский, Мурадян, 1977 г.). В обоих случаях основным условием консервации аномальных давлений является полная или частичная гидродинамическая изоляция геологической среды их фиксации и проявлений. Каждый из типов имеет свою специфику проявлений, диагностические признаки, и соответственно, может быть идентифицирован, что, в свою очередь, позволяет для каждого конкретного случая (регион, район, зона, площадь, участок, поле) разработать и осуществить комплекс мероприятий по минимизации технико-технологических сложностей и экономических рисков при проведении геологоразведочных работ, бурении и опробовании скважин и пластов.

Сингенетические АВПод характерны для молодых мощных пространственно выдержанных неравновесно консолидирующихся глинистых толщ и связаны в основном с их гравитационным (гео(литостатическим) и геотектоническим уплотнением, и дегидратационными процессами. В первом случае в районах длительного накопления низкопроницаемых глинистых образований интенсивное компенсированное погружение осадков и весьма затрудненные условия выхода фоссилизированной поровой жидкости из консолидируемых пород приводят к значительному отставанию (лимитации) оттока поровой воды от темпа погружения, что обуславливает куммулятивное сжатие поровых флюидов до давлений, нередко близких геостатическому, определяет сохранение высокой пористости-повышенной влагонасыщенности - глины на весьма пониженных гипсометрических отметках и формирует таким образом в быстропогружающейся неконсолидированной, иногда даже с отдельными пачками, находящимися квазиоживления, глинистой толще регионально развитые, не связанные со структурными условиями аномально высокие давления сжатых во внутривпоровом пространстве флюидов.

В тектонически активных районах проецирующиеся в осадочный чехол субвертикальные подвижки блоков фундамента, как и горизонтально ориентированные неотектонические стрессы, вызывают геотектоническое уплотнение глинистых образований, сопровождающееся геологически моментным сжатием заключенных в них флюидов и генерацией сингенетического АВПод.

По первой схеме возникновение АВПод обусловлено частичным восприятием поровыми флюидами веса накапливающихся покрывающих отложений и осуществляется под действием постепенно, относительно медленно во времени нарастающей, компрессионной нагрузки, результирующей направленной в основном сверху вниз; по второй - она является результатом проявления эффективного давления (положительная разность между геотектоническим и литостатическим давлениями), приведшего к скачкообразному уменьшению объема порового пространства и реализованного практически моментно по модели всестороннего, вертикального или бокового сжатия. Очевидно, что максимальное уплотнение глин происходит по вектору прилагаемой нагрузки - наиболее консолидированными оказываются верхние интервалы глинистых толщ, при вертикально-блоковых тектонических подвижках - нижние и т.п.

При нагрузке, носящей преимущественно одноосный характер, уплотнение глинистых образований осуществляется в основном достаточно монотонно и без существенного изменения геометрии порового пространства (текстуры) глин; в условиях многостороннего (разнонаправленного) тектонического сжатия их структура, как правило, деформируется, сопровождаясь нередко перекомпоновкой матрицы - так называемые «перемятые» глины. Присутствие в разрезе последних, наряду с наличием аномально уплотненных (трещиноватых,

малопластичных, аргиллитовидных, рассланцованных) пачек в отдельных интервалах мощных глинистых толщ как синхронных временным импульсам тектогенеза, так и несинхронных, но испытывших их воздействие, может рассматриваться как показатель проявления геотектонической консолидации, наложенной на нормальный процесс. Гравитационное уплотнение глин происходит в основном на иммерсионных (компенсированных) стадиях погружения осадков, геотектоническое чаще всего фиксируется на инверсионных этапах геологической истории районов.

Наличие в отдельных регионах некомпенсированного седиментацией современного прогибания (территории суши) сингенетических АВПоД явно гравитационной природы говорит в этом случае об их фоссилизированном характере - сохранении от предшествовавших этапов компенсированного осадконакопления. Существование подобных, нерелаксированных в течение длительного геологического времени, АВПоД свидетельствует о весьма малом темпе их «рассасывания», возможности длительной консервации и, соответственно, о значительной продолжительности процесса консолидации глинистых толщ.

Важным механизмом формирования сингенетических поровых давлений в глинах и пластовых давлений в сильно заглинизированных коллекторах является, наряду с вышеописанными, дегидратация глинистых минералов группы смектитов- в основном монтмориллонита (М. Пауэрс, Дж. Берст, Д. Перри, Дж. Хауэр, К. Марара, В. Фертл, Г. Чилингар, Н.А. Еременко, Л.Н. Капченко, А.А. Карцен, М.З. Рачинский, В.Н. Холодов, В.Ф. Симоненко и др.). Он контролируется главным образом температурными условиями и заключается в выделении в определенных обстановках (преимущественно в высокотемпературной зоне – свыше 105 °С (Карцев, Вагин, 1973 г.; Бёрст, 1969 г.; Пауэрс, 1976 г.)) достаточно значительных дополнительных объемов конституционной воды из решетки и межпакетных пространств глинистых минералов с соответствующим возрастанием внутрипорового давления в матрице. Его роль в генерации аномальных давлений в глинистых породах сначала возрастает в ходе их погружения и с ростом температуры, затем, прогрессивно по мере завершения трансформации монтмориллонита в гидрослюды, постепенно ограничивается вплоть до полного затухания процессов.

Формирование сингенетического АВПоД в монтмориллонитовых глинах является результатом двух последовательно осуществляющихся процессов: на первой стадии (диагенез-ранний катагенез) основной влияющий фактор вышезалегающих отложений, вызывающая сжатие заключенной в глинах свободной седиментогенной поровой воды и обуславливающая замедленное фильтрационное отжатие флюидов, определяющее в свою очередь уменьшение объема порового пространства; на второй стадии (катагенез) доминирующее значение имеет генерация во внутрипоровом пространстве глин некоторого избыточного для данного объема пор количества дегидратационных («возрожденных») вод, сопровождающаяся нередко их частичным разуплотнением.

В отдельных случаях величина прироста (увеличения) объема порового пространства глин может достигать 20-40 % (Бека и Высоцкий, 1976 г.; Бро, 1980 г.; Карцев и Вагин, 1973 г.; Перри, 1969 г.). В орогенные этапы геологической истории или в её сейсмоактивные циклы на названные процессы могут также накладываться явления гео(нео)тектонической генерации АВПоД. В реальной геологической обстановке отдельных районов, характеризующихся превалированием нисходящих тектонических движений, смена одного механизма другим приводит к длительному существованию в осадочных разрезах регионально распространенных неплотных (недоуплотненных и разуплотненных) глин с сингенетическими АВПоД. Время релаксации сжатых флюидов, нормализация их давлений, сохранность низкой плотности и аномально высокой пористости (водонасыщенности) зависят от условий оттока поровой жидкости- толщины, минерального состава и проницаемости глинистой серии, степени ее тектонической нарушенности и трещиноватости, суммарной площади контакта глин с

коллекторами, способными служить участками дренажа глин, меры завершенности дегидратационных процессов и монтмориллонитового резерва, тектонической активности района пр.

Диагностическими признаками сингенетических АВПоД являются:

- регионально прослеживающаяся, не связанная со структурными условиями и наличием залежей в подстилающих отложениях аномально высокая пористость (пониженная плотность- повышенная влагонасыщенность) глинистых образований;
- наличие на сейсмических профилях зон инверсии скоростей сейсмических волн с хаотическим расположением в них отражающих площадок, сопровождающееся устойчивыми отрицательными гравитационными, электрическими и магнитными аномалиями;
- возрастание аномальности поровых давлений в направлении регионального погружения складчатости и увеличения толщины пластов, приложения гео(нео)тектонических стрессов;
- фиксация максимальных значений пористости в срединных интервалах глинистых толщ при их преимущественно гравитационной консолидации и в зоне контакта подвижного компетентного и некомпетентного блоков при орогенно-стрессовом уплотнении;
- наличие в поровом пространстве глин сжатых седиментогенных вод;
- приуроченность интервалов распространения аномально высокой пористости трансформации монтмориллонита осложнения в ходе бурения, выражающиеся в основном в виде порообразование в стволах скважин, выноса² значительного количества шлама и обломков породы;
- разжижения промывочного раствора за счет поступления поровой воды, затяжек и прихватов бурового инструмента, выпирания его поступающей ствол породой и т.п. В разрезах регионов, выполненных мощным комплексом чередующихся компетентных и некомпетентных пород, сингенетическое АВПоД глинистых серий, характеризующихся инверсией плотности в

² При бурении скважин в скважине может произойти набухание буровых глин. Это происходит, когда противодействие от бурового раствора низкое и когда глины имеют высокое поровое давление (АНРР). В таких случаях грязь должна быть взвешена, чтобы предотвратить выброс.

осадочной толще и низкой прочностью на сдвиг, является важнейшим геодинамическим фактором, оказывающим доминирующее в ряде случаев влияние на процессы:

- формирования регионального тектонического плана; локального структурообразования;
- дизъюнктивной дислокации;
- «опрокинутой» и покровно-шарьяжной тектоники;
- изоклинальной и дисгармоничной складчатости;
- кливажа;
- тектонобрекчий;
- крипто- и полного диапиризма;
- меланжеобразного, «закрученного» напластования («перемятых») глин;
- природного гидроразрыва и связанной с ней трещиноватости;
- грязевого вулканизма и тл. (Рачинский, Керимов, 1989).

В наиболее контрастной форме связь подобного рода констатируется в тектонически активных, относящихся к типу «неравновесных», Южно-Каспийском (Кобыстан, Бакинский архипелаг), Индоло-Кубанском (Керченско-Таманская зона), Терско-Каспийском (Терская и Сунженская зоны), Предкарпатском (Внутренняя зона), Охотоморском (о. Сахалин), Иравадийско-Андаманском (мьянманская часть), Суматринских, Оринокском (о. Тринидад) бассейнах, где чаще всего наращенный в обстановке лавинной седиментации, литофациально неоднородный, мозаично-блоковый с сильными проявлениями макро-и микросейсмичности, грязевого вулканизма, диапиризма, неотектонических эффектов мощный осадочный разрез напредставлен глинами и толщина отдельных не (слабо) консолидированных глинистых серий достигает 1-5 км (Багир-Заде, Керимов, Салаев, 1988 г.; Бека и Высоцкий, 1976 г.; Доленко, 1962 г.; Справочник ..., 1976 г.; Тектоническая структура ..., 1968 г. и др.).

Во всех указанных бассейнах тектонические деформации, обусловленные кумулятивной реализацией упругопластичных свойств глин в ходе их гравитационной и геотектонической неравновесной консолидации, а также действием эффектов «всплытия» (архимедова сила подъема) вследствие инверсии плотностей различных составляющих осадочного разреза и «скольжения по причине снижения трения компетентного блока по верхней и нижней поверхностям смежного некомпетентного (дилатансия³) в результате орогенно-стрессовых только в перекрывающие и подстилающие интервалы с образованием в них

3 Дилатанс - это «припухлость из-за повышения давления подземной воды - предполагаемого предшественника землетрясения». Другое определение: «явление, вызванное характером укладки или укладки частиц или гранул в гетерогенной системе, например затвердевание определенных почв под давлением и тиксотропия определенных гелей».

проецированных структур (складки облекания, вдавливания-штамповые, мульды проседания и т.п.), но и определяют региональное формирование пластинчатой, надвиговой и покровно-шарьяжной складчатостей, обеспечивающих несовпадение структурных планов различных стратиграфических комплексов, сопровождающихся кливажем и интенсивным проявлением в основном разрывной тектоники; развитием диапиризма и грязевого вулканизма, сочетающихся с образованием нарушений, чаще всего типа разломов.

Сингенетические АВПД в коллекторах могут формироваться по следующим схемам:

- за счет артезианского перепада давлений (разность пьезометрических уровней областей питания, создание напоров и разгрузки инфильтрационных геогидродинамических систем);
- вследствие вторичной цементации порового пространства минеральными новообразованиями;
- как результат проявления акватормического эффекта различия коэффициентов теплового расширения пород и воды;
- в случае наличия в компенсированно погружающихся линзовидных коллекторских пластах значительного количества глинистого материала за счет выделения из него дополнительного объема поровой жидкости при уплотнении и дегидратации глинистых минералов;
- по причине неравномерного сжатия при неотектонических подвижках замкнутоупругих пространственно ограниченных природных резервуаров;
- за счет увеличения объема углеводородов в залежах при их термодегградации в ходе погружения.

Диагностическими признаками сингенетических АВПД служат:

- широкое распространение аномальных давлений по площади (с охватом межструктурных участков);
- их пространственное соответствие ступенчато-блоковому строению района, области, региона;
- тесная прямая связь показателей аномальности с глинистостью разреза (заглинизированностью проницаемых пластов);
- температурными условиями углеводородных скоплений, степенью реализации процессов термопревращений углеводородов и вторичного минералообразования;
- В процессе бурения для них характерны частые выбросы промывочной жидкости, поглощения при применении сверху тяжёлых растворов, интенсивные газоводопрооявления, «перебивание» раствора газом, разжижение и измельчение шлама, отсутствие породообразования в стволах скважин, затяжек и прихватов бурового инструмента, снижение нагрузки на крюке.

В наиболее общем случае широкое пространственное распространение и длительное сохранение весьма высоких сингенетических АВПоД и АВПД свидетельствует о гидродинамической замкнутости разрезов и пластовых резервуаров –отсутствию (или крайнюю затрудненности) их гидравлической сообщаемости (дренажа) с коллекторскими сериями осадочной толщи, ее квазизастойном гидрогеологическом режиме (Рачинский, 1981г.; Рачинский, 1983 г.; Рачинский, Керимов, 1980 г.; Рачинский, 1990 г.).

Эпигенетические АВПоД характерны в основном для районов, где разрез выполнен чередованием плотных (нередко трещиноватых) глин с проницаемыми пластами, и осуществляется главным образом за счет проникновения в глины флюидов из подстилающих углеводородных скоплений, обладающих большой высотой и значительными по этой причине избыточными давлениями, обусловленными разностью плотностей нефти, газа и пластовой воды. Таким путем формируются в частности так называемые «ореолы вторжения» в глинистых покрышках над залежами (Аникеев, 1977 г.; Дурмишян, Мурадян и Спорадик; Рачинский, 1982 г.). Этот процесс сопровождается спорадическим- разуплотнением покрывающих глинистых образований, осуществляется локально, и зоны распространения АВПоД подобного генезиса в плане соответствуют контурам сводовых зон «питающих»

резервуаров. Эпигенетические «ореолы вторжения» являются важным поисковым показателем, свидетельствующим о наличии в подстилающих коллекторах высоконапорных залежей природных углеводородов.

Поскольку формирование эпигенетических АВПоД связано с проникновением в глины высоконапорных флюидов, в том числе, возможно, и инъецированных вод, то не исключено, что в них также могут существовать пространственно сопутствующие «ореолам вторжения» углеводородов ореолы интродуцированных вод. Наличие их может быть установлено по результатам изучения закономерностей распределения ионно-солевого состава поровых растворов в покрышках. (Вероятность существования ореолов внедрения интродуцированных вод может в определенной мере быть обоснована исследованиями Г.М.Сухарева, Т.Г. Крumbольд, изучавших химизм отжатых из глин продуктивной толщи Южно-Каспийского бассейна поровых растворов и установивших их гидрокарбонатно-натриевый тип в интервалах, насыщенных инъецированными щелочными водами. Примечательно, что специально проведенное нами изучение химического состава водных вытяжек из образцов глин калинской свиты того же региона (пл. Зыря), где масштабы инъекции щелочных вод были относительно ограниченными, показало их преимущественно жесткий характер (Мехтиев, Ахундов, Рачинский, 1970 г).

Диагностическими признаками эпигенетических АВПоД являются:

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

Эпигенетические АВПД возникают в природных резервуарах чаще всего как результат упругопульсационной субвертикальной инъекции в них (в основном из подстилающих отложений) высоконапорных флюидов по системе тектонических несогласий, эруптивам грязевых вулканов, зонам контакта крипто- и диапиров с окружающими породами, участкам повышенной трещиноватости и т.п., осуществляющейся как следствие функционирования переточно-инъекционной геогидродинамической системы в моменты пароксизмальных проявления неотектонических процессов, и осмотических эффектов, обусловленных разностью концентраций подземных вод в контактирующих пластах, разделенных полупроницаемыми глинистыми мембранами. Диагностическими признаками эпигенетических АВПД в первом случае являются:

- локализация проявления только в пределах отдельных поднятий на фоне нормальных давлений в пластовой или субрегиональной геогидродинамических системах;

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

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

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

Отжимаемые в ходе уплотнения солей флюиды обладают весьма значительными сингенетическими АВПоД, обуславливающими рост пластовых давлений в смежных коллекторах до уровня аномальных, приближающихся в ряде случаев к гео(лито)статическим. Кроме того, обладая высокой пластичностью, соли под воздействием гравитационной нагрузки вышележающей толщи пород, подвижек фундамента или тектонических стрессов могут внедряться в дислокацию смежных терригенных или карбонатных пород, способствуя формированию в них высокой аномальности за счет сжатия насыщенных флюидами облекающих образований. Результатом этих процессов является широкое распространение аномальных давлений как непосредственно в толще солей, так и в облекающих солянокупольные формы терригенных и карбонатных интервалах.

Очевидно, что максимальные значения аномальных давлений будут отмечаться в проницаемых линзах, расположенных внутри соленосной толщи, поскольку возможности релаксации давлений здесь предельно ограничены из-за практически полной и гидравлической изоляции указанных линз от зон и участков разгрузки.

Благоприятны условия генерации АВПД также в нижней части разреза надсолевого и в подсолевом комплексах. Распределение градиентов давлений в отложениях, включающих эвапоритовые формации, подчиняется в общем случае следующим закономерностям:

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

Генерация АВПоД и АВПД в осадочных образованиях тесно связана с тектоническими и неотектоническими процессами, является в значительной степени их производной и в породах различного литофациального облика осуществляется на разных этапах геологического развития регионов. Так, возникновение сингенетических поровых давлений в глинистых толщах и пластовых давлении в коллекторах происходит в основном на иммерсионной стадии развития относительно молодых бассейнов подвижных поясов, эпиплатформенных орогенов и т.п.; формирование эпигенетических модификаций может происходить практически во всех бассейновых тектонотипах (молодые и древние геосинклинали, платформы, орогены, авлакогены и пр.) и чаще всего приурочено к инверсионным этапам тектогенеза, сопровождающимся появлением, развитием и активным функционированием дизъюнктивной дислокации и трещиноватости, обеспечивающих вертикальную гидродинамическую сообщаемость различных интервалов разреза, в том числе и с сингенетическими АВПоД.

Предложенная дифференциация АВПоД и АВПД по механизмам их возникновения для конкретных геологических обстановок природных резервуаров в определенной мере носит несколько условный характер, так как аномальность поровых и пластовых давлений в них чаще всего представляет собой интегральный эффект нескольких сингенетических или/и эпигенетических процессов. Тем не менее, интенсивность проявлений в процессе буровых работ тех или иных их диагностических признаков позволяет выделять превалирующий механизм генерации аномальности и необходимым образом корректировать стратегию и тактику поисково-разведочных работ, технологию бурения скважин и пластов.

В этой связи в качестве наглядного примера представляет интерес количественная оценка соотношения син- и эпигенетического АВПД в формировании аномальных давлений на ряде месторождений Нижнекуринской депрессии (Южно-Каспийский бассейн), где разрез плиоценовой продуктивной толщи - основного нефтегазонасыщенного резервуара региона – выполнен крайне неоднородной слабопроницаемой литофацией с содержанием глинистого материала порядка 80-90 %, что обеспечивает широкое распространение в нем сингенетического АВПД, вызванного продолжающимся в основном гравитационным уплотнением глинистых пластов и пачек. В табл. 3.1 приведены данные о превышении пластовых давлений над гидростатическими по законтурным областям сильно дислоцированных нефтегазонасыщенных юго-западных крыльев структур, характеризующихся явными проявлениями вертикальной миграции флюидов (локальное, исключительно на участках интенсивного развития дизъюнктивов, присутствие маломинерализованных щелочных вод подстилающих отложений, термобарические аномалии и др.), и по их водоносным слабонарушенным северо-восточным замыканиям, где, исходя из указанных признаков, вертикальные перетоки флюидов имеют весьма ограниченные масштабы. Поскольку литофациальная характеристика одноименных горизонтов на обоих крыльях складок идентична, представляется возможным считать, что превышение пластовых давлений

на водоносных крыльях определено в основном сингенетическим АВПД, а в законтурных зонах нефтенасыщенных крыльев – интегральным влиянием син- и эпигенетического АВПД, вызванного проникновением в резервуар высоконапорных агентов из нижезалегающих комплексов. Соответственно, доля сингенетического АВПД может быть выражена как его отношение к суммарному АВПД. Из таблицы видно, что за счет сингенетического АВПД причинно связанного с глинистостью разреза⁴, формируется относительно незначительная часть (5-30 %) общего превышения пластовых давлений в законтурных областях и основная его составляющая (70-95 %) является производной процесса вертикальной миграции высоконапорных флюидов из подстилающих отложений.

Таблица 3.1 Различные генерационные модификации АВПД, формирующие общее превышение пластового давления над гидростатическим на месторождениях Нижнекуринской депрессии (Южно-Каспийский бассейн)

Месторождение	Горизонт	Превышение пластового давления над гидростатическим, МПа			$(P_{\text{пл}} - P_{\text{гидр}})$ синг.АВПД	Глинистость, %
					$(P_{\text{пл}} - P_{\text{гидр}})$ инт.АВПД	
Нефтечала	III	1.0	6.0	7.0	14	80
	VI	3.3	10.1	10.6	5	72
Хиллы	I	0.3	2.5	2.8	11	78
	VII	3.3	7.5	10.8	30	93
Мишовдаг	II	1.0	4.0	5.0	20	88
Калмас	I	1.3	4.5	5.8	22	70
Кюровдаг	I	1.5	3.5	5.0	30	59
	VIII	3.7	9.4	13.1	28	72
Карабаглы	V	4.0	13.7	17.7	23	76
Кюрсангя	IV	5.3	16.9	22.2	24	80

Объективный учет всех рассмотренных механизмов генерации и особенностей проявления АВПоД и АВПД различных описанных модификаций показывает сложный, многофункциональный и полигенный в реальных природных условиях процесс их образования, включающий две основные принципиальные генерационные модели: первую - определенную главным образом седиментационно-литологическими, катагенетическими, геотектоническими и температурными факторами, и вторую - обусловленную мощным субвертикальным межформационным и/или межрезервуарным флюидомассопереносом в циклы активизации неотектонических процессов.

3.2. Закономерности пространственного распространения аномально высоких поровых и пластовых давлений.

С позиций соответствия рассмотренным выше механизмам формирования АВПоД и АВПД проанализируем закономерности пространственного распределения аномальных давлений в гидродинамических системах бассейнов подвижных поясов.

Фактические данные по отдельным площадям, месторождениям, регионам. Отсутствие единой для всех месторождений зависимости между значениями глинистости разреза и долевым участием сингенетических АВПД в общем превышении пластового давления является закономерным и объясняется различной в пределах каждой площади скважностью проводящих тектонических нарушений. По этой причине четкая корреляция между указанными показателями наблюдается лишь в разрезах отдельно взятых структур. Частично заимствованы из Энциклопедии нефти (1967 г., 1976 г.), Кадастра АВПД Мира К.А. Аникиева (ВНИГРИ), справочной литературы, фондовых материалов и опубликованных работ: по Южно-Каспийскому бассейну - В.С. Мелик, Пашаева, Б.А. Тхостова, Г.П. Ованесова, Н.Ю. Халилова, В.Ю. Керимова, М.З. Рачинского, Р.Д. Джеваншира, В.В. Колодия, П.Е. Шувалова и др.; по Паданскому бассейну - К. Гавотти, П. Мильюша, У. Фертла, М.К. Калинко, Н.А. Константиновой и Р.Б. Суслович; по Венскому бассейну - К. Крейчи-Графа, К. Лахмайера, Г. Шроккенфукса, М. Михаличека, В. Кауфмана, П. Эстерки; по Иравадийско-Андаманскому бассейну - У. Абрахама Х. Тайнша, У. Фертла, Р. Бентхема по Лос-Анджелесскому бассейну - А. Леворсена, У. Фертла, Дж. Чилингара, М. Мэйнора, Ф. Берри, Б. Рема, В.Ф. Радбена; по Маракаибскому бассейну - А. Ройяса, К. Смита, У. Фертла, О. Менчера, М. Линча, Д. Андерсона, А. Леворсена, М.К. Калинко; по Предкарпатскому бассейну - Р.М. Новосилецкого, К.А. Аникиева, В.Ф. Линецкого, Б.А. Тхостова, В.А. Краюшкина, А.А. Орлова; по Индоло-Кубанскому бассейну - Б.А. Тхостова, А.А. Карцева, С.Б. Вагина, Г.М. Сухарева, И.П. Жабрева, В.С. Котова, В.Г. Ермолаева, В.П. Матвиенко, Д.И. Рогожина, С.А. Федотовой, О.М. Озерного, Ю.Т. Афанасьева, А.В. Томкиной, М.З. Рачинского; по Терско-Каспийскому бассейну - В.М. Николаева, М.П. Лысенкова, А.В. Меркулова, Б.А. Тхостова, К.А. Аникиева, Г.М. Сухарева, С.И. Сергиенко, А.М. Никанорова, О.Б. Барцева, Г.П. Волобуева, И.Г. Кисина, В.Н. Корценштейна, Б.Л. Александрова, М.З. Рачинского, Б.М. Яковлева, Ю.Т. Афанасьева, А.В. Томкиной; По Предзагросскому бассейну - А. Леворсена, М. Хабберта, В. Руби, Д. Коминса, К. Андерсена, Р. Бекера, Дж. Рауфи, П. Лейна, Н. Фалкона, В.И. Высоцкого, М.М. Алиева.

Общий объем использованного и систематизированного фактического материала составляет порядка 3500 замеров начальных пластовых давлений в продуктивных зонах залежей и в водоносных объектах.

В разделе с большей степенью детальности рассмотрены Южно-Каспийский и Индоло-Кубанский бассейны, принятые в качестве базовых моделей межгорных впадин и предгорных прогибов подвижных поясов.

3.2.1. Межгорные впадины

3.2.1.1. Южно-Каспийская впадина

Одной из характерных и исключительно важных особенностей мезокайнозойского осадочного чехла Южно-Каспийского бассейна является широкое развитие в нем аномально высоких поровых в не(слабо)проницаемых интервалах разреза (глинах, аргиллитах) и пластовых давлений в терригенных и карбонатных коллекторах. Зоны и участки их проявлений характеризуются приуроченностью к различным стратиграфическим комплексам, варьирующей по разрезу и площади интенсивностью, разнящимися механизмами генерации, условиями консервации и релаксации, степенью гидравлической связи с региональной гидродинамической системой и локальными водонапорными комплексами.

Информационная база исследования:

- более 2500 фактических замеров начальных пластовых давлений на 206 пребывавших в разведке площадях;
- электрокаротажные определения градиентов АВПоД методами кривых нормального уплотнения и эквивалентных глубин по 300 глубоким скважинам;
- интерпретации данных полевых сейсмо-, грави-, электро-, магниторазведки, акустического зондирования;
- материалы буровых работ по проходке большого количества поисковых и разведочных скважин ⁵;
- авторские полевые, фондовые, справочные и литературные данные по геологическому строению районов и локальных структур, литологии разрезов, истории геологического развития территорий, региональным гидрогеологией, гидрогеохимии и пр.

В мезозойских отложениях ЮКБ аномально высокие давления в гидродинамических комплексах констатированы по материалам структурно-поискового и глубокого бурения и редких единичных опробований и исследований скважин в основном в далеких, наиболее приподнятых, периферических частях бассейна- на ряде структур юго-восточного погружения мегантиклинория Б. Кавказа, Северо-Апшеронской-зоны поднятий, восточного замыкания Прибалханской зоны, морской части Рештского и на суше Горганского прогибов (табл. 3.2)

Юрские и валанжинские интервалы у основания всей осадочной толщи в бассейне были опробованы в скважинах на перспективах юго-восточного погружения Большого мегантиклинория Кавказа (Кещай, Бегимдаг-Тегчай и Гозель-Тепех в прогибе Гогран). При испытании средней юры (интервал 1870–1877 м) на Кещае в скважине 1 было получено течение пластовой воды со скоростью 70–80 м³/сут ⁶ с относительно небольшим количеством газа. Давление в устье скважины (избыточное пластовое давление) составляло 15 МПа (Агабеков, 1963 г.; Альтовслы, 1958 г.; Ахмедов, Салаев и Исмаилов, 1961г.; Рачинский, 1973 г.). Это определяет абсолютное значение пластового давления как 32,79–33,74 МПа при К_{АВПД} ⁷ около 1,75–1,80. На обеих структурах в регионе скважины испытывали воду с этих интервалов, как правило, не более 80 м³/сут. Только скважины, пересекающие крупные разломы, тестировались до 20–25 тыс. м³/сут ⁸ (пл. Кещай, скв. 2, валанжин).

⁵ Материалы буровых работ- сведения о динамике плотностей буровых растворов и различного рода осложнениях в ходе проходки скважин-привлекались для оценки давлений лишь на площадях и в интервалах разреза, где объекты не были изолированы колоннами или не опробовались. В условиях дефицита фактической информации, особенно по практически

лишенным промышленного нефтегазонасыщения мезозойским и палеоген-миоценовым комплексам, подобный подход представляется вынужденным и достаточно оправданным, позволяющим в первом приближении количественно оценивать барические параметры структур.

Таблица 3.2 Изменение превышения пластовых давлений над гидростатическим и коэффициентов аномальности пластовых давлений в законтурных зонах залежей и водонапорных комплексах Южно-Каспийской впадины

Зона	Водонапорные комплексы				Средние значения
	Среднеюрско-валанжинский	Готерив-датский	Палеоген-миоцен	Плиоцен	
Юго-Восточное погружение Большого Мегантиклинория Кавказа	14.1–22.3 1.75 –1.90	3.0–15.0 1.30 –1.45	–	–	13.6 1.61
Апшеронский полуостров	–	–	–	1.0 – 3.5 1.00 –1.08	1.8 1.04
Апшеронский архипелаг	–	25.3 1.59	Нет данных 1.90 – 2.25	1.0 – 5.0 1.00 –1.30	10.4 1.61
Джейранчекмесская депрессия	–	–	–	13.6–14.4 1.42 –1.48	14.0 1.45
Алятская гряда	–	–	–	11.8 –14.5 1.34 –1.46	13.2 1.40
Бакинский архипелаг	–	–	Нет данных 1.90 – 2.40	9.1–40.0 1.17 –1.90	24.5 1.84
Нижнекуринская депрессия	–	–	–	3.0 –22.2 1.20 –1.62	12.6 1.41
Прибалханская зона поднятий	–	–	–	2.6 –22.7 1.16 –1.70	12.6 1.43
Гограньдаг-Окаремская зона поднятий	–	–	–	4.5 –24.0 1.25 –1.75	14.2 1.50
Предэльбрусский прогиб (Горганский фрагмент)	72.0 2.24	–	–	–	72.0 2.24
Центральная ванна Южно-Каспийской впадины	Нет данных	Нет данных	Нет данных 1.90 – 2.40	28.7 –40.0 1.65 –2.30	–
Средние значения	43.0 1.99	23.1 1.44	Нет данных 2.12	34.3 1.97	33.5 1.89
<i>Примечание.</i> В числителе – диапазон превышений пластовых давлений над гидростатическим, Мпа; в знаменателе – вариации значений коэффициентов аномальности пластовых давлений					

Последний случай является весьма симптоматичным, поскольку этот приток был получен с глубины всего 242 м при аварийном фонтанировании скважины. На устьях всех этих водяных скважин при их закрытии величины буферных давлений составляли 14,1-22,3 МПа, что определяет значения пластовых давлений порядка 33-47 МПа при $K_{\text{АВПД}}$ - 1,75-1,90 (Алтовский, 1958 г.). На пл. Гозел-Тепех величина пластового давления в скв. 2 на глубине 5800 м (юра) составляет 130 МПа при его превышении над гидростатическим в 72 МПа и $K_{\text{АВПД}}$ - 2.24 (рис. 3.1). Проводка скважин на этой площади оказалась возможной лишь при условии утяжеления бурового раствора до 2,64 г/см³ (Ахундов, 1957 г.; Фертл, 1972 г., 1976 г.). Характерно, что во всех этих скважинах числовые значения барической параметристики не обеспечиваются гипсометрической позицией выходов этих комплексов на дневную поверхность в непосредственно прилегающих горных районах, и это обстоятельство исключает вероятность существования в них инфильтрационного гидродинамического режима (Рачинский, 1973 г.).

В юрско-валанжинском стратиграфическом диапазоне, выполненном в ЮКб лишенными АВПоД предельно консолидированными глинистыми аспидными сланцами, аргиллитами, плотными глинами с линзовидными пачками низкопроницаемых трещиноватых песчаников, алевролитов, гравелитов, мергелей и известняков⁹, зафиксированные весьма значительные величины превышений пластовых давлений и коэффициентов аномальности представляются определенными главным образом двумя основными факторами - нерелаксированными сингенетическими АВПД, образованными в достаточно замкнутых коллекторских разностях как за счет собственного гравитационного сжатия и проникновения в них поровых растворов при

⁶ кубометров в день.

⁷ коэффициент аномальности .

⁸ тысяч кубометров в сутки.

⁹ Важно помнить, что мезозойские породы во всех упомянутых регионах / районах в своей геологической эволюции испытывали многочисленные тектонические режимы с часто меняющимися признаками. Эти режимы включали погружения и инверсии разреза, осадочные лакуны и эрозии. Все они определили несовместимость минералогических и пластовых свойств с их современными глубинами. Диапазон вертикальных движений мог достигать 3–6 км (Апресов, 1947 г). Таким образом, появление проникающих мезозойских пород отражает их прежний метаморфизм на значительно больших глубинах, при температуре и давлении.

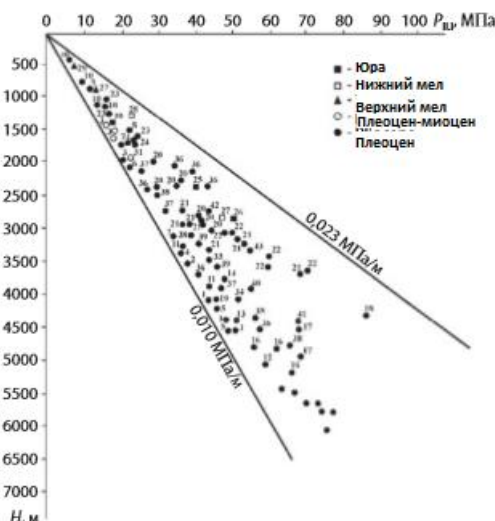


Рис. 3.1. Начальные пластовые давления в водонапорных комплексах Южно-Каспийской впадины. Месторождения: 1 - Карадаг, 2 - Локбатан (южн. кр.), 3 - Локбатан-Пула, 4 - Кушхана, 5 - Зыря, 6 - Сураханы, 7 - о. Песчаный, 8-0 . Жилой, 9 - Грязевая Сопка, 10 - Нефтяные камни, 11 - 28 Апреля, 12 - Сангачалы-море, 13 - Дуваный-море, 14 - о. Булла, 15 - Булла-море, 16 - Гарасу, 17 - Санги-Мугань, 18 - К. Персианина, 19 - Хамадаг-море, 20 - Кюровдаг, 21 - Карабаглы, 22 - Кюрсангя, 23 - Мишовдаг, 24 - Калмас, 25 - Кешчай, 26 - Бегимдаг-Тегчай, 27 - Гядысу, 28 - Советабад, 29 - Зап. Агбурун, 30 - Умбаки, 31 - Адживели, 32 - Рагим, 33 - б. Ливанова-вост., 34 - б. ЛАМ, 35 - б. Жданова, 36 - Челекен, 37 - Небитдаг, 38 - Котур-Тепе, 39 - Барсагельмес, 40 - Бурун, 41 - Кызылкум, 42 - Кумдат, 43 - Камышлджа, 44 - Сабаил, 45 - Гозел-Тепех

нормальном палеоуплотнении «возрожденных» вод трансформации монтмориллонита в гидрослюды мощных смежных глинистых серий еще на неоконпалеогеновом этапе геологической истории, так и АВПД обусловленными последующими палео- и неотектоническими стрессами и подвижками отдельных блоков и фундамента.

При этом в качестве дополнительных механизмов не исключено постоянное влияние вторичной цементации порового пространства коллекторов минеральными новообразованиями, акватермического и термоупругого эффектов.

Реальность подобной модели объективно подтверждается:

- анализом условий проводки скважин в этом интервале и характера проявлений в процессе бурения, констатирующим широкое распространение аномальности по площади отдельных складок и районов (с охватом межструктурных зон);
- достаточно высокие скорости долбления пород при относительно небольшой нагрузке на крюк;
- частые выносы промывочной жидкости;
- быстрые поглощения при применении весьма тяжелых растворов, «перебивание» раствора газом;
- интенсивные водо-газопроявления;
- разжижение и измельчение шлама;
- практически, за редкими исключениями, отсутствие породообразования в стволах скважин;
- выпирания и «затяжек» бурового инструмента.

Вероятность подобной схемы образования аномальных давлений в юрско-валанжинском диапазоне обосновывается:

- преимущественным присутствием в разрезе весьма консолидированных гидрослюдисто-монтмориллонитовых глин, уже лишенных при нормальном уплотнении возможности выделения сколько-нибудь существенных объемов гравитационно-жидких поровых вод и продуктов дегидратации смектитов;
- параллельным росту температуры последовательным возрастанием в минералогическом составе глин вниз по стратиграфическому разрезу мезозоя гидрослюдистых ассоциаций, постепенно замещающих монтмориллонитовые разности, и их доминирующее присутствие в глинистых интервалах юрско-валанжинского объема пород (Абрамович, 1916 г., Агабеков, 1963 г.).
- наличием в отложениях юры-валанжина достаточно высоких температур, способных завершить дегидратацию монтмориллонита с выделением значительных количеств дегидратационных вод;
- Количественными оценками масштабов процесса дегидратации (Берст, 1969 г., Рачинский, 1973 г.), показавшими достаточную вероятность формирования за счет этого механизма объемов вод, соизмеримых с объемами, выделяющимися в процессе седиментационного уплотнения глинистых пород в ходе их погружения;
- сохранением минералогического облика глин и тенденций его изменении по разрезу мезозоя в других районах ЮКБ (Апшеронский полуостров, Кобыстан, Нижнекуринская депрессия), подтверждающимися исследованием продуктов выброса грязевых вулканов (Алиев, Ахмедов, 1968 г., Ахмедов, Салаев, Исмаилов, 1961 г.);
- повсеместным присутствием в нижний мелюрских отложениях идентичных по минерализации и составу ультращелочных опресненных подземных вод, способных генерироваться только в специфической геотермодинамической обстановке зон трансформации монтмориллонита в гидрослюды (Рачинский, 1973 г.; Бёрст 1969 г.; Фертл, 1972 г.);
- преобладающим распространением в стратиграфически более молодых интервалах разреза региона пластовых водных смесей с последовательно уменьшающимся долевым участием в их составе маломинерализованной ультращелочной компоненты (Рачинский, 1973 г.; Берст, 1969 г.; Фертл, 1972 г.).
- широким распространением в регионе вертикальной мехформационной миграции флюидов (Аникеев, 1964 г.; Григорьянц, Мурадян и Гусейнов, 1968 г.; Рачинский и Мурадян, 1977 г.; Рачинский, 1989 г., 1990 г.).
- стратиграфическим положением корней ряда грязевых вулканов, приуроченных к отложениям нижнего мела и юры (Ахмедов, Салаев, Исмаилов, 1961 г., Атлас Грязевых вулканов Азербайджана, 1971 г.), и широким развитием дизъюнктивной дислокации, секущей весь осадочный разрез и обеспечивающей гидравлическую сообщаемость различных интервалов разреза.

Миграционный эффект АВПД описанной генерации требует их сохранения и постоянного поддержания во времени, что лимитируется монтмориллонитовым ресурсом глинистых толщ юры-валанжина. Учет этого положения и факт активной современной субвертикальной межформационной миграции флюидов в регионе, четко коррелируемой с проявлениями неотектонических процессов (Рачинский, 1990 г.), определяют объективность реализации механизма, связанного с воздействием новейшего тектогенеза на упругозамкнутые резервуары названных интервалов, приводящего к пульсационно-стрессовому

«выдавливанию» флюидов вверх по разрезу - в постваланжинские интервалы. Мощное тектоническое сжатие коллекторских пачек с сингенетическими АВПД приводит к геологически моментному возрастанию в них давлений до уровня, превышающего давление гидроразрыва, что вызывает в них развитие трещиноватости, способствующей и усиливающей вертикальный флюидомассоперенос.

Неоком-альбские отложения опробованы в основном на площадях юго-восточного погружения мегантиклинория Б. Кавказа (пл. Бегимдаг-Тегчай, Советабад, Гядысу).

На всех поднятиях получены притоки воды (нередко с пленками нефти) с дебитами 10-20 м³/сут и иногда небольшое количество газа. В отдельных случаях пересечения стволами скважин плоскостей тектонических нарушений дебиты воды достигали 100 м³/сут. Буферные давления на устьях скважин-10-20 МПа. Бурение в этом интервале, представленном плотными относительно маломощными замкнутыми, линзовидными коллекторскими пластами, расположенными в толще достаточно консолидированных, иногда даже аргиллитоподобных, глин, оказалось возможным лишь при условии применения весьма утяжеленных промывочных растворов плотностью почти всегда порядка 1,85-2,00 г/см³ (Ахмедов, Салаев, Исмаилов, 1961 г.), и сопровождалось обычно интенсивными водогазопроявлениями, выбросами, разгазированием и поглощениями бурового раствора, приуроченными чаще всего к наиболее тектонически дислоцированным присводовым зонам складок и уменьшающимися в направлении к их крыльев и периклинальным замыканиям. В целом общая картина генерации аномальности давлений практически идентична отложениям юры-валанжина при дополнительном участии эпигенетических компонентов АВПД, обусловленной внедрением некоторого объема высоконапорных флюидов из подстилающих интервалов разреза.

Верхнемеловые отложения, представленные в сеноман-коньякском интервале флишом чередованием плотных карбонатных глин, мергелей, известняков, неоднородных маломощных линзовидных известковистых песчаников, а в сантон-датском диапазоне- подобным же чередованием, но уже с неплотными пластичными глинами, вскрыты и в отдельных скважинах опробованы на большинстве структур юго-восточного погружения мегантиклинория Б. Кавказа (пл. Насосная, Кабандаг, Восточный Кабандаг, Юнуслаг, Куркачидаг, Яшма, Гялысу, Западный Агоурун, Гейтапа, Советабад и др.); в Северо-Апшеронской зоне поднятий (пл. б. Два Брата, б. Цюрупа, б. Апшеронская, Хазри), Прибалханской зоне поднятий (пл. Карадепе, Кум-Даг, Кобек, Боядаг, Сыртланлы, Урунджук, Монжуклы, Сунджик); в Рештском сегменте Предэльбурского прогиба (пл. Энзели-море, скв.Хазар-1).

На всех площадях проводка скважин в сеноман-коньякских отложениях осуществлялась более или менее спокойно и на промывочных растворах плотностью, как правило, не выше 1,50-1,65 г/см³. Проявления в процессе бурения чаще всего носили достаточно умеренный характер и соответствовали картине преимущественного наличия в разрезе сингенетических АВПД и смешанных (син- и эпигенетических) АВПД относительно невысокой интенсивности давления на буфере закрытых скважин не превышали 7 МПа, дебиты воды составляли при этом обычно не более 20 м³/сут. Так, например, на пл. Гядысу в скв. 21,42 превышения пластовых давлений на глубинах соответственно 1000 и 1070 м (сеноман) составляли 3 и 5 МПа, а $K_{АВПД}$ - 1,30 и 1,42 (Рачинский, 1973 г.).

В ходе же разбуривания сантон-датского интервала, характеризующегося присутствием недоуплотненных пластичных глинистых пачек, независимо от положения скважин на структуре в их стволах постоянно отмечались подавляемые резким утяжелением бурового раствора (до 1,75 г/см³ и более) интенсивное породообразование, повышенный вынос шлама и обломков породы, постоянные затяжки и прихваты инструмента, выпирание его поступающей в ствол глинистой пробкой и т.п., что соответствует картине доминирующих проявлений интенсивных сингенетических АВПД и АВПОД, генерированных как следствие палео-и современной

гравитационной консолидации глин в условиях затрудненного оттока поровой воды и разнонаправленных палео- и неотектонических стрессов при участии миграционной эпигенетической компоненты. В качестве примеров АВПД в коллекторских пачках этого интервала приведем данные по морской пл. Хазри (Северо-Апшеронская зона поднятий), где в скв. 4 на глубине 4318 м замеренное пластовое давление составляло 68,5 МПа, его превышение над гидростатическим- 25,3 МПа при $K_{\text{АВПД}} = 1,59$ (Рачинский и Мурадян, 1977 г.) и по пл. Энзели-море (скв. Хазар-1), где проводка ствола в интервале 4410-5570 м оказалась возможной лишь на буровых растворах весьма значительной плотности- до 1,95 г/см³ (Юсуфзаде и др., 1992 г.).

Палеоген-миоценовые отложения¹⁰ в фации типичного шлира повсеместно распространены в ЮКБ. Они часто обнажены в ядрах протыкания диапиров денудированных складок и в эруптивных аппаратах грязевых вулканов (Кобыстан, Апшеронский полуостров, западная часть Апшероно-Прибалханского порога (Жилой, Нефтяные Камни)), где большей частью представлены плотными литологическими разностями. В районах своего глубокого залегания комплекс представлен мощной (до 3-5 км) отлагающейся в иммерсионном цикле геологической истории региона толщей слабоуплотненных, с повышенной водонасыщенностью, пластичных преимущественно монтмориллонитовых глин с редкими маломощными линзообразными пропластками и пластами алевролитов и песчаников (общее содержание глин в разрезе составляет 90-95 %) (см. табл. 3.2).

Палеогеновый интервал (палеоценовые и эоценовые отложения по местной номенклатуре, соответственно, сумгаитская и коунская свиты) вскрыт относительно малым количеством скважин на отдельных структурах юго-восточного погружения меантиклинория Б. Кавказа, Северо-Апшеронской зоны поднятий, западной части Апшероно-Прибалханского порога, восточного замыкания Прибалханской зоны поднятий, Предэльбурского прогиба. Комплекс почти полностью выполнен мощной толщей высокопластичных глин с редкими тонкими линзообразными прослоями коллекторских разностей. По причине отсутствия во всем вскрытом палеогеновом разрезе удовлетворительных коллекторов и отрицательных в отношении нефтегазонасыщения каротажных показаний этот интервал в скважинах за редким исключением не испытывался и основной массив информации по нему- данные наблюдений в ходе бурения, материалы полевой и скважинной геофизики, лабораторных исследований образцов керн и шлама.

Для оценки величины порового давления в палеогеновых глинах весьма показательны характерные в процессе проходки этого интервала породообразование в стволах скважин, постоянные прихваты, «затяжки», выпирание бурового инструмента породой, самопроизвольный подъем буровых труб. В отдельных случаях- Кобыстан, пл. Келаны (скв. 1, эоцен)- несмотря на применение промывочных жидкостей плотностью 2,40-2,55 г/см³ проявления были настолько сильны, что выпирающиеся буровые трубы спиралями закручивались вокруг вышки, а всю буровую установку приходилось удерживать на месте несколькими тракторами. Примерно такая же интенсивность проявлений АВПОД имела место и при проводке скважин на мезозой на пл. Фатьмаи и Кирмаку (Центральный Апшерон) и на пл. Нефтяные Камни (западная часть Апшероно-Прибалханского порога), что не позволило довести забои до проектных глубин (Дурмишян, Мурадиан и Рачинский, 1973 г.; Рачинский, Везирова и Фридман, 1972 г.).

¹⁰ Палеоген-миоценовые отложения в Южно-Каспийском бассейне в большинстве случаев не были самостоятельной целью разведки и были рассмотрены при бурении мезозоя.

Подобные или близкие к ним явления широко отмечались практически на всех площадях ЮКБ, где эти отложения были вскрыты, что свидетельствует о широком региональном распространении в них АВПоД уровня, близкого геостатическому (горному) давлению. В этом плане примечательным является факт преимущественной приуроченности корней большинства грязевых вулканов региона, выдавливающих на поверхность огромные массы пластичных глин, именно к отложениям палеогена (Атлас Грязевых вулканов Азербайджана, 1971 г.).

Неогеновый интервал (олигоценовая и миоценовая части разреза-Майкопская свита, чокракский горизонт, диатомовая свита) вскрыт большим числом глубоких скважин на многих площадях Кобыстана, Апшеронского полуострова, на ряде морских структур Северо-Апшеронской зоны поднятий, Апшеронского и Бакинского архипелагов, Южно-Апшеронского прогиба, Апшероно-Прибалханского порога, Рештского и Горганского (суша) прогибов. На некоторых разведочных площадях, расположенных в районах глубокого залегания этого интервала, в процессе его разбуривания и освоения скважин наблюдались весьма интенсивные водо- и нефтегазопроявления, связанные в основном с невыдержанными по площади песчанистыми маломощными пропластками с АВПД. Наиболее показательны здесь:

- выброс нефти при испытании скв. 534 пл. Дуваный-море, приведший аварии и ликвидации скважины;
- сильное газоводопоявление в скв. 6 пл. Южная-2, перешедшее в кратковременное открытое фонтанирование;
- мощное газопоявление с глубины около 2 км при бурении скв. 1 на пл. Шимали Апшерон (Багир-заде и др., 1988 г.).

Крупномасштабная промышленная нефтегазоносность в миоцен-олигоценых отложениях региона отсутствует. В качестве редких исключений выступают пл. Умбаки, Адживели, Карадаг, Шабандаг, Шубаны, Караэйбат, Бинагади-Чахнагляр, Сулу-тепе, Масазыр, о. Артема, где выявленные небольшие, спорадические скопления нефти и газа в маломощных коллекторах локализованные на сильно тектонически дислоцированных присводовых участках поднятий, расположенных чаще всего в зонах выходов этих пород на дневную поверхность или неглубокого залегания, всегда ассоциируют с одноименными грязевыми вулканами и сопками. Они незначительны по запасам и серьезного ресурсного значения никогда не имели.

В ходе проведения буровых работ в олигоцен-миоценовом комплексе установлено значительное превышение внутриверстового давления в глинах над гидростатическим. Только в отдельных районах- зонах выходов этих отложений на поверхность (Северо-Западный Апшерон, Северо-Апшеронская зона поднятий, Южный Кобыстан), где они подверглись длительной разгрузке, отмечаются нормальные давления. Но даже в этих случаях по мере увеличения гипсометрических глубин кровли интервала и забоев скважин в процессе их проходки последовательно возрастает частота встречаемости пачек с АВПоД, значительно осложняющими ход бурения и требующими резкого утяжеления промывочных жидкостей.

В качестве характерного примера можно привести пл. Умбаки (Кобыстан), где на значительной территории обнажаются отложения диатомовой свиты и чокракского горизонта. Проходка этих интервалов во всех скважинах, расположенных в присвдовой зоне поднятия- на участках обнажения пород, - велась на нормальных растворах, однако здесь уже в низах чокракского горизонта, и особенно в нижезалегающей майкопской свите, в процессе бурения

отмечались достаточно интенсивные проявления АВПоД, усиливающиеся глубиной- по мере удаления от зоны разгрузки. В скважинах же, расположенных в более погруженных участках структуры-на крыльях и периклиналях, аномальность проявлялась сразу же после вскрытия самой верхней в разрезе комплекса диатомовой свиты.

Такая же картина наблюдалась и на ряде поднятий Юго-Западного Апшерона (пл. Локбатан-скв. 221, Пута-скв. 539, Кушхана-скв. 297, Кергез-скв. 123, Кызылтепе- скв. 70 и др.), где при вскрытии и прохождении верхнемиоценовых отложений интенсивные проявления часто вынуждали доводить плотность глинистого раствора до 2,25-2,40 г/см³ (Али-Заде, Путкарзаде и Салаев, 1968 г.; Рачинский, Везирова и Фридман, 1962 г.).

Характерными особенностями АВПоД в олигоцен-миоценовых отложениях являются повсеместность их распространения, региональная фиксация не только в пределах локальных поднятий, но и в межструктурных зонах, и значительное усиление интенсивности проявлений в направлении регионального погружения общей складчатости и увеличения толщины отдельных стратиграфических составляющих комплекса. Так, например, если на пл. Адживели и Умбаки отложения диатомовой свиты, залегающие на глубинах 0-1000 м, характеризуются почти нормальными давлениями, то на соседних более погруженных складках Уталыги, Тоурагай и других вскрытие их потребовало применения утяжеленных глинистых растворов плотностью 2.20-2,40 г/см³. При этом из-за значительных газо-и породопоявлений, связанных с АВПоД, вскрытие их оказалось возможным только в единичных скважинах (пл. Уталыги- скв. 7, 8 и др.) (Дурмишян, Мурадян и Рачинский, 1972 г., 1973 г.; Рачинский, Везирова и Фридман, 1972 г.). Несколько лучшие условия проходки и относительно умеренные проявления АВПоД наблюдаются в локальных зонах, характеризующихся значительным перерывом в осадконакоплении между миоценом и плиоценом. В подобных случаях, как правило, удавалось пробурить значительную часть толщины миоценовых отложений в достаточно спокойных условиях, что, по-видимому, обусловлено их частичной палео-релаксацией в денудационный период (северное крыло пл. Карадаг).

В олигоцен-миоценовых коллекторах сильно денулированных складок, залегающих на небольших глубинах и представленных, как было отмечено выше, линзами слабопроницаемых песчаников и алевролитов небольшой толщины и протяженности, пластовые давления чаще всего соответствуют гидростатическим или незначительно превышают их (Кобыстан-пл. Уталыги-III, IV горизонты майкопа, пл. Алживели-майкоп, пл. Рагим-чокрак) (см. рис. 3.1). Полученные при опробовании притоки воды не превышали здесь, как правило, 3-10 м³/сут при давлениях на буфере закрытых скважин не более 2,5 МПа. В районах глубокого (2-5 км) залегания комплекса (Северо-Апшеронская зона поднятий - пл. Шимали Апшерон, Южно-Апшеронский прогиб - пл. Джануб-2 (Южная-2), северная зона Бакинского архипелага-пл. Дуваный-море) АВПД в коллекторских пропластках, судя по характеру и интенсивности проявлений, плотности примененных при их вскрытии буровых растворов-порядка 1,95-2,20 г/см³, близки геостатическому. Наличие подобных пластовых давлений в линзообразных замкнуто-упругих коллекторах, расположенных в мощной глинистой толще с поровыми давлениями, также приближающимися к значениям горного давления, указывает на их генетическую связь, определенную восприятием коллекторами давлений вмещающего их массива глин.

Анализ материалов по пространственному распространению АВПоД в палеоген-миоценовом диапазоне, характеру и степени интенсивности их проявлений в сочетании с учетом истории геологического развития территории бассейна и геотемпературных условий современной гипсометрической позиции пород приводит к заключению, что они имеют сингенетическую природу и являются продуктом трех основных механизмов:

- нормальной консолидации глин при их погружении в иммерсионном цикле в обстановке резко лимитированного оттока поровой жидкости;
- последующей дегидратации монтмориллонита, осуществляемой в оптимальной для реализации этого процесса термодинамической среде, о чем свидетельствует уменьшение в глинах сверху вниз по стратиграфическому разрезу комплекса количества монтмориллонита
- и параллельное возрастание гидрослюдистых ассоциаций (Алиев, Ахмедов, 1968 г.; Ахмедов, Салаев, Исмаилов, 1961г.).
- бокового и вертикального стрессового сжатия при тектонических подвижках отдельных блоков и фундамента.

Среднеплиоценовые отложения (продуктивная красноцветная толща-ПТ-КТ) вскрыты и опробованы большим количеством скважин практически на всей территории ЮКб. Представлены они, как было отмечено выше, мощным (до 5 км и более) чередованием глин, алевролитов, песчаников, а в отдельных районах (Прибалханская зона поднятий, Центральный Апшерон) и песков. Формационный облик разреза-типичная моласса. Содержание глин в разрезе колеблется в весьма широком диапазоне- 31-98 %- при общей тенденции его возрастания в направлении регионального погружения складчатости-губоководной ванны Южного Каспия. Специфическими особенностями ПТ-КТ являются:

- накопление осадков в обстановке лавинной седиментации-скорость осадконакопления порядка 900-1300 м/млн лет;
- ритмичность, выражающаяся в периодическом замещении в вертикальном направлении (снизу вверх) глинистых пород песчаными;
- выклинивание стратиграфических составляющих разреза в направлении как к внешним бортовым обрамлениям, так и к центральной части бассейна. Наименее глинистый разрез - содержание глин 30-75 % -характерен для Апшеронского полуострова, Северо-Апшеронской зоны поднятий, Южно-Апшеронского прогиба, Апшероно-Прибалханского порога, Прибалханской зоны поднятий, на остальной территории ЮКб содержание в отдельных районах возрастает до 95-98 % (южная часть Бакинского архипелага).

На рис. 3.1, 3.2 и в табл. 3.2 и 3.3 приведены данные о распространении и характеристике начальных пластовых и поровых давлений в водоносных зонах нефтяных, газовых (газоконденсатных) залежей и месторождений. Из них следует, что АВПД в среднеплиоценовом комплексе ЮКб развиты практически повсеместно и различаются лишь мерой интенсивности. Средние по разрезу месторождений и площадей значения $K_{\text{АВПД}}$ удовлетворительно коррелируются с глинистостью, толщиной, гипсометрическим положением поверхности ПТ-КТ. Диапазон значений $K_{\text{АВПД}}$ в Нижнекуринской депрессии-1,21-1,58 при содержании глин в разрезе 67-79 %; в Бакинском архипелаге-1,16-1,63 при 69-98 %; в Кобыстане- 1,20-1,35 при 71-85 %; в Северо-Апшеронской зоне поднятий-1,14-1,30 при 35-50%; на Апшеронском полуострове - 1,06-1,31 при 31-70 %; в Южно-



Рис. 3.2. Южно-Каспийская впадина. Зоны anomalously высоких пластовых давлений в среднеплиоценовой продуктивной толще: 1 - зона гидростатических давлений; 2 - зона распространения умеренных АВПД; 3 - зона распространения интенсивных АВПД; 4 - зона распространения кульминационных АВПД

Апшеронском прогибе- 1, Прибалханском пороге: апшеронская подзона - 1,08-1,49 при 31-78 %, прибалханская подзона- 1,32-1,53 при 55-78 %; в Гограньдаг-Чикишлярской зоне поднятий- 1,48-1,76 при 56-71% в Приэльбрусском прогибе- 1,55-1,80 при 65-95%. По глубоководной впадине Южного Каспия прямых данных не имеется, но, судя по материалам сейсмо-, гравии-электро-, магниторазведки и акустического зондирования, констатирующим резкое уменьшение интервальных скоростей пробега волн, хаотичность расположения отражающих площадок, инверсию плотностей пород в разрезе, наличие устойчивых отрицательных электро- и магнитных аномалий, ПТ-КТ выполнена здесь преимущественно неконсолированными (высокопористыми) глинами (60-90 %). Это позволяет полагать, что значения K_{ABPD} достигают не менее 1,70-1,80 при K_{ABPod} порядка 2,10-2,30.

По отдельным районам величины превышений пластовых давлений над гидростатическим имеют следующие пределы: Северо-Апшеронская зона поднятий, Апшеронский полуостров, Южно-Апшеронский прогиб-7; Кобыстан (Джейранкечмесская депрессия, Алятская гряда)-2-14,5; Бакинский архипелаг, Нижнекуринская депрессия, Прибалханская зона поднятий Гограньдаг-Чикишлярская зона, Предэльбурский прогиб 2,6-40 МПа. В целом среднеплиоценовый водонапорный комплекс характеризуется довольно значительными превышениями пластовых давлений, достигающими в ряде случаев 50 % и более. Особенностью их распределения по вертикали является относительная близость

гидростатическому напору в интервалах глубин до 2000-2500 м ($K_{\text{АВПД}}$ до 1,30) и значительное несоответствие ему на отметках ниже 3000 м ($K_{\text{АВПД}}$ 1,50-1,92).

Связь между $K_{\text{АВПД}}$, содержанием глин в разрезе, толщиной и гипсометрической позицией поверхности ПТ-КТ имеет прямой характер-максимальным значениям коэффициента соответствует максимальные глинистость, толщина и глубина погружения поверхности интервала. Обратным соотношением связаны $K_{\text{АВПД}}$ и глубина залегания поверхности зоны АВПД- максимальным значениям коэффициента отвечают минимальные глубины залегания.

В последнем случае кровля зоны АВПД нередко (Бакинский архипелаг - пл. Булла-море-2, Умид (б. Андреева), Аран-дениз (б. К. Персианина), Инам (б. Борисова) и др.; Нижнекуринская депрессия-пл. Падар, Кюровдаг, М. Харамы, Кызылагач и др.; Гограньдаг-Чикишлярская зона поднятий пл. Эрдели, Гограньдаг, Чикишляр и др.; Предэльбурсский прогиб-пл. Энзели-море, Гозел Тепех) располагается в отложениях, перекрывающих нижнеплиоценовую толщу, -в ачкагыльском и Апшеронском (Верхний плиоцен) ярусах.

Идентичная в качественном отношении картина характеризует распределение по площади бассейна аномально высоких поровых давлений (АВПоД) и их связь с названными выше параметрами разреза. Диапазон значений $K_{\text{АВПоД}}$ по региону в целом составляет 1,13-2,30. Минимальные значения коэффициента фиксированы на площадях с минимальными $K_{\text{АВПД}}$ западная подзона Апшероно-Прибалханского порога, Северо-Апшеронская зона поднятий, Апшеронский полуостров, максимальные – в Нижнекуринской депрессии, Бакинском архипелаге, Гограньдаг-Чикишлярской зоне поднятий.

Аналогичен и характер связи $K_{\text{АВПоД}}$ с содержанием глин в разрезе, толщиной и глубиной залегания поверхности ПТ-КТ. Глубина залегания поверхности зоны АВПоД удовлетворительно соотносится с остальными показателями (см. табл. 3.3.).

Другие параметры поровой геобарии по региону в целом имеют следующие диапазоны изменений: глубина залегания поверхности зоны АВПоД ($D_{\text{АВПоД}}$) – 0,59-1,58 км, отношение толщин зоны АВПоД и ПТ-КТ ($M_{\text{АВПоД}}$)-30-90,5 %, градиент порового давления на поверхности ПТ-КТ ($G_{\text{АВПоД}}$) -0,010-0,021 МПа/м. Все параметры АВПоД и АВПД связаны прямой зависимостью. Корреляционные связи показателей АВПоД со структурно-тектоническими, геотемпературными, гидродинамическими параметрами локальных структур имеют тот же характер, что и для АВПД (см. далее табл. 11.3).

Материалы табл. 3.3 указывают на отсутствие единой для всего бассейна четкой количественной связи между значениями $K_{\text{АВПД}}$ и $K_{\text{АВПоД}}$, глинистостью, толщиной разреза и глубиной залегания поверхности ПТ-КТ. Подобное положение является вполне закономерным и объясняется резко различными геологической, литофациальной гидродинамической обстановками каждой из зон, отличающимися в них механизмами генерации АВПД и их соотношениями. По этой причине надежная количественная корреляция этих показателей существует лишь в рамках отдельно взятого района. Учет специфики каждого из них позволяет дифференцировать территорию бассейна на отдельные геобарические зоны и выделить: зону пластовых давлений, близких гидростатическому ($K_{\text{АВПД}}$ - <1,25); зону умеренных проявлений АВПД ($K_{\text{АВПД}}$ -1,25-1,45); зону интенсивных проявлений ($K_{\text{АВПД}}$ – 1,45-1,55); ($K_{\text{АВПД}}$ ->1,65) (см. рис. 3.2).

Из рис. 3.2, иллюстрирующего зональность АВПД в ЮКБ данных табл. 3.3 видно, что зона давлений, близких гидростатическому, охватывает северную и центральную части Апшеронского полуострова, Апшеронский архипелаг, Пираллахи-Келькорский прогиб, отдельные структуры северной части Бакинского архипелага, ряд поднятий Северо-Апшеронской зоны, крайней западной части Апшероно-Прибалханского порога, Туркменской шельфовой террасы. Зона кульминационных АВПД фиксируется на отдельных антиклиналях южной части Алятской гряды (пл. Котурдаг, Дашгиль), на наиболее погруженных складках северной, центральной и южной антиклинальных зон Бакинского архипелага (пл. Булла-море-

2, Умид, Дашлы (б. К. Игнатия), Сабаил (б. Корнилова-Павлова), Бяндован-море, Инам и др.); на падениях южной части Гограньдаг-Чижишлярской зоны (пл. Окарем, Чижишляр, Миасер, Ак-Патлавук, Гасан-гулу и др.), на площадях Предэльбурского прогиба (пл. Энзели-дениз, Гозел-Тепех), прогнозируется на всех структурах глубоководной ванны Южного Каспия. Вся остальная территория ЮКБ (Нижекуринская депрессия, Кобыстан, Южно-Апшеронский и Кызылкумский прогибы, центральная часть Апшероно-Прибалханского порога) представляет собой зону распространения умеренных и интенсивных АВПД.

Для предположений об абсолютных величинах пластовых давлений в зоне кульминационных проявлений АВПД приведем фактические данные по некоторым разведочным площадям центральной антиклинальной зоны Бакинского архипелага. Так, на пл. Гарасу в приконтурной скв. 25 при опробовании VII горизонта ПТ в интервале 4855-4861 м после закачки воды восстановленное давление на ее устье составляло 21,0 МПа. Если учесть, что в стволе находилось некоторое количество нефти и принять плотность скважинной эмульсии $0,800 \text{ г/см}^3$, то пластовое давление можно оценить примерно в 60 МПа, а его превышение над гидростатическим в 11,4 МПа при $K_{\text{АВПД}}=1,234$. На соседней к югу площади Санги-Мугань в присводовой скв. 15 при опробовании того же объекта на глубине 4581-4590 м был получен приток воды $570 \text{ м}^3/\text{сут}$, при закрытии скважины давление на буфере составило 20 МПа, что позволяет оценить пластовое давление в 65,85 МПа при $K_{\text{АВПД}}=1,436$. На следующей к югу структуре Аран-дениз в присводовой скв. 7 при опробовании того же горизонта в интервале 4372-4377 м был получен приток пластовой воды с дебитом $1500 \text{ м}^3/\text{сут}$ при давлении на буфере при закрытии скважины 40 МПа, что позволяет оценить пластовое давление в 83,75 МПа при $K_{\text{АВПД}}=1,915$. На пл. Сабаил, расположенной в пределах той же антиклинальной зоны, но несколько южнее, в скв. 1 при тестировании того объекта на глубине 5972-5975 м при притоках пластовой воды $650-700 \text{ м}^3/\text{сут}$ и давлении на буфере 34,3 МПа замерено пластовое давление составляло 94,3 МПа, а $K_{\text{АВПД}}=1,574$. Находящейся несколько юго-западнее пл. Инам скв. INX-1 на глубине 4442 м, несмотря на утяжеление промывочной жидкости до $2,30-2,40 \text{ г/см}^3$, была прекращена бурением из-за исключительно высоких АВПОД. Проходка скважины вторым стволом также оказалась безуспешной и она была впоследствии ликвидирована.

Большие сложности при бурении постоянно сопровождали проходку скважин на ряде близко расположенных площадей-Атешгях, Янан Тава, Кюрдашы, Араз-дениз, Талыш-дениз, Нахчыван, Зафар-Машал. Во всех этих скважинах в процессе бурения постоянно происходили интенсивные водогазопроявления, выбросы, грозящие переходом в открытое фонтанирование, резкое увеличение скорости проходки в отдельных интервалах поглощения бурового раствора вплоть до потери циркуляции. Характерно при этом, что на площадях Бакинского архипелага пл. Аран-дениз, Сангачалы-море, Дуваный-море и др.-интенсивность проявления аномальности резко снижается в направлении от сводов к периферии складок и пространственно ассоциирует с наиболее тектонически нарушенными участками распространения так называемых «сводовых» вод (где развивается так называемая «крестовая» вода - Рачинский, 1989 г.) являющихся аллохтонными вмещающим отложениям, локальными температурными и гидрохимическими возмущениями соответствующих полей, имеющими переточно-инъекционную природу (Рачинский и Мурадян, 1977 г.; Рачинский, 1989 г., 1990г.).

Описанная картина распространения АВПД по площади и степени интенсивности регламентируется, с одной стороны, коллекторской и литофациальной характеристикой районов, а с другой - находится в тесной связи с историей их геологического развития, характером и направлением приложения неотектонических воздействий (стрессов). В первом случае указанная сопряженность находит выражение в последовательно прогрессирующем возрастании масштабов (интенсивности) проявлений АВПД по мере увеличения глинистости,

толщины и неоднородности разреза, определяющих оптимизацию условия их сохранения на продолжительный геологический срок ¹¹, во-втором- в закономерном приуроченности зон максимального площадного распространения и интенсивности проявлений аномальности к участкам фокусировки максимально контрастных неотектонических процессов (грязевой вулканизм, диапиризм, тектонические подвижки разного вектора и знака, вертикальная миграция флюидов и пр).

Особенностями АВПД в ПТ-КТ являются также их:

- преимущественная фиксация в наиболее дислоцированных тектоническими нарушениями присводовых зонах локальных поднятий;
- значительная дифференциация показателей аномальности по их отдельным тектоническим блокам и полям;
- уменьшение значений этих показателей в направлении погружения отдельных складок;
- постоянная пространственная сопряженность с геотемпературными и гидрогеохимическими аномалиями, образовавшимися как результат вертикальной миграции флюидов из нижезалегающих (Григорянц, Мурадян и Гусейнов, 1968 г.; Дурмишян, Мурадян и Рачинский, 1972г.; Дурмишян, Мурадян и Рачинский, 1980 г.; Шувалов, 1977 г.; Рачинский, 1989 г.).

В этом аспекте весьма примечательным является наблюдаемая в большинстве случаев мозаичность в распределении начальных пластовых давлений по площади отдельных складок- в смежных тектонических блоках (полях) их величины, как правило, существенно разнятся. В наиболее контрастном виде это проявляется на месторождениях северной антиклинальной зоны Бакинского архипелага- пл. Сангачалы-море- Дуванный-море-о. Булла, Булла-море и на структурах туркменской части Апшероно-Прибалханского района- б. Ливанова-восточная (Махтумкули), б. Баранова (Диярбекир), б. Жданова (Джилалибег), б. Иубкина (Лапарен-дениз), б. Лам (Джейтун).

В межструктурных зонах аномальные давления в большинстве случаев отсутствуют (Апшеронский полуостров) или имеют значительно меньшие чем в пределах поднятий, значения (Нижнекуринская депрессия, Бакинский архипелаг). В качестве типичного примера здесь можно привести данные по законтурным областям продуктивных горизонтов пл. Джануб (Южная), расположенной в направлении резкого погружения ПТ на юго-запад от пл. Чилор (о. Жилой), характеризующие, по существу, далекую водоносную область последней. В отличие от пл. Чилор, где K_{ABPD} достигает 1,34 во всех горизонтах пл. Джануб отмечается близость пластовых давлений гидростатическим. То же самое наблюдается и на восточном борту бассейна, где на морской пл. Западно-Эрдеклинская, расположенной в зоне регионального погружения КТ, пластовые давления соответствуют гидростатическим, на соседнем месторождении Эрдекли, находящемся выше порегиональному восстанию складчатости, K_{ABPD} уже составляет 1,72. 640-2100 м и 31-98 %. Первый показатель устанавливает минимальную для отдельных структур глубину (удаление от дневной поверхности) зоны проявления АВПД, второй- фиксирует объем ПТ-КТ ловушки, «пораженной» аномальностью пластового давления. Все параметры геобарии надежно коррелируют с показателями структурно-тектонических условий локальных структур:

¹¹ Очевидно, что механизмы генерации АВПД и АВПоД должны работать непрерывно, то есть генерирование аномалий должно компенсировать его естественную релаксацию.

Другие важнейшие параметры геобарического поля ПТ-КТ гипсометрическая глубина залегания поверхности зоны АВПД (D_{ADP}) и соотношение толщин зоны АВПД и ПТ-КТ (M_{ADP}). В целом по региону характеризуются соответственно следующими диапазонами величин: глубиной залегания поверхности ПТ-КТ, ее толщиной, удельной разбитостью и крутизной складок;

- параметрами их геотемпературных полей;
- динамики подземных вод;
- фильтрационно-емкостных свойств пород разреза.

В частности, D_{ADP} связана с показателями удельной разбитости и интенсивности (крутизны) складок прямой зависимостью, в то время как M_{ADP} -обратной (см. далее табл. 11.3).

Утверждают в подобной геологической обстановке эпигенетическую в основном природу АВПД:

- определенным доминирующим воздействием мощного субвертикального межформационного флюидомассопереноса.
- Характер проявлений АВПД в районах и на площадях, где разрез ПТ-КТ наименее глинистый (Северо-Апшеронская зона поднятий, Апшеронский полуостров, западное и восточное замыкания Апшероно-Прибалханского порога- глинистость 30-55 %);
- их постоянная ассоциация с локальными участками разгрузки высоконапорных атлохтонных подземных вод и геотемпературными аномалиями, приуроченными к наиболее нарушенным дизъюнктивами присводовым частям складок;
- уменьшение интенсивности проявлений в направлении периферийных частей структур;
- неравномерность распределения аномальности по отдельным смежным тектоническим блокам и полям:
- практическое отсутствие в межструктурных зонах, рост аномальности сверху вниз по разрезу.

Наряду с эпигенетическими АВПД, достаточно широко распространены в ПТ-КТ:

- сингенетические их модификации, обусловленные главным образом осуществляющимися параллельно процессами литостатического уплотнения пород под нагрузкой вышележающих отложений, процессами дегидратации смектитов глинистых разностей разреза в диапазоне необходимых температур - $>105\text{ }^{\circ}\text{C}$, сопровождающейся выделением в свободную фазу дополнительных объемов конституционных вод при постоянном объеме порового пространства матрицы (Берст, 1969 г.; Фертл, 1972 г.);
- разновекторного сжатия природных резервуаров под влиянием неотектонических стрессов и подвижек.

В первую очередь это относится к районам и интервалам, где разрез ПТ-КТ представлен глинистой (заглинизированной) литофацией (Нижнекуринская депрессия, Бакинский архипелаг, Кобыстан, акваториально восточная часть Апшероно-Прибалханского пород, Гограныдаг-Чикишлярская зона поднятий, Предэльбурсский прогиб, глубоководная ванна Южного Каспия) и содержание глин достигает 98 %, а отдельные интервалы, как например, сураханская и сабунчинская свиты Бакинского архипелага, полностью выполненными глинами.

Наличие сингенетических АВПД в указанных районах определяет региональный характер проявлений в них аномальных давлений и приводит к существенному повышению эпигенетических АВПД в законтурных зонах залежей. Иными словами, аномально высокие пластовые давления в сильно заглинизированных слабопроницаемых коллекторах представляют собой сумму двух составляющих-эпигенетического АВПД, возникающего за счет вертикальных перетоков высоконапорных флюидов из стилающих отложений, и сингенетического АВПД, обусловленного продолжающейся гравитационной консолидацией пород, дегидратацией монтмориллонита глинистых разностей разреза и его неотектоническим сжатием.

Указанный вывод находит достаточное подтверждение и в материалах по Юго-Западной Туркмении, где во всем вскрытом разрезе КТ Келькорского прогиба АВПД вообще не установлены в вышележающих коллекторских пластах и залежах акчагыльского и апшеронского ярусов аномальные давления нигде на всей территории восточного борта не зафиксированы, хотя их глинистость превышает среднюю глинистость верхнеплиоценовых отложений, соизмерима с глинистостью нижнекрасно-цветных пород и залегают они на глубинах от 500 до 3500 м. Если бы АВПД создавались только за счет гравитационной нагрузки, они обязательно должны были бы встречаться в акчатыльских и апшеронских объектах (Шувалов, 1977 г.).

Распределение сингенетических АВПД в среднеплиоценовой толще по степени интенсивности подчиняется четкой зависимости от гипсометрической глубины залегания ее поверхности. В этом отношении наиболее показателен район Алятской гряды (Кобыстан), где в ее южной части (пл. Котурдаг, Дашгиль) проявления аномальных давлений в ходе бурения достигают кульминации и вызывают, несмотря на применение промывочных жидкостей плотностью 2,00-2,35 г/см³, значительные газо-и водопроявления, выбросы, породообразование, выпирание инструмента и т.п. На площадях же, расположенных в северной части гряды (пл. Солахай, Донгуздык, Айрантекан и др.), где поверхность ПТ залегает на значительно меньших глубинах, а ее толщина заметно сокращена, проявления АВПД носят в целом гораздо более умеренный характер и проводка скважин здесь сопровождалась меньшими осложнениями, позволяющими осуществлять бурение на растворах плотностью 1,60-1,80 г/см³.

Исходя из рассмотренных выше механизмов генерации и консервации сингенетических АВПД, установленная зональность в масштабах их проявлений по площади является следствием более благоприятных условий разгрузки аномальных давлений в районах близости характеризующихся ими интервалов к дневной поверхности. Если в пределах Нижнекуринской депрессии, Бакинского архипелага, Кобыстана, Гограндаг-Чикишлярской зоны сингенетические АВПД фиксируются по всему разрезу ПТ-КТ, то на Апшеронском полуострове и непосредственно прилегающем южно-апшеронском шельфе интервал их проявлений охватывает исключительно его контактную зону, с подстилающими глинистыми отложениями понтического яруса¹² (верхи верхнего миоцена) и миоцен-олигоцена (Дурмишян, Мурадян и Рачинский, 1972 г., 1973г.).

Для восточной части территории полуострова указанный интервал соответствует низам калинской свиты, где в контактной зоне с понтом в позиции углового и азимутального несогласия распространены ее базальные конгломераты: в его юго-западной части- низам кирмакинской свиты: на Центральном Апшероне- подкирмакинской свите. Отличительной чертой этого базисного интервала, представленного в основном неплотными глубинами с небольшими тонкими линзами коллекторских разностей (кроме подкирмакинской свиты), являются интенсивные проявления сингенетических АВПД, носящие повсеместный характер.

Даже в тех случаях, когда по всему разрезу в коллекторах (в том числе и наиболее близкой к подошве ПТ калинской свиты) отмечается соответствие пластовых давлений гидростатическим, в контактной зоне отмечаются бурные проявления аномальных давлений,

¹² Во всех районах ЮК6, где представленные глинами отложения понтического яруса (верхний миоцен) залегают на глубинах более 1000 м, их проходка скважинам всегда сопровождается большими сложностями- мощными прихватами и выпираниями бурового инструмента, породообразованием и т.п. В практике азербайджанских геологов и буровиков эти пластичные глины понта называют «разбухающими» глинами их их обычно без необходимости стараются не вскрывать.

нередко достигающих значений литостатического (Западный Апшерон- пл. Локбатан-Пута-Кушхана; Центральный Апшерон-пл. Сураханы, Карачухур, Бибизейбат; Восточный Апшерон- пл. Бузовна-Маштага, Кала, Зыря, Шахова коса; Южно-Апшеронский прогиб-пл. Джануб). Расчеты показывают, что значения перепадов давлений между базальной частью ПТ и подстилающими глинами достигают 20-50 МПа (Дурмишян, Мурадян и Рачинский, 1973 г.; Овнатанов, 1962 г.; Рачинский, 1990г.).

Повсеместное развитие и, соответственно, сохранение в течение длительного времени приближенных к горному давлению сингенетических АВПоД в подстилающих миоценовых глинах сочетающееся с региональным распространением близких к гидростатическим давлений в смежных с ним коллекторах ПТ-КТ свидетельствует, несмотря на существование между ними значительных бароградиентов, о надежной гидродинамической разобщенности глин миоцена от вышележающих проницаемых интервалов разреза, обусловленной весьма ограниченными масштабами разгрузки энергии сжатых поровых флюидов, и определяют, таким образом, отсутствие региональной гидравлической связи между ними.

В противном случае, как показывают расчеты (Гуревич, 1980 г.), поровые давления на контакте с коллекторами должны были соответствовать гидростатическим. К этому следует добавить, что базисные коллекторы (в калинской и кирмакинской свитах) имеют, как правило, небольшую проницаемость, замкнутый и весьма неоднородный характер, не способствующий перераспределению давлений по пласту и облигатно обеспечивающий региональную консервацию в них АВПД при условии его возникновения путем сообщаемости с подстилающими глинами. При этом следует также учитывать то обстоятельство, что вблизи контакта «недоуплотненных» глин с коллекторами обычно создаются благоприятные условия для вторичной кристаллизации кремнезема, кальцита, сульфатов и др., определяющие резкое уменьшение их проницаемости на таких участках. Кроме того, надо иметь в виду, что вследствие весьма малой проницаемости глин отдача поровых флюидов из уплотняющихся глин в смежные коллекторы может осуществляться лишь в зоне их контакта и в «работе» принимает участие не весь объем глин, а только его ограниченная приконтактная верхняя часть, спустя определенное геологическое время обязательно превращающаяся в достаточно плотный гидравлический экран.

Отсутствие аномальных давлений в коллекторах калинской, подкирмакинской и кирмакинской свит в межструктурных участках и узколокальный характер их проявлений только в пределах антиклинальных поднятий (Апшеронский полуостров) указывает на малый масштаб фильтрационной релаксации («рассасывания») сингенетических АВПоД базисной зоны ПТ-КТ за счет передачи давления в смежные коллекторы вдоль всей зоны их контакта с глинами. Примечательно, что даже в случае с указанной зоной высокопроницаемой подкирмакинской свиты, обладающей значительной пьезопроводностью (Центральный Апшерон), внутрипоровые давления в ней сохраняются на достаточно высоком уровне. Об этом, в частности, можно судить по результатам буровых работ на пл. Карачухур (северо-западная часть складки) и Рамана, где при вскрытии подошвенных интервалов ПТ и подстилающих отложений имели место выпирание бурового инструмента, породообразование в стволах скважин, прихваты и т.п. осложнения (Овнатанов, 1962 г.).

Все сказанное выше дает основание для следующего принципиально важного заключения- наличие значительных градиентов давления между смещающимися глин и коллекторов свидетельствует не наличии гидродинамической связи между ними, а напротив, об их взаимной гидравлической изоляции. Этот вывод вносит новое понимание в проблемы первичной и вторичной миграции УВ и формирования залежей нефти и газа.

Анализ площадного распределения АВПД по всему вскрытому стратиграфическому разрезу ЮКБ (см. рис. 3.1) выявляет достаточно напряженное в целом состояние его

региональной геофлюидодинамической системы в пределах локальных поднятий- среднее по всем водонапорным комплексам значение превышений пластовых давлений над гидростатическим составляет 33,5 МПа при коэффициенте аномальности 1,89. (Не исключено, что эти величины являются минимальными, так как в статистической выборке учтены единичные данные по олигоцен-миоценовому (майкопскому) и миоценовому (чокракский горизонт, диатомовая свита) интервалам, опробованным на площадях, расположенных в районах относительной близости названных комплексов к дневной поверхности - зоне разгрузки.).

Изложенное позволяет заключить, что основным механизмом формирования аномальных давлений в коллекторах плиоцена ЮКб является инъекция в его разрез высоконапорных флюидов из подстилающих осадочных комплексов, осуществляющаяся главным образом в пределах локальных поднятий по системе дизъюнктивной дислокации и обуславливающая их преимущественно эпигенетический характер. Дополнительными факторами представляются упругое сжатие природных резервуаров, реализованное как следствие неотектонических процессов, и дегидратация смектитов глинистых разностей разреза в интервале достаточных температур.

Постоянная площадная сопряженность барических, геотемпературных, гидрогеохимических, изотопных аномалий с участками развития разрывной тектоники и грязевого вулканизма, закономерная по всему разрезу ЮКб динамика изменения их количественной параметристики приводят к заключению о наличии современного функционирования в регионе единой, охватывающей стратиграфический диапазон юра-плиоцен, мощной геофлюидодинамической системы, в рамках которой интервал средняя юра-валанжинский ярус плиоценовый- область разгрузки.

Общая четкая тенденция последовательного уменьшения средних значений коэффициентов аномальности пластовых давлений вверх по разрезу в сочетании со всеми приведенными выше материалами по их локализации в пределах отдельных структур дает основание считать основным механизмом формирования геофлюидодинамического режима ЮКб субвертикальный межформационный флюидомассоперенос.

В пределах указанной системы по совокупности литофациальных, фильтрационно-емкостных, гидрогеологических, геобарических и геотермических признаков выделяются юрско-валанжинский, готерив-датский, палеоген-миоценовый, плиоценовый гидродинамические (водонапорные) комплексы. Каждый из них характеризуется своим диапазоном изменения превышений пластовых давлений (МПа) и коэффициентов аномальности ($K_{авпд}$). Средние значения этих параметров по отдельным водонапорным комплексам составляют, соответственно: по юрско-валанжинскому - 43,0 и 1,99; готерив-датскому - 23,1 и 1,44; палеоген -миоценовому - 2,12; плиоцен-антропогеновому - 14,5 и 1,43. При проведении ориентировочных глобальных оценок и сопоставлений с другими бассейнами средними величинами параметров состояния геофлюидодинамического режима осадочного чехла ЮКб по бассейну в целом могут быть приняты 26,9 МПа и 1,745.

3.2.1.2. Паданская, Венская, Иравадийско-Андаманская, Лос-Анджелесская и Маракаибская впадины

В Паданской, Венской, Иравадийско-Андаманской, Лос-Анджелесской и Маракаибской впадинах наблюдается идентичная в качественном отношении картина. Во всех названных бассейнах также отмечается напряженное в пределах поднятий состояние геогидродинамических систем, функциональная сопряженность его с зонами и участками фокусировки неотектонических процессов и последовательный в большинстве случаев рост значений коэффициентов аномальности пластовых давлений с глубиной (например, в

Иравадийско-Андаманская депрессия: Аникеев, 1964 г., 1977г.). Средние их величины составляют: Паданская впадина- 1,53; Венская- 1,27; Иравадийско-Андаманская-1,57; Лос-Анжелесская- 1,15; Маракаибская- 1,27 (табл. 3.4, рис. 3.3-3.7).

Как и в Южно-Каспийском, характерной чертой во всех регионах является пространственная приуроченность интенсивных проявлений АВПД преимущественно к гидравлически закрытым локальным структурам, а в их пределах- к участкам наибольшей лимитации водообмена - ограниченного развития дизъюнктивов, диапиризма и грязевого вулканизма.

В ряде регионов обращает на себя внимание относительно резкое в некоторых интервалах отдельных районов (антиклинальных зон, площадей) повышение максимальных (и, следовательно, средних) значений коэффициентов аномальности, искажающее, на первый взгляд, общую направленность их возрастания сверху вниз по осадочному разрезу. В Паданской впадине это явление отмечается, например, в плиоценовом комплексе района Фонтанеллато, в Южно-Каспийской - в плиоцене Бакинского архипелага, в Лос-Анджелесской - в миоцене зоны Торранс-Уилмингтон (Калинко, 1964 г.; Маяга, 1973 г.; Рачинский и Мурадян, 1977 г.; Фертл, 1980 г.). Коэффициенты аномальности достигают здесь наибольших по всему осадочному выполнению каждого из регионов значений и составляют, соответственно, 1,97; 1,90; 1,40 (см. табл. 3.1, 3.3, рис. 3.1, 3.3, 3.6). Подобные факты следует, видимо, считать результатом экранирования мощными региональными покрывками вертикальных снизу перетоков высоконапорных флюидов с «нагнетанием» в них АВПД, а также развития в этих районах и интервалах, помимо эпигенетических, и сингенетических АВПД, причинно определенных повышенной общей глинистостью разреза и заглинизированностью линзовидных коллекторских пачек названных формаций.

Таблица 3.4 Изменение превышений пластовых давлений над гидростатическим и коэффициентов аномальности пластовых давлений в законтурных зонах залежей и водоносных объектах альпийских межгорных впадин

Регион	Водонапорные комплексы				
	триасовый	юрский	нижне-меловой	верхне-меловой	палеоценовый
Паданская впадина	47.0 1.77	—	—	32.0 1.60	—
Венский впадина	8.5 – 36.0 1.21 – 1.60	5.4 – 27.6 1.18 – 1.57	12.7 1.30	3.3 – 10.9 1.15 – 1.40	1.2 – 7.0 1.08 – 1.35
Иравадийско-Андаманская впадина	—	—	—	—	—
Лос-Анджелесская впадина	—	—	—	2.7 – 8.0 1.02 – 1.35	—
Маракаибская впадина	—	—	41.0 – 55.0 1.93 – 2.10	1.4 – 7.4 1.03 – 1.23	1.1 – 5.9 1.12 – 1.22
Регион	Водоносные комплексы				
	эоценовый	олигоценый	миоценовый	плиоценовый	средние значения

Паданская впадина	-	$\frac{8.9-23.7}{1.20-1.50}$	$\frac{29.7-27.0}{1.14-1.97}$	$\frac{23.6}{1.53}$
Венская впадина	-	$\frac{0.8-8.0}{1.04-1.36}$	$\frac{0.3-1.5}{1.05-1.21}$	$\frac{9.5}{1.27}$
Иравадийско- Анда- манская впадина	-	$\frac{6.7-15.0}{1.45-2.30}$	$\frac{2.6-8.0}{1.33-1.60}$	$\frac{2.1-2.6}{1.25-1.47}$
Лос-Анджелесская впадина	-	-	$\frac{2.5-6.0}{1.03-1.40}$	$\frac{0-1.0}{1.00-1.12}$
Маракаибская впадина	1,00-1.25	$\frac{0.8-5.3}{1.04-1.22}$	$\frac{0.7-1.5}{1.07-1.08}$	$\frac{10.7}{1.27}$

Примечание. В числителе - диапазон превышений пластовых давлений над гидростатическим. МПа: в знаменателе - вариации значений коэффициентов аномальности пластовых давлений.

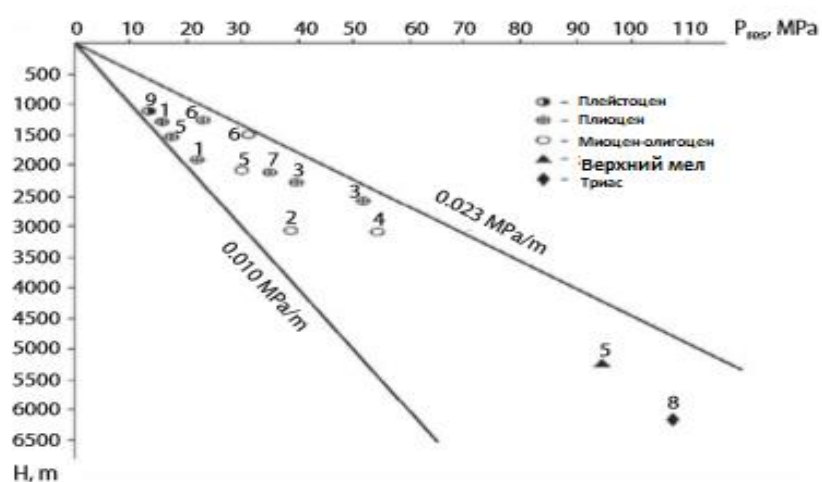


Рис. 3.3. Начальные пластовые давления в водонапорных комплексах Паданской впадины. Месторождения: 1 - Равенна, 2 - Пьядена, 3 - Южная Кремона, 4 - Фонтанеллато, 5 - Кортенаджоре, 6 - Кавьяга, 7 - Бордолано, 8 - Малосса, 9 - Корреджио

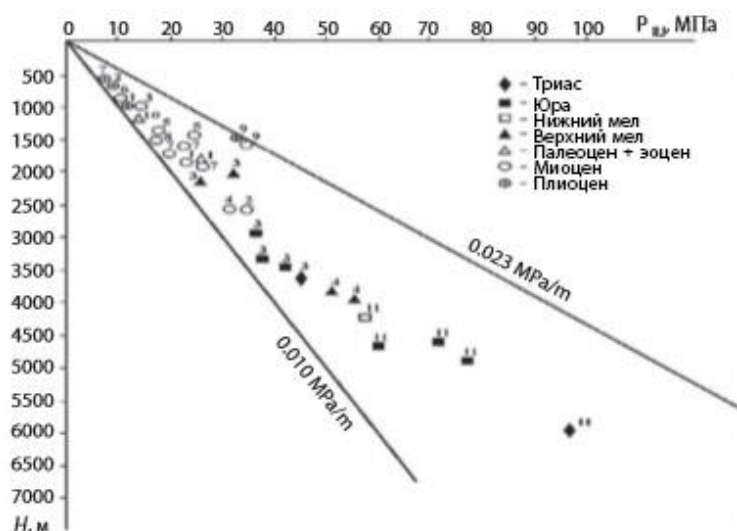


Рис. 3.4. Начальные пластовые давления в водоносных комплексах Венской впадины. Месторождения: 1 - Матцен, 2 - Цверндорф, 3 - Адерклаа, 4 - Шонкирхен, 5 - Санкт-Ульрих-Хаузкирхен, 6 - Гейзельберг, 7 - Мюльберг, 8 - Гбелы, 9 - Ланзгот-Бродли, 10 - Хоенрупперсдорф, 11 - Шонкирхен-Тиф

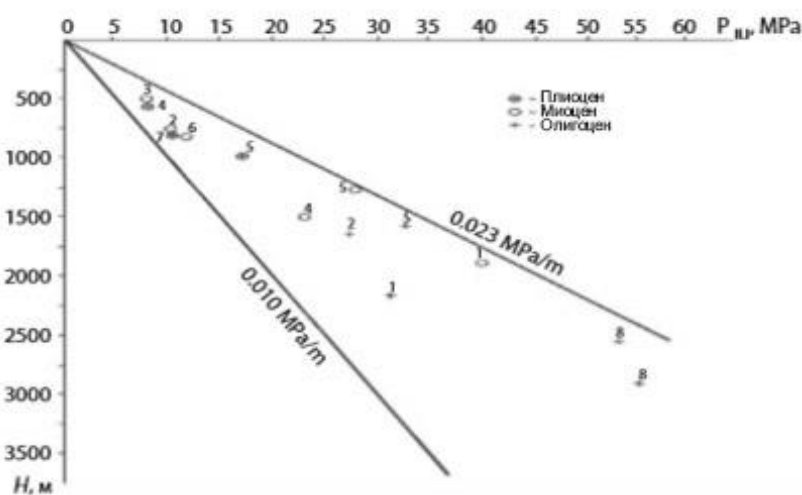


Рис. 3.5. Начальные пластовые давления в водонапорных комплексах Иравадийско-Андаманской впадины. Месторождения: 1 - Чаук-Ланива, 2 - Енангьяунг, 3 - Минбу-Паланион, 4 - Рантау, 5 - Енангьят, 6 - Джедонгдонг, 7 - Джулу-Раджеу, 8 - Ондуз

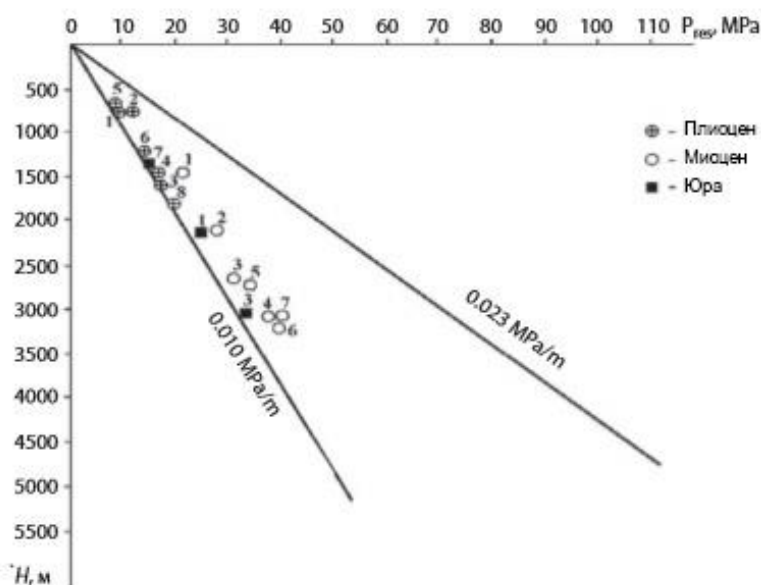


Рис. 3.6. Начальные пластовые давления в водонапорных комплексах Лос-Анджелесской впадины. Месторождения: 1 - Уилмингтон, 2 - Хантингтон-Бич, 3 Лонг-Бич, 4 - Санта-фе-Спрингс, 5 - Инглвуд, 6 - Домингес, 7 - Сил-Бич, 8 - Вест-Койот

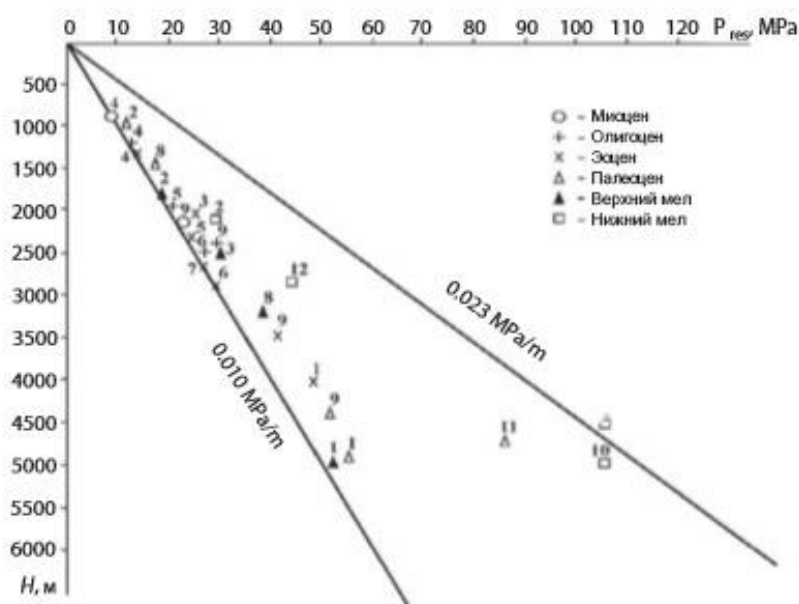


Рис. 3.7. Начальные пластовые давления в водонапорных комплексах Маракаибской впадины. Месторождения: 1 - Ламар, 2 - Ла-Пас, 3 - Ла-Консепсьон, 4 - Мене-Гранде, 5 - Боскан, 6 - Лос-Кларос, 7 - Урданетта, 8 - Мара, 9 - Лама, 10 - Сибукара, 11 - Эль-Роса-Рио, 12 – Тибу

Вероятным также в этом плане представляется наибольшее восприятие именно указанными, обогащенными глинами, комплексами неотектонических эффектов, обуславливающих дополнительное упругое сжатие пластовых резервуаров и насыщающих их флюидов. Роль и значение этих механизмов в обобщенном виде объективно проявляются в приведенной на рис. 3.8 корреляции средних значений коэффициентов аномальности и показателя соотношения непроницаемых (слабопроницаемых) и проницаемых пород в осадочном разрезе (C , % непроницаемых разностей от общей мощности осадочной толщи). Из рисунка видно, что обе переменные связаны прямой пропорциональной зависимостью,

подтверждающей прогрессирующее с увеличением величины параметра «С» значение и долю в общем АВПД сингенетических механизмов генерации аномальных давлений.

3.2.2. Предгорные прогибы

3.2.2.1. Предкарпатский прогиб

По результатам выполненных исследований установлено наличие АВПоД в толще пластичных глин миоценовых моласс на всей территории прогиба и АВПД в коллекторах верхний мел-миоценового разреза Внутренней зоны (табл. 3.5, рис. 3.9).

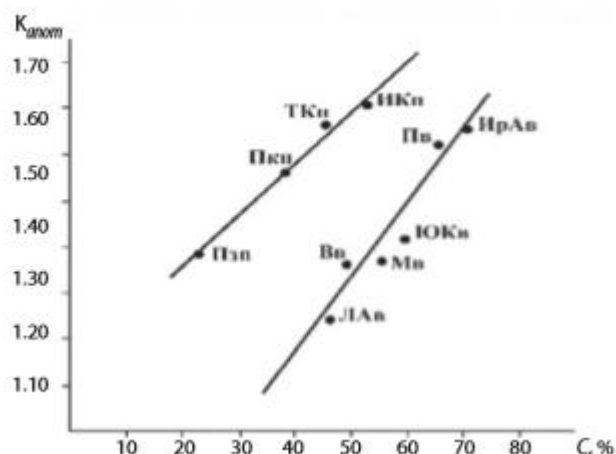


Рис.3.8 Зависимость коэффициентов аномальности пластовых давлений от соотношения в разрезе проницаемых и непроницаемых пород. *Межгорные впадины*: Пв- Паданская, ЮКв- Южно- Каспийская, Вв- Венская, ИрАв- Иравадийско-Андаманская, ЛАв- Лос-Анджелеская, Мв- Маракаибская; *предгорные прогибы*: Пкп- Предкарпатский, ИКп- Индоло- Кубанский, ТКп- Терско- Каспийский, Пзп- Предзагорский

Локализация интенсивных и кульминационных проявлений АВПоД, требующих применения в процессе бурения весьма утяжеленных промывочных растворов (плотностью более 2,2 г/см³), на участках распространения покровных тектонических форм и вподнадвиговых глинистых пачках, выполненных недоуплотненными разностями, свидетельствует об их преимущественно сингенетическом гинезисе, обусловленном как явлениями неотектонического сжатия некомпетентных толщ, так и лимитированного оттока паровой жидкости в ходе консолидации.

Внутренняя зона Предкарпатского прогиба характеризуется также широким развитием АВПД в коллекторских интервалах разреза, где вариации коэффициента аномальности составляют чаще всего 1,5-2,1 (Зиненко, 1975 г.; Колодий, 1983 г.; Новосилецкий, 1975 г.; Орлов, 1980 г.). Аномально высокие пластовые давления констатированы практически во всех складках Бориславско-Покутского антиклинория, изолированных сверхмощной соленосной толщей нижнего миоцена (площади Старуня, Гвизд, Битков, Доброгостов, Росильня, Космач и др.). В менилитовой серии Росильнянского месторождения пластовое давление больше гидростатического, например, в 1,6 раза, в эоцене - в 1,5 раза, в палеоцене - в 1,3 раза. В палеоцен-эоценовых отложениях Космача коэффициент аномальности составляет 1,47, на площади Луга на глубине 6200 м-1,6 (Колодий, 1975 г.).

Диапазон колебаний приведенных пластовых давлений весьма велик. В пределах различных блоков даже одной структуры он достигает более 10 МПа, а при сопоставлении отдельных складок отмечаются еще большие его значения. Указанное обстоятельство свидетельствует об изолированности резервуаров со столь различным давлением.

В региональном плане приведенные пластовые давления не сколько снижаются с северо-востока на юго-запад- в сторону Карпатского горного сооружения, т.е. по мере удаления от сильно дислоцированной зоны Стебникского надвига.

Таблица 3.5 Изменение превышений пластовых давлений над гидростатическим и коэффициентов пластовых давлений в законтурных зонах залежей и водонапорных комплексов

Регион	Водонапорные комплексы					Средние значения
	верхне-меловой	пале-оценовый	эоцено-вый	олиго-ценовый	миоце-новый	
Внутренняя зона	<u>4.1–21.0</u>	<u>11.0 –20.0</u>	<u>5.0 –37.7</u>	<u>0.2–25.3</u>	<u>4.6</u>	<u>11.4</u>
Предкарпатского прогиба	1.12 –1.81	1.29 –1.69	1.18 –1.93	1.01 –2.09	1.63	1.46
Средние значения	<u>15.0</u> 1.53	<u>15.5</u> 1.49	<u>14.3</u> 1.51	<u>9.4</u> 1.42	<u>4.6</u> 1.63	

Примечание. В числителе – диапазон превышений пластовых давлений над гидростатическим, Мпа; в знаменателе – вариации значений коэффициентов аномальности пластовых давлений.

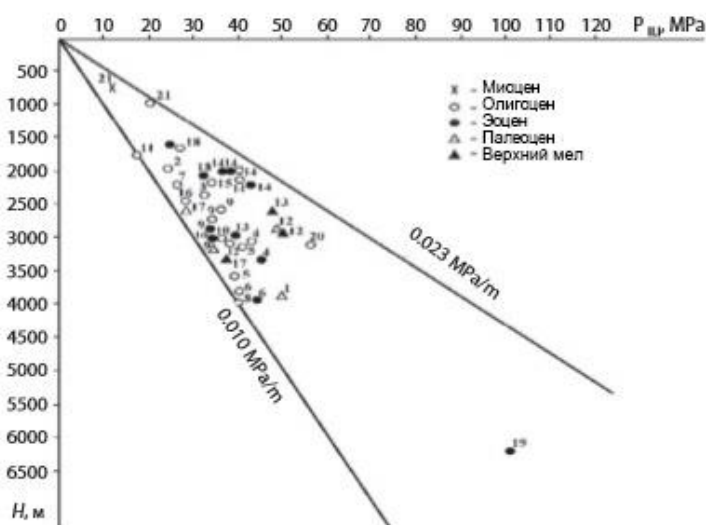


Рис. 3.9. Начальные пластовые давления в водоносных комплексах внутренней зоны Предкарпатского прогиба. Месторождения: 1 - Старо-Самборское, 2 - Бориславское (I структурный ярус), 3 - Бориславское (II структурный ярус); 4 - Иваниковское, 5 - ОровУличнянское, 6 - Стынявское, 7 - Струтынское, 8 - Выгода-Витвицкое, 9 Северо-Долинское, 10 - Долинское, 11 - Спасское, 12 - Космачское, 13 - Росильнянское, 14 - Гвиздецкое, 15 Пнивское, 16 - Битковское, 17 - Слобода Рунгурская, 18 - Урожское, 19 - Луга, 20 - Доброгостовское, 21 - Старуньское

Весьма существенным для интерпретации природы высоких напоров подземных вод Внутренней зоны прогиба является то обстоятельство, что АВПД встречаются не только в

продуктивных, но и в лишенных нефтенасыщения водоносных объектах, причем в последних коэффициенты аномальности, как правило максимальны (Новосилецкий, 1975 г.). В.В. Колодием (1983 г.) установлено, что аномалии попластовым давлениям сопровождаются аномалиями по минерализации подземных вод.

Изложенное свидетельствует о формировании АВПД за счет вертикальной миграции подземных вод из глубоких зон осадочного разреза и гидравлической связи верхних водоносных горизонтов с нижними в условиях надежной изоляции под глинисто-соленосной толщей. Для генерации АВПД по подобной модели необходимо наличие на глубине давлений, превосходящих гидростатическое. Очаги повышенных пластовых давлений, по мнению В.В. Колодия, создавались в Бориславско-Покутской подзоне в процессе складкообразования повсеместно.

Однако до настоящего времени они сохранились только в изолированных блоках на большой глубине. Это подтверждается преимущественной приуроченностью АВПД складкам II и III структурных ярусов. Перетоки высоконапорных подземных вод в верхние горизонты реализуются при тектонических подвижках, когда раскрываются разрывы и трещины, обеспечивающие гидравлическую связь. В благоприятных условиях подземные воды достигают даже поверхности, как это имело место в г. Долина при землетрясениях 1975-1976 гг., когда на поверхность излились высокометаморфизованные хлоркальциевые рассолы, характерные для глубоких горизонтов (Колодий, 1983 г.).

Изучая и обобщая материалы по закономерностям распространения АВПД по площадям, можно констатировать следующее:

- преимущественную приуроченность аномальных давлений в коллекторах к внутренней зоне прогиба;
- фиксацию максимальных значений коэффициентов аномальности в перекрытых мощными крышками, гидродинамически изолированных от очагов разгрузки, пластовых резервуарах сводовых зон поднадвиговых частей локальных структур и участков проявлений скибовой и покровной тектоники;
- уменьшение аномальности пластовых давлений от сводов к крыльям и переклиналям складок;
- сопряженность минимальных значений коэффициентов аномальности со структурами верхнего тектонического яруса, характеризующимися резко уменьшенной мощностью регионального гидравлического экрана и относительной близостью водовмещающих коллекторов к дневной поверхности- зоне дренирования;
- мозаичную по различным тектоническим блокам отдельных складок картину распределения приведенных давлений, их превышений над гидростатическим, коэффициентов аномальности пластовых давлений и их градиентов.

Распределение АПВД по вертикальному разрезу в региональном плане (см. табл. 3.4) свидетельствует о последовательном, начиная с олигоцена, росте коэффициентов аномальности со стратиграфической глубиной и указывает в сочетании с другими прямыми признаками (геотемпературные, геохимические, палинологические, изотопные и пр. аномалии (Бабинiec и Мальская, 1975 г.; Доленко, 1962 г.; Зиненко, 1975 г.; Колодий, 1983 г.; Лозинский и Банковский, 1972 г.; Новосилецкий, 1975 г.) на наличие в регионе межформационного вертикального флюидомассопереноса из нижних в верхние (домеоценовые) интервалы осадочного разреза.

Скачкообразный (до 1,63) рост среднего значения коэффициента в линзовидных маломощных коллекторских пачках нижнемиоценового молассового комплекса, представляющего собой региональную крышку, интерпретируется нами как результат:

- интегрального эффекта внедрения снизу напорных агентов;
- «нагнетания» эпигенетического АВПД под гидродинамическим экраном;
- сингенетической генерации в них АВПД за счет геостатической и тектонострессовой нагрузки.

Первый из названных механизмов подтверждается фактом последовательного уменьшения коэффициентов аномальности пластового давления сверху вниз по разрезам локальных структур, находящихся в обстановке гидродинамической изоляции от приповерхностных очагов разгрузки.

Совокупность имеющихся данных позволяет считать достаточно вероятным эпигенетическое, связанное с инъекцией высоконапорных флюидов, происхождение АВПД в коллекторах флишовой палеоцен-олигоценовой части разреза и их в основном сингенетическую природу, обусловленную тектонически сжатием замкнутых природных резервуаров, в мезозое и мезоценовом комплексе. В неотектонически активной обстановке региона последний механизм, как это совершенно очевидно, имеет особо существенное значение для верхней-молассовой части разреза, выполненной толщей пластичных глинисто-эвапоритовых пород с сингенетическими АВПоД, включающей отдельные линзовидные коллекторские пласты и пачки.

На участках погружения продуктивной серии на большие глубины в зоны повышенных температур, что характерно для поднадвиговых глубинных складок II и III структурных ярусов, в качестве дополнительного фактора образования сингенетических АВПоД и АВПД следует признать бароэффекты, определенные катагенетической дегидратацией глинистых минералов и генерацией «возрожденных» вод, участие этого механизма в формировании аномальных давлений в глубокопогруженных поднадвиговых структур подтверждается фактом сопряженности здесь максимальных значений аномальности с повышенным содержанием гидрослюд в минералогическом составе глин, тогда как характерные для менее прогретого верхнего структурного яруса меньшие значения коэффициентов аномальности в одноименных объектах сочетаются в них с повышенным содержанием в глинах первичного монтмориллонита.

В целом гидродинамическая система геосинклинальной внутренней зоны Предкарпатского прогиба характеризуется весьма напряженным состоянием - среднее значение коэффициента аномальности пластового давления-1,46.

3.2.2.2. Индоло-Кубанский прогиб

По результатам проведенных исследований констатировано наличие аномально высоких поровых и пластовых давлений во вскрытых бурением стратиграфических составляющих осадочного разреза- от верхней юры до плиоцена.

Аномально высокие поровые давления в глинистых пачках, диагностирующиеся в ходе бурения интенсивными нефтегазоводопроявлениями, выбросами и разгазированием промывочных растворов, прихватами и затяжками инструмента, породообразованием, сужениями стволов скважин, выдавливанием бурильных труб и т.п., установлены практически на всех площадях региона в интервале разреза от верхнего мела до плиоцена. По мере увеличения мощности глинистых серий они по своим абсолютным величинам нередко приближаются к значениям геостатической нагрузки, что требует широкого применения утяжеленных промывочных жидкостей плотностью 1,8-2,3 г/см³ (центральная часть Западно-Кубанского прогиба, Керченско-Таманский район) (Дурмишян, Мурадян и Рачинский, 1976г.; Котов, Ермолаев, Федотова, 1973г.; Кучерук и Озерный, Могилевская, 1981г.; Озерный, 1985г.). Пространственная повсеместность- региональное распространение АВПоД вне связи со

структурными условиями, генетически определенное ими широкое развитие дисгармоничной складчатости, современного грязевого вулканизма (Керченско-Таманская зона) и диапиризма, интенсивность, характер, геологическая обстановка проявлений в скважинах в процессе бурения свидетельствуют об их главным образом сингенетической природе, причинно сопряженной с лимитацией оттока поровых флюидов из консолидируемых палеонедоуплотненных пластичных глинистых толщ, их упругим сжатием при неотектонических явлениях и эффектом генерации вод дегидратации минералов в зоне катагенеза.

Аномальные давления в коллекторах также развиты во всех тектонических зонах и интервалах разреза (табл. 3.6, рис. 3.10).

Из данных табл. 3.6 и рис. 3.10 следует, что максимальные значения аномальности пластового давления во всех водонапорных комплексах фиксируются в Керченско-Таманской зоне, где разрез выполнен преимущественно глинистой фацией- 95% и выше, коллекторы развиты спорадически и имеют линзовидный характер: в Западно-Кубанском прогибе (глинистость менее 85 %) распределение АВПД носит более дифференцированный по площади характер- на участках сокращенной мощности комплексов и относительно широкого развития коллекторских пачек величины аномальности, как правило, понижены.

В *мезозойских* отложениях ограниченность фактических данных не позволяет в настоящее время дать однозначную картину пространственного распределения и генезиса АВПД. Судя, однако, по весьма значительным величинам превышений и коэффициентов аномальности, низким в целом емкостной и фильтрационной характеристикам водовмещающих пород (Бедчер и Соловьев, 1956 г.; Добрынин и Серебряков, 1978 г.; Котов, Ермолаев и Федотова, 1973 г.), высоким пластовым температурам- более 120°C и др., можно в предварительном порядке полагать, что АВПД здесь первоначально имели главным образом сингенетическое происхождение и в значительной мере были обусловлены явлениями уменьшения порового пространства коллекторов вследствие вторичной его цементации и эффектом разности коэффициентов теплового расширения флюидов и пород в обстановке больших глубин (температур).

В то же время длительное существование, и, соответственно, сохранение пластовых давлений с высокими уровнями аномальности предполагает перманентное возмещение их релаксации, что в количественном отношении вряд ли возможно в результате действия только названных сингенетических процессов. Это обстоятельство в свою очередь допускает также вероятность частичной реализации на настоящем этапе как эпигенетических механизмов, связанных с поступлением в поровое

Таблица 3.6 Изменение превышений пластовых давлений над гидростатическим и коэффициентов пластовых давлений в законтурных зонах залежей и водонапорных комплексах Индоло-Кубанского прогиба

Площадь, тектоническая зона, регион	Водонапорные комплексы							Средние значения
	Верхне-юрский	Нижне меловой	Верхне меловой	Палеоцен – нижнеэоценовый	Верхне-эоценовый (на восточной части прогиба-кумский)	Олигоцен нижнемиоценовый (майкопский)	Средне верхнемиоценовый	
Керченско-Таманская зона	22.3–32.8 1.57 –1.76	19.0 –37.4 1.72 –1.82	9.7 –24.1 1.57 –2.19	15.2–25.6 1.53 –1.87	8.2 –20.31 1.59 –1.92	1.9 –32.3 1.26 –1.87	0.5 –10.8 1.08 – 2.17	18.6 1.70
Западно-Кубанский прогиб	14.0 –39.6 1.31–1.78	34.0 1.70	35.1 1.75	0.5 – 1.0 1.00 – 1.02	4.7 –33.6 1.17 –1.96	0.3 –44.2 1.00 –1.90	0.1–26.2 1.00 –1.93	21.7 1.48
Индоло-Кубанский прогиб	14.0 –39.6 1.31–1.78	19.0 –37.4 1.70 –1.82	9.7–35.1 1.57 –2.19	0.5–25.6 1.00 –1.87	4.7 –33.6 1.17 –1.96	0.3 –44.2 1.01–1.90	0.1–27.2 1.00 –1.93	19.0 1.60
Средние значения	26.8 1.5	28.2 1.76	22.4 1.87	13.1 1.44	19.2 1.56	22.3 1.45	13.6 1.46	–

Примечание. В числителе – диапазон превышений пластовых давлений над гидростатическим, Мпа; в знаменателе – вариации значений коэффициентов аномальности пластовых давлений.

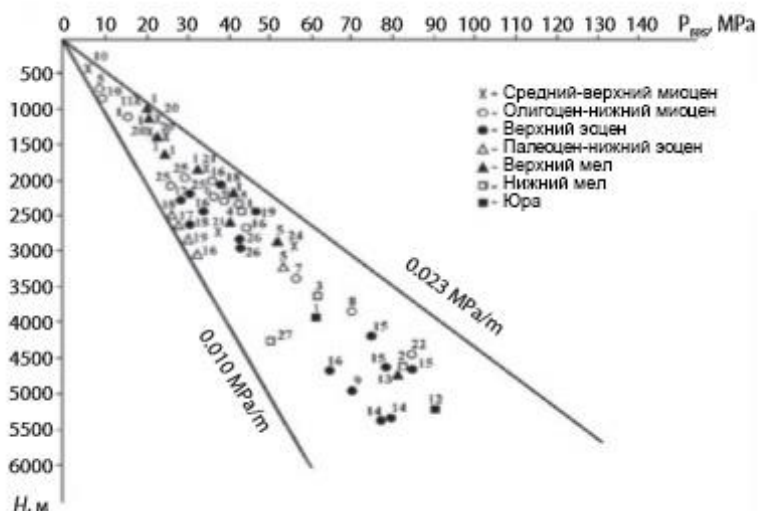


Рис. 3.10. Начальные пластовые давления в водонапорных комплексах Индоло-Кубанского прогиба. Месторождения, площади: Керченско-Таманская зона - 1 - Мошкаревская, 2 - Марьевская, 3 - Тамбовская, 4 - Куйбышевская, 5 - Фонтановская, 6 - ЮжноСивашская, 7 - Горностаевская, 8 - Слюсаревская, 9 - Кореньковская, 10 - Борзовская, 11 - Приозерная; Западно-Кубанский прогиб - 12 - Сергеевская, 13 - Суздальская, 14 - Северская, 15 - Левкинская, 16 - Ново-Дмитриевская, 17 - Зыбза-Глубокий Яр, 18 - Ахтырско-Бугундырское, 19 - Абино-Украинское, 20 - Курчанское, 21 - Анастасиевско-Троицкое, 22 - Северско-Западно-Афипское, 23 - Западно-Анастасиевское, 24 - Южно-Андреевское, 25 - Калужское, 26 - Восточно-Северское, 27 - Абхазская

пространство резервуаров дополнительных объемов флюидов из подстилающих отложений, о чем свидетельствует связанная с отложениями юры-нижнего мела грязевулканическая деятельность в Керченско-Таманской (Аникиев, 1964 г., 1977 г.; Давление.... 1987 г.; Дурмишян, Мурадян и Рачинский, 1976 г.), так и упросжимающих эффектов геотектонической (неотектонической) природы (Кучерук и Озерный, 1987 г.; Лагунова, 1973 г.; Озерный, 1981 г.).

Геологические условия проявления аномальных давлений в коллекторах палеоцен-нижнеэоценового комплекса позволяет для Керченского района принять, что модели АВПД имеют упругорелаксирующую неотектоническую и эпигенетическую, связанную с инъекцией высоконапорных мезозойских флюидов, природу (пл.Мошкаревская, Фонтановская, Слюсаревская, Горностаевская и пр.; превышения- 15,2- 25,6 МПа, коэффициенты аномальности от 1,53 до 1,87 (Дурмишян, Мурадян и Рачинский, 1976 г.; Кучерук и Озерный, 1987 г.; Озерный, 1981 г.). Соответствие пластовых давлений гидростатическим в восточной части прогиба (месторождения Ново-Дмитриевское, Восточно-Северское, Зыбза-Глубокий Яр, Ахтырско-Бургундырское, Абино-Украинское) может быть объяснено значительной площадью распространения, региональной выдержанностью и однородностью водонасыщенных пачек разреза, высокими коллекторскими свойствами пластов - пористость 16-18 %, изоляцией от высоконапорных комплексов снизу водоупорами альба и верхнего мела, сверху-глинами среднеэоценовой серии (халыженская, калужская, кутаисская свиты), что в совокупности обеспечивает возможность гидравлической сообщаемости объектов и, следовательно, выравнивания пластовых давлений в соответствии с нормами гидростатики. Наличие в разрезе этой зоны ряда местных перерывов в осадконакоплении позволяет также допустить вероятность палеоразгрузки системы, обеспечившей исходную нормализацию пластовых давлений до уровня гидростатических. Развитие в коллекторах нормальных пластовых и

аномальных поровых давлений в разобщающих их глинистых интервалах свидетельствует об ограниченной гидравлической связи проницаемых и непроницаемых пачек разреза и малой степени реализации в миграционном плане существующих между ними весьма высоких градиентов давлений.

Верхнеэоценовый комплекс (в восточной части прогиба-кумская свита) характеризуется повсеместным площадным распространением АВПД в коллекторах, приуроченных в основном книжней-флишовой части разреза и перекрытых мергельнолинистой серией. Зафиксированные превышения пластовых давлений и коэффициенты аномальности достигают максимальных в регионе значений на структурах Керченского полуострова и в Калужской, Азовской и Левкинской антиклинальных зонах. Западно-Кубанского прогиба, где составляют соответственно: напл. Мошкарёвская - 8,2-20,3 МПа и 1,59-1,92; на Ново-Дмитриевском месторождении - 4,7-9,6 МПа и 1,17-1,37; Калужском - 6,8-8,3 МПа и 1,24-1,38; Восточно-Северном - 10,2 МПа и 1,35; на пл. Карская-5,7-6,0 МПа и 1,24-1,49, Северская - 26,8 МПа и 1,5; на Абино-Украинском месторождении - 14,9-23,6 МПа и 1,52-1,96; на Ахтырско-Бугундырском - 16,3-16,8 МПа и 1,65-1,79; на пл. Левкинской-32,9-33,6 МПа и 1,71-1,87. В восточной части Азовской зоны по линии месторождений Зыбза- Глубокий Яр-Черноморское значения превышений и коэффициентов аномальности снижаются и составляют 6,2-8,7 МПа и 1,24-1,30.

Фиксация максимальных значений превышений пластовых давлений и коэффициентов аномальности в пределах локальных поднятий, широкое развитие на них высокоамплитудных дизъюнктивов, обеспечивающих крупномасштабную гидравлическую сообщаемость разновозрастных формаций разреза грязевой вулканизм (Керченско-Таманский район), повышенная неотектоническая активность области распространения верхнеэоценового комплекса, экранирование региональным водоупором (белоглинская свита) ее линзовидных заглинизированных низкопроницаемых коллекторов от зон гиродинамической разгрузки определяет эпигенетический в основном характер АВПД в проницаемых пачках региона и их преимущественную обусловленность инъекцией высоконапорных флюидов из подстилающих отложений.

В то же время учет неоднородности, литолого-коллекторской невыдержанности продуктивных объектов, нахождения их в обстановке частого чередования с глинистыми разностями разреза допускает вероятность параллельной генерации в них сигенетических АВПД, обязанных своим происхождением некомпенсированной оттоком флюидов консолидации некомпетентных пачек, выделению из них «возрожденных», вод и упругим неотектоническим деформациям пластовых резервуаров.

Олигоцен-нижнемиоценовый комплекс (майкопская свита), представленный в основном глинами с редкими, относительно маломощными, линзовидными коллекторами, выполняет собой региональный водоупор. Максимальные значения мощности серии достигают 3000 м в Западно-Кубанском прогибе и 5000 м в Керченско-Таманском районе (Дурмишян, Мурадян и Рачинский, 1976 г.). АВПД в коллекторских пачках майкопской свиты по площади развиты неравномерно и отражает акт в целом характер изменения мощностей всего комплекса - наиболее высокие значения превышений пластовых давлений и коэффициентов аномальности отмечаются на структурах, расположенных в Керченско-Таманском районе и в центриклинальной части Западно-Кубанской впадины, где мощность серии весьма значительна (более 1500-2000 м). На Керченском полуострове в частности (пл. Фонтановская, Южно-Сивашская, Горностаевская, Слюсаревская, Кореньковская), эти показатели составляют соответственно 20,3-32,3 МПа и 1,67-1,87; в Западно-Кубанском прогибе - на Западно-Афипской площади - 44,3 МПа и 1,89; на Восточно-Афипской площади - 40,3 МПа и 1,90; на Северской - 32,0-35,6 МПа и 1,64-1,72; на Ново-Дмитриевском месторождении - 41,2 МПа и 1,84. В зоне сокращенных мощностей майкопской свиты - южный борт впадины (район площадей

Ключевая, Дыш, Саратовская) коэффициенты аномальности имеют, как правило, минимальные значения-1,01-1,20.

Объективная связь аномальности пластовых давлений с общей мощностью преимущественно глинистой майкопской свиты линзовидный и спорадический характер распространения заключенных в ней коллекторов определяет смешанное происхождение в них АВПД, обусловленное как:

- эффектам внедрения выделившихся из майкопских глинистых пачек высоконапорных флюидов;
- вод дегидратации минералов группы монтмориллонита;
- упругого сжатия пластовых резервуаров вследствие новейших и современных тектонических движений.

Эпигенетический компонент обусловлен закачкой грунтовых вод и углеводородов из подстилающих комплексов через разломы в зонах пониженной толщины (или отсутствия) регионального водного барьера верхнего эоцена (белоглинская свита).

Средне-верхнемиоценовый комплекс, выполненный Чокракским, Караганским, Сарматским и Мэотическими водонапорными горизонтами, характеризуется практически повсеместным в пределах локальных структур развитием АВПД за исключением последнего комплексного интервала.

Зафиксированные только в средне-миоценовых залежах юго-восточной части Керченского полуострова на глубинах 430-861 м коэффициенты аномальности 1,35-2,17 (пл. Борзовская, Приозерная) на общем фоне значительно более низких их значений на остальной территории района 1,08-1,10 (пл. Южно-Сивашская, Северо-Керченская и др.) (Дурмишян, Мурадян и Рачинский, 1976 г.; Кучерук и Озерный, 1987 г.; Новосилецкий, 1975 г.; Орлов, 1980 г.) представляются результатом проникновения флюидов из подстилающих комплексов.

В чокракских отложениях Западно-Кубанского прогиба диапазон изменения превышений пластового давления над гидростатическим - 0,1-27,2 МПа при коэффициентах аномальности 1,0-1,93. Наиболее высокие значения этих показателей (9,1-27,2 МПа, 1,30-1,93) отмечаются на поднятиях центральной части прогиба (пл. Курчанская, Анастасиевско-Троицкая, Федоровская, Южно-Андреевская); в южной бортовой зоне, где локальные структуры характеризуются более интенсивной дислоцированностью и сложным строением (пл. Абинская, Адаумская, Джигинская, Благовещенская и др.), превышения составляют не более 5,0 МПа при коэффициентах аномальности 1,00-1,27.

Практически аналогично распределение по площади АВПД в караганских и сарматских объектах-величины превышений и коэффициентов аномальности варьируют в первом случае в пределах до 15,8 МПа и 1,84, во втором-до 5,8 МПа и 1,55 с фиксацией максимальных значений на локальных структурах центральной части прогиба (пл. Анастасиевско-Троицкая, Курчанская и др.).

Особенности проявлений АВПД в средне-верхнемиоценовом комплексе:

- исключительная приуроченность их максимальных значений к относительно слабонарушенным поднятиям;
- уменьшение величин превышений и коэффициентов аномальности вверх по разрезу (вплоть до соответствия гидростатическим в мэотисе);
- функциональная определенность условиями гидродинамической разгрузки;
- связь с нефтегазоносностью (см. далее гл. 5, 6). - утверждают их эпигенетическую главным образом природу и объективную обусловленность перетоков по вертикали напорных флюидов из нижезалегающих отложений. Дополнительными механизмами

следует признать гидродинамические эффекты, связанные с лимитацией оттока поровых вод из глинистых пачек разреза и генерацией в них «возрожденных» вод входе катагенетических превращений смешанно слойных минералов-сингенетическая компонента.

Основные закономерности пространственного развития АВПД в осадочном разрезе Индоло-Кубанского прогиба:

- последовательный рост, по мере увеличения стратиграфической и гипсометрической глубин, коэффициентов аномальности пластового давления (от 1,46 в верхнем миоцене до 1,72- среднее значение по мезозою);
- мозаично-блоковый характер распределения по площади локальных поднятий показателей их интенсивности;
- приуроченность их максимальных величин к районам, площадям, блокам, интервалам, характеризующимися наименее благоприятными условиями разгрузки флюидов;
- обратная связь со степенью дислоцированности локальных структурных форм;
- площадная ассоциация пьезометрических минимумов с зонами промышленного нефтегазонасыщения (см. далее гл. 5, 6);
- грязевулканическая деятельность, свидетельствующая о крупномасштабной реализации межформационных вертикальных перетоков, охватывающих стратиграфический диапазон от юры-нижнего мела до миоцена (Керченско-Таманский район);
- неотектоническая активность региона-дают достаточно оснований считать главными факторами генерации аномальных давлений в коллекторах прогиба-внедрение высоконапорных флюидов из глубоких зон осадочного разреза и упругое сжатие замкнутых пластовых резервуаров под воздействием импульсов неотектогенеза.

В пределах отдельных поднятий геофлюидодинамическая система прогиба в целом характеризуется средним значением превышения пластового давления над гидростатическим 19,0 МПа, коэффициентом аномальности 1,60 и распространением АВПД начиная с малых глубин- 400-500 м.

3.2.2.3. Терско-Каспийский прогиб

Проведенными исследованиями констатировано наличие АВПоД в глинистых пачках майкопской серии- среднего миоцена и АВПД во всех интервалах стратиграфического разреза от триаса до среднего миоцена включительно (табл. 3.7, рис. 3.11).

Характер проявлений АВПоД в процессе бурения-породообразования:

- вынос значительного количества шлама, выпирание инструмента и т.д., отмечаемые на всех площадях вне связи со структурным положением скважин и приуроченные к мощным с аномально высокой пористостью;
- последовательное достижение весьма высоких уровней АВПоД на участках максимальной мощности глинистых толщ;
- явления диапиризма и образования покровных тектонических форм в некомпетентных пластичных комплексах свидетельствует об их главным образом сингенетической природе, определенной ограниченным оттоком поровой жидкости из глин в ходе продолжающейся их консолидации, генерацией возрожденных вод и упругим сжатием

глинистых толщ под влиянием неотектонических стрессов (Дурмишян, Мурадян и Рачинский, 1974 г.; Орлов и Корнилов, 1986 г.).

На отдельных месторождениях (Карабулак-Ачалуки, Старогрозненское, Заманкул, Брауны) в отложениях майкопа, перекрывающих непосредственно продуктивные верхнемеловые резервуары, обладающие большой высотой и высокими по этой причине избыточными давлениями, на сингенетическую компоненту АВПоД накладывается эпигенетическая составляющая, связанная с проникновением в поровое пространство глин высоконапорных флюидов из подстилающих залежей. Интегральный эффект приводит к генерации в глинах АВПоД геостатического уровня с коэффициентами порядка 2,0-2,4.

Анализ закономерностей развития АВПД по площади региона фиксирует приуроченность их максимальных проявлений к относительно слабодислоцированным погребенным поднятиям Притеречной зоны (пл. Правобережная, Червленая и др.) и локальным ловушкам зон сопутствующей складчатости– структурам осложняющим прогибы, разделяющие и окаймляющие Терскую и Сунженскую антиклинальные линии (месторождения Северный Малгобек, Горское, Минеральное, Северо-Минеральное, Андреевское, Межхребтовое, Западный Гудермес). На более нарушенных поднятиях обеих линий коэффициенты аномальности имеют гораздо меньшие значения, чем связь АВПД с условиями дренажа природных резервуаров. К этому же заключению приводят данные по отдельным блокам и полям локальных поднятий, находящимся в различной гидродинамической обстановке, рисующие ярко выраженную мозаичную картину распределения напоров. Так, например, колебания

Тектоническая зона, регион	Водонапорные комплексы							Средние значения
	триасовый	верхнеюрско-валанжинский	нижнемеловой (готерив-апский)	верхнемеловой	эоценовый (фораминиферо-вые слои)	олигоцен-нижнемиоценовый (майкопский)	средне-верхнее-миоценовый	
Сунженская	—	11.1 –53.2 1.14–2.14	4.4 –13.9 1.09 –1.40	2.9–34.8 1.13 –2.00	—	10.7–45.1 1.62 –2.30	0.1 –15.2 1.00 –1.69	19.1 1.55
Терская	—	15.0–64.2 1.16 –2.20	8.3 –25.7 1.15–1.60	3.1 – 51.9 1.08 – 2.18	10.5–27.6 1.33–1.81	7.5 – 52.5 1.34 – 2.43	0.1 – 9.5 1.00 –1.42	23.0 1.56
Притеречная	15.0 1.20	—	—	35.0–52.8 1.70 –2.19	—	—	—	34.3 1.70
Терско-Каспийский прогиб	15.0 1.20	11.1 –64.2 1.14 –2.20	4.4 –25.7 1.09 –1.60	2.9 –52.8 1.08 –2.19	10.5 –27.6 1.33 –1.81	7.5 –52.5 1.34 –2.43	0.1–15.2 1.00 –1.69	22.8 1.57
Средние значения	15.0 1.20	35.9 1.66	13.1 1.31	30.1 1.71	19.0 1.57	28.9 1.92	6.2 1.28	-

Примечание. В числителе – диапазон превышений пластовых давлений над гидростатическим, Мпа; в знаменателе – вариации значений коэффициентов аномальности пластовых давлений.

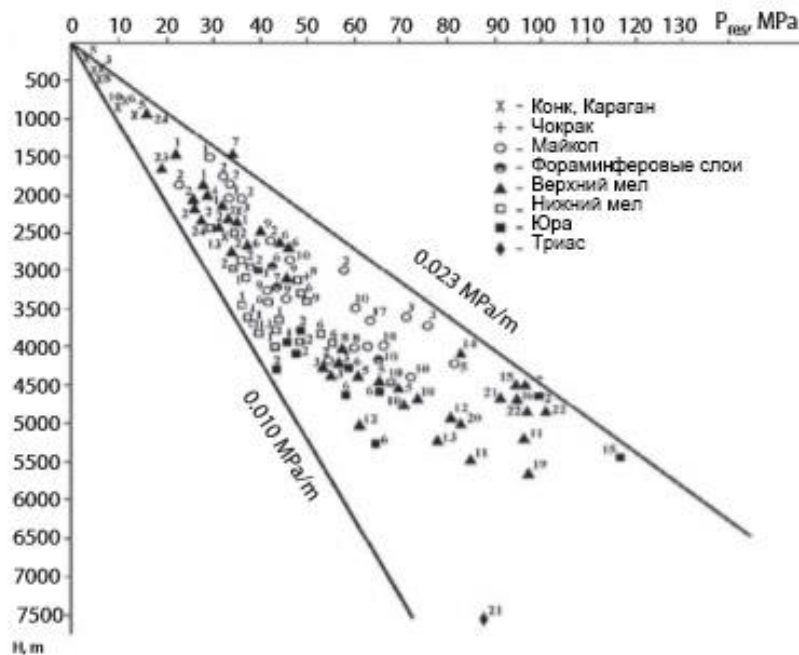


Рис. 3.11. Начальные пластовые давления в водонапорных комплексах Терско-Каспийского прогиба.

Месторождения площади: Сунженский антиклинорий – 1 – Заманкул, 2 – Карабулак-Ачалуки, 3 – Старогрозненское, 4 – Серноводское, 5 – Октябрьское; Терский антиклинорий – 6 – Малгобек-Вознесенское, 7 – Орлиное, 8 – Эльдаровское, 9 – Хаян-Корт, 10 – Брагуны, 11 – Андреевское, 12 – Минеральное, 13 – Гудермес, 14 – Западный Гудермес, 15 – Северный Малгобек, 16 – Алхазово, 17 – Ястребина, 18 – Горская, 19 – Северное Минеральное; Притеречная зона поднятий – 20 – Правобережная, 21 – Бурунная, 22 – Червленая; Черногорская моноклираль – 23 – Змейская, 24 – Датых

приведенных уровней в верхнемеловом резервуаре между разными частями Малгобек-Вознесенской структуры составляют 270-500 м (Волобуев, 1986 г.; Дурмишян, Мурадян и Рачинский, 1974 г.; Корценштейн, 1970 г.).

Фактическими данными устанавливается более дифференцированная по сравнению с Индоло-Кубанским прогибом картина распределения АВПД по вертикали – триас-нижнемеловой интервал характеризуется более низкими значениями коэффициентов аномальности (в среднем 1,45), чем вышележащая верхний мел-среднемиоценовая толща, где эта величина составляет 1,61. Максимально высокие средние коэффициенты отмечаются в верхнемеловом и олигоцен-нижнемиоценовом (майкопском) комплексах – соответственно 1,71 и 1,92 (см. табл. 3.7, рис. 3.11).

При оценке приведенных данных следует иметь в виду, что значение коэффициента аномальности для триас-нижнемеловой интервала – 1,45 является средним, в том числе он равен 1,20 по единичному замеру пластового давления в триасовых отложениях, в скрытых в Затеречном районе на пл. Бурунная (скв. 1). Для прогиба в целом эта величина представляется заниженной, так как участок расположения названного поднятия тяготеет к его

стабилизированной платформенной части, где между триасовой и вышезалегающей юрской формацией имел место перерыв в осадконакоплении (Киссин, 1964 г.), способствовавший, по всей видимости, палеоразгрузке триасового водонапорного комплекса. Учет указанных обстоятельств оставляет возможность для достаточно обоснованного предположения о вероятности более высоких коэффициентов аномальности в триасе геосинклинальной части прогиба, что, в свою очередь, может привести к повышению среднего значения этого показателя для всего триас-нижнемелового интервала.

Сочетание относительно умеренных АВПД в нижних интервалах вскрытого разреза с преимущественной приуроченностью кульминационных их проявлений (коэффициенты аномальности до 2.20) к вышезалегающему водонапорному комплексу верхнего мела и перекрывающей его мощной (до 3000 м) глинистой майкопской серии с линзовидными, пространственно резко неоднородными коллекторами, где роль сингенетических АВПД и АВПоД, обусловленных консолидацией глин интервала, очевидна, позволяет считать основной вероятной причиной подобного распределения аномальности пластовых давлений аккумуляцию эпигенетической вертикально (из нижних этажей осадочного чехла) привнесенной энергии под мощным пластичным региональным водоупором майкопской свиты, в свою очередь, обладающим сингенетической аномальностью.

Представляется, что изложенное выше подтверждается фактом пропорциональной связи между значениями коэффициентов аномальности в верхнемеловом карбонатом коллекторе, мерой его трещиноватости и мощности покрышки. На площадях, характеризующихся повышенной мощностью майкопской серии, близостью верхнемелового резервуара к дневной поверхности (зоне разгрузки) и повышенной трещиноватостью (месторождения Заманкул, Старогрозненское), аномальность пластовых давлений минимальна-1,29-1,33; на структурах, где мощность майкопа существенно возрастает и слаботрещиноватый коллектор верхнего мела погружен на значительные глубины, аномальность достигает максимальных величин - 1,70-2,20 (месторождения Западный Гудермес, Северо-Малгобекское, Андреевское и др.) (см. рис. 3.11).

Генерация сингенетических АВПД в триас-нижнемеловом интервале, являющемся зоной питания высоконапорными флюидами и эпигенетической энергией всего вышезалегающего разреза, представляется суммарным результатом реализации двух основных механизмов-различного теплового расширения флюидов и вмещающих пород в зоне высоких температур (больших глубин) и упруго-стрессовых эффектов неотектонической природы.

Следует особо подчеркнуть, что влияние последнего механизма является общим для всех интервалов осадочного разреза региона, и это обстоятельство в сочетании с названными выше причинами предопределяет весьма высокую в целом напряженность геофлюидодинамической системы Терско-Каспийского прогиба в пределах локальных структур- среднее по всем водонапорным комплексам значение превышения пластового давления над гидростатическим-22,8 МПа, коэффициент аномальности-1,57.

3.2.2.4. Предзагорский прогиб

Регион характеризуется развитием интенсивно проявляющихся в процессе бурения АВПоД в региональных покрышках- эвапорито-мергельно-глинистой серии Фарс (средний-верхний миоцен), гипсово-ангидритовой свите Хит (верхняя юра, титон) и АВПД в залегающих под ними трещиноватых известняковых продуктивных коллекторах формации Асмари (верхний олигоцен-нижний миоцен), серии Бангестан (верхний мел, сеноман-турон) и свиты Араб (верхняя юра, киммеридж-оксфорд).

Обстановка проявлений АВПоД:

- эвапоритовый тип покрышек;
- региональная повсеместность,
- интенсивность в ряде случаев сверхгеостатического уровня, требующая постоянного применения утяжеленных промывочных растворов, плотность которых нередко достигает 2,57-2,64, а иногда и 2,71 г/см³ (месторождение Ага-Джари (свита нижний Фарс) (Лейн, 1949 г.);
- характер осложнений при бурении (Аникеев, 1964 г.);
- серии Фарс с подстилающими компетентными породами и др. определяет их сингенетическую в основном природу, обусловленную главным образом резким ограничением оттока аномальности палеосжатой поровой жидкости из солёноглинистой толщи и современным сжатием последней при вертикально и горизонтально приложенных неотектонических стрессах.

В то же время фиксация максимальных значений АВПоД непосредственно над сводами низзалегавших углеводородных скоплений, свидетельствующая о местном («ореольной» модели) (Аникеев, 1964 г.) «всплеске» аномальности поровых давлений - внедрении высоконапорных флюидов из подстилающих залежей, имеющих большую высоту (до 2000 м и более) и значительные по этой причине избыточные пластовые давления в их сводовых зонах, даёт основание считать, что в пределах продуктивных локальных поднятий на сингенетическое АВПоД накладывается эпигенетическая компонента.

Суммарный эффект обоих названных механизмов приводит к генерации в покрышках АВПоД с весьма высокими уровнями аномальности поровых давлений, особенно в продуктивных высокоамплитудных структурах.

В пространственном распределении АВПоД в коллекторах отмечаются следующие основные закономерности:

- последовательное возрастание превышений пластовых давлений над гидростатическими и коэффициентами аномальности в направлении от платформенного борта прогиба к геосинклинальному (с запада на восток) и сверху вниз по вертикальному разрезу (в среднем от 1,21 в формации Асмари до 1,45 в свите Араб) (табл. 3.8, рис. 3.12);
- рост значений названных показателей по мере увеличения мощности покрышек Фарс и Хит, а также глубины залегания продуктивных резервуаров и уменьшения их трещиноватости;
- приуроченность максимальных значений коэффициентов аномальности к расположенным в относительной близости к неотектонически активному Загросскому горному сооружению месторождениям, характеризующимся глубиной залегания кровли асмарийского коллектора исключительно более 1000 м.

Первая зависимость четко коррелируется с известными данными о гидродинамической связи на большинстве площадей резервуаров Асмари и Бангестан, которая привела к образованию единых для них контактных поверхностей нефть-вода (Алиев и Забанбарк, 1974 г.; Леворсен, 1970 г.; Холл и Уорман, 1973), и о генетическом единстве углеводородов всех стратиграфических интервалов (Даннингтон, 1961 г.; Хант, 1982г.).

Ее можно рассматривать как объективное подтверждение возможности широкого развития в регионе вертикального межформационного флюидомассопереноса из нижних в верхние этажи осадочного резерва.

Вторая связь иллюстрирует определенность мерой разгрузки значений аномальности пластовых давлений в коллекторах. В наиболее контрастной форме она проявляется при сопоставлении значений коэффициентов аномальности в перекрытых мощной покрывкой глубоководных месторождениях Карандж, Марун, Ахваз, где они при глубинах залегания кровли Асмари, соответственно 2100, 2320, 2560 м составляют 1,42; 1,32; 1,35 (см. рис. 3.12), теми же параметрами размытых, максимально приближенных к дневной поверхности, месторождений Месджиа-и-Сулейман, Хафт-Кель, Гачсаран (соответственно: 180 м- 1,04; 600 м-1,06; 750 м- 1,08), где дренаж водонапорной системы, обусловивший многочисленные поверхностные нефтегазоводопрооявления в виде выходов, образования соленых озер глубинного питания и т.п. (Бурштар, 1973 г.; Леворсен, 1970 г.; Рассел, 1958 г.), осуществляется относительно незатрудненно.

Регион	Водонапорные комплексы							Средние значения
	Триасовый	юрский	нижнемеловой	верхнемеловой	палеоценовый	эоценовый	олигоцен-миоценовый	
Предзагорский прогиб	—	16.2 1.46	12.9 1.43	1.08 – 13.9 1.08 – 1.37	—	—	0.0 – 10.8 1.00 – 1.42	9,31,29
Средние значения	—	16.2 1.46	12.9 1.43	7.8 1.23	—	—	5.4 1.21	

Примечание. В числителе – диапазон превышений пластовых давлений над гидростатическим, Мпа; в знаменателе – вариации значений коэффициентов аномальности пластовых давлений.

Таблица 3.8 Изменение превышений пластовых давлений над гидростатическим и коэффициентов аномальности пластовых давлений в законтурных зонах залежей и водонапорных комплексах Предзагорского прогиба

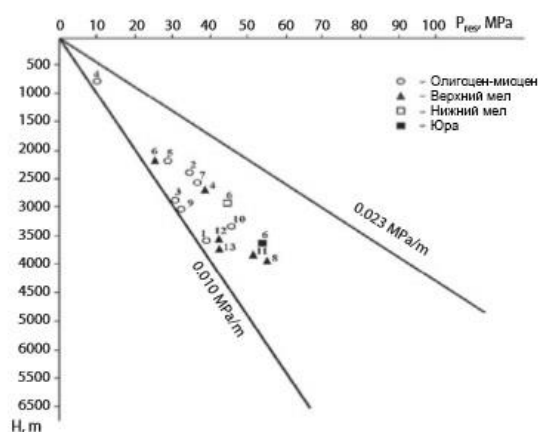


Рис. 3.12. Начальные пластовые давления в водонапорных комплексах Предзагорского прогиба.

Месторождения: 1 - Месджид-и-Сулейман, 2 - Карандж, 3 — Нафт-Сафид, 4 - Хафт-Кел, 5 - Ага-Джари, 6 - Гачсаран, 7 - Лали, 8 - Ахваз, 9 - Мансури, 10 - Марун, 11 - Биби-Хакиме, 12 - Бинак, 13 - Раг-и-Сафид

Третья корреляция характеризует влияние неотектонических стрессов на повышение пластовых давлений в природных резервуарах, лимитировано сообщаемых с зоной разгрузки.

Она устанавливается по результатам сравнения коэффициентов аномальности на расположенных в геотектонически (сейсмически) активной полосе месторождениях Биби-Хакиме и Лали, они при глубине залегания кровли Асмари соответственно 1021 и 1500 м, составляют 1,37 и 1,40 (см. рис. 3.12), с находящимися в этом же районе, но вне названной полосы, вышеупомянутыми месторождениями Месджид-и-Сулейман, Хафт-Кель, Гачсаран.

Симптоматичной представляется преимущественная приуроченность АВПД к продуктивным локальным структурам, а их максимальных значений - к зонам пониженной трещиноватости и высоких геотемпературных градиентов (см. главу 4) в пределах последних. В межструктурных участках аномальные температуры в коллекторах, в отличие от АВПоД, фиксируемых в регионе практически повсеместно, как правило, имеют меньшие значения (или не имеются вовсе), что в сочетании со всеми приведенными выше данными определяет их в основном эпигенетическую природу в интервале разреза верхняя юра-нижний миоцен.

Развитие сингенетических АВПД, питающих вышезалегающие комплексы, на настоящей стадии изученности региона глубоким бурением представляется наиболее вероятным в отложениях стратиграфического диапазона силур-нижний мел, принимаемых рядом исследователей за нефтегазопродуцирующие. Предпочтительно предполагаемыми механизмами их генерации могут служить бароэффекты, вызванные различиями коэффициентов теплового расширения флюидов и вмещающих пород в высокотемпературной зоне (на больших глубинах) и явлениями вторичной цементации порового пространства коллекторов в ходе стилолитобразования, что допускалось Г. Даннитом (1967 г.).

Выявленные закономерности пространственного распределения АВПД во вскрытой глубоким бурением верхняя юра-неогеновой части осадочного разреза Предзагросского прогиба, соответствие их эпигенетической модели формирования аномальности пластовых давлений, широкое проявление процессов вертикальной разгрузки водонапорной системы на поверхности (выходы нефти, газа и подземных термальных вод, соленые озера, кировые натечи и т.п.) дают основание считать доминирующим направлением флюидомассопереноса в регионе сквозную вертикальную миграцию из нижних в верхние структурные этажи.

Относительная ее незатрудненность, обеспечиваемая оптимальным соотношением факторов среды, определяет невысокую в целом напряженность геофлюидодинамической системы прогиба в пределах локальных поднятий - среднее значение превышения пластового давления над гидростатическим - 9,3 МПа, коэффициента аномальности - 1,29.

Обобщение материалов по альпийским геосинклинальным предгорным прогибам показывает наличие в них прямой связи между соотношением непроницаемых (слабопроницаемых) и проницаемых пород в осадочных разрезах (параметр С) и коэффициентами аномальности пластовых давлений (см. рис. 38), что, в свою очередь, свидетельствует о достаточно существенном влиянии на формирование АВПД сингенетической компоненты.

При оценке и анализе приведенных в разделе табличных данных обращают на себя внимания некоторые отдельные отклонения значений коэффициентов аномальности пластовых давлений от констатированной общей тенденции их последовательного уменьшения снизу вверх по разрезам всех регионов (Южно-Каспийская впадина-плиоцен, Паданская впадина-плиоцен, Индоло-Кубанский прогиб - миоцен, Терско-Каспийский прогиб-олигоцен-нижний миоцен (майкопская свита), Предкарпатский прогиб - миоцен). Причины подобных явлений, установленные анализом гидрогеологической обстановки конкретных районов и площадей, определяются главным образом наложенным на основной механизм –

сквозь чехольную вертикальную - миграцию высоконапорных флюидов - влиянием дополнительных факторов:

- генерацией сингенетической компоненты АВПД непосредственно в коллекторах водовмещающего интервала за счет эффекта выделения поровых вод из продолжающих консолидироваться их глинистых разностей в ходе погружения осадков;
- неравномерного сжатия резервуаров при неотектонических подвижках;
- «нагнетания» АВПД под региональными водоупорами.

Характерной особенностью всех случаев названных отклонений, подтверждающей правомерность подобного суждения, является их обязательная фиксация в пространственно ограниченных, линзовидных, заглинизированных, замкнуто-упругих, с весьма лимитированным водообменом в коллекторах, локализованных в погружающихся мощных толщах неокома-неотектонически активных регионов, или находящихся непосредственно под гидродинамическими экранами.

Анализ всех приведенных в главе данных позволяет устанавливать следующее:

- 1) в альпийских геосинклинальных регионах аномально высокие поровые давления в глинистых толщах (АВПоД) имеют в основном сингенетическое происхождение, обусловленное лимитацией оттока фоссилизированных палеосжатых поровых флюидов в ходе продолжающейся консолидации некомпетентных формаций, их упругим сжатием при неотектонических процессах и дегидратацией глинистых минералов в зонах повышенных температур. В случаях выполнения ими роли покрывок над залежами углеводородов, характеризующимися большой высотой, на сингенетическое АВПоД накладывается эпигенетическая составляющая, определенная ореольным внедрением в поровое пространство глин высоконапорных флюидов из нижезалегающих скоплений;
- 2) аномально высокие пластовые давления в коллекторах (АВПД у верхних структурно-формационных этажей имеют чаще всего эпигенетическое происхождение и связаны с инъекцией напорных флюидов из нижних интервалов осадочного разреза. Генерация сингенетических АВПД в последних реализуется как результат процессов образования в высокотемпературной зоне вод дегидратации минералов, механизмов вторичного минералообразования, бароэффектов различий теплового расширения флюидов и вмещающих пород при облигатном участии проявлений упругого сжатия природных резервуаров как следствия неотектонических стрессов;
- 3) основным механизмом формирования геофлюидодинамического режима осадочного выполнения альпийских геосинклинальных регионов является вертикальный флюидомассоперенос из нижних в верхние интервалы разреза, регулируемый скважностью проводящих путей, возможностью и мерой разгрузки водонапорной системы. Активный дренаж природных резервуаров не обеспечивает сохранение АВПД и приводит к развитию в коллекторах обстановки гидростатики;
- 4) альпийские межгорные впадины характеризуются существенно меньшей напряженностью региональных геофлюидодинамических систем- среднее значение коэффициента аномальности 1,33 по сравнению с предгорными прогибами, где коэффициент аномальности 1,55. Альпийский подвижный пояс характеризуется средним значением этого показателя 1,44;
- 5) в пределах локальных структур альпийских регионов водонапорные комплексы всех стратиграфических интервалов осадочного выполнения, а в ряде случаев и фундамента (Маракайбская, Лос-Анджелесская впадины), характеризуются распространением в коллекторах аномально высоких пластовых давлений последовательно возрастающей с гипсометрической глубиной интенсивности;

- 6) во всех регионах проявления АВПД в коллекторах фиксируются преимущественно в пределах локальных поднятий, где распределение по площади показателей их интенсивности носит ярко выраженный мозаичный характер, подчиненный блоковому строению резервуаров и условиям их разгрузки. Межструктурные зоны и участки чаще всего характеризуются гидравлической обстановкой, приближающейся к гидростатической;
- 7) распределение АВПД по площади регионов рисует четкую картину их облигатной приуроченности к участкам инверсионно приподнятых неотектонически активных бортовых обрамлений впадин и прогибов, расположенных в зонах развития и пересечения крупных дизъюнктивов и разломов глубокого заложения;
- 8) снизу вверх по стратиграфическому разрезу гидравлически открытых локальных структур абсолютные величины превышений пластовых давлений над гидростатическим и коэффициентов их аномальности последовательно уменьшаются, фиксируясь максимальными значениями в природных резервуарах базисных интервалов вскрытого бурением осадочного чехла; в гидравлически закрытых поднятиях максимальные величины названных показателей отмечаются непосредственно под гидравлическим экраном;
- 9) во всех регионах интенсивность проявлений АВПД по их площади обратно коррелирует со степенью дизъюнктивной дислоцированности отдельных выполняющих их геоструктурных элементов - максимальные значения аномальности пластовых давлений в коллекторах приурочены к локальным поднятиям находящимся в пределах наименее нарушенных, гидродинамически изолированных (дренажно лимитированных) тектонических ступеней, блоков и участков;

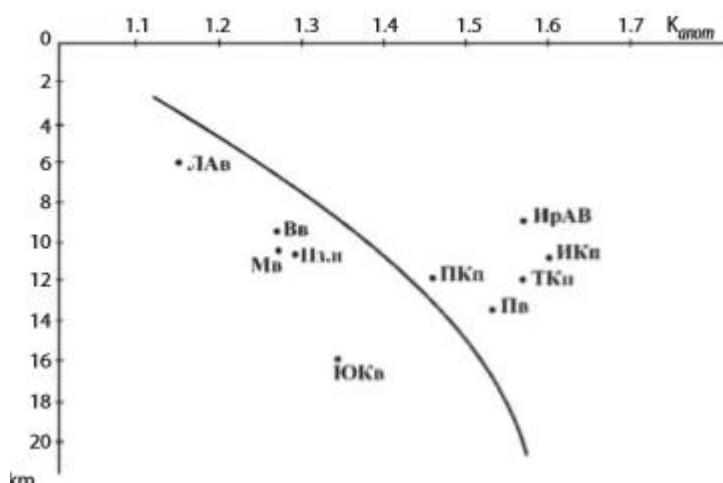


Рис. 3.13. Зависимость коэффициентов аномальности пластовых давлений от мощности осадочного чехла.

Усл. обозначения см. на рис. 3.8

- 10) максимальные значения превышений пластовых давлений над гидростатическим и коэффициентов аномальности характеризуют находящиеся в обстановке гидродинамической изоляции от зон дренирования преимущественно водоносные объекты (тектонические блоки, поля) продуктивных структур и «пустые» водонасыщенные гидравлически замкнутые ловушки с ограниченным объемом разгрузки инъецированных и сингенетически аномально напорных агентов;
- 11) значения средних по осадочным разрезам регионов коэффициентов аномальности пластовых давлений – обобщенного показателя напряженности геобарического поля - последовательно и закономерно возрастают по мере роста мощности осадочного чехла (рис. 12). Отвечающие условиям реализующегося водообмена минимальные значения

аномальности характеризуют территории максимального приближения фундамента к дневной поверхности и, соответственно, обстановку минимальных протяженности каналов миграции и гидравлических сопротивлений вертикальным межотформационным перетокам подземных вод; 13) во всех регионах территории, зоны, площади и локальные участки развития и проявления АВПД пространственно сопряжены с гидрохимическими, температурными, изотопными, палинологическими и прочими аномалиями явно переточного формирования.

4

Геотемпературное поле бассейнов альпийских подвижных поясов

Геотемпературный режим недр относится к числу важнейших факторов, определяющих условия генерации углеводородов и характеризующих обстановки миграции и аккумуляции нефти и газа в толще осадочных пород. Существенная роль глубинного тепла земли проявляется при этом не только в его регулирующем влиянии на ход превращения исходного органического вещества и на все последующие физико-химические изменения в составе природных флюидов, контролирующие их мобильность в миграционных процессах и фазовое состояние, но имеют также прикладной аспект, весьма значимый для прогноза нефтегазоносности и выбора оптимальных направлений геологоразведочных работ, - практическую возможность использования данных по региональным и локальным возмущениям геотемпературного поля для трассирования путей перемещения углеводородов, определения зон, участков и очагов разгрузки геофлюидодинамических систем, в ареалах функционирования которых, как правило (Кротова, 1975 г.; Рачинский, 1982 г.), формируется и размещается промышленная нефтегазоносность. Именно по этим причинам результаты исследования температурных условий разрезов нефтегазоносных регионов, районов, зон, площадей и участков могут служить вескими аргументами при решении вопросов, связанных с установлением вида, формы и пространственной ориентации перемещения флюидов, формированием, размещением и сохранением залежей углеводородов, прогнозом их фазового состояния; определением специфики гидрогеологического фона, гидродинамической и термобарической обстановок в структурных ловушках.

Информационная база исследования - статистическое обобщение и систематизация более 10000 поинтервальных и точечных замеров температур в долгопростаивающих скважинах 227 месторождений и площадей, материалов по геологии и гидрогеологии локальных структур, частично заимствованных из справочной литературы, фондовых источников, промысловых данных и опубликованных работ многочисленными авторами, перечисленными в списке литературы.

4.1. Геотемпературный режим осадочного чехла

На рис. 4.1 представлены данные, характеризующие геотемпературные условия рассматриваемых регионов. Из рисунка видно, что во всех случаях зависимость $t = f(H)$ имеет нелинейный вид и приближается по конфигурации к двучленной параболической. Аналитические выражения кривых удовлетворяют функции $t = a + bH^n$, где t - температура ($^{\circ}\text{C}$) на глубине H (м); a - среднегодовая температура местности; b , n - коэффициенты, определяющие особенности формы кривых по отдельным районам в связи со спецификой их геологического развития, тектоники, литологии и другими влияющими факторами.

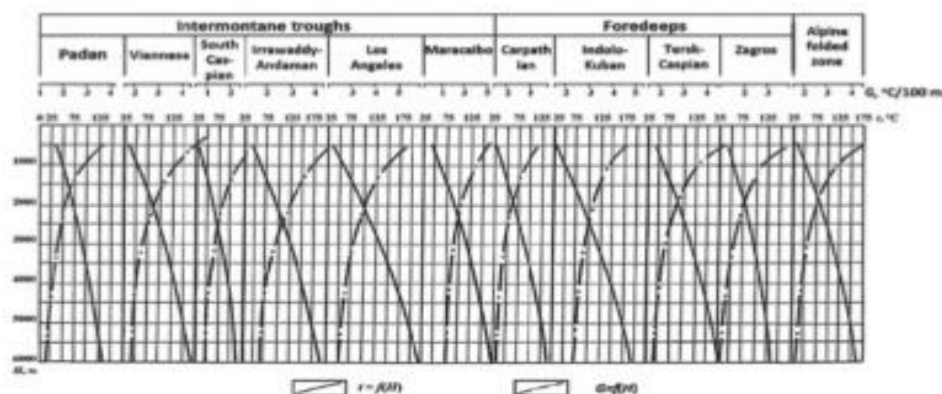


Рис. 4.1. Зависимость изменения температуры и геотемпературных градиентов с глубиной в бассейнах альпийских подвижных поясов

Распределение по глубине фактических значений пластовых температур в интервале гипсометрических отметок (0)-(-6000) м аппроксимируется следующими выражениями:

Южно-Каспийская впадина: $t = 13,7 + 0,196 H^{0,725}$

Паданская впадина $t = 12,15 + 0,190 H^{0,747}$

Венская впадина $t = 11,0 + 0,038 H^{0,973}$

Иравадийско-Андаманская впадина $t = 28,0 + 0,072 H^{0,900}$

Лос-Анджелесская впадина $t = 15,6 + 0,154 H^{0,831}$

Маракаибская впадина $t = 24,5 + 0,177 H^{0,784}$

Предкарпатский прогиб $t = 8,0 + 0,152 H^{0,778}$

Индоло-Кубанский прогиб $t = 12,9 + 0,069 H^{0,888}$

Терско-Каспийский прогиб $t = 12,5 + 0,629 H^{0,655}$

Предзагросский прогиб $t = 25,0 + 0,091 H^{0,844}$

Как показывают графические данные и их аналитические уравнения, корреляции $t = f(H)$ по всем регионам в качественном отношении подобны, что в общих чертах отражает принципиальное единство определяющих их факторов и условий, учет этого обстоятельства допускает правомерность вывода общей зависимости, характеризующей геотемпературный режим альпийской складчатости в целом в интервале (-500) - (-6000) м: $t = 0,765 H^{0,616}$ (среднее значение геотемпературного градиента $2,54 \text{ }^{\circ}\text{C}/100 \text{ м}$). Очевидно, что эта корреляция может рассматриваться как математическое выражение основной тенденции изменения температур с глубиной и область ее корректного применения ограничивается возможностью использования при сопоставлении температурных условий разновозрастных тектонических мегаэлементов-платформ, геосинклиналей, эпиплатформенных орогенов, авлакогенов и пр.

Форма зависимостей «температура-глубина» и «геотемпературный градиент-глубина» (градиенты определялись из условия dt/dH) (рис. 4.1) свидетельствуют о том, что влияние механизмов, регулирующих характер распределения температур по глубине, проявляется по всему разрезу не одинаково- во всех регионах в интервале глубин порядка 800-1500 м кривые $t = f(H)$ начинают изменять свою конфигурацию, приближаясь к оси глубин.

В специфических геологических условиях осадочного чехла бассейнов геосинклинальных подвижных поясов подобное явление представляется следствием интегрального воздействия трех основных факторов:

- нестационарности геотемпературного поля в районах новейшего прогибания и интенсивного осадконакопления;

- уменьшения вверх по разрезу плотности пород, сопровождающегося ростом тепловых сопротивлений;
- влияния прогрессирующей вверх по разрезу оптимизации теплоотдачи, вызванной увеличением перепадов температур в связи с приближением к дневной поверхности и ее охлаждающим эффектом.

Оба последних механизма способствуют увеличению в области малых глубин значений геотемпературных градиентов¹. При определенном сочетании геологических условий некоторую компенсирующую роль могут играть обычно повышенная дислоцированность верхней части разреза, обуславливающая возможность вертикальных перетоков термальных флюидов из нижезалегающих более прогретых интервалов, что приводит к частичному выравниванию пластовых температур и соответственному уменьшению их градиентов по разрезу, и микробиохимические процессы в зоне гипергенеза, сопровождающиеся выделением дополнительного количества тепла.

Относительно малая вариативность, фиксация во всех регионах, принципиальная независимость от конкретной геологической обстановки явления роста геотемпературных градиентов вверх по разрезу, сочетающиеся с практическим постоянством их значений в самых нижних интервалах, позволяют в то же время полагать основным в общем плане фактором определения конфигурации зависимости «геотемпературный градиент- глубина» кондуктивную составляющую суммарного теплового потока, изменяющуюся под доминирующим влиянием разности глубинных и поверхностных температур-охлаждающего эффекта дневной поверхности.

¹ В Южно-Каспийской впадине дополнительным моментом представляется факт повсеместной приуроченности именно к этому интервалу глубин (независимо его стратиграфического положения) зоны контакта наиболее обесчанной части разреза с более глинистыми вышезалегающими отложениями (в Апшеронской области- преимущественно песчаная балаханская свита среднеплиоценовой продуктивной толщи и более глинистые сабунчинская и сураханская; в Нижнекуринской депрессии- относительно песчанистый апшеронский ярус верхнего плиоцена и глинистые в основном четвертичные отложения и др.), где теплопроводность разреза, и, соответственно, темп изменения температур (геотемпературные градиенты), резко меняется (Мехтиев, Якубов, Рачинский, 1968 г.; Мехтиев, Геодекян и Рачинский, 1973 г.; Рачинский и Мурадян, 1983 г.; Рачинский, Кулиев, 1984 г.).

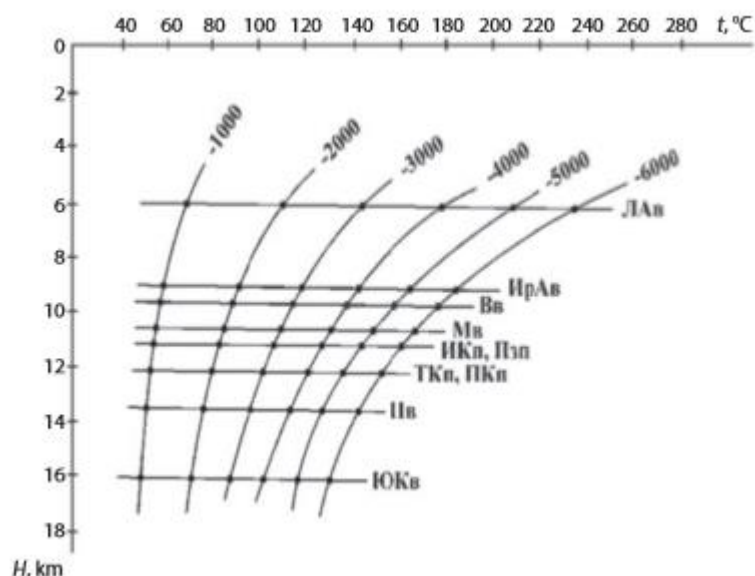


Рис. 4.2. Зависимость температуры на гипсометрических срезах (-1000) - (-6000) м от мощности осадочного чехла (глубины залегания поверхности фундамента). Усл. обозначения см. на рис. 3.8

Сравнительным анализом графических данных (см. рис. 4.1) устанавливается при общем качественном подобии кривых (параболический вид) их количественная дифференциация, выражающаяся в широких вариациях в различных регионах значений температур на одних и тех же гипсометрических глубинах (срезах). Так, если в Южно-Каспийской впадине максимальные значения пластовых температур на глубине 6000 м достигают 110-115 $^\circ\text{C}$, в Паданской впадине и в Предзаросском прогибе 135-140 $^\circ\text{C}$, то в Иравадийско-Андаманской впадине они составляют около 185 $^\circ\text{C}$, в Индоло-Кубанском прогибе - 190-195 $^\circ\text{C}$, во впадине Лос-Анджелес-215-220 $^\circ\text{C}$.

Рис. 4.2 иллюстрирует функциональную определенность указанного явления спецификой геотектонического режима развития регионов и особенностями их геологического строения. Графическими данными констатируется соответствие минимальных значений пластовых температур на срезах (-1000), (-2000), (-3000), (-4000), (-5000), (-6000) м регионам миогеосинклинального типа с максимальными скоростями новейшего компенсированного прогибания и мощностями осадочного чехла (Южно-Каспийская, Паданская впадина, Предзаросский прогиб) и наоборот, наиболее высокими температурами характеризуются регионы с преимущественно эвгеосинклинальными чертами развития и относительно небольшими мощностями осадочного выполнения (Лос-Анджелесская, Венская, Маракайбская, Иравадийско-Андаманская впадины).

Дифференциация регионов по указанному геотектоническому признаку причинно сопряжена с повышенной тепловой активностью эвтеосинклинальных зон, обусловленных главным образом термическими эффектами кайнозойского и современного вулканизма (Поляк, 1966 г; Пояснительная записка..., 1980 г.; Смирнов, 1972 г.).

Представляется, что зависимость температур на срезах от мощности стратосферы имеет опосредованный характер и может быть интерпретирована как следствие прогрессирующего по мере роста скорости седиментации искажения теплового поля, вызванного гистерезисом кондуктивного прогрева осадков от темпов их аккумуляции, - нагревание осадочных пород идущим снизу потоком тепла запаздывает относительно их погружения. Указанный эффект, определенный нестационарностью распределения геотемпературного поля в регионах новейшего интенсивного прогибания, обуславливает

искажение теплового потока (и, соответственно, температур) в сторону уменьшения на 15-20 % по сравнению со стационарными условиями (Пояснительная записка..., 1980 г.; Смирнов, 1972 г.; Еременко, 1984 г.).

В то же время фактические данные не вступают в явное противоречие и с концепцией функциональной связи пластовых температур на срезах со степенью близости к дневной поверхности весьма прогретых теплом глубинной генерации пород фундамента. В этом случае правомерно допущение, что прогремость разрезов связана с гипсометрическим положением кристаллического основания, и там, где оно залегает близко к поверхности, кондуктивная передача глубинного тепла в верхние интервалы осадочной толщи осуществляется со значительно меньшим рассеянием, чем в районах, характеризующихся большей мощностью стратосферы. Учетом этого положения устанавливается таким образом, зависимость между мерой прогремости разрезов и рельефом поверхности фундамента, определенная изменяющимися условиями теплообмена в разнящихся по мощности и соотношению теплопроводящих и теплоизолирующих интервалах осадочных толщ.

Минимальные величины прогремости в миогеосинклинальных наиболее глубоких впадинах и прогибах в существенной степени обусловлены и литофациальным своеобразием их разрезов - широким распространении мощных теплоизолирующих глинистых толщ в диапазоне глубин ниже 3-5 км. В Южно-Каспийской впадине-это, например, палеогеомиоценовая серия мощностью до 6000 м; в Предзагорском прогибе - сланцевато-глинистые отложения кембрия и ордовик-силура (до 2300 м), байос-батские глинистые интервалы свиты Друма, 600-метровая глинисто известняковая свита Каздуми (альб), пачки глин свит Табур и Гурпи (Маастрихт), 1200-метровая мергельно-известняково-глинистая формация низшего олигоцена; в Паданской впадине глинистые отложения верхней перми и нижнего триаса, 200-метровая пачка глин нижнего мела, преимущественно глинистые интервалы эоцен-олигоцена суммарной мощностью более 1000 м, 600-метровая мергельно-глинистая серия бурдигала (миоцен). Выполняя роль региональных температурных барьеров, характеризующихся низкой теплопроводностью, глинистые формации указанных регионов обеспечивают уменьшение интенсивности кондуктивного теплопереноса вверх по разрезам и снижение суммарного количества тепла, поступающего в верхние их интервалы.

Эффект экранирования глубинного теплового потока глинистыми толщами, определяющий относительный перегрев подстилающих отложений и обуславливающий скачок геотемпературных градиентов, может резко возрастать в зонах развития недоуплотненных или разуплотненных глин, находясь в прямой пропорциональной зависимости от их водонасыщенности, регулирующей теплопроводность, и мощности. В альпийских геосинклинальных регионах подобная несправедливость соответствует в геологическом плане обстановкам сохранения первичной или формирования вторичной высокой пористости-пониженной плотности - повышенной влажности глин на низких направленность на низких гипсометрических уровнях, причинно связанных в первом случае с отставанием оттока поровой воды от темпа погружения осадков в процессе быстрой перманентной иммерсии и увеличения объема матрицы глин вследствие их дегидратации - во втором.

Результатом реализации обоих механизмов является генерация в поровом объеме глинистых толщ аномально высоких давлений сжатых флюидов (АВПоД), функционально и пространственно сопряженных с интервалами консервации и новообразования и зонами развития повышенной водонасыщенности- пористости глин. Изложенным констатируется опосредованная связь АВПоД глубоких недр, что объясняет в свою очередь известный во многих районах факт заметного увеличения пластовых температур и уменьшения их градиентов в коллекторских пачках, залегающих под мощными глинистыми флюидоупорами с аномальными давлениями геостатистического порядка.

Изменения мощности, содержания воды и площади распространения недоконсолидированных и разуплотненных глинистых массивов влияют на тепловой поток в соответствии с одновременным действием двух независимых факторов. Один из них возникает в связи с граничными условиями различной теплопроводности контактирующих пород. Искажение линий тока тепла при переходе через такие границы определяется геометрией пластов и теплопроводностью интервалов. Другой, так называемый «эффект пористости», возникает благодаря изменению теплопроводности толщи вследствие различий в содержании поровой воды. Так как геотемпературные условия в природе стремятся к равновесию, температура под термоэкраном должна быть достаточно высокой, чтобы обусловить тепловой поток через пласт равный региональному среднему. Поэтому температура, наблюдаемая на любой глубине, есть прямая функция теплопроводности пород во всей вышележащей толще.

Акмулированное в резервуаре под глинистой тощей АВПоД тепло вследствие термоизолирующего эффека покрывки и незначительного оттока сжатых флюидов может сохраняться в течение длительного геологического времени - практически до момента релаксации поровых давлений и полной аргиллитизации глин. Максимальные температуры, создаваемые в подобной обстановке, зависят от мощности и пористости (водонасыщенности) глин, скорости потери ими поровой жидкости, степени термического изменения пород, площади распространения резервуара, его литологических особенностей и времени.

Дополнительным фактором ограничения интенсивности теплопереноса вверх по разрезу и снижения количества тепла, переданного в его верхние интервалы, может служить эндотермический процесс термометоморфизма присутствующих в осадочной толще набухающих модификаций глин, сопровождающийся частичным расходом глубинного тепла и обуславливающий некоторое сокращение его потока к земной поверхности. Примерами подобного рода представляются:

- Южно-Каспийская впадина, характеризующаяся, как было отмечено выше, наличием чрезвычайно мощной толщи монтмориллонитовых глин и весьма пониженным температурным режимом;
- Керченский и Таманский районы Индоло-Кубанского прогиба, где мощность майкопской свиты (олигоцен-миоцен), сложенной разбухающими разностями глин, достигает 3000 м и более;
- геосинклиналь северного побережья Мексиканского залива, выполненная в верхней части осадочного разреза толщей кайнозойских монтмориллонитовых глин мощностью 3000-4000 м.

Влияние катагенетических превращений глин на геотемпературный режим проявляется в рамках интервальных вариаций температур и градиентов, охватывавших диапазон реализации дегидратационных процессов. Оно имеет, таким образом, зональный масштаб и четкое временное ограничение (в отличие от рассмотренных выше случаев) продолжительностью трансформации монтмориллонита в гидрослюды. По завершении этого процесса глинистые пачки (серии, формации) начинают вести себя как обычные теплоизоляторы с соответствующим эффектом для подстилающих резервуаров.

Фактором противоположной направленности представляется наличие в разрезах альпийских регионов галогенных толщ, способствующих рассеянию глубинного тепла вследствие высокой теплопроводности солей. В наиболее общем случае результатом проявления этого механизма являются снижение пластовых температур в подсолевых отложениях, сопровождаемое ростом их градиентов, и некоторое повышение температур в надсолевом комплексе, сочетающееся с уменьшением градиентов.

Очевидно, что в условиях выполнения гомогенными образованиями самых верхних частей разреза результирующим эффектом будет резкое снижение пластовых температур на малых глубинах, как это происходит, например, во Внутренней зоне Предкарпатского прогиба (см. рис. 4.1). где соленосная толпа верхневоротыщенской (бурдигал-нижний миоцен) свиты залегает на небольших расстояниях от дневной поверхности; температура здесь на глубине 500 м (25 °С) на 5-18 °С ниже по сравнению с другими регионами, характеризующимися отсутствием солей в этом диапазоне глубин.

Влияние глубокозалегающих галогенных интервалов на геотермический режим недр контрастно проявляется при сопоставлении распределения температур по вертикали в Индоло-Кубанском прогибе, где соленосные отложения отсутствуют, и Терско-Каспийском прогибе, где на глубинах более 5500 м залегает мощная толща солей верхнеюрского возраста, в соответствии с этим в первом регионе пластовые температуры верхней части разреза (до среза-3000 м) на 5-10 °С ниже, чем во втором, а в диапазоне гипсометрических отметок (-6000)-(-7000) м выше на 18-25 °С (см. рис. 4.1).

Влияние последних трех механизмов на формирование геотемпературной зональности на настоящей стадии изученности этих вопросов может служить предметом дискуссии. Авторы видят свою задачу здесь в постановочном аспекте проблемы.

4.2. Геотемпературный режим Южно-Каспийской впадины

Детализацию характера связи нефтегазоносности с геотемпературной составляющей общего геофлюидодинамического режима регионов наиболее удобно производить на материалах подробно исследованной Южно-Каспийской впадины, где все зависимости углеводородного насыщения от параметров геотермии проявляются в максимально контрастной форме.

Геотемпературная компонента общего геофлюидодинамического поля ЮКБ характеризуется следующими основными чертами:

- в **мезозойских** отложениях наиболее прогнутой части бассейна температура (t_{mz}) на подошве комплекса – поверхности фундамента на гипсометрических срезах (-26) и (-28) км, по нашим оценкам (см. раздел 4.2.1), составляет соответственно 458-484 и 489-514 °С при геотемпературных градиентах ($G^t - dt/dH$), равных 1,53-1,58 и 1,50-1,57 °С/100 м; приведенная к тем же глубинам температура (t_{mz}^{np}) составляет 17,6-18,6 и 17,5-18,4 °С/км. По азербайджанской части бассейна зависимость «температура-глубина» для мезозойского комплекса в интервале глубин 0,5-28 км имеет вид $t_{mz} = 13,9 + 0,0635H^{0,871}$ при геотемпературных градиентах $G_{mz}^t - 2,48-1,48$ °С/100 м; по туркменской части в интервале 0,5-23 км $t_{mz} = 16,8 + 0,073H^{0,851}$ и $G_{mz}^t - 2,46-1,39$ °С/100 м;
- в **палеоген-миоценовых** отложениях наиболее глубокой центральной зоны бассейна на подошве комплекса-поверхности мезозоя-в интервале глубин 8,7-10,5 км рассчитанные значения t_{pg-mi} составляют 171-231 °С, величины G_{pg-mi}^t - равны соответственно 2,17-2,27 °С/100 м, $t_{pg-mi}^{np} - 19,7-22,0$ °С/км. В азербайджанской части бассейна в интервале глубин 0,5-12 км $t_{pg-mi} = 13,9 + 0,0544H^{0,898}$ и $G_{pg-mi}^t - 2,59-1,87$ °С/100 м; по туркменской части эти показатели в интервале 0,5-9 км имеют вид $t_{pg-mi} = 16,8 + 0,5375H^{0,602}$ и $G_{pg-mi}^t - 2,72-0,86$ °С/100 м;
- в **плиоценовых** отложениях на гипсометрическом срезе (-1000) м- $t_{PS(RS)}^{-1000}$) варьирует в пределах 27-59,5 °С; $G_{PS(RS)}$ в интервале 1-5 км составляют 1,19-2,30 °С/100 м; в районах

наиболее глубокого залегания комплекса на его подошве (поверхности подстилающего миоцен-палеогена) $t_{PS(RS)}$ в пределах глубин 6,25-8,3 км составляет 127-178 °С; температура, приведенная к подошве ПТ-КТ ($t_{PS(RS)}^{пр}$), равна 18,1-23,5 °С/км; плотность теплового потока (q) в том же диапазоне глубин заключена в диапазоне $(62,9-134,3) \cdot 10^{-8}$ кал/см² · с, приведенная к подошве ПТ-КТ плотность теплового потока $q_{PS(RS)} = (8,95-21,5) \cdot 10^{-8}$ кал/см² × с/км (см. далее табл. 11.3). Для ПТ азербайджанской части бассейна зависимость «температура-глубина» в интервале глубин 0,05-8,5 км имеет вид $t_{PS} = 13,7 + 0,149H^{0,716}$ и $G_{PS} = -3,51 - 0,82$ °С/100 м, для КТ туркменской зоны в диапазоне 0,05-7 км $t_{RS} = 13,7 + 0,488H^{0,607}$ и $G_{PS} = -6,27 - 0,91$ °С/100 м. Корреляции $t_{PS(RS)} = f(H)$ по отдельным структурам, антиклинальным зонам и районам бассейна приведены на рис. 4.3;

- отличительной особенностью геотемпературного режима ЮКб является весьма низкая прогретость плиоценовых и антропогенных отложений. Во всех районах бассейна t на срезе (-5) км не превышает 110 °С, а величины G^t составляют 0,80-1,05 °С/100 м. В соседних бассейнах- Предкавказье, Равнинный Дагестан, Южный Мангышлак, Восточный Туркменистан, Центральный Иран- указанные глубины характеризуются значениями порядка 160-180 °С и $G^t(-2,50-3,33$ °С/100 м;
- низкая прогретость плиоцен-антропогенного интервала и специфический характер распределения температур и их градиентов по глубине являются следствием четырех основных факторов:
 - 1) нестационарности геотемпературного поля в районах новейшего прогибания и интенсивного (иногда лавинного) осадко-накопления-искажения теплового поля в сторону уменьшения температуры на
 - 2)

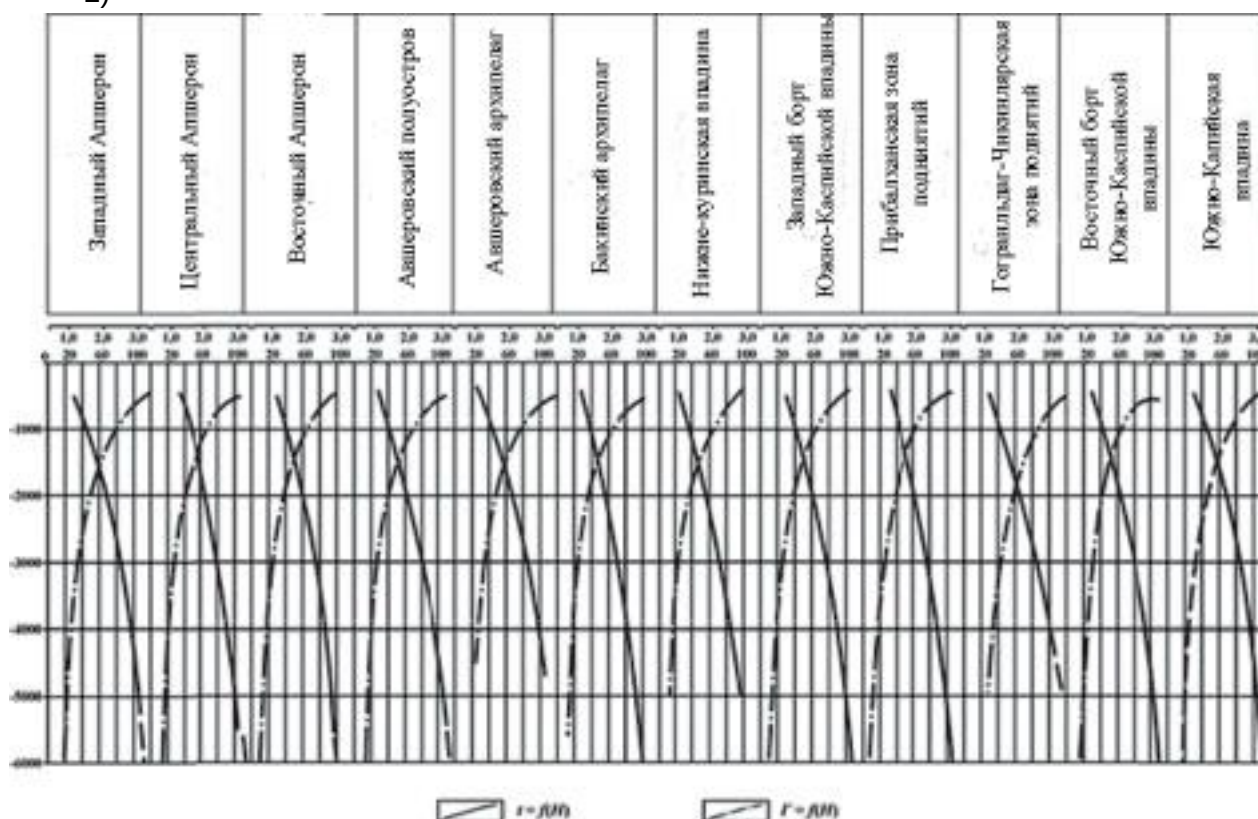


Рис. 4.3

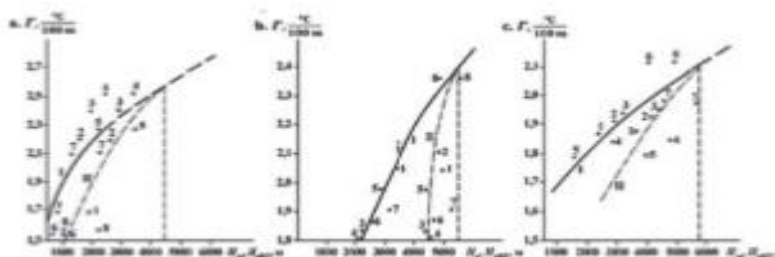


Рис. 4.4. Южно-Каспийская впадина. Зависимость геотемпературных градиентов от глубин залегания подошвы продуктивной (красноцветной) толщи среднего плиоцена и зоны перехода жестких вод в щелочные: а – Апшеронский п-ов – месторождения: 1 – Балаханы-Сабунчи-Раманы, 2 – Сураханы, 3 – Карачухур, 4 – Зых, 5 – о. Песчаный, 6 – Бинагады, 7 – Локбатау-Пула, 8 – Кала; б – Нижнекуринская депрессия – месторождения: 1 – Кюровдаг, 2 – Карабаглы, 3 – Хиллы, 4 – Бабазанан, 5 – Нефтчала, 6 – Мишовдаг, 7 – Калмас, 8 – Кюрсанга; в – Апшероно-Прибалханская зона поднятий – месторождения: 1 – б.Ливанова (восточная), 2 – б.ЛАМ, 3 – б.Жданова, 4 – Челекен, 5 – Небитдаг, 6 – Котуртепе, 7 – Барсагельмес I. $\Gamma = f(H_{\text{basePT,KT}})$; II. $\Gamma = f(H_{\text{tran.zone}})$.

срезах на 15-20 % по сравнению со стационарным режимом, вызванного гистерезисом кондуктивного прогрева осадков от темпов их седиментации;

2) уменьшения вверх по разрезу плотности пород, сопровождающегося ростом тепловых сопротивлений;

3) влияния прогрессирующей снизу вверх по разрезу оптимизации теплоотдачи, вызванной увеличением перепадов температур в связи с приближением к дневной поверхности и ее охлаждающим эффектом; 4) теплоэкранирующего эффекта непосредственно подстилающей ПТ-КТ мощной (до 3-5 км) глинистой толщи палеоген-миоцена, обеспечивающей, с одной стороны, уменьшение интенсивности кондуктивного теплопереноса вверх по разрезу и снижение суммарного количества тепла, поступающего сверху контактирующие интервалы разреза, а с другой- соответствующий перегрев нижезалегающих мезозойских отложений. (Теплоизолирующий эффект резко возрастает в зонах развития высокопористых водонасыщенных недоуплотненных (или разуплотненных) глин с аномально высокими поровыми давлениями (АВПод). Дополнительным механизмом ограничения интенсивности теплопереноса вверх по разрезу является эндотермический процесс термометаморфизма содержащихся в глинах сметитов, сопровождающийся частичным расходом глубинного тепла и обуславливающий сокращение его потока в покрывающие комплексы);

- региональное геотемпературное поле бассейна имеет явно выраженный мозаичный характер, соответствующий его ступенчато-блоковой архитектуре и различиям литофациальной композиции разрезов отдельных районов. В то же время фактическое распределение температур по гипсометрическим срезам и площади региона, наряду с перечисленными выше факторами влияния, не вступает в противоречие и с концепцией функциональной связи температур на срезах с мерой близости к дневной поверхности весьма прогретых пород фундамента. В этом случае правомерно допущение, что прогретость разрезов отдельных районов региона- ступеней и блоков- связана с гипсометрическим

положением поверхности кристаллического основания, и там, где оно залегает относительно высоко, кондуктивная передача глубинного тепла в верхние интервалы осадочной толщи осуществляется со значительно меньшим рассеянием (потерями), чем в районах с большей толщиной стратисферы. Учет этого положения устанавливается зависимость между степенью прогрева разрезов и рельефом поверхности субстрата, определенная изменяющимися условиями теплообмена в разнящихся по мощности и соотношению теплопроводящих и теплоэкранирующих интервалах осадочной толщи;

- в пределах отдельных месторождений ПТ-КТ на одних и тех же глубинах температура в наиболее дислоцированных присводовых участках поднятий, как правило осложненных большим количеством дизъюнктивов, грязевым вулканизмом, диапиризмом и прочими нарушениями сплошности пород, всегда выше на 10-15 °С, чем в их далеких крыльевых и периклинальных частях - месторождения Нижнекуринской депрессии, Кобыстана, Бакинского архипелага, Апшеронского полуострова, Прибалханской зоны и др.

Влияние фактора анизотропии геологической среды, приводящее к латеральному кондуктивному повышению температуры на своде структур региона обычно на 2-5 °С – в зависимости от изменений плотности пород и их других теплофизических свойств в функции углов восстания пластов, учтено. Таким образом, каждое месторождение отражает в плане локальный максимум температур - положительную геотермическую аномалию. Подобное распределение температур по площади локальных структур обусловлено существенным воздействием на геотемпературное поле ПТ-КТ, наряду с региональным кондуктивным теплопереносом, субвертикальной конвективной составляющей суммарного теплового потока - переноса тепла весьма нагретыми глубинными щелочными подземными водами. На общем тепловом потоке по нашим оценкам, конвективная доля в общем потоке на месторождениях ЮКБ составляет 7-18 %.

- Во всех районах бассейна все геотемпературные показатели четко коррелируют со структурно-тектоническими параметрами локальных поднятий- удельной разбитостью, крутизной складок, гипсометрией поверхности и толщиной ПТ-КТ; показателями геобарии поднятий-коэффициентами аномальности пластовых и поровых давлений, гипсометрическим положением и толщиной зон АВПД и АВПоД, гидродинамическими условиями локальных структур-гипсометрической глубиной зон перехода жестких вод в щелочные, их удалением от подошвы ПТ-КТ, мерой заполнения толщины разреза щелочными разностями;
- Конвективная компонента формирует на региональном кондуктивном фоне локальные положительные геотемпературные аномалии, пространственно сопряженные с гидрогеохимическими, пьезометрическими, изотопными, палинологическими возмущениями соответствующих полей и в генетическом отношении тесно связанные с особенностями функционирования переточно инъекционных механизмов. Как правило, они локализируются в геологической обстановке, где комплексом геологических факторов обеспечивается вертикальная гидравлическая сообщаемость весьма прогретых нижних и охлажденных верхних интервалов разреза. Разнящаяся скважность флюидопроводящих путей в различных районах и участках поднятий определяет мозаичный характер их температурных полей и его соответствие их тектоноблоковой архитектуре.

В каждом из районов бассейна умеренные для них значения геотемпературных градиентов в интервалах глубин основной для каждого отдельного района продуктивности

разреза ПТ-КТ, сочетающиеся с относительно высокими абсолютными величинами температур на гипсометрическом срезе (-1000) м и приведенных к подошве комплекса ($t_{PS(RS)}$), а также с достаточно умеренными средними барогradientами АВПД (термодинамическая система «повышенные температуры - умеренные термо- и барогradientы»), диагностируют геологическую обстановку относительного выравнивания температур (уменьшения темпа их изменения) по вертикальному разрезу складок вследствие той или иной интенсивности гидродинамической сообщаемости нагретых нижних и охлажденных верхних интервалов. (Соответственно, максимальные значения гradientов характеризуют условия значительно лимитированного или вообще отсутствия водообмена, что исключает возможность формирования залежей; минимальные - весьма интенсивного флюидомассопереноса, приводящего к невозможности сохранения и разрушению углеводородных скоплений).

В ареалах подобного сочетания названных показателей контрастно фиксируются также и гидрогеохимические, барические, изотопные, палинологические и другие возмущения общего фона, ассоциирующие с максимальными масштабами зональной и локальной промышленной нефтегазоносности.

Анализ геотемпературной составляющей общего геофлюидодинамического поля ЮКб приводит к заключению, что современный геотемпературный режим осадочного чехла региона контролируется литофациальной композицией разрезов отдельных районов, степенью тектонической дислоцированности локальных структур, условиями мобильности термальных подземных вод и в значительной мере формируется за счет конвективной компоненты суммарного теплового потока переноса тепла мигрирующими флюидами, обусловленного переточно-инъекционными процессами, гидравлически сообщающими самый нижний и верхние этажи литосферы бассейна.

4.2.1. Методика прогнозирования геотемператур глубоких недр

Объективная оценка значений современных геотемператур и термического режима не вскрытых бурением и не освещенных фактическим скважинным материалом больших глубин представляет значительные сложности вследствие очевидных некорректностей, детерминированных обычно применяемыми пространственными допущениями значений теплофизических параметров пористой среды и формализованными решениями на базе этих условностей сложных систем дифференциальных уравнений теплопроводности. Подобная методология прогнозирования температур приводит к ситуации, когда рассчитанные разными исследователями их значения на различных глубокозалегающих стратиграфических поверхностях и гипсометрических срезах отличаются друг от друга на многие десятки и даже сотни градусов. Наглядным примером может служить ЮКб, где, по расчетам А.А. Геодекяна, температура на глубине 30 км составляет 525 °С; по данным В.Я. Троцюка, на глубине 20 км - 680 °С; согласно оценкам Р.И. Кутаса, температура в подошве осадочного чехла бассейна - 740 °С (Геодекян, 1968 г.; Троцюк, 1982 г., Кутас, 1978 г.).

Аналогичные расхождения возникают и при экстраполяции фактических значений температур в наиболее глубоких скважинах на большие глубины. Здесь, предварительно, во-первых, необходимо четко определить и обосновать допускаемый глубинный диапазон прогнозирования и, во-вторых, корректно выбрать вид экстраполяционной функции - по линейному закону, по экспоненциальному, логарифмическому, степенному и т.д. очевидно, что этот метод может быть допустим в случае расчета температур только на относительно небольшой интервал глубин и обязательно в рамках единого стратиграфического комплекс

ахаактеризующегося достаточным постоянством своих теплофизических свойств по разрезу и площади.

Применительно к ЮКб это означает, что в пределах диапазона залегания ПТ-КТ подобная экстраполяция оправдана исключительно в рамках именно этого комплекса по общему тренду изменения температур между его верхней и нижней границами, охарактеризованными наблюдаемыми фактическими данными, идентичный подход следует соблюдать при экстраполяционном прогнозировании в отложениях миоцен-палеогена и мезозоя. В мощных осадочных толщах, выполненных сложной композицией различных литофаций и формаций, отлагавшихся в резко отличных геотектонических остановках и обладающих по этой причине резкой дифференциацией теплофизических параметров по вертикальному разрезу региона (района), использование экстраполяции зависимости «температура-глубина» самого верхнего стратиграфического подразделения на весь низезалегающий разрез должно быть абсолютно неприемлемым.

С целью исключения указанных погрешностей нами для условий геологической обстановки ЮКб предложен принципиально новый метод расчета геотемператур на больших глубинах, неосвещенных данными скважинной термометрии. По этому способу прогнозирование геотемператур на глубокозалегающих стратиграфических и гипсометрических уровнях рассчитывается путем экстраполяционного наращивания современных реальных температур подошвы ПТ-КТ термоградиентами эталонной зависимости $t-f(H)$ миоцен-палеогена в гипсометрическом диапазоне его фактического присутствия в разрезе локальной структуры, и далее полученного таким образом значения температур на его подошве-градиентами эталонной кривой мезозоя по всей его толщине вплоть до поверхности кристаллического субстрата (Керимов и Рачинский, 1989]. Указанный способ расчета температур опосредованно учитывает реальное изменение теплофизических параметров всего прогнозируемого осадочного разреза, поскольку в величинах термоградиентов-темпа изменения геотемператур с глубиной- этот фактор фигурирует в латентной форме и определяет конкретные значения коэффициентов функций «температура-глубина» и «геотемпературный градиент- глубина».

В ЮКб в качестве калибровочных зависимостей термоградиентов от глубины для мезозойского интервала азербайджанской части бассейна приняты данные по площадям района юго-восточного погружения осевой зоны мегантиклинория Б. Кавказа (пл.Кешчай, Бегимдаг, Советабад, Ситалчай, Гядысу) и Северо-Апшеронской морской зоны поднятий (пл. Камни Два брата, б. Цюрупа, б. Апшеронская Гилавар, Хазри, им. Нахичеванского) где вскрытая скважинами толщина комплекса достигает в отдельных случаях 5,5 км (пл.Советабад). Корреляция $G_{mz}^t = f(H)$ имеет вид $G_{mz}^t = 5,5522 \cdot H^{-0,13375}$; по туркменской части бассейна комплекс характеризуется данными пл. Карадепе, Кумдаг, Боядаг и связь переменных имеет вид $G_{mz}^t = 6,2111 \cdot H^{-0,1494}$.

Палеоген-миоценовый интервал азербайджанской части региона характеризуется материалами площадей Кобыстана (пл. Умбаки, Адживели), Апшеронского п-ва (пл. Шорбулаг, Зигильпири), Северо-Апшеронской зоны поднятий (б. Цюрупа, Камни Двубрата, б. Апшеронская, Гилавар, Хазри им. Нахичеванского). Вид зависимости- $G_{pg-mi}^t = 6,1678 \cdot H^{-0,1542}$; по туркменской части, по данным пл. Карадепе, Кумдаг, Боядаг, та же корреляция имеет вид $G_{pg-mi}^t = 32,3725 \cdot H^{-0,398}$.

Учитывая, что на большей части территории ЮКб вещественный состав и определенные им теплофизические свойства пород мезозоя и палеоген-миоцена существенно не разнятся, представляется правомерным использовать приведенные зависимости «геотемпературный градиент -глубина» как эталонные и для других районов региона.

Для ПТ-КТ бассейна нет необходимости использования термоградиентов для расчета температур, поскольку существуют достаточно надежные прямые корреляции температуры с

глубиной, охватывающие диапазон глубин 0,05-8,0 км. Для азербайджанской части региона эта зависимость отвечает функции $t_{PS}=13,7 + 0,149 \cdot H^{0,716}$, для туркменской- $t_{RS}=13,7 + 0,488 \cdot H^{0,607}$.

4.2.2. Опыт оценки температурных условий генерации УВ в осадочном разрезе ЮКб

Рассчитанное предложенным выше методом современное гипсометрическое и стратиграфическое положение изотермы 135 °С, отвечающей завершению процессов генерации жидкой нефти (подстадия мезокатагенеза-МК, Градация МК₃ (Карцев, Вассоевич, Геодекян и др., 1971), в Нижнекуринской депрессии охватывает палеоген-миоценовый комплекс в интервале глубин 5,9-7,4 км; в районе Алятской гряды-палеоген-миоцен и 5,5-6,7 км; в Кобыстане палеоген-миоцен и 5,1-5,9 км; на Бакинском архипелаге-палеоген-миоцен и 5,9-7,4 км; на Апшеронском полуострове и прилегающем южноапшеронском шельфе-палеоген-миоцен и 4,1-7,6 км; на Апшеронском архипелаге и апшеронской подзоне Апшероно-Прибалханского порога - палеоген-миоцен и 5,0-7,5 км и мезозой на глубинах 5,7-7,1 км; в Прибалханской зоне поднятий-мезозой и 5,5-7,9 км; в Гограньдаг-Чикишлярской зоне- мезозой и 5,8-7,8 км.

Залегающие глубже отложения мезозоя, охватывающие диапазон более высоких температур и больших глубин, на современном этапе геологической истории бассейна генерируют последовательно жирный газ и конденсат (подстадии мезокатагенеза и апокатагенеза- АК, градации МК₄-АК₂, температуры 135-210 °С), позднекатагенетический метан (подстадия апокатагенеза, градации АК₃-АК₄, температура 210-300 °С), сухие и кислые газы (стадия метакатагенеза-МГ, температура >300 °С). Из приведенных данных следует, что мезозойские отложения бассейна свой нефтегенерационный ресурс практически полностью реализовали на предшествовавших этапах геологической истории бассейна во время отложений осадков верхнего мела и палеогена и сейчас на большей части территории ЮКб генерируют газовую фазу (в том числе «сухие» и кислые газы) «прогазовывающую» весь вышезалегающий разрез.

Отложения ПТ- КТ на большей части ареала своего распространения пока не вступили в завершающую стадию нефтеобразования и почти сохранили свой исходно незначительный углеводородогенерационный потенциал.

Очевидно, что вследствие дифференциации по признаку интенсивности тепловых режимов отдельных районов и зон бассейна в каждом из них могут реализовываться разные стадии, подстадии и градации термометаморфизма органического вещества пород разреза. По этой причине общая картина превращений исходной органики носит мозаичный («очаговый») характер – в одном тектоблоке может генерироваться жидкая фаза УВ, в другом на тех же глубинах- газовая, в третьем- генерация вообще может не происходить как вследствие полной реализации УВ ресурса на предыдущих этапах геологической истории района, так и в связи с нахождением нефтегазопроизводящих интервалов в обстановке недостаточных для трансформаций органики геотемператур. Приведенные данные утверждают вторичный характер углеводородного насыщения в ПТ-КТ региона и соответственно доминирующую роль в процессе формирования залежей и месторождений субвертикальной межформационной миграции флюидов.

Более детально эта проблема специально рассматривается в гл. 6 настоящей работы.

4.3. Геотемпературное поле локальных структур

В формировании температурных полей локальных структур альпийской складчатости, наряду с кондуктивной теплопередачей, создающей общий региональный геотермический фон, значительную роль играет и конвективная составляющая теплового потока- перенос тепла мигрирующими флюидами. Влияние этого фактора особенно контрастно проявляется в рамках связи геотемпературного режима с тектоническими и гидрогеологическими условиями отдельных площадей.

В качестве типичных примеров приуроченности локальных температурных максимумов к сводовым, наиболее в тектоническом отношении напряженным зонам отдельных поднятий; участкам, осложненным эрутивными аппаратами грязевых вулканов, дизъюнктивами; частям складок, обладающим повышенной трещиноватостью карбонатного резервуара, и т.п. можно привести следующие:

В Южно-Каспийской впадине-Балаханы:

- Сабунчи-Раманинское месторождение, где на одних и тех же гипсометрических отметках разность температур в районе грязевого вулкана Бог-Бога (свод складки) и на погружении составляет 4-5 °С;
- месторождения Локбатан, Зых, о. Песчаный, Бибиэйбат, где в районах одноименных грязевых вулканов температура на 5-10 °С выше, чем на крыльях и периклиналях;
- месторождение Нефтяные Камни, где помимо температурной аномалии в районе грязевого вулкана, вблизи тектонических нарушений значения на 6-8 °С выше по сравнению с более спокойными температур участкам структуры; месторождения о. Артема и Сулу-тепе, где зоны повышенных (до 18 °С) температур трассируют дизъюнктивы, и др. (Мехтиев, Якубов и Рачинский, 1968 г.; Мехтиев, Геодекян и Рачинский, 1973 г.; Рачинский и Мурадян, 1983 г.; Рачинский и Кулиев, 1984 г.).

В Лос-Анджелесской впадине-месторождение Лонг-Бич, характеризующееся температурой нарушенной сводовой зоне складки на 5-7 °С выше, чем на менее дислоцированных погруженных участках (Карлсон, 1930 г.; Ван-Остранд, 1934 г.).

В Предзагросском прогибе- месторождение Харт-Кель, где в сводовой и присводовой зонах, обладающих максимальной трещиноватостью карбонатного асмарийского коллектора, на глубине 1500 м температура на 10,5-11°С выше, чем на крыльях поднятий (Ван-Остранд, 1941 г.).

В Венской впадине- ряд месторождений, где участки поверхностной разгрузки термальных подземных вод, приуроченные к максимально нарушенным дизъюнктивами частям поднятий, выполняют зоны контрастных температурных аномалий, отличающиеся от фона на 10-15 °С.

В Предкарпатском прогибе месторождение Борислав, где в нарушенной сводовой зоне зафиксирована геотемпературная аномалия в 10-12 °С (Осадчий, Лурье, Ерофеев, 1976 г.).

Терско-Каспийском прогибе- примыкающие к зоне пересечения крупных разломов отдельные участки месторождений Карабулак-Ачалуки, Малгобек-Вознесенского, Орлиного, Эльдарово, Хаян-Корт, где температуры по сравнению с фоновыми повышены на 10-20 °С (Сергиенко, 1971 г.).

Примечательно, что все названные возмущения геотемпературного поля, как правило, пространственно сопряжены с пьезометрическими минимумами, положительными и отрицательными гидрогеохимическими, палинологическими, изотопными и другими аномалиями соответствующих полей, отвечающими обстановке дренажа глубинных подземных вод (см. гл. 2, 3).

С учетом их генезиса отмеченные локальные превышения температур над региональными фоновыми позволяют количественно оценить конвективную компоненту теплового потока как отношение разности температур в зонах аномалий и вне их к температуре в зоне аномалий. Расчеты показывают, что на месторождениях Южно-Каспийской впадины доля геотемператур, определенная переносом тепла мигрирующими водами, составляет 7-18 %; в Лос-Анджелесской впадине-до 17 %; в Предзагросском прогибе-8-15 %; в Венской впадине-до 18 %; в Предкарпатском прогибе- до 20 %; в Терско-Каспийском-до 15 %.

Приведенными выше данными устанавливается, что в пределах локальных структур Южно-Каспийской впадины тепловой поток, помимо кондуктивной составляющей, обусловленной главным образом термическим эффектом распада радиоактивных элементов, содержащихся в земной коре, в значительной мере формируется и под влиянием конвективной компоненты, объективность интегрального эффекта обеих составляющих проявляется в виде одновременной связи средних геотемпературных градиентов с глубиной залегания подошвы продуктивной (красноцветной) толщи ($H_{п\text{пт}}$, $H_{п\text{кт}}$) (превалирует кондуктивный момент) и с гипсометрическим положением верхней границы зоны перехода из сингенетических хлоркальциевых вод в гидрокарбонатно-натриевые, генетически чуждые вмещающим отложениям ($H_{зп}$) (проявляется конвективный момент)².

Таблица 4.1. Зависимость геотемпературных градиентов от специфики геологических условий районов Южно-Каспийской впадины

² Следует учитывать, что дифференциация суммарного теплового потока на названные

Район	$\Gamma = f(H_{п\text{пт}}, H_{п\text{кт}})$	$\Gamma = f(H_{зп})$
Апшеронский полуостров	$\Gamma = 0.107H^{0.379}$	$\Gamma = 0.445H^{0.209}$
Нижнекуринская депрессия	$\Gamma = 0.0004H^{0.999}$	$\Gamma = 0.161H^{0.314}$
Апшероно-Прибалханская зона поднятий	$\Gamma = 0.168H^{0.292}$	$\Gamma = 0.696H^{0.128}$

составляющие по указанным признакам носит в определенной мере условный характер, так как в средних значениях геотемпературных градиентов опосредственно участвуют в (рамках каждой зависимости) обе компоненты. Однако поскольку конкретных условиях региона имеют место случаи, когда при одинаковой глубине залегания подошвы комплекса значения средних градиентов существенно разнятся между собой, что обусловлено различным гипсометрическим при равной степени положением границы перехода типов вод, и, наоборот, при равной степени насыщенности разреза щелочными водами вариации значений градиентов определяются глубиной залегания подошвы среднего плиоцена, можно полагать, что указанные связи достаточно объективно обеих составляющих суммарного теплового потока в пределах локальных структур.

В этом аспекте значительный интерес представляет выяснение роли и места каждого из названных факторов в формировании геотемпературных полей нефтегазоносных площадей и определение, хотя бы в первом приближении, пространственного (гипсометрического) положения зон, и, соответственно, границы между ними, где конвективная составляющая суммарного теплового потока приобретает заметное влияние. С другой стороны, поскольку агентами, транспортирующими тепло в продуктивную (красноцветную) толщу из подстилающих комплексов, являются маломинерализованные щелочные воды, нижняя граница явного проявления конвективного теплопереноса может интерпретироваться как начальный участок зоны интенсивной генерации и широкого распространения гидрокарбонатно-натриевых вод и их транзита в вышележающие отложения.

На рис. 4.4 по материалам месторождений Апшеронского полуострова, Нижнекуринской депрессии и Апшероно-Прибалханской зоны поднятия приведены зависимости $\Gamma = f(H_{п\text{пт}}, H_{п\text{кт}})$ и $\Gamma = f(H_{з\text{п}})$, аппроксимирующиеся кривыми вида $\Gamma = aH^b$ (табл.4.1). (Вполне очевидно, что указанные функции должны рассматриваться преимущественно в качественном смысле, поскольку практически не представляется возможным в рамках каждой корреляции утверждать связь переменных только между собой без накладывающегося на эти основные зависимости влияния других дополнительных геологических факторов). Из рис. 4.4 и характеризуют качественные соотношения. Табл. 4.1 видно, что значения их угловых коэффициентов различны, - одному и тому же приращению функции соответствует различное приращение аргумента. Это, в свою очередь, свидетельствует о непараллельности кривых и, как следствие, о наличии точки их пересечения.

Расширение области, ограниченной описываемыми кривыми на небольших глубинах (см. рис. 4.5), иллюстрирует возрастание относительных величин положительных температурных аномалий, обусловленных дискретным в масштабах геологического времени поступлением гипертермальных (по отношению к окружающей среде) щелочных вод и их разгрузкой на участках пьезоминимумов в гипсометрически повышенных и наиболее дислоцированных зонах разреза. Симптоматично, что минимальные значения средних геотемпературных градиентов отмечаются на площадях, характеризующихся максимальными разбитостью, и высотой подъема нижних щелочных вод (см. рис. 4.5).

Приведенные данные позволяют заключить, что в пределах Южно-Каспийской впадины влияние конвективной составляющей на формирование геотемпературного режима среднеплиоценового интервала проявляется в основном в рамках образования локальных положительных термоаномалий, причем с глубиной оно последовательно уменьшается и в предделе- точке пересечения функций $\Gamma = f(H_{п\text{пт}}, H_{п\text{кт}})$ и $\Gamma = f(H_{з\text{п}})$ стремится к нулю.

Глубина нижней границы проявления конвективной составляющей суммарного теплового потока может быть найдена как абсцисса точки пересечения указанных функций совместным решением уравнений. Приравнявая их правые части, получим для Апшеронского полуострова значение 4375 м, для Нижнекуринской депрессии-5525 м, для Апшероно-Прибалханской зоны поднятий-5807 м. Температуры на этих отметках составляют соответственно 92 °С, 96 °С, 107 °С. Изложенное дает основание полагать, что на глубинах ниже приведенных значений влияние конвективного теплопереноса становится достаточно малым и вариации геотемпературного поля в этом диапазоне осадочного чехла определяются в основном различиями в тепло-физических свойствах пород.

Указанные гипсометрические уровни на практически всей территории описанных районов соответствуют миоцен-олигоценному интервалу, выполненному в основном мощной толщей монтмориллонитовых глин. Этот факт в сочетании с зафиксированными значениями температур в точках пересечения кривых (92-107 °С)- оптимальными для начала интенсивной реализации дегидратационных процессов- позволяет, **с одной стороны, рассматривать миоцен-олигocenовый интервал региона как верхнюю границу зоны генерации и преобладающего распространения щелочных вод, а с другой- утверждает гидродинамическую связь плиоценовых и вышелегающих отложений с подстилающими.**

Приведенные материалы позволяют сделать некоторые общие выводы:

1. в альпийских бассейнах подвижных поясов средние значения геотемпературных градиентов в интервале глубин 500-6000 м варьируют в диапазоне 1,55-3,71 °С/100 м;

2. максимальные величины прогремости осадочного разреза отмечаются в регионах с чертами эвгеосинклинального развития относительно низкого темпа осадконакопления и приближения фундамента к дневной поверхности;
3. минимальные- в наиболее глубоких миогеосинклинальных впадинах и прогибах, характеризующихся максимальными мощностью осадочного выполнения, темпом современной седиментации и глубины залегания поверхности консолидированной коры;
4. геотемпературные параметры отдельных регионов не проявляют признаков четкой зависимости от их тектонической принадлежности (впадины, прогибы), и закономерности распределения температур в их разрезах определяются в каждом конкретном случае режимом геотектонического развития, скоростью седиментации, мощностью осадочного чехла и соотношением в нем теплопроводящих и теплоизолирующих интервалов, т.е. условиями и обстановкой кондуктивного переноса тепла.
5. на всех месторождениях и площадях зоны аномально высоких по сравнению с фоновыми температур, как правило, приурочены к участкам, осложненным дизъюнктивной дислокацией, диапиризмом, грязевым вулканизмом, развития повышенной трещиноватости и характеризующимся активными проявлениям термальных подземных вод инъекционно-переточного проникновения;
6. при прочих равных условиях средние геотемпературные градиенты в разрезах месторождения и площадей минимальны в зонах развития проводящих тектонических нарушений и максимальны на участках затрудненной разгрузки геофлюидодинамической системы (см. гл. 5);
7. в пределах каждого отдельного поднятия на одних и тех же глубинах температура в сводовых, наиболее дислоцированных частях складки выше, чем на крыльях и переклиналях, и каждая структура отражает, таким образом, в плане локальный максимум температур (положительная геотермическая аномалия);
8. в суммарном тепловом потоке альпийских геосинклинальных регионов конвективная компонента составляет 7-20 %.

5

Современная геофлюидодинамика бассейнов альпийских подвижных поясов

5.1. Аномально высокое поровое давление флюидов структурных планов, региональных и локальных складчатых форм

Формирование тектонических позиций крупных стратиграфических составляющих осадочных разрезов, процессы возникновения и развития в них дизъюнктивов, региональных и локальных структурных форм, генетические связи и пространственные взаимоотношения последних различных по геологической истории и геотектонической принадлежности в регионах определяются, регулируются и контролируются рядом факторов и механизмов тектогенеза, отдельные из которых в тех или иных конкретных ситуациях приобретают доминирующий характер.

Представляется возможным полагать, в частности, что в бассейнах альпийских подвижных поясов, выполненных мощным комплексом чередующихся компетентных и некомпетентных пород, одним из основных факторов формирования регионального плана складчатости; локального структурообразования; дизъюнктивной дислокации; «опрокинутой», покровно-шарьяжной тектоники; изоклинальных складчатых форм; диапиризма; грязевого вулканизма; меланжеобразного, «закрученного» напластования («перемятых») глин и т.п., является производное геофлюидодинамических процессов сингенетичное аномально высокое поровое давление глинистых толщ, характеризующихся инверсией плотности в осадочном разрезе и низкой прочностью на сдвиг.

Сопровождающееся тектоническими подвижками быстрое, компенсированное осадконакоплением, погружение мощных глинистых интервалов, особенно если они выполнены сметитовыми разностями, приводит к:

- резкому замедлению оттока поровых флюидов и темпов уплотнения осадков, определяющему генерацию в них АВПоД, нередко приближающихся к литостатическим значениям;
- причинно обусловленному этим обстоятельством развитию процессов природного гидроразрыва, сочетающихся формированием трещиноватости
- и конседиментационных дизъюнктивов, образованию дисгармоничной и диапировой складчатости; грязевому вулканизму и т.п.

Указанные положения находят объективное подтверждение в многочисленных случаях пространственно-генетической ассоциации участков несоответствия планов складчатости, диапиризма, грязевого вулканизма и интенсивной тектонической нарушенности с зонами регионального распространения мощных недоуплотненных кайнозойских глинистых формаций с кульминационными проявлениями АВПоД. В наиболее контрастной форме связь подобного рода констатируется в тектонически мобильных Южно-Каспийском (Кобыстан, Бакинский архипелаг), Индоло-Кубанском (Керченско-Таманский район), Терско-Каспийском (Терская и Сунженская зоны), Предкарпатском (Внутренняя зона), Охотоморском (о. Сахалин), Иравадийско-Андаманском (бирманская часть), Суматринских, Оринокском (о. Тринидад) бассейнах, где осадочный разрез на 75-95 % выполнен глинами и мощность неконсолидированных глинистых серий достигает 1000-5000 м, а в отдельных случаях и более (Багир-Заде, Керимов, Салаев, 1988г.; Бека и Высоцкий, 1976 г.; Доленко, 1962 г.; Справочник..., 1976 г.; Тектоника Азербайджана, 1968 г.).

Во всех названных регионах тектонические деформации, обусловленные направленной реализацией упругопластичных свойств глин в ходе их литостатической и геотектонической консолидации, не только передаются в перекрывающие и подстилающие интервалы с образованием проецированных структур (складки облекания, вдавливания-штамповые, мульды проседания и т.п.), но и определяют региональное формирование покровно-шарьяжной складчатости, обеспечивающей несовпадение структурных планов различных комплексов и сопровождающейся кливажем и интенсивным проявлением в основном разрывной тектоники, а также развитие диапиризма и грязевого вулканизма, сочетающихся с образованием нарушений, чаще всего типа разломов.

Образование конкретных региональных и локальных складчатых форм и разрывных нарушений- функция нескольких факторов, главными из которых являются:

- характер сочетания в разрезе отдельного района компетентных и некомпетентных толщ;
- превалирующий в ходе его геологической истории знак тектонических движений;
- доминирующее направление приложения уплотняющей нагрузки и орогенно-стрессовых эффектов.

Теоретически наиболее вероятными представляются следующие варианты соотношений указанных переменных:

- I) неперекрытая мощная глинистая толща, залегающая на некомпетентном основании, испытывает одноосно приложенную гравитационную нагрузку под действием собственного веса в процессе перманентного погружения - иммерсионная стадия тектогенеза;
- II) та же толща- на инверсионной стадии при направлении уплотняющих усилий преимущественно снизу вверх под влиянием геотектонических эффектов- вертикальных подвижек основания;

III) глинистая толща на обоих стадиях геологического развития находится под дополнительным воздействием тангенциально направленных сил-боковых сжимающих моментов со стороны жесткого монолита;

IV, V, VI) глинистая формация залегает между компетентными толщами- обе стадии тектогенеза и все названные сочетания приложения уплотняющих усилий;

VII) глинистая формация залегает между компетентными толщами над активными как в иммерсионной, так и инверсионной стадиях тектогенеза, глубинными разломами (рис. 5.1).

Реализация указанных моделей в конкретной геологической обстановке предполагает доминирование в геотектонических процессах явления релаксации кумулятивной энергии сжатых в поровом пространстве глин флюидов.

Приложение внешних сил может играть в этих случаях в основном роль первичного импульса, вызывающего последующие эффекты за счет разрядки внутренней энергии некомпетентной толщи.

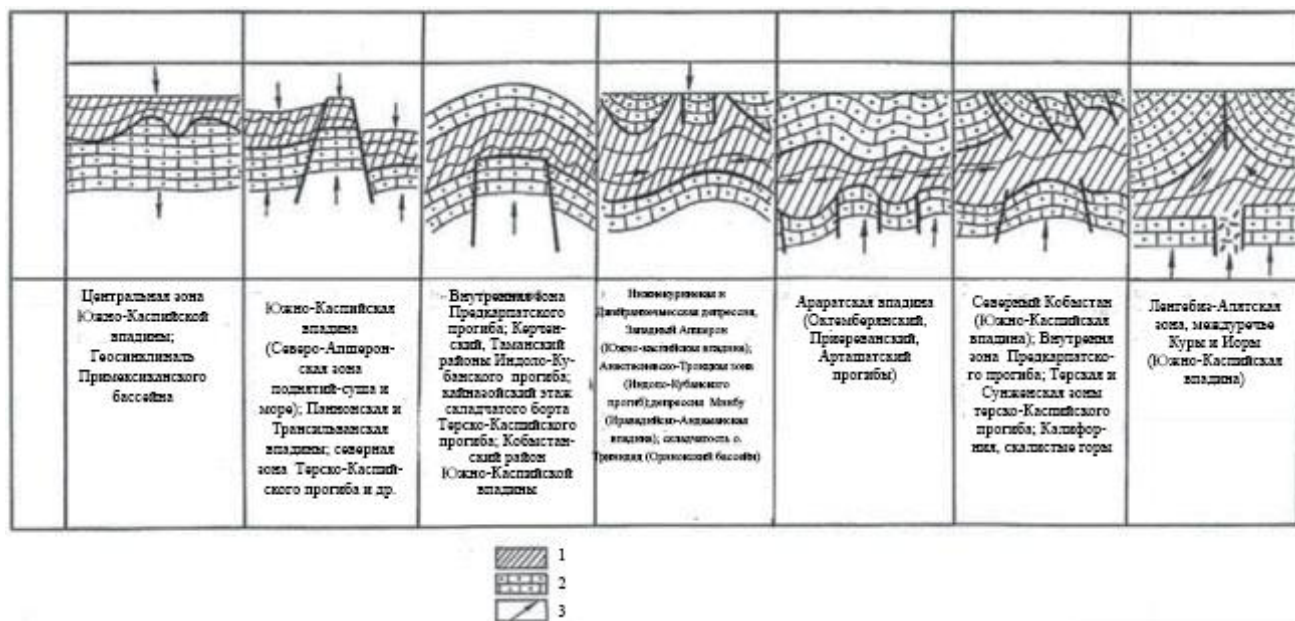


Рис. 5.1. Принципиальные схемы (модели) формирования структурных форм: 1 – некомпетентные породы; 2 – компетентные породы; 3 – направление приложения нагрузки

В рамках первой модели масштабы влияния гравитационных консолидационных процессов, обусловленных ими АВПоД в глинистых толщах и их пластичности на формирование складчатости относительно невелики и их результатом является в основном образование структур заполнения неровностей рельефа подстилающего компетентного комплекса с возможным некоторым смещением осей новообразованных прогибов в сторону жестких выступов.

Примерами подобного рода могут служить:

- центральная наиболее погруженная зона Южно-Каспийской впадины, где много километровая преимущественно глинистая (95-98 %) кайнозойская формация почти согласно залегает на мезозойском субстрате (Багир-Заде, Керимов, Салаев, 1988 г.; Тектоническая структура..., 1968 г.).
- геосинклиналь Примексиканского бассейна, характеризующаяся достаточным совпадением структурных планов некомпетентного кайнозоя и компетентного мезозоя (Бакиров, Варенцов, Бакиров, 1970 г.; Высоцкий, Кучерук, 1978 г.; Высоцкий, Оленин и Высоцкий, 1984г. и др.).

В условиях второй модели- на инверсионном этапе, сопровождающемся интенсивными вертикальными подвижками жесткого основания, консолидирующие усилия, фокусирующиеся главным образом снизу вверх - в глинистую толщу, по своей величине чаще всего значительно превышают противоположно векторальную гравитационную нагрузку, что приводит не только к формированию крупноамплитудных структур вдавливания (штамповых) в глинистом комплексе и к развитию в нем тектонических нарушений, зон динамоморфической трещиноватости и т.п., но и к некоторому смещению планов складчатости- в особенности на участках развития наиболее водонасыщенных- пластичных глин с кульминационными АВПоД гравитационной генерации. Реальная геологическая обстановка этой модели характерна в частности для ряда воздымающихся бортовых обрамлений межгорных альпийских впадин и передовых прогибов как, например, Южно-Каспийская впадина (Северо-Апшеронская зона поднятий- суша и море), Паннонская и Трансильванская впадины, северная зона Терско-Каспийского прогиба и др. (Багир-Заде, Керимов, Салаев, 1988г.; Бакиров, Варенцов, Бакиров, 1970г.; Бека и Высоцкий, 1976 г.; Высоцкий, Оленин и Высоцкий, 1984г.).

Приложение бокового сжатия к условиям рассмотренных вариантов - третья модель:

- существенным образом усиливает дисгармоничность складчатости;
- способствует формированию покровно-шарьяжной тектоники-особенно при наличии твердого экрана с противоположной действующим силам стороны;
- приводит к заметному (в зависимости от интенсивности эффекта) скольжению пластичных глинистых масс по поверхности компетентного основания, их подвороту, а в отдельных случаях и к опрокидыванию.

Результатом влияния этого фактора является, как правило, резкое несовпадение структурных планов жесткого и пластичного комплексов, широкое развитие в последнем дизъюнктивной дислокации- в основном надвиговой природы, кливажа, «закрученного» напластования глин, образование тектонобрекчий и др. Классическими примерами здесь могут служить Внутренняя зона Предкарпатского прогиба, Керченский и Таманский районы Индоло-Кубанского прогиба, кайнозойский этаж геосинклинального борта Терско-Каспийского прогиба, Кобыстанский район Южно-Каспийской впадины, характеризующиеся всей совокупностью названных моментов (Алферов, Куренков, 1973 г.; Ахмедов, 1977 г.; Глушко, 1963 г.; Доленко, 1962 г.; Киссин, 1964 г.).

Следующие три модели отвечают условиям формирования складчатости в обстановке залегания некомпетентного интервала между жестким нижним и верхним (независимо от возможности его последующего размыва) экранами.

На иммерсионном этапе геологической истории – четвертая модель - подобное соотношение обуславливает возникновение дополнительной поверхностной нагрузки на консолидируемую глинистую толщу, чем, с одной стороны, интенсифицируется процесс генерации в ней АВПоД и, как следствие, происходит возрастание ее пластичности, трансформируемой в подвижность, а с другой- обеспечивается возможность образования в верхнем структурном этаже (особенно в зонах развития предельно мобильных разностей глин) грабенообразных построек и складок (мульд) проседания, сопровождающихся дизъюнктивами. На ослабленных, частично денудированных участках верхнего компетентного интервала, наоборот, создаются благоприятные условия для формирования крипто-и диапировой складчатости, связанной с внедрением пластичных пород в покрывающие более жесткие комплексы, и грязевого вулканизма. Неравномерное, как правило, распределение мощностей верхнего компетентного комплекса приводит к дифференциации нагрузки на слаболитифицированную глинистую толщу, что вызывает в ней гравитационное

сбросообразование и создает возможности для развития крипто- и диапировых форм. Примерами, иллюстрирующими это положение, могут служить Нижнекуринская и Джейранкечмесская депрессии, Западный Апшерон (Южно-Каспийская впадина), Анастасиевско-Троицкая зона (Индо-Кубанский прогиб), депрессия Минбу (Иравадийско-Андаманская впадина), складчатость о. Тринидад (Ориноцкий бассейн) др. (Алиев, 1960 г.; Алферов, Куренков, 1973 г.; Ахмедов, 1977 г.; Геологическое строение..., 1959 г.; Кришнан, 1964 г.; Справочник..., 1976 г.).

Геотектоническая инверсия, характеризующая обстановку той модели, существенным образом осложняет складчатость, приводит к формированию чешуеобразной структуры непосредственно под верхним жестким экраном, способствует «закручиванию» глин, опрокидыванию пачек аргиллитизированного материала, образованию зон тектонического дробления пород, появлению и развитию дислокаций смятия, разрывных нарушений и др. Важное значение приобретают здесь явления естественного гидроразрыва в глинистой толще, определяющие распространение трещиноватости, главным образом, в нижней ее контактной части, а также различного рода динамические эффекты, провоцирующие вертикальные вверх перемещения глинистых масс вплоть до прорыва верхней компетентной осадочной серии. Представляется вероятным в этих условиях формирование в глинистой толще обращенной (трансформированной) складчатости, возникающей на участках преобразования прогибов основания в поднятия в ходе движения его отдельных блоков.

Описанной картине соответствуют в частности некоторые районы Приараксинской депрессии (Арагатская впадина-Октемберянский, Приереванский, Арташатский прогибы), где пластичная палеоген-миоценовая толща, залегающая на мобильном мезозойском основании, перекрыта сверху четвертичными вулканогенными осадочными покровами; осевая зона юго-восточного погружения мегантиклинория Б. Кавказа и др. (Алферов, Куренков, 1973 г.; Григорьянц, Мурадян и Тагиев, 1967 г.; Григорьянц, Мурадян и Тагиев, 1969 г.).

Шестая модель, предполагающая участие боковых стрессов в складчатом процессе, реализуется на отдельных участках Центрального Кобыстана (Южно-Каспийская впадина), Внутренней зоны Предкарпатского прогиба, Терской и Сунженской зон Терско-Каспийского прогиба, Калифорнии, Скалистых Гор, характеризующихся максимальным развитием горизонтальных смещений глинистой толщи покровного плана, интенсивным структурообразованием, явлениями опрокидывания складок. Типичным для этих условий является так же формирование крупных покровных надвигов с величинами горизонтального смещения массивов пород до десятков и даже первых сотен километров, причинно сопряженных с нейтрализацией высоким давлением поровых вод гравитационной нагрузки покрывающей толщи и снижением трения в основании надвига при его перемещении (Беляков, 1968 г.; Чепмен, 1983 г.). Хабберт и Руби вычислили размеры покровов, которые могут быть перемещены при определенном отношении давления поровых вод в основании покрова к нагрузке пород, слагающих покров. Выяснилось, что при величине этого отношения 0,60 возможно передвижение на горизонтальной поверхности покровной плиты мощностью 6 км и протяженностью 37 км, а при отношении 0,95-плиты той же мощности протяженностью 222 км (Хабберт и Руби, 1959). Сопутствующим эффектом здесь может явиться развитие открытой трещиноватости и разрывов дилатантной ¹ генерации обусловленных изменением водонасыщенности и сопряженных с ней прочностных свойств пород в период приложения дополнительного бокового сжатия.

Весьма специфична геологическая ситуация, отвечавшая условиям седьмой модели. В ее рамках активно функционирующие глубинные разломы в вышележащих пластичных глинистых толщах вызывают течение и скупивание породы, образуя линейно вытянутые гребневидные антиклинали. В верхних компетентных толщах по образовавшимся в них еще в

иммерсионной стадии тектогенеза зонам разуплотнения в инверсионной стадии создаются сколовые деформации, по которым в условиях общего тангенциального сжатия под напряжением сжимающихся пластичных глин происходит автономное воздымание блоков и образуются линейные антиклинальные структуры со смыканием крыльев по исходным разрывам. Эти поднятия выделяются нами под названием шовантиклиналей. Шовантиклинальные структуры характерны для зон современных инверсий с грабеновым строением нижних компетентных толщ. Классическим примером реализации описанной модели могут служить Ленгебиз-Алятская зона и междуречье Куры и Иори (Южно-Каспийская впадина).

Очевидно, что рассмотренные модели не охватывают всей возможной совокупности природных условий и проявлений тектогенеза и их следует рассматривать как генерализованное выражение многих частных. В рамках проанализированных схем допустимо полагать в то же время, что в общем случае превалирование при тектогенезе горизонтальных (тангенциальных) усилий обеспечивает в основном формирование покровно-надвиговой складчатости в пластичных комплексах, а доминирование вертикальных-проецированных структур (облекания, вдавливания, проседания), диапиризма, грязевого вулканизма.

Механизм релаксации упругопластичных свойств глин в ходе их гравитационного и геотектонического уплотнения регулирует, по-видимому, и меру характерной для альпийских зон неотектонической активности, представляющейся в определенной мере производной динамики некомпетентных пластичных масс. Генерационная сопряженность неотектонических процессов с консолидацией мощных регионально развитых глинистых толщ определяется сложным сочетанием причинно-следственных связей с одной стороны, уплотняющая нагрузка на глины, обусловленная весом перекрывающих пород, вызывает их местное горизонтально-вертикальное перемещение, сопровождающееся неотектоническими проявлениями, с другой - возникающие при этом локальные тектонические стрессы сами служат дополнительным фактором консолидационной деформации глинистых толщ.

Пространственная взаимосвязь и взаимообусловленность указанных явлений приводит к последовательному вовлечению в геодинамический процесс новых сопредельных участков, что, в свою очередь, по схеме «переката» преобразуется в региональный эффект.

Генетической приуроченностью покровно-шарьяжной, диапировой складчатости, явлений кливажа, грязевого вулканизма, интенсивной нарушенности локальных поднятий исключительно к зонам регионального распространения мощных неконсолидированных глинистых толщ с АВПоД литостатического уровня выявляется одна из основных вероятных причин намного более сложного строения геосинклинальных регионов и отдельных структур в их пределах по сравнению с платформенными, характеризующимися ограниченным присутствием глинистой фации в разрезах и преимущественным по этой причине развитием пликативных форм, небольшими углами падения пластов, малым проявлением дизъюнктивной дислоцированности, относительной разряженностью складчатости и др.

¹ Дилатант (также называемый сгущением при сдвиге) - это материал, в котором вязкость увеличивается со скоростью деформации сдвига. Википедия.

Идейные подходы к рассматриваемым проблемам заложены еще в трудах Губкина, отмечавшего значительную роль в образовании диапировых складок юго-восточного погружения Б. Кавказа так называемого «вертикального давления» пластичных глинистых пород миоцен-палеогена, обеспечившего внедрение последних в дислокацию перекрывающих пород среднего плиоцена и формирование «особых форм тектоники». Последующее развитие

эти воззрения получили в работах Мирчинка, Холькова, Хаина, Агабекова, Хабберта, Лаубшера, Гретенера, Берри и др. (Агабеков, 1963 г.; Дурмишян, Мурадян и Рачинский, 1982 г.; Мирчинк, 1935 г.; Хаин, 1950 г.; Ходков, 1968 г.; Гретенер, 1969 г.; Гретенер, Хабберт и Рубей, 1959 г.).

Теоретические предпосылки, адекватные модели, схема и механизм описанных процессов представляются в следующем виде. Резкое ограничение (и даже в ряде случаев практическое отсутствие) оттока поровой воды из консолидирующихся глин, кроме генерации АВПоД, обуславливает еще одну их исключительно важную особенность -пластичность, сопровождающуюся в определенных условиях текучестью. Лабораторные опыты и промысловые наблюдения показывают, что достаточно хрупкие в обычных условиях глинистые породы в недрах в условиях развития аномальных давлений приобретают пластичность. Это свойство, помимо высокого порового давления, роль которого в формировании пластичности общеизвестна, в значительной мере определено аномально высоким содержанием поровой воды, благодаря которой глинистые породы приобретают способность к восстановлению связи между смещенными частицами и тем самым претерпевают остаточные деформации без нарушения внутренней связанности.

Так как аномально высокая пористость (влажность) глин (АВПД) генетически связана с АВПоД, наибольшая пластичность (текучесть) глин, естественно, фиксируется в интервалах развития последних. В этой связи весьма характерны широко известные данные практики буровых работ в нефтегазоносных районах мира, подтверждающие значительное уменьшение проявлений деформации глинистых пород по мере затухания в них АВПоД и АВПД.

Проявления пластичности глинистых пород являются одним из характерных особенностей глубокого бурения в районах развития АВПоД и АВПД. Обладая АВПоД, близкими к значениям литостатического давления, высокопластичные глинистые породы при недостаточном противодавлении бурового раствора (недостаточной его плотности) внедряются в стволы бурящихся скважин, вызывая затяжки и прихваты бурильного инструмента, а в ряде случаев вытирание его из скважины поступающей из пласта породой. В подобных случаях в скважинах наблюдается обильное поступление шлама, продолжающееся при прекращении бурения во время промывок. Другой характерной чертой проявления пластичности глин в процессе бурения является поступление исключительно крупных кусков шлама, часто превышающих размеры затрубного сечения скважин. Явления породообразования обычно устраняются после существенного повышения плотности промывочной жидкости и создания необходимого противодавления на стенки скважины (т.е. на вскрытые бурением пластичные глинистые пласты). Наиболее отчетливо описанная картина наблюдается в Южно-Каспийской впадине- на разведочных площадях центральной части Бакинского архипелага (пл. Булла-море, Хамамдаг-море, Гарасу и др.), в Мексиканском заливе шельфе Калифорнии, на о. Тринидад, в ряде нефтегазоносных бассейнов Юго-Восточной Азии - Иравадийско-Андаманском и др.

Процесс обильного поступления шлама при бурении высокопластичных глин разреза с АВПоД объективно сопоставляется с механизмом образования грязевулканической брекчии. Это явление часто наблюдается также при опробовании скважин. Подобное, в частности, отмечалось в процессе освоения ряда скважин Прикарадагского района и Бакинского архипелага (Южно-Каспийская впадина), где вскрытые миоценовые отложения обладали исключительно высокими значениями АВПоД (пл. Каразйбат, Кушхана, Карадаг, Сангачалы-море, Аляты-море и др.). В указанных скважинах после перфорации колонн уже в процессе замены глинистого раствора на воду наблюдалось интенсивное поступление из пласта в скважину глинистых пород, напоминающих по своим структурно-текстурным особенностям брекчию грязевых вулканов.

Как правило, такая брекчиевидная проблема имела ползучий характер: при попытках промыть ее (как обычно промывают песчаную пробку в нефтяных скважинах) наблюдалось непрерывное поступление новых объемов породы из пластов скважины. Мощность таких пробок в стволах скважин в зависимости от длины перфорированной части эксплуатационной колонны достигала 1000-2000 м. В ряде случаев пробка поднималась почти до устья скважин. Этот процесс аналогичен образованию грязевулканической брекчии в жерле вулканов. В то же время образцы таких глин, обладающих высокой пластичностью в недрах, после извлечения на поверхность становились совершенно хрупкими (Дурмишян, Мурадян и Рачинский, 1982 г.).

Роль недоуплотненных глинистых пород в зарождении и формировании структур рассматривалась многими авторами. Еще в 1935 г. Мирчинком в комплексе мезокайнозойских отложений юго-восточного погружения Б. Кавказа были выделены компетентные (мезозойские, плиоценовые) и некомпетентные (палеоген-миоцен) интервалы. Первые, по его мнению, характеризуются распространением относительно спокойных крупных складок, вторые являются выразителями пластики, пережатости и перемятости пластов, мелкой и сложной складчатости. Оценивая роль пластичных глин в формировании структур, Мирчинк в качестве наиболее типичного в этом плане района приводит Кобыстан, где развиты многочисленные локальные поднятия весьма сложного строения с ярко выраженным выжиманием отдельных свит, с выпиранием и выдавливанием их через раздробленные своды складок, с частыми разрывами сплошности слоев в виде надвигов-чешуй, отчетливым проявлением в оформлении структур скручивающих усилий, наличием всей суммы отличительных признаков, которые характеризуют складчатость пластичных некомпетентных масс, складчатость дисгармоничного типа (Мирчинк, 1935 г.).

Аналогичные случаи, приводящие, в частности, к образованию форм «закрученного» напластования («перемятых») глин вследствие временного повышения поровых давлений, описаны также Доттом, Ричем, Бентором и Фроманом. Два последних автора убедительно показали причинную связь погребенного под более поздними галечниками «закрученного» напластования ордовикских глин в Лисейн-марлс (Северо-Западные территории Канады) с их деформацией под воздействием кратковременной нагрузки верхней толщи (Гретенер, 1969 г.). Обсуждая этот же механизм Агабеков выделяет внутриформационную или межпластовую пластичную глинистую массу, которая создает дисгармоничную складчатость за счет нагнетания ее от наиболее глубокой части депрессии к ее периферии. При этом основными факторами он считает экзогенные процессы и гравитационные силы. Этими же обстоятельствами он интерпретирует направленность разрывов в сторону погружения (Агабеков, 1963 г.).

Изучение механизмов перемещения пластичных глинистых масс из перегруженных осадками синклинальных зон в недогруженные зоны слабого давления - в купол складок показывает, что подобные перемещения, включая движение масс в вертикальном направлении, возможны преимущественно в условиях кульминационных проявлений аномально высоких поровых давлений и возникновения в результате различных геологических процессов соответствующих их градиентов.

О значительной роли высоких поровых давлений и разгрузки неуплотненных упругих глинистых пород в зарождении и формировании складок можно судить на основе реальных моделей наблюдений за поведением глин в небольшой емкости и за подъемом дна котлованов, создаваемых при строительстве крупных гидротехнических сооружений и высоких зданий.

В первом опыте, описанном Гретенером, если бетонитовую глину поместить в соленую воду и затем постепенно засыпать песком, то в сосуде сразу же возникает подобие диапировой структуры, прорывающей песчаный слой. В случае моделирования в емкости песчано-глинистого чередования, помимо диапировых и криптодиапировых форм здесь возникали и надвиги в глинистых пропластках (Гретенер, 1969 г.).

По мнению Крауэлла, Пейджа и Табора, Реттгера, Берри, Прайса (1969 г.), образование многих осадочных структур и дизъюнктивов в Калифорнии вследствие локального увеличения порового давления в глинах происходило в соответствии именно с этим механизмом. Аналогичные наблюдения зафиксированы в горных выработках больших и малых, после удаления грунтов, залегающих выше отметки заложения сооружения. Здесь отмечалась разгрузка грунтов основания, обусловившая подъем дна котлована надовольно заметную высоту с максимальной отметкой в центре (середине) котлована (Гретенер, 1969 г.).

В этом аспекте весьма примечательны специальные наблюдения на строящейся ГЭС, организованные институтом «Гидроэнергопроект». Здесь дно котлована размером 42х61 м и глубиной 30-35 м, испытав после удаления грунта разгрузку, поднялось в середине котлована больше на 10 см. Очень важным является тот факт, что поднятию подверглись даже плотные, казалось бы уже полностью консолидированные кембрийские глины, правда, всего на 1,6-1,9 см (Улиткин, 1955 г.). Разгрузка грунтов основания и подъема дна котлованов свидетельствуют об упругом характере высоковлажных сжатых грунтов. Это свойство, разумеется, значительно у глинистых пород, обладающих АВПоД. Упругая деформация ее грунтов, слагающих основание котлованов, придает поверхности дна выпуклую форму, подобно пологой антиклинальной складке (рис. 5.2).

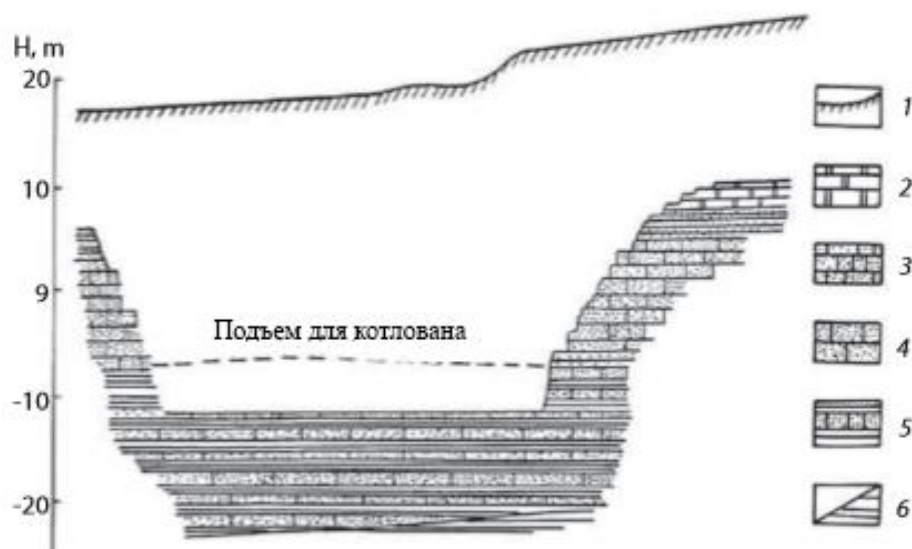


Рис. 5.2. Подъем дна котлована гидротехнических сооружений (по А.И. Улитину):

1 – растительный слой; 2 – доломиты и доломитизированные известняки; 3 – песчаник оолитовый; 4 – песчаник фукоидный; 5 – тонкое переслаивание тонкозернистых песков и глин; 6 – плотная кембрийская глина

Указанные результаты характеризуют принципиальную возможность зарождения и дальнейшего формирования локальных структур при более значительных масштабах естественных проявлений процессов разгрузки пород, обладающих упругими свойствами пластичностью и АВПоД. Важную роль при этом следует отвести процессам эрозии, благодаря которым снимается часть гравитационной нагрузки, снижается противодействие на сжатые обладающие упругими свойствами глинистые породы и тем самым стимулируется их частичное перемещение в вертикальном направлении. Амплитуда этого движения (амплитуда роста) зависит от значения вертикальных градиентов давления, возникающих в результате эрозии и снятия части гравитационной нагрузки.

Разумеется, размеры таких ундуляций должны быть заисимы от масштабов эрозии.

Связь механизма зарождения и формирования локальных структур с процессом разгрузки упругих глинистых пород может быть подтверждена примерами интенсивности (количественного) развития структур в областях развития мощной палеоген-миоценовой глинистой формации Южно-Каспийского, Индоло-Кубанского, Предкарпатского и других регионов. Так, в Кобыстане, междуречья Куры и Иори, Бакинском архипелаге, Керченско-Таманской зоне и в других подобных районах количество складок, приходящихся на единицу площади, в несколько раз превосходит таковое на участках преимущественного развития компетентных пород. Еще более существенна роль пластичных глинистых пород с АВПоД в формировании сложной дизъюнктивной тектоники, в преобразовании структурного плана не только локальных поднятий, но и отдельных районов и областей.

Рассматривая роль пластичных пород в возникновении описанных форм складчатости, следует отметить существенное значение регрессионных явлений в истории геологического развития бассейна осадконакопления.

Именно благодаря регрессии и последовавшим процессам эрозии локальных поднятий происходит снятие части гравитационного противодействия на упругие глинистые породы с АВПоД, что в свою очередь обуславливает возможность их существенной разгрузки (Дурмишян, Мурадян и Рачинский, 1982 г.).

Наряду со значительным снижением названного противодействия, денудационное разрушение вершин локальных поднятий приводит к существенному ослаблению сводовой части структур что в сочетании с предыдущим фактором заметно снижает сопротивление на разрыв сплошности перерывающих компетентных пород и создает условия для внедрения в их дислокацию подстилающих пластичных мобильных глин. В связи с этим представляет значительный интерес механизм образования диапировых структур по Мирчинку. «Пластичные массы палеогена, раздвигая нарушенные своды антиклиналей, подобно акварельной краске, выходящей из тюбика, появлялись на дневной поверхности в окружении чуждых, гораздо более юных по возрасту пород, слагающих крылья складки» (1935 г.).

Рассмотрим этот механизм на конкретном примере месторождения Нефтяные Камни (Южно-Каспийская впадина-Апшероно-Прибалханский порог).

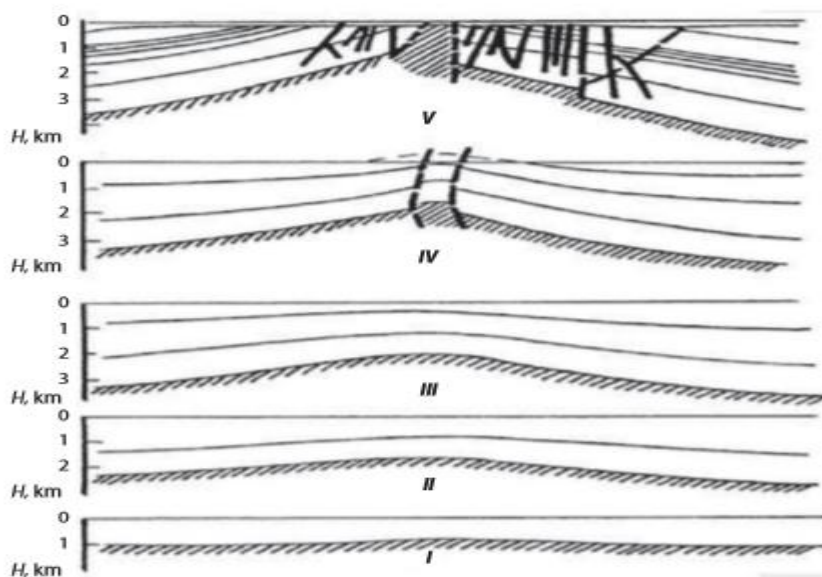


Рис. 5.3. Южно-Каспийская впадина. Последовательные этапы развития структуры Нефтяные Камни: I - к концу отложения нижнего отдела продуктивной толщи среднего плиоцена; II - к концу отложения верхнего отдела продуктивной толщи; III - к концу отложения верхнего плиоцена; IV - к концу отложения тюркянского горизонта антропогена; V - современное положение

Нефтяные Камни представляют собой типичную диапировую складку (рис. 5.3). Палеоструктурный анализ показывает, что вверху-плиоценовое время она представляла собой сравнительно пологую антиклиналь с углами падения $10-20^\circ$, где обнажающиеся ныне миоценовые слои залегали на глубинах ниже 2500 м. К указанному времени миоцен-палеогеновые отложения характеризовались предельными значениями АВПоД, на глубинах 2500-3000 м достигавшими 50-60 МПа. Об этом, в частности, свидетельствует наличие их значительных проявлений в настоящее время, после существенной разгрузки этих отложений.

В начале антропогена, после региональной регрессии бассейна последовавшего процесса денудации структур, вся присводовая часть поднятия Нефтяные Камни (равно как и многих подобных структур региона) оказалась размытой на глубину более чем 1000 м. В результате такой глубокой эрозии гравитационная нагрузка на пластичные миоценовые породы должна была снизиться на 23-25 МПа. Внутрипоровое давление указанных пород (порядка 50-60 МПа), оказавшихся на глубинах 1500-2000 м, после эрозии значительно превосходило литостатическое давление, что обусловило образование весьма значительных по величине градиентов АВПоД (порядка 23-25 МПа), направленных снизу вверх.

Под действием указанных градиентов происходила разгрузка упругих сжатых глин миоцен-палеогена, подобно разгрузке грунтов, слагающих дно строительных котлованов. В начале вертикальные перемещения подстилающих пластичных пород привели к росту локальных поднятий, что способствовало их более глубокой эрозии. В последующем, после нарушения статического равновесия между АВПоД упругих глин и литостатическим давлением перекрывающих пород, произошел разрыв сплошности последних с интенсивным внедрением пластичных глин миоцен-палеогена в дислокацию перекрывающих пород плиоцена.

Проявление указанного процесса носило параксизмальный характер и обусловило дальнейшее значительное развитие локальных поднятий и тектонических поясов, более глубокое денудационное разрушение осадков, образование продольных и поперечных тектонических нарушений, формирование диапировых складок, интенсивные проявления грязевого вулканизма и т.д.

Наряду с изложенным, заслуживает внимания также другой вероятный механизм регионального орогенеза, определенный кумулятивной релаксацией внутренних энергетических ресурсов глинистых толщ с АВПоД. В этом аспекте мощные недоуплотненные некомпетентные интервалы осадочного разреза, характеризующиеся повышенной водонасыщенностью и пониженной плотностью, в условиях перекрытия толщей значительно более плотных компетентных осадков представляют собой элемент геофлюидодинамической системы, обладающий архимедовой силой подъема (всплытия). Обязательное стремление подобной системы к энергетическому равновесию - перераспределению масс в соответствии с их объемными весами - может и должно привести к процессу общей инверсии складчатости, интенсивность которого пропорциональна мощности глинистой серии степени ее недоуплотненности, разности плотностей глин и вышележающих компетентных слоев. В общем случае следует полагать обязательным соответствие максимального воздымания компетентных пород зонам максимального накопления и мощности подстилающих глин, т.е. прогибам по некомпетентной серии - региональным гравитационным минимумам.

Эффект реальности названного механизма четко иллюстрируется материалами по Южно-Каспийской и Иравадийско-Андаманской впадинам, Предкарпатскому, Индоло-Кубанскому, Терско-Каспийскому прогибам, где в интервалах, залегающих над мощной (3-5 км) недоуплотненной глинистой толщей палеоген-миоцена, широко развиты высокоамплитудные бескорневые локальные поднятия формирующие весьма протяженные антиклинальные зоны и пояса кулисообразного сочленения (Короновский, 1987 г.; Мехтиев, Григорьянц и Буниат-Заде, 1987 г.). Исходя из изложенного, мощные неконсолидированные палеоген-миоценовые

глинистые толщи бассейнов альпийских подвижных поясов следует рассматривать как своеобразный активно функционирующий тектоно-энергетический «котел», определяющий региональную структуру вышележащих комплексов. Очевидно, что сама глинистая толща в этих условиях представляет собой предельно неравно весную геосистему, характеризующуюся исключительно сложным, неупорядоченным строением, горизонтально-вертикальной (квазиволновой) мобильностью пластичного вещества и т.п.

Специального исследования заслуживает и оценка возможности и масштабов влияния на процесс складкообразования явления катагенетического разуплотнения глин вследствие дегидратации минералов монтмориллонитовой группы в зонах повышенных температур. Представляется, что выделение значительных количеств «возрожденных» вод из решетки и межпакетных пространств указанных минералов, сопровождающееся существенным возрастанием внутрипорового давления в толпе, увеличением ее объема (до 20-40 % Блох, 1969 г.; Бро, 1980 г.; Карцев и Вагин, 1973 г.; Фертл, 1980 г.), водонасыщенности и пластичности, может обеспечить, по-видимому, в основном зональный эффект, проявляющийся в гофрировке поверхности некомпетентного интервала, образовании зон (участков) распространения перемятых («закрученных») глин, формировании изоклинальной структуры с весьма мелкой вторичной и третичной складчатостью.

Рассмотренными схемами, естественно, не исчерпывается все многообразие факторов, определяющих формирование и пространственное распространение аналогичных видов складчатости дизъюнктивов и т.п. в иных геологических обстановках. Тем не менее, допустимо полагать, что в специфической ситуации альпийских бассейнов геодинамические механизмы, связанные с геофлюидодинамическими процессами- реализацией упругопластичных свойств мощных глинистых толщ палеоген-миоценового возраста, играют в этих условиях преобладающую роль.

В более общем случае правомерно, видимо, заключение, что одним из существенных факторов формирования описанных типов складчатости в геосинклинальных районах является эффект проявления АВПод в региональных геофлюидодинамических процессах.

5.2. Региональная динамика подземных вод

Проблема региональной гидродинамики глубоких горизонтов стратисферы до настоящего времени не имеет однозначного решения, что порождает наличие принципиально разнящихся возвышений - инфильтрационного, элизионного, инъекционно-переточного и др.

В существующей геологической литературе вопросы движения подземных вод и углеводородов чаще всего имеют подчиненное значение и обсуждаются в общем плане формирования залежей нефти и газа. Очевидно, что решение этой задачи должно носить комплексный характер и базироваться на привлечении возможно большого числа факторов, в том числе тектонического, литофациального, геобарического, геотемпературного, нефтегеологических и др.

Несовершенство гидродинамических расчетных методов определения параметров движения подземных вод в глубоких горизонтах заключается в:

- условности выбора плоскости сравнения, характеризующейся постоянством объемных весов;
- ошибках определении объемного веса воды в точке замера уровня;
- невозможности учета в интегральном виде влияния на величину объемного веса жидкости в пластовых условиях температуры, давления и содержания растворенных газов;

- допускаемой в расчетах одномерности пространственного распределения объемных весов;
- пластичных свойствах подземных вод в заглинизированных коллекторах;
- постулировании охвата фильтрационным током всей мощности пласта без учета падения напоров в вертикальном направлении;
- невозможности оценки фактической проницаемости водоносных интервалов и ее варьировании по разрезу и площади;
- литолого-фациальной неоднородности коллекторов структурно-тектонических особенностях конкретных пластовых резервуаров, обуславливающих преломление фильтрационных токов;
- несоответствии модели Дарси, установленной для случая ламинарной фильтрации однотипной жидкости в жесткой неизменяющейся пористой среде, объектам глубинной гидрогеологии и др.

Учет всех этих факторов определяет предпочтительную роль в расшифровке геофлюидодинамической ситуации в осадочных разрезах геологических методов, что является предметом рассмотрения в настоящем разделе.

5.2.1. Межторные впадины

5.2.1.1. Южно-Каспийская впадина

Гидродинамические условия мезозойских интервалов до настоящего времени специально не изучались. Отдельные суждения по этому вопросу были высказаны Игнатовичем, рассматривавшим раскрытый по мезозою район юго-восточного погружения мегантиклинория Б. Кавказа как внешнюю область питания плиоценовых отложений Апшеронского района поверхностными водами и соответственно полагавшим наличие в нем типично артезианского-инфильтрационного режима, и Сухаревым, Исмаиловым, Агаларовым, придерживающимися аналогичных взглядов. Применительно к восточному борту впадины идентичные представления развивал Альтовский полагавший область питания красноцветной толщи Прибалханского района инфильтрационными водами обнажающиеся на Б. Балхане и в Копетдаге мезозойские отложения.

Особенности геологического строения территории юго-восточного погружения мегантиклинория Б. Кавказа выражаются:

- ее ступенчато-блоковом характере (Тенгинская, Хизинская, Ковдаская ступени);
- широком развитии высокоамплитудных региональных разломов (Сиазанский, Карабулакский, Гермиянский, Зангинский, Кешчайский, Яшминский);
- контакте по ним разновозрастных стратиграфических подразделений;
- резкой дислоцированности локальных структур (рис. 5.4);
- широком распространении флишевой фации;

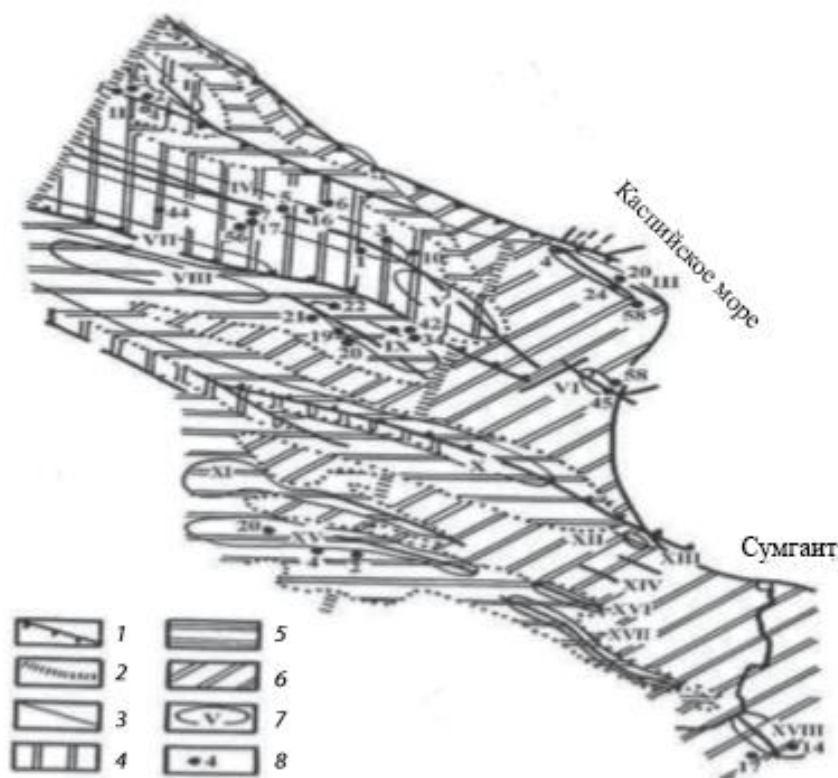


Рис. 5.4. Южно-Каспийская впадина. Схематическая геолого-тектоническая карта прибрежной части осевой зоны юго-восточного погружения Б. Кавказа:

1 - крупные разломы - границы ступеней; 2 - поперечные разрывы (флексуры); 3 - прочие разрывы; 4 - зона развития нижнемеловых отложений; 5 - зона развития верхнемеловых отложений; 6 - зона развития третичных отложений; 7 - антиклинали (I - Бешбармакская, II - Кешчайская, III - Советабадская, IV - Бегимдагская, V - Ситалчайская, VI - Яшминская, VII - Гермиянская, VIII - Западно-Гядысуйская, IX - Гядысуйская, X - Куркачидагская, XI - Кабандагская, XII - Южно-Куркачидагская (восточная), XIII - Насоснинская, XIV - Восточно-Кабандагская, XV - Западно-Агбурунская, XVI - Агбурунская, XVII - Юнусдагская, XVIII - Гейтапинская); 8 - скважины, в которых отмечены водопроявления

- относительно слабом спорадическом развитии гранулярных (хиналугские, аташкаинские, коллюлинские, кемишдагские песчаники) и трещинных (валанжин-готерив) коллекторов;
- их невысоких фильтрационных показателях и резкой площадной литофациальной неоднородности, приводящей к замещению в южном и юго-восточном направлениях проницаемых разностей разреза глинами;
- практически повсеместной необнаженности коллекторов и др.

Эти особенности обуславливают существование в ней гидродинамической изоляции одноименных интервалов в смежных тектонических ступенях и коллекторов в их пределах от воздействия метеогенной инфильтрации (Дурмишян, Мурадян и Рачинский, 1973 г.).

По данным проведенных исследований (Ахундов, Мехтиева и Рачинский, 1976 г.; Дурмишян, Мурадян и Рачинский, 1973 г.) раскрытая по мезозою зона погружения мегантиклинория Б. Кавказа представляется не внешней областью питания инфильтрационной системы, а одним из участков разгрузки подземных вод.

Подтверждением этого служат:

- интенсивно развитые эрозионная и речная сеть, многочисленные в каждой ступени восходящие источники продуцируемые термальными водами глубинного происхождения (Кашкай, 1952 г.);
- дебиты подземных вод порядка 5-20 тыс.м³/сут. в скважинах, расположенных в приразломных зонах (пл. Кеш, Бегимдаг-Тегчай);
- и АВПД, создающие избыточный напор их устьях, превышающий 15-20 МПа, не обеспеченный высотным положением обнаженных участков опробованных интервалов.

В качестве дополнительных факторов, свидетельствующих против инфильтрационного проникновения вод из указанного района в пределы Апшеронской и Кобыстанской областей, выступают также:

- весьма ограниченная площадь обнажения коллекторов мезозойского диапазона;
- их малая мощность на участках выходов;
- дефицит атмосферных осадков в предполагавшейся названными авторами зоне питания, исключающий генерацию потребных объемов инфильтрационных вод.

Сочетание перечисленных факторов позволяет заключить, что в пределах юго-восточного погружения мегантиклинория Б. Кавказа и к югу юго-востоку от него (Апшеронская область и Кобыстан) фильтрация вод по типу артезианских систем в мезозое в настоящее время маловероятна. Аналогичные доводы против функционирования инфильтрационной схемы в пределах восточного борта Южно-Каспийской впадины приведены в работе Колодия и Кудельского (1972 г.).

С другой стороны, особенности геологического строения Южно-Каспийской впадины не стимулируют развитие в ней на современном этапе и активного элизионного режима:

- Широкое распространение в мезозойском разрезе плотных глин, не способных к отдаче значительных объемов отжатых вод, и явления тектонического (см. рис. 5.4);
- литологического экранирования по направлению их возможного тока от центральной части впадины к ее бортовым зонам - определяют существование в нем весьма застойной гидродинамической обстановки с преимущественно вертикальной разгрузкой среднеюрско-валанжинских гидрокарбонатно-натриевых вод по системе тектонических несогласий.

Последнее подтверждается современной гидрогеохимической зональностью в мезозойских отложениях (см. гл. 2), продуцированием глубинными ультращелочными водами восходящих источников, проявлениями АВПД, пространственно приуроченными к участкам развития разрывных нарушений и трещиноватости, мощными, излияниями щелочных вод грязевыми вулканами и др. (Ахундов, Мехтиев, Рачинский, 1976 г.; Дурмишян, Мурадян, Рачинский, 1982 г.).

Вопросы динамики подземных вод палеоген-миоценового комплекса до настоящего времени практически не рассматривались и априорно принималось развитие в нем элизионного режима в погруженных зонах и инфильтрационного в зонах выходов отложений на поверхность (Юго-Западный Кобыстан, северо-западная часть Апшеронского полуострова).

Своеобразная литолого-тектоническая обстановка в палеогенмиоценовой серии, обусловленная:

- линзовидным строением;
- малыми проницаемостью, мощностью и неоднородностью коллекторских пачек;

- замещением их глинами в направлении поружения складчатости;
- преимущественно глинистым характером разреза;
- контактированием по региональным разломам (Гиджаки-Сулейманский, Сунди-Чеилдагский, Алживели-Умбакинский, Арзани-Клычский, Нардаран-Адживелинский, Сулейман-Умбакинский, Чеиплаг-Рагимский и др. (рис. 5.5) разновозрастных стратиграфических интервалов;
- высокоамплитудным последовательным погружением отдельных тектонических блоков и др.

Всё это создает в ней характерную гидрогеологическую ситуацию, препятствующую, с одной стороны, развитию инфильтрационного режима в районах обнажения (с учетом баланса атмосферных осадков и отсутствия области региональной разгрузки подземных вод), а с другой-ограничивающей по тем же причинам элизионный водообмен (Рачинский, Везирова и Фридман, 1972г.).

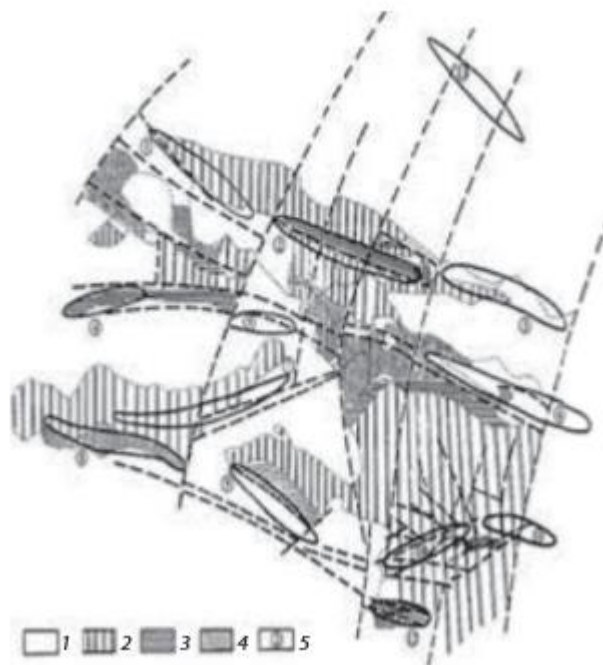


Рис. 5.5. Южно-Каспийская впадина. Геолого-тектоническая схема Юго-Западного Кобыстана:

1 – четвертичные отложения; 2 – диатомовая свита; 3 – чокракский горизонт; 4 – майкоп; 5 – антиклинальные поднятия: 1 – Гиджаки-Ахтарма, 2 – Нардаран-Ахтарма, 3 – Чеилдаг, 4 – Сунди, 5 – Вост. Сунди, 6 – Чеилдаг, 7 – Ильхичи, 8 – Адживели, 9 – Вост. Адживели, 10 – Умбаки, 11 – Рагим, 12 – Арзани-Клыч, 13 – Донгуздык

Согласно проведенным исследованиям (Ахундов, Мехтиев, Рачинский, 1976 г.; Рачинский, Везирова, Фридман, 1972 г.; Рачинский, Джавадов, Фридман, 1973 г.), в пределах Юго-Западного Кобыстана и Апшеронского полуострова проникновение поверхностных сульфатнонатриевых вод в палеоген-миоценовые отложения имеет весьма малые масштабы и охватывает только небольшие головные участки обнажающихся коллекторов без заметных признаков сколько-нибудь существенного их влияния на гидрогеохимическую обстановку в крыльевых и периклинальных частях складок. Одновременно малая проницаемость и литологическая невыдержанность коллекторов достигающие 2000 м амплитуды региональных разрывов, раздающих локальные структуры Юго-Западного Кобыстана от Джейранкечмесской

депрессии и, соответственно, от Южно-Каспийской впадины (см. рис. 1.1, 1.2, 1.3), принимаемой в качестве внутренней области питания элизионной гидродинамической системы (Багир-Заде, Керимов и Салаев, 1988 г.) свидетельствуют об ограниченной вероятности формирования и активного функционирования в указанных отложениях водонапорной системы отжимного типа.

Совокупность перечисленных геологических обстоятельств в сочетании с описанными выше (см. гл. 2) закономерностями пространственного распределения подземных вод по их химизму и минерализации облигатно определяют существование в палеоген-миоценовом комплексе весьма застойной гидрогеологической обстановки, исключающей (существенно ограничивающей) латеральное перемещение подземных вод на значительное расстояние.

В то же время вертикальная гидрохимическая зональность, постоянная локализация углеводородных проявлений и генетически связанных с ними щелочных вод в зонах разрывных нарушений (Дурмишян, Рачинский и Малышева, 1971 г.; Дурмишян и Рачинский, 1972 г.; Дурмишян и Рачинский, 1973 г.; Рачинский, 1989 г.), их значительные амплитуды, обеспечивающие сообщаемость различных стратиграфических интервалов, интенсивный газогрязевой вулканизм, многочисленные поверхностные нефтегазоводопроявления, пространственно приуроченные к дизъюнктивам, и другие явления свидетельствуют о существенных масштабах вертикальной разгрузки подземных вод в палеоген-миоценовом комплексе и определяющем влиянии именно этого механизма на его гидродинамический режим.

Проблема региональной динамики плиоценового комплекса до настоящего времени не получила удовлетворительного разрешения, и многие ее аспекты являются дискуссионными. Допускается возможность функционирования в нем инфильтрационного (Игнатович, Сулин, Ушаков, Кротова), элизионного (Карцев, Султанов, Барс, Висковский, Буряковский, Колодий) и переточно-инъекционного (Аникиев, Мехтиев, Рачинский, Горин) механизмов водообмена.

В свете имеющихся данных первый механизм представляется несостоятельным. Возможность принятия этой точки зрения упирается в:

- наличие многочисленных литологических и тектонических экранов на пути инфильтрующихся вод;
- явление глинизации разреза плиоцена по направлению погружения складчатости;
- отсутствие ярко выраженной внешней области питания подземных вод;
- резкое возрастание горизонтальных гидравлических сопротивлений по пути инфильтрационного движения подземных вод по мере приращения расстояния от зоны питания;
- параллельное уменьшение в том же направлении вертикальных сопротивлений, определяющее обязательную трансформацию латерального тока в преимущественно вертикальный (Всеволожский, 1983 г.; Дюнин, 1965 г.).

Признание объективности идеи функционирования плиоценового комплекса по типично элизионной схеме предполагает соответствие ей литолого-коллекторских и тектоно-структурных условий, фактически имеющих в названном интервале. С этих позиций плиоцен региона, характеризующийся:

- резким возрастанием глинистости в направлении регионального погружения складчатости-центральной части Южного Каспия (Апшеронская область-от 35-40 до 70-75 %, Джейранкечмесская депрессия 95 % и Бакинский архипелаг от 75 до 95 %, Нижнекуринская впадина -от 65 до 85-95 %, Прибалханский район-от 50-65 до 95 %);

- сопряженным с ростом глинистости заметным ухудшением коллекторских свойств, увеличением степени дисперсионности терригенного материала, возрастанием содержания в гранулометрическом составе алевролитовой и глинистой фракций, уменьшением просветности и ростом извилистости поровых каналов;
- сокращением мощности и последовательным выклиниванием составляющих разреза в направлении от центральной части бассейна к его периферийным зонам и образованием по этой причине тупиковых гидродинамических участков (см. рис. 1.2);
- развитием преимущественно глинистой фации в центральной части Южного Каспия, т.е. линзовидным по перечисленным причинам обликом, явно представляется интервалом, где вероятность сколько-нибудь значительного перемещения подземных вод от центра бассейна к его бортовым зонам достаточно ограничена.

Помимо указанных обстоятельств, другим серьезным фактором, препятствующим движению вод в указанном направлении, является их не ньютоновское поведение в мелкодисперсных малопроницаемых участках разреза, характеризующихся весьма незначительными региональными гидравлическими уклонами (Гуревич, Мирзаджанзаде, Бондаренко, Ваконис, Ходьков и др.). Обсуждая возможность перемещения подземных вод в регионе по элизионной схеме, необходимо также иметь в виду, что величина проницаемости глин на несколько порядков меньше чем других пород, контактирующих с ними. По этой причине в более проницаемы пласты обычно покрывающие или подстилающие глинистые отложения. Следует однако отметить, что в специфических условиях плиоценового разреза влияние этого механизма проявляется в относительно небольших масштабах, поскольку с увеличением стратиграфического возраста отдельных интервалов разреза зоны их резкой глинизации последовательно вниз по колонне смещаются в направлении центральной части впадины и, таким образом, в региональном плане каждый заглинизированный участок одного стратиграфического интервала подстилается более опесчаненным участком нижезалегающего.

Подобное соотношение проницаемых и слабопроницаемых разностей в разрезе приводит к весьма затрудненным условиям оттока воды из консолидирующихся глин, так как они, в свою очередь, также перекрываются глинами. В результате этого в них формируется АВПод (см. гл. 3). Совершенно очевидно, что максимальное развитие указанный механизм приобретает в зоне распространения преимущественно глинистой фации осадков и его интенсивность убывает по мере смены ее песчано-глинистым чередованием и возрастанием в разрезе количества коллекторских пластов.

Вода может частично отжиматься в более проницаемые прослои и в горизонтальном направлении, но необходимыми условиями для этого являются превышение в несколько раз горизонтальной проницаемости над вертикальной и параллельность плоскостей напластования коллекторов и замещающих их слабо-проницаемых разностей (Смит, Эрдман, Моррис (1972 г.)). При несоблюдении этих условий в региональном плане, что характерно для разреза плиоцена, латеральная отдача вод из уплотняющихся глинистых пород может происходить в относительно малых масштабах и только из ограниченной зоны их непосредственного контакта с коллекторами. Вполне понятно, что в этом случае количество отжатых вод с единицы объема и в единицу времени вряд ли окажется способным обеспечивать и поддерживать их широкий элизионный ток.

К аналогичному выводу приводит и анализ тектонических особенностей Южно-Каспийской впадины. Как отмечалось выше, в современном структурном плане она представляет собой тектонический мэгаэлемент ступенчато-блокового типа, характеризующийся последовательным опусканием ее отдельных сопредельных блоков, разобщенных субширотными и субмеридиональными региональными разрывами, в

направлении от бортовых зон к центральной ванне (см. гл. 1, рис. 1.1). Помимо указанных разломов, в пределах каждого тектонического блокаступени в неоген-четвертичном интервале широкое развитие получают дизъюнктивы относительно локального значения-обычно протягивающиеся вдоль осевых зон антиклинальных линий и поясов (Кюровдаг-Нефтечалинский, Алятский, Шубаны-Карадагский, Бинагды-Ясамальский, Фатьман-б. Макарова, Челекен, Кумдагский, Гограньдаг-Чижишлярский и др.) (см. рис. 1.1). Протяженность указанных разрывов, как правило, весьма значительна и в отдельных случаях достигает 100-150 км. Амплитуды смещения варьируют в широких пределах и достигают иногда 2000 м (Алятская гряда). В морфологическом отношении они большей частью имеют характер крупных надвигов. Наряду с этими основными разрывами, в пределах отдельных антиклинальных поднятий значительное развитие имеют мелкие, главным образом поперечные нарушения, типа сбросов и взбросов, охватывающие в основном присводовые зоны структур.

Региональные и локальные нарушения одновременно выполняют двойную роль - с одной стороны, они служат каналами связи выше и нижезалегающих интервалов разреза и определяют вертикальную гидрохимическую и гидродинамическую зональность, а с другой-являются экранами, препятствующими (частично или полностью) латеральному движению подземных вод и обуславливающими зональность в их распределении по площади (Дурмишян, Рачинский и Малышева, 1971 г.; Мехтиев и Рачинский, 1967 г.).

Фактические данные по гидрохимии отдельных месторождений и антиклинальных зон Южно-Каспийской впадины (см. гл.2) показывают, что в условиях плиоцена региона, насыщенного сингенетическими хлоркальциевыми рассолами и внедрившимися из подстилающих отложений маломинерализованными ультращелочными водами и их смесями, установить проводимость и водоупорную функцию тектонических нарушений можно, выявляя факты преимущественной приуроченности гидрокарбонатнонатриевых вод к тем или иным интервалам разреза и участкам конкретных площадей. Локализация их в чистом виде или возрастание долевого участия в составе пластовых смесей, определяемое по уменьшению минерализации и коэффициента вторичной солености в среде жестких вод (увеличение коэффициента первичной щелочности в среде щелочных), могут быть интерпретированы как следствие взаимосообщаемости различных стратиграфических комплексов. Соответственно, экранирующая роль дизъюнктивов устанавливается по фактам резкой изменчивости напоров, концентраций, величин коэффициентов вторичной солености, первичной щелочности и генетических типов вод на различных тектонических полях, блоках, крыльях и периклиналях складок. В качестве примеров отмеченной двойственной функции тектонических нарушений можно привести месторождения Центрального (Бибизбат, Балаханы-Сабунчи-Раманы), Восточного (Бузовны-Маштаги), Северо-Западного (Бинагады, Сулу-тепе, Чахнагляр) Апшерона, ряд площадей Апшеронского архипелага и Нижнекуринской впадины (Дурмишян, Рачинский и Малышева, 1971г.; Мехтиев и Рачинский, 1967г.).

Наиболее контрастно единовременная проводимость и экранирование проявляются на месторождениях Нижнекуринской впадины. Здесь на общем фоне относительно минерализованных вод хлоркальциевого типа в зонах тектонических нарушений и грязевых вулканов повсеместно распространены щелочные воды, генетически явно не связанные с водовмещающей средой. Особенно четко проводящая роль дизъюнктивов проявляется на площадях Кюровдаг где присводовая наиболее нарушенная часть юго-западного крыла складки обводнена нижними водами, сместившими нефтяную залежь I горизонта продуктивной толщи вниз по погружению (Гурбанов, Молдавский и Рачинский, 1966 г), Калмас (Мехтиев, Ахундов, Рачинский. 1970 г), Нефтечала, Хиллы.

Исключительно ярко в пределах описываемого района проявляется и экранирующая роль дизъюнктивной дислокации, выражающаяся в резком различии характера нефтеносности, состава вод, их минерализации и напоров на разобщенных основными всех антиклинальных

линиях и площадях вод, их продольными нарушениями крыльях складок и радиальными трещинами тектонических блоков. Так, на месторождении Нефтечала минерализация подземных вод в верхней части разреза продуктивной толщи на северо-восточном водоносном крыле 2-3 раза превышает таковую юго-западного нефтенасыщенного крыла. Аналогично распределение вод по степени концентрированности на площадях Хиллы, Кюровдаг, Карабаглы, Мишовда, Калмас.

Гидродинамической изоляции противоположных крыльев свидетельствуют и факты резкого различия статических напоров - уровней стояния вод. Наиболее достоверные данные поэтому вопросу имеются по месторождениям Нефтечала, Хиллы, Мишовдаг, Калмас где напоры подземных вод на юго-западных крыльях складок в несколько раз выше, чем на северо-восточных (Джинис, 1966 г.).

По всем месторождениям Нижнекуринской впадины весьма характерно то, что кривые изменения во времени статических уровней вод в скважинах, работающих из одноименных горизонтов разных тектонических блоков, больше различаются между собой, нежели аналогичные кривые по скважинам, эксплуатирующим разноименные интервалы в пределах одного блока и что в процессе разработки, несмотря на неравномерность отборов жидкости из скважин, падение напоров в разных объектах одного и того же блока в большинстве случаев наступает одновременно.

Приведенные примеры барьерного эффекта региональных разрывов, проходящих вдоль осевых линий антиклинальных зон, утверждают застойность гидродинамического режима в границах конкретных структур, иначе говоря, в локальном плане. Совершенно очевидно, что эта же функция указанных дизъюнктивов сохраняется и на участках, охватывающих межструктурные зоны. Учет последнего обстоятельства определяет, таким образом, роль региональных осевых нарушений как надежных пространственно выдержанных гидродинамических границ, разобщают смежные тектонические блоки и ступени и регулирующих характер и степень мобильности подземных вод в региональном аспекте. В свете изложенного каждая ступень представляет собой в значительной мере замкнутую гидродинамическую субсистему, характеризующуюся определенной спецификой поведения подземных вод в ее пределах и энергетическими ресурсами.

При оценке площадных масштабов латерально-миграционных процессов важное значение имеет взаимное пространственное расположение крупных экранирующих разрывных дислокаций и их позиция относительно областей питания и разгрузки постулируемой некоторыми авторами элизионной системы Южного Каспия. На рис. 1.1, 1.2 в схематизированном виде показаны основные региональные элементы дизъюнктивной тектоники западного борта одноименной впадины. Как видно из приведенных данных, указанный регион характеризуется весьма сложным строением и системой разрывных дислокаций, расчленен на ряд крупных тектонических ступеней. Анализ пространственных соотношений нефтегазовых месторождений и разрывов показывает, что в пределах региона практически все зоны установленного и потенциального нефтегазоаккумуляции (Горин и Буниат-Заде, 1971г.; Дурмишян, Мурадян и Рачинский, 1972 г.; Рачинский, 1982 г.; Рачинский и Мурадян, 1983 г.; Рачинский, 1989 г.) отсечены нарушениями друг от друга и от центральной части Южно-Каспийской ванны.

Площадная ориентация разломов в сочетании с описанными выше ролью их региональных водоупоров и закономерностями изменения литофациальной характеристики плиоцена свидетельствуют против признания в широком масштабе элизионного характера водообмена в названном комплексе и, соответственно, движения подземных вод от центральной части впадины к ее периферийным участкам. Такая миграция в специфической геологической обстановке борта может осуществляться на относительно небольшие расстояния в рамках отдельных тектонических ступеней или их участков (при наличии

необходимых литолого-коллекторских условий) и до пересечения тока вод с нарушениями, преломляющими фильтрацию. Оценочные расчеты показывают, что в подобных условиях скорости регионального перемещения подземных вод в латеральном направлении под воздействием природных перепадов давлений не могут превышать 0,01 см/год, придавая, таким образом, водной среде плиоцена в значительной мере застойный характер.

Указанный вывод находит подтверждение и в материалах эксплуатации нефтяных и газовых (газоконденсатных) месторождений региона. Анализ режимов разработки более 300 объектов показал, что режимы с активно перемещающимися контурами, свидетельствующие о реализации энергетических ресурсов элизионной водонапорной системы, т.е. о региональной мобильности подземных вод, для плиоценового комплекса в целом совершенно нехарактерны и основными формами проявления пластовой энергии являются режимы растворенного газа и смешанный (растворенного газа + упруговодонапорный при превалировании первого) – от общего числа залежей. Учет того обстоятельства, что возникающие в ходе разработки градиенты давлений между продуктивными и законтурными зонами залежей в тысячи и более раз превышают значения естественных гидравлических уклонов и тем не менее не могут обеспечить развитие в них жестко водонапорных режимов, приводит к заключению о весьма ограниченной латеральной подвижности вод в плиоценовой толще региона.

Приведенными выше данными обосновывается практическая застойность водной среды регионального гидрогеологического фона во всех интервалах вскрытого осадочного разреза Южно-Каспийская впадины и доминирование в нем вертикальных перетоков подземных вод. Этим, в свою очередь, доказывается объективное существование нового типа региональных геогидродинамических систем – переточно-инъекционных, характеризующихся преимущественно сквозным вертикальным снизу вверх направлением перемещения подземных вод, осуществляющимся по тектоническим каналам на фоне существенно ограниченного латерального водообмена.

Приложение к указанной модели данных по:

- содержанию и распределению дейтерия в сингенетичных и инъецированных подземных водах плиоцена региона, показывающих заметную обогащенность им щелочных разностей, генерированных главным образом в мезозое (Рачинский, 1972 г.);
- выявление закономерностей возрастания вниз по вертикальному разрезу концентраций сульфат-иона в подземных водах как функций масштабов и объемов внедрения в плиоценовый разрез нижних сульфатсодержащих гидрокарбонатно-натриевых вод (Мехтиев, Рачинский, Кулиев, 1984 г.; Рачинский, Ахундов, 1968 г.; Рачинский, 1973 г.; Рачинский, Алиев, 1973 г.) придают рассмотренной схеме достаточное дополнительное обоснование и определяет ее надежное соответствие реальной природной обстановке.

О том же свидетельствует выполненная нами оценка геохимического возраста конденсатов и нефтей западного борта Южно-Каспийской впадины. Согласно расчетам по методике Резникова (Рачинский, 1987 г.), возраст конденсатов плиоценовых залежей варьирует в диапазоне 75-115 млн лет, нефтей – 50-200 млн лет сопоставление геохимического возраста углеводородов показывает:

- их явную эпигенетичность в среднеплиоценовой продуктивной толще (возраст не более 8 млн лет),
- качественную (стратиграфическую) возрастную идентичность и их физико-химическое соответствие термобарическим условиям, характерным для современных глубин залегания мезозойского интервала (Рачинский, Асланов, 1973 г.).

Отмеченное в гл. 2 повсеместное во всех постваланжинских объектах западного борта Южно-Каспийской впадины сходство проявляющихся на региональном хлоркальциевом фоне гидрокарбонатно-натриевых, сульфатонатриевых и хлоркальциевых разностей и их постоянная приуроченность к зонам развития дизъюнктивов, диапиризма и грязевого вулканизма утверждают наличие гидравлической взаимосвязи всех стратиграфических подразделений мезокайнозоя региона. Этим определяются масштабы вертикальных перетоков флюидов- 12-8 км и единство гидродинамической системы всего разреза западного борта Южно-Каспийской впадины, элементами которой являются среднеюрско-валанжинский интервал- область питания и постваланжинский стратиграфический объем - область разгрузки. (Моделью подобной гидродинамической связи может служить грязевулканическая деятельность, охватывающая весь разрез и параксизмально проявляющаяся в периоды активизации неотектонических процессов.

Особенности пространственного распространения подземных вод по составу и минерализации свидетельствуют о решающей роли в этом процессе скважности дизъюнктивных элементов, обеспечивающей межформационную гидравлическую связь. Очевидно, что внедрение щелочных вод могло осуществляться только после их возникновения, а впоследствии- в периоды активных проявлений тектонических движений, т.е. тогда, когда проводимость ранее существовавших несогласий возрастала и образовывались новые нарушения сплошности пород.

Палеотектоническими реконструкциями, охватывающими временной интервал от конца нижнего плиоцена до антропогена (Дурмишян, Мурадян и Рачинский, 1974 г.), авторы выделяют следующие, соответствующие циклам регионального неотектогенеза, основные фазы миграции гидрокарбонатно-натриевых вод в разрез плиоцена:

1. **верхнеплиоценовая** (акчатыл-апшеронская), когда на общем фоне погружения Южно-Каспийской впадины в пределах большинства локальных поднятий развиваются элементы дизъюнктивной тектоники. Масштабы инъекции имели ограниченный характер;
2. **антропогеновая**, характеризующаяся резким ростом структур, сопровождающимся их частичным размывом, интенсивным развитием диапиризма, грязевого вулканизма и разрывных дислокаций. Объемы внедрившихся щелочных вод максимальны и определяют современную пространственную гидрогеохимическую зональность;
3. **современная**, осуществляющаяся как следствие проявлений неотектонических процессов и землетрясений и характеризующаяся преимущественным развитием внутриформационных перетоков флюидов.

Доминирующая роль антропогеновой фазы определила одно стадийный характер насыщения разреза плиоцена щелочными водами и углеводородами (см. далее гл. 6). Подтверждением этого является:

- наблюдаемое в разрезах месторождений закономерное уменьшение минерализации вод и возрастание их щелочности с глубиной;
- сопровождающееся последовательным ростом в том же направлении плотности нефтей и конденсатов (Мехтиев и Рачинский, 1967 г.; Мехтиев, Цатурианц и Рачинский, 1968 г.), что могло происходить лишь при условии непрерывности процесса внедрения флюидов.

Преимущественно вертикальное насыщение коллекторов среднего плиоцена мигрирующими флюидами устанавливается и нефтегеологическими уликами, в частности отмечаемым на большинстве его месторождений сокращением в направлении снизу вверх площадей нефтегазоносности отдельных залежей обуславливающим конусообразный характер распределения запасов углеводородов в их разрезах (месторождения Бибиэнбат, Сураханы, Кала. Зыря, Сангачаль-море-Дуваный-море-о. Булта и др.) (Горин и Буниат-Заде, 1971г.; Дурмишян, Зульфугаров и Рачинский, 1970 г.; Дурмишян, Мурадян и Рачинский, 1974 г.; Потапов, 1954 г.).

5.2.1.2. Паданская впадина

Геофлюидодинамическая обстановка региона выражается:

- в развитии систем продольных крупноамплитудных сбросов, обрамляющих обращенные во впадину склоны Альп и Апеннин и отсекающих названные горные сооружения от ее основной погруженной части;
- наличии в кайнозойском интервале резких литологических, стратиграфических и формационных несогласий, связанных с чередованием трансгрессивных и регрессивных циклов осадконакопления;
- линзовидном характере терригенных коллекторских пачек;
- ступенчато-блоковом строении, определенном последовательным погружением отдельных толщ по системе внутривпадинных поперечных дизъюнктивов в направлении от Альп, Апеннин и Феррарского поднятия к осевым зонам Предальпийского и Предапеннинского прогибов;
- резком снижении фильтрационных показателей мезозойских карбонатов за пределами локальных структур и в направлении регионального погружения складчатости.

Все это указывает на малую вероятность современного функционирования в Паданской впадине как инфильтрационного водообмена- движения подземных вод от ее периферии к центру, так и противоположно ориентированного элизионного. Это предопределено:

- Пространственной гидрогеохимической зональностью (см. гл.2);
- ассоциацией кайнозойского промышленного углеводородного насыщения с участками проявления инъецированных высокоминерализованных мезозойских хлоркальциевых вод на слабоконцентрированном гидрокарбонатно-натриевом региональном фоне (см. гл. 6);
- соответствие минерализации и ионно-солевого состава водных пластовых смесей на этих участках модели смешения именно названных ингредиентов (см. гл. 2) определяют основной формой флюидомассопереноса в регионе вертикальную миграцию подземных вод, реализующуюся по системе тектонических нарушений и охватывающую стратиграфический диапазон триас-неоген.

Указанный вывод находит дополнительное подтверждение в нефтегеологических данных, свидетельствующих о наличии в кайнозойском интервале «зоны эпигенетичной нефтеносности», сменяемой в мезозое «зоной сингенетичной нефтеносности», генетическом единстве всех углеводородов осадочного разреза, присутствия в его неогеновых резервуарах нефтей, обладающих явными чертами фильтратов (Газзарини и др., 1967 г.; Калинин и др., 1977 г.).

5.2.1.3. Венская впадина

Анализ имеющейся гидрогеологической информации:

- распространение инфильтрационных пресных вод в самых верхних(приповерхностных) частях разреза (до глубин 200-300 м) локальных структур;
- сильная эрозионная расчлененность рельефа и развитие речной сети (рр. Дунай, Морава, Миява Рудава, Рус-Бах, Пулькау, Шмида, Дие и др.), характеризующиеся интенсивным денудационным врезом и по этой причине дренированием значительной части неогенового разреза предгорной зоны;
- развитие здесь большого числа нисходящих пресных холодных источников;
- ступенчато-блоковое по разломам погружение коллекторских интервалов в направлении от бортовых зон впадины к ее погруженной части;
- контакт по дизъюнктивам коллекторов и водоупоров;
- отсечение центральной части бассейна от предгорной зоны региональными продольными сбросами амплитудой до 1,5-2 км- не позволяет допускать современное функционирование в регионе инфильтрационной водонапорной системы в ее классическом артезианском варианте вследствие разгрузки основного объема агентов инфильтрации непосредственно в предгорной зоне и наличия существенных тектоно-литологических препятствий продвижению поверхностных вод вниз по падению пластов.

Практически те же обстоятельства:

- грабено-ступенчатое строение, определенное наличием региональных продольных (Штайнбергский, Леопольдсдорфский, Адеркладский, Лабско-Шаштинский) и поперечных (Мюльбергский, Цистердорфский, Дунайский) разломов;
- сопряжение по ним проводящих и водоупорных интервалов;
- явления литологического и фациального замещения проницаемых разностей разреза непроницаемыми в значительной мере ограничивают вероятность формирования и активной реализации во впадине типично элизионного режима водообмена с движением подземных вод от ее центра к прибортовым обрамлениям.

В то же время представляется оправданным допущение возможности латерального перемещения вод в отдельных существенно заглинизированных пачках неогенового этажа отдельных блоков- ступеней на глубинах до 1500-2000 м и до ближайших нарушений, преломляющих фильтрационный ток. Во флишево-карбонатном палеоген-триасовом диапазоне функционирование отжимного механизма абсолютно лимитируется отсутствием в разрезе подлежащих и способных к современному уплотнению некомпетентных пород и весьма низкой горизонтальной проницаемостью коллекторских интервалов.

Совокупность фактических данных:

- современная пространственная гидрогеохимическая зональность, отвечающая механизму смешения мезозойских и неогеновых подземных вод (см.гл. 2);
- широкое проявление локальных гидрогеохимических, пьезометрических (см. гл. 3), геотемпературных (см. гл. 4) аномалий, приуроченных к тектонически нарушенным участкам;
- наличие в погруженной центральной части впадины многочисленных восходящих соленых термальных источников, расположенных в зонах пересечения глубинных

разломов- Штайнбергская, Шраттенбергская, Лужицко-Бродская и другие термальные группы (см. гл. 6) – объективно свидетельствует о крупномасштабной реализации в регионе мощных вертикальных снизу вверх межформационных перетоков подземных вод по системе высокоамплитудных тектонических несогласий.

Указанный вывод находит подтверждение и в нефтегеологических материалах, в частности:

- распространением нефтей типично фильтрованного облика в миоценовых отложениях (Высоцкий, Файнгерш, 1959г.; Калинин, 1977 г.);
- наличием в разрезе явно выраженных зон син-и эпигенетической нефтеносности (Калинин и др., 1967 г.);
- концентрацией в последней 80 разведанных в регионе запасов (Калинин и др., 1967 г.; Международная Нефтяная Энциклопедия, 1976 г.);
- многопластовым характером месторождений;
- приуроченностью промышленного нефтенасыщения исключительно к ловушкам приразломного происхождения (Варенцов, 1948 г.; Высотский и Кучерюк, 1978 г.; Доленко, 1974г., 1974г.; Колесик, 1966 г.).

5.2.1.4. Иравадийско-Андаманская впадина

Сильная фациальная неоднородность, обуславливающая линзовидный характер коллекторов, резкая глинизация разреза к центру впадины, последовательное выклинивание к ее бортам нижних составляющих осадочного разреза, приводящее к:

- образованию гидравлических «тупиков»;
- генетическая определенность локальной складчатости разрывной тектоникой;
- исключительно интенсивная дизъюнктивная дислоцированность отдельных поднятий и антиклинальных поясов;
- гидродинамическое разобщение региональными разломами бортовых зон впадины от ее погруженной центральной части;
- неотектоническая активность региона;
- значительные масштабы грязевого вулканизма, сообщающего большой стратиграфический и гипсометрический диапазон;
- многочисленные поверхностные нефтегазоводопроявления, сопряженные с зонами глубинных разломов,
- четкий контроль нефтеносности тектоническими нарушениями (Рачинский, 1987 г., 1989 г.);
- геохимическое единство всех нефтей осадочной толщи (Аникеев, Броновицкий, Талиев, 1985 г.; Нефть и газ зарубежных месторождений. Справочник, 1977 г.; Коллинз, 1975 г.; Международная Нефтяная Энциклопедия, 1976 г.), устанавливающих облигатное доминирование в регионе вертикальной миграции флюидов из нижних в верхние этажи осадочного разреза при весьма ограниченной роли иных механизмов водообмена.

5.2.1.5. Лос-Анджелесская впадина

Характер проявления инфильтрационных пресных вод по разрезу и площади региона:

- локализация только в пределах отдельных денудированных складок и исключительно в обнажающихся головных частях плиоценовых и плейстоценовых пластов;
- незначительный охват ими разрезов месторождений (на глубину порядка 200-300 м)-свидетельствует против вероятности современного существования в нем водонапорной системы артезианского типа.

Основными общегидрогеологическими факторами ограничения подобной схемы водообмена являются:

- баланс атмосферных осадков в районе, не способный обеспечить выдержанное во времени и пространстве метеогенное питание мощных коллекторских пачек;
- отсечение предгорной зоны вероятного питания от основной территории впадины системами региональных сбросов Санта-Моника, Сан-Габриель, Эльсинор-Чино, Кристианитос, Палос-Вердес;
- ступенчато-блоковое строение бассейна, определенное последовательным погружением осадочной толщи от его бортов к центральной части по внутренним разломам Ньюпорт-Инглвуд, Норуолк, Уиттьер, экранирующими преломляющим инфильтрационный водоток вниз по падению складчатости;
- существенная глинизация неогенового разреза от периферии к центру впадины, препятствующая продвижению инфильтратов в том же направлении.

Ряд факторов в сочетании с вышеупомянутыми условиями серьезно ограничивают вероятность функционирования в регионе традиционного механизма элизии, включающего поток воды из центра депрессии в направлении ее боковых рамок. Эти факторы:

- Явления стратиграфического выклинивания отдельных интервалов разреза в прибортовых зонах;
- наличие формационных несогласий, связанных с трансгрессивно-регрессивными эффектами палеодеудационными процессами;
- отсутствие в осадочно толще мощных недоуплотненных глин, способных служить донатором отжимаемых поровых вод и энергетическим обеспечением их последующего перемещения вверх по региональному восстанию;
- слабая уплотняемость коллекторских пачек, определяющая весьма ограниченную возможность выделения из них достаточных во времени и пространстве объемов латерально подвижных флюидов.

Присутствие в бассейне мощного вертикального (снизу вверх) поперечного потока флюида жидкости через систему разломов, главным образом, в области вершин локальных максимумов, подтверждается следующим:

- Явно приразломный характер складок, вытянутых в антиклинальные пояса (Бакиров, 1959 г.; Барбат, 1961 г.; Леворсен, 1970 г.);
- современная пространственная гидрогеохимическая зональность;
- широкое мозаичное распространение в постмиоценовом интервале (плиоценовые свиты Репетто и Пико) «переходных» хлоркальциевых хлормagneиных, сульфатнатриевых, гидрокарбонатно-натриевых более минерализованных разностей на опресненном высокощелочном региональном фоне;
- постоянная локализация их на наиболее нарушенных дизъюнктивными участках продуктивных структур;

- соответствие генетического облика названных пластовых растворов процессу смешения в различных пропорциях нижних соленых хлоркальциевых вод с сингенетичными маломинерализованными гидро-карбонатно-натриевыми (см. гл. 2);
- пространственная ассоциация положительных концентрационных, компонентных, геотемпературных и отрицательных пьезометрических аномалий (см. гл. 3,4) с участками повышенной тектонической нарушенности и максимального нефтенасыщения (см. гл. 6).

Это подтверждается еще и нефтегеологическими материалами, в частности:

- многопластовостью месторождений;
- присутствием промышленных скоплений углеводородов во всей осадочной толще, начиная от фундамента (месторождения Уилмингтон, Лонг-Бич, Плайя-дель-Рей, Эль-Сеундо и др.) и до плейстоцена включительно (месторождение Йорба-Линда) (Бакиров, 1959 г.; Барбат, 1961 г.; Справочник ..., 1976 г.).
- явным контролем нефтегазоносности тектоническими нарушениями (Рачинский, 1987 г., 1989г.), геохимическим обликом нефтей (Ловерсэн, 1970г.; Хант, 1982 г.; Филиппи, 1974 г.).

5.2.1.6. Маракаибская впадина

Существующие в геологической литературе представления о региональной гидродинамике осадочной толщи отдают предпочтение инфильтрационной схеме, согласно которой за область метеогенного питания водоносных комплексов принимаются окаймляющие впадину отроги Анд-Сьерра-де-Периха, Восточная Кордильера, Анды-де-Мерида, а зоной разгрузки-акваторию Маракаибского озера (Дики, Хант, Смит, Карцев, Морозов). Критический анализ воззрений названных авторов показывает однако, что предложенный ими механизм водообмена, претендуя на широкий по разрезу и площади охват, базируется тем не менее на весьма ограниченном, узко локальном фактическом материале, объемлющем в основном площади, расположенные только в предгорной зоне, некоторые, преимущественно верхние, интервалы осадочного чехла, единичные залежи, месторождения, структуры и даже их отдельные части, блок и поля, что, естественно, не отвечает условию достоверности постулируемой модели. Так, в качестве доказательства проявления крупномасштабной современной инфильтрации в бассейне упомянутыми исследователями приводятся гидрогеохимические данные по насыщенным пресным метеогенным водам, обнажающимся на дневной поверхности, верхнеолигоценовым-нижнемиоценовым высокопроницаемым коллекторам (формация Ла-Роса) месторождений зоны Боливар (Лаунильяс, Кабимас, Тиа-Хуана, Пуэбло-Вьеха, Бочакеро) и эоценовым пачкам месторождений Ла-Крусес, Боскан, Энсеналя, Мене-Гранде (Дики и Хант, 1975 г.; Карцев, Вагин и Матусевич, 1986 г.; Смит, 1931 г.).

Неправомерность общерегиональных гидродинамических построений на столь избирательной информационной основе очевидна, она следует хотя бы из того, что:

- во-первых, перечисленные месторождения не могут характеризовать гидрогеологическую обстановку внутренней части бассейна, поскольку все они расположены в бортовых зонах впадины, в непосредственной близости к обрамляющим ее горным сооружениям, где мощные песчаники названных

интервалов обнажены на значительную мощность и являются практически идеальными водоприемниками;

- во-вторых, в пределах самих поднятий эти же пласты чаще его выведены на поверхность, частично денудированы или срезаны стратиграфическими и формационными несогласиями, что обеспечивает особо благоприятные условия проникновения в эти структуры агентов инфильтрации не только со стороны региональной области питания, но и непосредственно в пределах самих складок. Распространять эту оптимальную для инфильтрации локальную гидрогеологическую ситуацию на весь стратиграфический объем и площадь впадины, не учитывая ее ступенчато-блоковое строение, эффект тектонического экранирования предполагаемого водотока параллельно ориентированными горным сооружениям высокоамплитудными дизъюнктивами, явления резкой литофациальной и формационной неоднородности разреза (Геологическое строение ..., 1959 г.; Миллер, Эдвардс и Уолкотт, 1961 г.), представляется неправильным.

Наряду с изложенным, факторами, существенно ограничивающими инфильтрацию в региональном плане, являются следующие:

- выведение из сферы водообмена значительных объемов метеогенных вод дренами исключительно интенсивно развитой речной сети (рр. Апон, Палмар, Санта-Анна, Рио-Негро, Такуко, Тарра, Лара, Рио-Браво, Кататумбо, Эскаланте, Сулия. Чама, Тукана, Капаро, Тамаре и др.);
- сильно расчлененный рельеф;
- исходящие источники и т.п.;
- рост горизонтальных гидравлических сопротивлений движению инфильтратов вниз по падению пластов по мере приращения расстояния миграции;
- резкое ухудшение фильтрационных показателей карбонатной части разреза (мел-палеоцен) в направлении от бортовых зон к центру впадины.

В локальных продуктивных структурах прибортовых зон, где нефтенасыщенные коллекторы выведены на дневную поверхность, проникновение метеогенных вод также имеет весьма лимитированный характер и совершенно не сказывается на общей гидравлической обстановке и гидрогеохимической ситуации природных резервуаров за пределами нижнего контакта нефть-вода. Согласно проведенным специальным исследованиям, зона всех месторождений подобного распространения пресных вод во всех месторождениях подобного типа (Лагунильяс, Боска, Энсенада, Мене-Гранде и др.) охватывает только головные участки пластов, не прослеживается на расстояние более 5-10 км, надежно экранируется верхними ВНК, где углеводороды на контакте с ними образуют своего рода асфальтовые и кировые «пробки», запечатывающие резервуар (Дикий, Хант, 1975 г.; Карцев, Вагин и Матусевич, 1986 г.). Характерно, что в нижней законтурной зоне этих нефтенасыщенных пластов водная среда представлена типично седиментогенными растворами, несущими в себе черты генетически связи с иловыми водами бассейнов осадконакопления (см. гл. 2).

Общегеологические факторы, определяющие малую вероятность функционирования в регионе инфильтрационный водонапорной системы, также значимы и для реализации водообмена поэлизонной модели. Кроме описанных явлений тектонического и литофациального экранирования латерального водотока, олигатно преломивших бы боковое направление миграции на нормальное к напластованию, серьезно лимитирующими возможность формирования в водоносных комплексах отжимного режима представляются:

- отсутствие в осадочном чехле впадины мощных неуплотненных глинистых толщ, способных служить источником элизионного питания;
- обусловленная значительной песчанистостью разреза- до 45 % высокая степень консолидации относительно маломощных глинистых пластов и пачек, определяющая малую вероятность отжатия из них достаточных объемов поровых вод, потребных для возникновения, существования и поддержания во времени и пространстве их настоящего тока;
- глинизация терригенной части разреза (эоцен-плиоцен) центральной части впадины, препятствующая фильтрации флюидов вверх по восстанию пластов; весьма малая уплотняемость карбонатных коллекторов (мел-палеоцен) и их практическая непроницаемость в горизонтальном направлении;
- клинообразное замещение в терригенной части разреза проницаемых и непроницаемых разностей, способствующее образованию тупиковых в гидродинамическом отношении зон.

О доминировании в Маракаибской впадине переточно-инъекционного водообмена, определенного крупномасштабным преимущественно вертикальным флюидомассопереносом, регулируемым в объемном отношении скважностью проводящих дизъюнктивов свидетельствуют:

- Описанные в гл. 2 пространственная гидрогеохимическая зональность, отражающая реализованный эффект вертикальных снизу вверх перетоков подземных вод по системе дизъюнктивов;
- соответствующее механизму смешения прошлых мезозойских хлоркальциевых и сингенетических гидрокарбонатно-натриевых вод распространение в эоцен-плиоценовом диапазоне пластовых водных смесей;
- широкое проявление генетически взаимоопределенных положительных компонентных, концентрационных, геотемпературных (см. гл. 4) и отрицательных пьезометрических возмущений региональных фонов, приуроченных к тектоническим осложненным зонам, структурам и их участкам, постоянная ассоциация с ними промышленной нефтеносности (см. гл. 6);
- интенсивное развитие в наиболее дислоцированных районах поверхностных нефтегазоволопроявлений высокотемпературного характера и т.п.

Диапазон подобной миграции в стратиграфическом отношении охватывает интервал мел-плиоцен и в гипсометрическом-8-0,3 км.

Указанный вывод находит дополнительное подтверждение в результатах специальных нефтегеохимических исследований:

- установивших идентичность мел-палеогеновых нефтей, их соответствие типу природных фильтратов;
- автохтонный в мелу и аллохтонный в кайнозойе характер присутствия во вмещающих коллекторах;
- меловой и эоценовый возраст в миоцен-плиоценовых резервуарах (Хант, 1982 г.);
- а также в специфике нефтенасыщения разрезов конкретных месторождений- их многопластовом строении, концентрации основной части запасов на наиболее

нарушенных участках и полях (Аникеев, 1964 г.; Мартинес, 1973 г.; Миллер, Эдвардс и Уолкотт, 1961 г.; Рачинский, 1987 г., 1989 г.);

- широком стратиграфическом диапазоне распространения углеводородных скоплений-от фундамента (месторождения Ла-Пас, Мара, Татумо) до плиоцена включительно (Бакиров, Варенцов, Бакиров, 1970 г.; Бека и Высоцкий, 1976 г.; Геологическое строение..., 1959 г.).

5.2.2. Предгорные прогибы

5.2.2.1. Предкарпатский прогиб

Гидродинамическая обстановка в верхний мел-олигоцене Внутренней зоны прогиба характеризуется значительной сложностью и дифференцированностью:

- Флишеидный облик разреза; отсутствие пространственно выдержанных коллекторских пачек;
- блоково-ярусное строение территории и локальных поднятий; преобладающая связь подземных вод с зонами повышенной трещиноватости пород;
- разнящаяся степень сообщаемости водонасыщенных объектов с поверхностью;
- широкое развитие высокоамплитудных региональных дизъюнктивов, гидравлически изолирующих погруженную зону прогиба от приподнятых участков, мозаичность гидрогеохимического, геобарического и геотермического полей;
- наличие локальных положительных и отрицательных аномалий минерализации, сопровождающихся пьезометрическими и зотопными, палинологическими (Зиненко, 1975 г., Колодий, 1983 г.) возмущениями фона;
- скибово²-покровная в региональном плане и надвиго-взбросовая тектоника локальных структурных форм, сопровождающаяся явлением опрокидывания складок;
- азональность распределения подземных вод по степени концентрированности, типам и компонентному составу определяют существование в разрезе гидравлически разобщенных водонапорных резервуаров, отсутствие между ними площадной гидродинамической связи, весьма малую по этим причинам вероятность формирования крупномасштабного элизионного тока подземных вод и реализацию современного водообмена преимущественно путем сквозных вертикальных межформационных перетоков.

Наряду с вышеизложенным, доминирующее в регионе значение вертикальной миграции флюидов по системе тектонических несогласий и зонам повышенной трещиноватости разреза подтверждается и четко фиксируется обязательной пространственной сопряженностью жильно-дайки-образных проявлений озокерита (минеральный воск)³- продукта деградации углеводородов нефтяного ряда с зонами, участками и очагами мощной разгрузки подземных вод (месторождения Борислав, Дзвиняч, Старуня, Поляницаи др.).

² Скиб - местное название тектонической шкалы.

Рассмотрим теперь вероятность функционирования элизионной системы в нижнемиоценовом водонапорном комплексе, включающем воротщенскую серию аквитанского и оурдигальского ярусов нижнего миоцена, представленную гипсоносными и соленосными глинами с тонкими прослойками песчаников и линзами конгломератов; стебникскую и баличскую свиты гельветского яруса нижнего миоцена, выполненные главным образом глинами с разностями.

Боковой поток грунтовых вод по элизионной модели водообмена предполагает наличие в комплексе достаточных условий для формирования относительно беспрепятственного оттока отжатой жидкости. Эти условия отсутствуют из-за:

- Преимущественно глинистого облика разреза;
- спорадического линзообразного распространения в нем маломощных коллекторских пачек;
- интенсивная дислоцированность локальных поднятий, обуславливающая их блоковое строение;
- скибово-ступенчатое строение региона в целом;
- широкое распространение неравномерно уплотненных высокопористых пластичных глин с АВПод.

Гидравлическая изоляция коллекторов и высокая степень лимитации их разгрузки, обеспеченные совокупным влиянием тектонического литологического факторов, создают в разрезе верхнего гидрогеологического этажа региона специфическую гидродинамическую обстановку, характеризующуюся только наличием в нем значительных потенциальных энергетических ресурсов, но отнюдь не их обязательно осуществляющейся реализацией. В силу этого обстоятельства нижнемиоценовый водонапорный комплекс представляет собой резервуар с квазизастойным режимом водообмена, определенным практическим отсутствием фильтрационного дренажа подземных вод.

Инфильтрационный водообмен в пределах рассмотренных комплексов существенного значения не имеет. Это видно из фактов:

- охвата метеогенным питанием весьма ограниченных участков площадей денудированных складок;
- резкого повышения минерализации подземных вод до 140-270 г/л уже на глубинах 300-500 м;
- источниковой, речной и по эрозионной сети разгрузки основных объемов атмосферных агентов в непосредственной близости от области питания в горной и предгорной зонах (Колодий, 1983 г.; Лозинский и Банковский, 1972 г.).
- тектонического отсечения зоны создания напоров инфильтрантов от основных резервуаров Береговых, Оровским и другими надвигами;
- наличия АВПД в водоносных горизонтах с уровнями, значительно превосходящими альтитуды выходов на поверхность соответствующих интервалов в Карпатах;
- снижения напоров в региональном плане в направлении горноскладчатой области (Колодий, 1983 г.).

³ Продукт разложения углеводородов нефтяной серии: Доленко, 1962 г.; Колодий, 1983 г.

5.2.2.2. Индоло-Кубанский прогиб

Относительно современной динамики подземных вод региона в геологической литературе высказывались различные, зачастую диаметрально противоположные суждения. В работах Гордиевича, Корценштейн, Сухарева, Котова, Матвиенко, Рогожина развиваются представления об определяющем влиянии на гидродинамику юрского, нижнемелового, верхнемелового, палеоцен-нижнеоценового и неогеновых комплексов современной инфильтрации метеогенных вод в пределах горноскладчатых сооружений Горного Крыма и Б. Кавказа т.е. допускается существование и активное функционирование в регионе типично артезианской системы. Тердовидов, Яковлев, Карцев, Колодий полагают, что юрский нижнемеловой, верхнеоценовый (кумский), и олигоцен-нижнемиоценовый (Майкопский) комплексы на большей части прогиба имеют элизионный режим, а инфильтрационным питанием охвачены лишь ограниченные участки предгорий и непосредственно прилегающие к ним территории. В базальных водоносных комплексах осадочного разреза, где пластовые температуры превышают 200 °С, Колодий предполагает развитие термогидродинамической природной водонапорной системы, отражающейся в виде пьезо- и геотемпературных аномалий в залегающих выше элизионных системах (1983 г.).

Концепция главенствующей роли современной инфильтрации в формировании гидродинамического режима осадочного разреза региона представляется малореальной. Ее опровергают:

- наличие регионального гидродинамического экрана- Парпачско-Ахтырского глубинного разлома, отсекающего гипотетическую область метеогенного питания в пределах горноскладчатых сооружений от основной части прогиба;
- его ступенчато-блоковое строение при котором региональные высокоамплитудные продольные (Новотитаревско-Северо-Керченский, Анастасиевский, Парпачско-Ахтырский) и поперечные (Курджипский, Цицинский, Афицкий, Геленджикский, Восточно-Крымский, Джигинский, Марфовский, Западно-Керченский) экранирующие разрывы (см. рис. 1.10) приводят в контакт водоносные коллекторы с водоупорами;
- линзовидный характер природных резервуаров в пределах локальных поднятий и литологическое замещение в бортовых зонах бассейна проницаемых терригенных разностей разреза непроницаемыми (Новотитарев-Северный Керчь, Анастасиев и Парпач-Ахтыр);
- резким снижением проницаемости и трещиноватости карбонатных коллекторов по погружению складчатости и в межструктурных зонах (Ермолаев, Котов и Рогошин, 1960 г.; Котов, 1963 г.; Кучерук и Озерный, 1987 г.);
- широкое распространение маломинерализованных высокощелочных подземных вод во всех интервалах мезозоя, что не может быть обеспечено площадью его обнажений, проводящим сечением и фильтрационными свойствами вмещающих коллекторов при артезианской системе питания;
- существующая пространственная гидрогеохимическая зональность, характеризующаяся распространением во всех комплексах наиболее минерализованных и метаморфизованных пластовых растворов в приобортовых участках прогиба (см. гл. 2);
- практическое совмещение областей питания и разгрузки - приуроченность эрозионных и речных (Рубинка, Афиц, Шебш, Ховчай, Супс, Псекупс, Соленая, Кубань др.) дрена, многочисленных высокодебитных восходящих термальных источников к осложненным нарушениями относительно узкой полосе,

расположенной в предгорной зоне непосредственно перед фронтом Парпачско-Ахтырского разлома (Сухарев, Мирошников, 1963 г.; Сухарев, 1979 г.);

- существование в природных резервуарах мезозоя значительной аномальности пластовых давлений, не подлежащей обеспечению высотным положением зоны выходов коллекторов на дневную поверхность-гидростатическим напором (см. гл. 3).

С другой стороны, проявления вод явно поверхностного генезиса в плиоценовом комплексе ряда размытых денудированных поднятий позволяют полагать, что достаточно широко развита инфильтрационная подпитка в самых верхних интервалах осадочной толщи (до глубин 200-500 м), где проникновение метеогенных вод в коллекторские пласты и пакки осуществляется в основном в пределах локальных структур.

Отмеченные особенности тектонического строения прогиба, литофациальная и фильтрационная специфика его разреза в сочетании с площадной геобарической зональностью-фиксацией максимальных значений аномальности пластовых давлений в структурах южного борта, их снижением в направлении регионального погружения складчатости, ориентацией горизонтальных градиентов напора подземных вод в сторону, противоположную латеральному току (см. гл. 3), - определяют малую вероятность достаточно существенной реализации в осадочном разрезе прогиба и элизионного механизма, особенно с учетом того обстоятельства, что объемы отжимаемых флюидов в единицу времени и из единицы объема породы не в состоянии обеспечить их направленный ток вверх по региональному восстанию пластов (см. раздел 5.3.1 настоящей главы)

Объективный анализ имеющихся данных:

- по гидрогеохимическим условиям водоносных комплексов кайнозойского гидрогеологического этажа, насыщенного сингенетичными хлоркальциевыми солеными (до 70 г/л) водами и мозаично распространенными, локализованными в виде отрицательных концентрационных аномалий, маломинерализованными (9-33 г/л) щелочными, генетически сопряженными с мезозоем и приуроченными в основном к присводовым интенсивно дислоцированным участкам отдельных поднятий, зонам диапировых внедрений и грязевым вулканам (месторождения Анастасиевско-Троицкое, Ахтырско-Угундырское, Абино-Украинское, Кудако-Киевское, Мошкареевское, Владиславовское и др.);
- соответствие фактических показателей ионно-солевого состава и минерализации пластовых водных смесей палеоцен-плиоценового стратиграфического диапазона расчетным по модели смешения (см. гл. 2) определяют реальность, обоснованность и необходимость признания преобладающей роли межформационных перетоков подземных вод нижнего гидрогеологического этажа в верхний в формировании современной гидродинамической обстановки осадочного выполнения прогиба.

Масштаб вертикальной миграции охватывает интервал глубин от 10 до 7 км и стратиграфический диапазон юра-плиоцен.

Дополнительным фактическим подтверждением рассмотренной-модели вертикального флюидомассопереноса являются нефтегеологические и нефтегеохимические данные, свидетельствующие об облигатной приуроченности углеводородного насыщения в регионе к приразломным зонам (Аникеев, 1964 г, 1977 г.; Лагунова, 1973 г.), количественном контроле нефтегазоносности степенью дислоцированности локальных структур (Рачинский, 1987 г., 1989 г.), генетическом единстве нефтей всего мезокайнозойского разреза (Чакмачёв, 1983 г.),

присутствии в кайнозойских резервуарах углеводородов мезозойского возраста (Резников, 1970 г.).

5.2.2.3. Терско-Каспийский прогиб

Существующие воззрения на гидродинамическую обстановку региона противоречивы - Сухарев, Корценштейн, Альтовский предполагают доминирование инфильтрационного режима во всех комплексах осадочного выполнения; Карцев, Киссин, Никаноров, Вагин, Волобуев, Шалаев, Мирошников полагают, что неоновая часть разреза находится в сфере воздействия метеогенных агентов, а в нижней превалирует элизионный водообмен с проявлениями элементов термогидродинамической водонапорной системы; Аникиев, Кротова, Дюнин основной формой флюидомассопереноса считают вертикальную миграцию по нарушениям сплошности пород.

Критическая оценка и анализ всех следующих факторов не оставляют возможности для принятия концепции регионального развития на всей территории прогиба типично артезианского режима:

- Исключительно широкое распространение в предгорной зоне Б. Кавказа, принимаемой в качестве гипотетической области питания, пресных и солоноватых термальных источников с дебитами до 86 тыс. м³/сут (цериккельские, мамакайюртовские, горячеводские, серноводские и др.), дренирующих практически весь обнажающийся здесь мезокайнозойский разрез (Никаноров, Мирошников, 1970 г.; Сулин, 1935 г.; Сухарев, Мирошников, 1963г.) перехватывающих существенный объем инфильтратов;
- значительное развитие в ней естественных дрен- эрозионной и речной сетей (рр. Ардон, Сунжа, Терек, Асса, Фортанга, Аргун, Гойта,Элистанжи, Восточный Ярык-Су и др.), характеризующихся интенсивным денудационным врезом в осадочную толщу и по этой причине выводом из артезианской системы значительного количества метеогенного агента;
- наличие Черногорского и Аргудан-Сунженского разломов, отсекающих геосинклинальный борт прогиба от мегантиклинория Б. Кавказа, принимаемого за водосборную область;
- распространение в мезозоиских и палеогеновых водоносных комплексах уже на очень небольшом расстоянии от полосы их выходов на поверхность высокоминерализованных хлоркальциевых рассолов (см. гл. 2);
- резко избирательное проникновение опресненных инфильтрационных вод в отдельные интервалы эоценового и средне-верхнемиоценового комплексов, регулируемое только степенью раскрытости и величиной проницаемости водоносных пачек;
- существенное ухудшение фильтрационных свойств карбонатных разностей разреза по погружению складчатости и рост в том же направлении горизонтальных гидравлических сопротивлений;
- весьма значительная аномальность пластовых давлений в коллекторах, превышающая альтитуды выходов соответствующих интервалов на дневную поверхность (см.гл.3).

В то же время фактические наблюдения показывают, что в отдельных, наиболее проницаемых, интервалах эоцена и среднего и верхнего миоцена (чокрак-караганские,

меотические слои) имеются элементы распыленного инфильтрационного питания с водосборными участками, расположенными главным образом в пределах локальных поднятий Сунженской и Терской антиклинальных зон, где эти пачки разреза выходят на поверхность. Местонахождение области несосредоточенного питания в названном районе определяет возможность проникновения метеогенных вод по отдельным коллекторским пластам вплоть до структур Притеречных синклинальной и антиклинальной зон - на расстоянии до 10-20 км.

Анализ возможностей функционирования в регионе элизионной водонапорной системы также не дает положительного ответа. Возможность широкого развития в регионе элизионных процессов, особенно в глубоких интервалах его разреза оклоняются на основании следующего:

- Ступенчато-блоковое строение прогиба, определенное наличием системы региональных продольных (Терско-Каспийский, Срединно-терский, Аргудан-Сунженский, Черногорский), поперечных (Черкесский, Малкинский, Баксанский, Чегемский, Ардонский, Казбекский, Аргунский) и диагональных (Нальчикский, Датыхско-Ахловский, Беной-Эльдаровский, Гудермесско-Моздокский, Самурский) глубинных разломов, приводящих в контакт разновозрастные и фациально разнящиеся интервалы разреза;
- отсутствие недоуплотненных, с повышенной водонасыщенностью глинистых толщ во вскрытом мезозойском разрезе, являющихся энергетическим и массовым источником отжимного водотока;
- незначительная уплотняемость терригенных и карбонатных коллекторов;
- отсутствие крупномасштабного компенсированного осадконакоплением современного прогибания центральной зоны бассейна,
- эффект прогрессирующего роста горизонтальных гидравлических сопротивлений по мере приращения области питания, преломляющего боковое направление миграции и определяющего ее обязательную трансформацию на вертикаль;
- широкое развитие гидрогеохимических (см. гл. 2), изотопных (Волобуев, 1986 г.), геотемпературных (Сергиенко, 1971 г.), пьезометрических (см. гл. 3), палинологичных фонов, наличие прочих возмущении региональных трещиноватости в карбонатных резервуарах мезозоя только в пределах локальных поднятий и ее практическое отсутствие в межструктурных зонах (Бурштар, 1973 г.; Корценштейн, Кирышкин, Филин, 1970 г.);
- линзовидный в целом характер терригенных коллекторов осадочного разреза и их фациальное замещение непроницаемыми разностями к бортовым зонам прогиба и от сводов к крыльям и периклиналям отдельных складок;
- достижение к моменту окончательного оформления Терско-Каспийского прогиба в понтическое время (15 млн лет назад) максимальной степени уплотнения юрских и нижнемеловых глинистых толщ, отсутствие в последующем вплоть до настоящего времени существенного уменьшения их пористости (Бурштар, 1963 г., 1973 г.), сопровождаемого отжатием значительных объемов седиментогенных вод, отрицают возможность широкого развития в регионе элизионных процессов, особенно в глубоких интервалах его разреза.

В качестве убедительного фактического подтверждения приведенных соображений выступают данные по площадной неоднородности геобарического поля верхнемелового резервуара, что не должно было бы иметь места при реализации крупномасштабного латерально-элизионного водотока. Так, выявлявшиеся по мере разбуривания перепады приведенных пластовых давлений составляли: на Старогрозненской площади 18 МПа на

южном крыле структур и 11 МПа на северном; на участке Хаят-Корт Минеральная-13 МПа; между площадью Ястребиной и восточным полем площади Хаян-Корт- 6 МПа; в районе западной периклинали Октябрьской складки - 13 МПа; между Брагунской и Гудермесской площадями -5 МПа; между Браунской и Западно-Гудермесской- 7 МПа и др. (Аникеев, Броницкий, Талиев, 1985 г.; Волобуев, 1986 г.; Дурмишян, Мурадян и Рачинский, 1976 г.; Киссин, 1964 г.; Орлов и Корнилов, 1986 г.; Сидоров и др., 1987 г.).

Совокупность объективных геологических данных основной формой водообмена в осадочном выполнении Терско-Каспийского прогиба межформационный вертикальный переток флюидов по системе региональных и локальных тектонических несогласий из нижнего в верхний гидрогеологический этаж. Подтверждениями этого заключения являются:

- широкое проявление во всех интервалах мезокайнозоя положительных концентрированных гидрогеохимических аномалий переточно-инъекционного облика (см. гл. 2);
- идентичность подземных вод нижнего и верхнего мела;
- близкое содержание в них радия, дейтерия, трития и изотопов кислорода (Никаноров, Волобуев, Барцев, 1975г.);
- наличие прямых следов миграции виде кальцитовых образований, оставленных циркулирующими по трещинам и разломам подземными водами (Волобуев, 1986 г.; Никаноров, Тарасов, Федоров, 1983 г.);
- присутствие в кристаллах гидротермального кальция битуминозно-газовых,
- битуминозно-газоводяных и включений твердых битумов (Никаноров, 1977 г.);
- четкое соответствие современной вертикальной гидрогеохимической зональности модели смешения сингенетичных вмещающим отложениям и пришедших вод (глава 2);
- закономерности пространственного распределения градиентов приведенных пластовых давлений (см. гл. 3);
- геотемпературные возмущения регионального фона (см. гл. 4).

Доминирование в регионе вертикального флюидомассопереноса дополнительно подтверждается нефтегеологическими данными. В частности:

- в присводовых частях месторождений Старогрозненское и Хаян-Корт в глинистых пачках зафиксировано присутствие эпигенетического битума в количестве 0,16-0,18 ;
- прямые следы миграции флюидов из подстилающих отложений в верхнемеловые резервуары - наличие «загрязнения» эпигенетической битуминозностью подконтактных вода-нефть трещиноватых зон карбонатных массивов на расстоянии до 200 м от поверхности раздела-отмечены на месторождениях Карабулак-Ачалуки и Заманкул (Неручев, 1969 г.);
- Резниковым установлено генетическое единство нефтей всех стратиграфических интервалов вскрытого осадочного разреза, а оценками геохимического возраста углеводородов определено их главным образом среднеюрское происхождение в верхнемеловых залежах (1970 г.).

Не согласуются с концепцией элизионного водообмена и подтверждают превалирование вертикальной миграции данные о распределении в разрезе возможно нефтепродуцирующих интервалов. Эту функцию вряд ли могли выполнять отложения нижнего мела и верхней юры, так как глинистые пачки первых маломощны и отлагались в большинстве

случаев в окислительной среде (Неручёв, 1969 г.), а вторые, за исключением келловейского яруса, представлены карбонатами. Кроме того, на значительной части региона в титонском ярусе широко развиты эвапориты, являющиеся экраном для перемещения углеводородов и сопутствующих подземных вод. Логическим выводом из приведенного является допущение, что поступление флюидов осуществлялось из ниже-среднеюрских, а возможно и более глубоких горизонтов, и было приурочено к зонам крупных разломов.

Масштаб вертикального флюидомассопереноса в Терско-Каспийском прогибе охватывает диапазон глубин от 10-7 км и стратиграфический интервал пермотриас (?)–юра-миоцен.

5.2.2.4. *Предзагорский прогиб*

Гидродинамическая ситуация в осадочном разрезе региона практически однозначно отрицает вероятность функционирования здесь водонапорной системы инфильтрационного типа. Основаниями для этого заключения являются:

- повсеместное пространственное распространение в разрезе высокометаморфизированных хлоркальциевых рассолов с общей минерализацией 80-300 г/л;
- обусловленное системой пересекающихся продольных и поперечных дизъюнктивов прогиба, препятствующее движению подземных вод сверху вниз по падению складчатости;
- тектоническое отсечение главным надвигом Загроса региональной полосы выходов дофарских пород (так называемого «фронта гор», по терминологии геологов, работающих в юго-западном Иране (Фалкон, 1961 г.))– потенциальной области метеогенного питания– от основной территории прогиба;
- отсутствие в пределах локальных поднятий обнажений основных коллекторских интервалов на дневной поверхности;
- отрицательный баланс атмосферных осадков в регионе, не способный обеспечить в объемном отношении инфильтрационный водоток;
- преимущественно карбонатный характер разреза и крайне незначительная проницаемость известняковых коллекторов в горизонтальном направлении;
- наличие в предгорной зоне восходящих термальных источников, продуцирующих солеными водами.

Перемещение подземных вод по элизионной модели также представляется мало реальным по следующим причинам:

- весьма малой степени геостатического уплотнения карбонатных пород и возможности отжатия из них достаточных объемов поровых вод, способных обеспечить их латеральный ток;
- резкого уменьшения проницаемости известняков в направлении центральной части прогиба (Алиев и Забанбарк, 1974 г.);
- практического отсутствия трещиноватости в периферийных частях локальных поднятий и в межструктурных зонах (Даннингтон, 1961 г., 1967 г.);
- весьма малых градиентов мощностей отдельных стратиграфических комплексов по их региональному восстанию (Алферов, Куренков, 1973 г.; Геодекян и Забанбарк, 1985г.);

- ступенчато-блокового строения прогиба (Алиев и Забанбарк, 1974 г.; Бакиров, Варенцов, Бакиров, 1970 г.; Высоцкий и Кучерук, 1978 г.; Высоцкий, Оленин и Высоцкий, 1984 г.; Калинин, 1977 г.; Штеклин, 1966 г.);
- наличия в его осевой и прибортовых зонах крупных разломов, препятствующих латеральной гидравлической связи области питания с участками разгрузки, и ряда других более мелких дизъюнктивов различной ориентации, преломлявших бы элизионный водоток.

Объективным свидетельством существенно ограниченной латеральной подвижности подземных вод в трещиноватых карбонатных коллекторах формаций Асмари и Бангестан служат и непосредственные промысловые наблюдения, показывающие, что на большинстве месторождений Предзагросского прогиба за время трехлетней остановки добычи нефти (1951-1953 гг.) давление в залежах не только не восстановилось до уровня начального, но практически не превысило текущее перед прекращением эксплуатации, и ВНК оказались фактически неподвижными, несмотря на наличие весьма значительных перепадов давления между нефтяными и законтурными зонами - порядка 15-20 МПа (Грэм, Хетерингтон и Олд, 1956 г.). Малой активностью законтурных вод можно объяснить и то обстоятельство, что почти все залежи региона разрабатываются на смешанном режиме-газовой шапки + растворенного газа- без каких-либо заметных проявлений со стороны контакта вода-нефть (Алиев и Забанбарк, 1974 г.; Холл и Ворман, 1973 г.).

Анализ фактических данных в сочетании с приведенными выше соображениями объективно утверждает превалирующую роль в регионе крупномасштабного сквозного снизу вверх формационного флюидомассопереноса. Это подтверждается следующими факторами:

- современной вертикальной и площадной гидрогеохимической зональностью, выражающейся в ее формировании действием переточно-инъекционного механизма (см. гл.2);
- пространственным соответствием положительных концентрационных аномалий подземных вод зонам повышенной трещиноватости карбонатных резервуаров и участкам развития сбросов, подтверждается приуроченным к сводам локальных структур;
- наличием единых поверхностей контактов нефть-вода в продуктивных ловушках природных резервуаров формаций Асмари и Бангестан (Алиев и Забанбарк, 1974 г.; Бакиров, Варенцов, Бакиров, 1970 г.).
- мощными поверхностными нефтегазоводопоявлениями над продуктивными складками (Батулин, 1945 г.; Леворсен, 1970 г.; Рассел, 1958 г.).

Доминирующая роль вертикальной миграции флюидов в Предзагросском прогибе отчетливо устанавливается и комплексом нефтегеологических факторов, важнейшими из которых являются следующие:

- соответствие типу фильтрованных всех нефтей мезозой-миоценового стратиграфического диапазона, их геохимическое единство и генетическая общность (Алиев и Забанбарк, 1974 г.; Калинин и др., 1977 г.; Хант, 1982 г.; Йонг, Монаган и Шуйейзбергер, 1977 г.);
- наличие в ряде продуктивных ловушек в зонах повышенной трещиноватости в сотнях метров ниже ВНК пятнистого окрашивания пород тяжелой нефтью- следов миграции (Даннингтон, 1961 г.; Хант, 1982 г.; Йонг, Монаган и Шуйейзбергер, 1977 г.);

- соответствие рассчитанного по соотношениям углеводородов геохимического возраста нефтей, залегающих в асмарийском резервуаре месторождений Хаиме-Хаш, Марун, Ага, Джари (возраст коллектора 20 млн лет), меловому и юрскому (Йонг, Монаган и Шуйзбергер, 1977 г.);
- описанные Даннингтоном по полевым материалам факты гидравлической связи меловых и нижнемеловых отложений (Даннингтон, 1961 г., 1967 г.).

В плане подтверждения широкого развития в регионе вертикальных перетоков флюидов исключительно интересным является сообщение Н. Фэлкона (материалы дискуссии по статье Даннингтона 1967 г.) о следующем наблюдении. На месторождении Месджиа-и-Сулейман была пробурена глубокая скважина, вскрывшая ниже природного резервуара Асмари глубоководные фации осадков юрского и нижнемелового возраста, где образование трещин в связи со складчатостью маловероятно. Впоследствии эта скважина была зацементирована и ликвидирована, однако тампонаж был проведен некачественно. Создание такой искусственной трещины привело к тому, что давление в огромном резервуаре Асмари стало повышаться со скоростью 0,07 МПа в месяц. Это, по мнению автора, свидетельствует о быстром переходе огромного количества газа из глубокой зоны высокого давления в расположенную ближе к поверхности зону низкого давления. Описанный случай является прямым и весьма убедительным доводом в пользу концепции о вторичном характере углеводородного насыщения богатейших асмарийских залежей юго-западного Ирана (Хант, 1982 г.).

5.3. Геобарические показатели миграции природных флюидов.

Работами отдельных исследователей пропагандируется мнение о преимущественно элизионном характере геофлюидодинамических систем альпийских геосинклинальных регионов (Али-Саде, Путкарадзе и Салаев, 1968 г.; Барс и др., 1978 г.; Капченко, 1983 г.; Карцев, 1978 г.; Колодий, 1969 г.). Материалами предыдущих разделов было показано, что специфическая литолого-тектоническая обстановка, обусловленная ступенчато-блоковым строением этих регионов, последовательным вверх по восстанию складчатости выклиниванием отдельных стратиграфических составляющих разрезов и в целом их резкой глинизацией в погруженных осевых зонах, препятствует перемещению подземных вод в направлении от центральных частей впадин и прогибов к их периферийным обрамлениям и вызывает тем самым серьезные сомнения в правомерности принятия этой схемы в традиционном варианте, предполагающем реализацию более или менее свободного латерального водообмена.

В аспекте АВПД изучение динамики подземных вод, коррекция существующих представлений и установление объективного характера функционирования региональных геофлюидодинамических систем предполагают предварительное решение двух основных задач: определение условий уплотнения глинистых толщ и оттока из них сжатых флюидов как основного агента элизионного водообмена и выявление меры соответствия фактических закономерностей пространственного распределения градиентов приведенных пластовых давлений какому-либо из теоретически возможных вариантов флюидодинамического режима.

5.3.1. Консолидация глин как фактор формирования геофлюидодинамического режима

Консолидации (уплотнению) глинистых пород как фактору определяющему гидродинамический режим в глубоких горизонтах стратисферы, образованию аномально высоких поровых и пластовых давлений, обуславливающему первичную и вторичную миграцию углеводородов и формирование их залежей, серьезное внимание стали уделять примерно с середины XX века. Наиболее заметный вклад в проблему внесен исследованиями Эси (1930(а,б)г.), Хэдберг (1926 г., 1936 г.), Уэллэр (1959 г.), Диккенсон (1951г.), Чилингар и Вулф (1975 г., 1976), Хюберт и Руби (1959 г., 1960 г.), Бёрст (1969 г.), Поуерс (1967 г.), Магара (1968 г.), Мухина (1968 г.), Вассоевича (1960 г.) и др. Тем не менее, несмотря на значительный объем проведенных лабораторных и экспериментальных исследований на шламовом материале и образцах керна, прямых геофизических и промысловых наблюдений и их геологических интерпретаций, отдельные стороны этого процесса по настоящее время различными авторами истолковываются неоднозначно, что нередко порождает диаметрально противоположные воззрения по этим фундаментальным аспектам нефтегеологической науки. Особенно важными в этом плане представляются имеющие существенное прикладное значение расхождения в вопросах региональной геофлюидодинамики, в частности качественная и количественная оценка вероятности функционирования природных водонапорных систем глубоких недр по традиционной элизионной⁴ схеме и роль уплотнения глинистых толщ в формировании флюидотоков, образовании и размещении скоплений нефти и газа.

Прежде чем перейти к непосредственному обсуждению проблемы консолидации глинистых пород, ролиявления в геофлюидодинамических процессах, уточним терминологию. Целесообразно, видимо, выделить три ее основные, наиболее значимые по своим геологическим следствиям, модификации:

1) геодинамическое (синоним- гравитационное, компрессионное, нагрузочное) уплотнение глин, осуществляемое как функция постоянно нарастающего во времени веса вышележающих толщ. 2) геостатическое (синонимы- декомпрессионное, разгрузочное) уплотнение, реализуемое за счет внешнепространственной разрядки накопленной на предшествовавших этапах геологической истории районов кумулятивной энергии сжатых в поровом пространстве флюидов. 3) геотектоническое уплотнение, имеющее тектоно-стрессовую природу.

Первый механизм типичен для современной геологической обстановки территорий, характеризующихся продолжительным компенсированным осадконакоплением, прогибанием - перманентной иммерсией разреза (в основном шельфовые зоны и акватории внутренних морей); второй-для расположенных на суше районов, где современное континентальное осадконакопление не компенсирует темп погружения глинистых толщ и последние в значительной мере сохраняют унаследованную (фоссилизированную) аномально высокую пористость (водонасыщенность); третий- для поясов и зон мощного проявления палео-и неотектогенеза.

Конечным результатом функционирования геодинамического и геотектонического механизмов является аргиллитизация глин, их расслаивание, пластинчатость и трещиноватость. Геостатическое же уплотнение не приводит к существенному изменению морфологии порового пространства глин, они почти сохраняют свою текстуру и их остаточная водонасыщенность практически полностью нейтрализует давление вышележающих толщ (равновесное состояние).

Инфильтрационные бассейны представляют собой зоны оседания в тектонически устойчивых регионах, в основном платформы. Они представляют собой относительно неглубокие депрессии с артезианским гидродинамическим режимом. Типичными примерами

являются платформенные депрессии России, такие как Московская, Н. Двинская, Вятско-Камская синеклизы, Ангара-Ленская депрессия, Кызылкумская депрессия Центральной Азии и другие. Они обычно имеют относительно тонкий осадочный покров (от 2 до 3 км), что отражает вялый тектонический режим и склонность к эпейрогенным движениям.

Отстойный покров этих «тектонических чаш» обычно не обнаруживается эрозией. Подводные воды с поверхности проникают в скалы водоохранилища и мигрируют в области разгрузки, где наиболее проницаемые слои прорезаны реками. Интенсивное движение инфильтрационных вод происходит в мелкой части. Вниз по участку водообмен замедляется, что отражается на составе подземных вод.

В целом, инфильтрационные бассейны имеют прямое гидрохимическое зонирование; соленость воды обычно увеличивается с глубиной. В том же направлении сульфатные и карбонатные воды обычно заменяются хлоридными. В основании этих бассейнов обычно преобладают низкие температуры (редко выше 40–60 ° С или 104–140 ° F).

Подземные бассейны обычно связаны с тектоническими депрессиями молодых платформ и альпийскими предгорьями. В качестве примеров можно привести бассейны Терек-Кума, Азов-Кубань, Амударья, Западный Туркменистан и т. д. Они характеризуются доминированием нисходящих тектонических движений и накоплением мощных отложений до 10 км и более. Восходящие движения в этих структурах были непродолжительными и начались поздно, в неогене, а иногда даже в пост-плиоцене.

В результате на периферии таких впадин каждый последующий слой перекрывает предыдущий, и нет поверхностных обнажений пород-коллекторов, поэтому, скорее всего, преобладают процессы инфильтрации. Песчано-глинистые отложения в таких регионах становятся источником газожидкостной жидкости; глины там похожи на пористую резину, насыщенную морской водой и различными газовыми компонентами. По мере того как они спадают, они уплотняются и выпускают газо-водные растворы в более жесткие пластовые пласты и зоны разломов. Таким образом, избыточное давление возникает в центральных частях депрессий. Жидкости, выжатые из глин, обычно мигрируют из центра бассейна на периферию. Этому способствуют более высокие геотермальные градиенты, которые обеспечивают температуру до 100 ° С (212 ° F) на сравнительно небольшой глубине от 2 до 3 км.

Независимо от своей генетической обусловленности консолидационные процессы в глинистых толщах подлежат реализации вероятностном плане исключительно как функция обеспечения комплексом геологических факторов дренажа глин и осуществленной эмиграции из их порового пространства ранее находившихся в нем сжатых флюидов (в основном поровых вод). Соответственно, основными условиями, регулирующими темп и характер процесса в конкретной геологической обстановке, являются:

- скорость и глубина погружения глин;
- мощность глинистых толщ;
- знак региональных тектонических движений и интенсивность тектоно-стрессовых проявлений:
- наличие и продолжительность межформационных перерывов в осадконакоплении:
- степень фильтрационной, трещиной, диффузионной и пленочной проницаемостей глинистых разностей;
- мера пространственного постоянства их литологического и минералогического состава (неоднородности);
- количественное содержание примесей песчано-алевритового, карбонатного и кремнистого материала;

- степень диа и катагенетических преобразований глин;
- их минералогический состав, эффективность проявлений дегидратационных механизмов;
- соотношение в консолидируемых разрезах непроницаемых и коллекторских интервалов, служащих зонами- каналами дренирования (разгрузки);
- мера гидравлической сообщаемости последних с приповерхностными интервалами - дневной поверхностью;
- возраст и время пребывания того или иного интервала консолидируемой глинистой толщи на определенных гипсометрических уровнях (глубинах и температурных зонах);
- направление- вектор приложения тектонострессовых эффектов.

Сложное сочетание, взаимодействие и взаимовлияние названных факторов приводит к тому, что в различных природных обстановках в регионах количественные показатели консолидационных процессов при идентичной качественной направленности могут существенно различаться. Крайними членами этого ряда (своего рода эталонными функциями) будут, с одной стороны, зависимость, характеризующая процесс уплотнения древних, медленно погружавшихся с неоднократными воздыманиями в условиях крупных межформационных перерывов, маломощных, вещественно резко неоднородных, опесчаненных (карбонатизированных, кремнезирванных) глин, переслаивающихся с мощными регионально выдержанными коллекторами; с другой- зависимость, отражающая процесс консолидации молодых, перманентно и интенсивно погружающихся, мощных, литофациально однородных, моломинеральных глинистых толщ, гидравлически изолированных от коллекторских интервалов.

Первой зависимости чаще всего отвечают условия древних и стабилизированных приподнятых молодых платформ, второй- обстановка «неравновесных» альпийских и современных геосинклинальных подвижных поясов, активизированных погружающихся зон эпигерцинских платформ и орогенов.

При интенсивном и кратковременном («лавином») накоплении мощных, фациально однородных, мономинеральных глинистых серий, изолированных от зон разгрузки, темп оттока из них поровой жидкости значительно отстает от скорости и глубины погружения глин, что обеспечивает ограниченный уровень их консолидации и сохранение на весьма больших глубинах «нестабильных» высокопластичных глин с высокой пористостью, повышенной влагонасыщенностью и пониженной плотностью, вплоть до консистенции «квазиоживления». При относительно небольших глубинах и длительном контактировании маломощных, литологически и минерально неоднородных, линзовидных, опесчаненных, с большим содержанием примесей глинистых пачек с регионально выдержанными коллекторами, способными обеспечить достаточно свободный дренаж глин, консолидация глинистых разностей характеризуется высокими темпами и относительно резким уменьшением значений перечисленных параметров.

Отставание эмиграции поровой жидкости из глинистых пород в ходе их погружения, помимо высокой пористости, вызывает интенсивное сжатие поровых флюидов и возникновение давлений, нередко литостатического уровня, с соответствующим формированием во всем объеме глинистой толщи АВПоД, нелимитированный отток поровой жидкости в условиях гидравлической связи с участками разгрузки и в течение достаточно длительного геологического времени приводит к предельному уплотнению глин, полной потере ими пластичности, превращению их в трещиноватые пластинчатые аргиллитоморфные сланцы.

Подтверждением изложенных положений могут служить фактические материалы по ряду альпийских геосинклинальных (Паданская, Южно-Каспийская, Лос-Анджелесская, Мараканская впадина, Индоло-Кубанский и Терско-Каспийский прогибы) и разновозрастных платформенных (Скифская плита, При-Галфкостмексиканская впадина) регионов (см. табл. 5.1, 5.2, 5.3, 5.5, 5.6).

Закономерности уплотнения их глинистых пород иллюстрируются корреляциями «пористость глин - глубина», составленным по названным районам (рис. 5.6, 5.7; табл. 5.1, 5.2, 5.3, 5.5, 5.6). При анализе в качестве наиболее характерных (типовых) зависимостей приняты кривые:

- Уэллера-отображающая практически завершённую в стабилизированных платформенных условиях консолидацию палеозойских глин, испытавших в длительного геологического времени почти полную разгрузку находившихся в них флюидов (Уэллер, 1959);
- Вассоевича- иллюстрирующая влияние некоторого отставания оттока поровых флюидов от темпа погружения глин олигоцен-миоценового возраста в обстановке относительно слабоактивизированного участка эпигерцинской платформы Предкавказья (Вассоевич, 1960);

Продолжение табл. 5.1

Общая пористость глин (m), %													
Гидродинамическая обстановка		Замедленная консолидация глинистых пород					Резко лимитированная консолидация глинистых пород						
Характер разреза		Глинисто-песчаное переслаивание, толщина глинистых пачек 150-350 м, глинистость разреза до 70 %					Преимущественно глинистые толщи, толщина глинистых пачек более 400-500 м. глинистость разреза свыше 80 %						
Геосруктурный элемент		Геосинклинальная зона				Слабо активизированная платформа	Геосинклинальная зона				Активизированная платформа		
Нефтегазоносный бассейн		Адриатический	Южно-Каспийский		Средне-Каспийский	Лос-Анджелесский	Средне-Каспийский	Южно-Каспийский	Азово-Кубанский		СреднеКаспийский	Примексиканский	
Регион, район		Паданская впадина	Юго-Зап. Апшерон, Кобустан, сев. часть Бак. арх.	Юго-Зап. Туркмения	Сунженская зона 'Герско-Касп. прогиба	Лос-Анджелесская впадина	Равнинный Дагестан (по Вассоевичу)	южная часть Бакинского архипелага	южный борт Зап.-Кубанского прогиба	Керченский полуостров	Терско-Каспийский прогиб		Галф-Кост
Возраст глин		N ₂			Pg ₃ +N ₁	N ₁	Pg ₃ +N ₁	N ₂	Pg ₃ +N ₁	Kz	Pg ₃ +N ₁		Kz
Глубина погружения глин, м	500	31,1	30,4			25,4	39,1	40,3		43,4		16,5	31,6
	1000	26,4	25,2			22,5	29,9	31,0		37,5		11,2	28,0
	1500	22,1	20,0		29,0	19,6	23,8	28,0		33,2	30,3	7,0	25,2
	2000	17,9	17,0		24,0	17,9	18,7	25,0		29,6	26,5	3,7	22,5
	2500	13,9	14,8		19,8	16,1	13,9	23,0	24,2	26,0	22,9	1,5	20,3
	3000	10,4	13,2	9,4	15,8	14,6	10,2	20,0	21,0	22,5	19,3		18,0
	3500		11,4	8,0	13,0	13,6	6,8	17,0	18,6	19,9	16,0		16,0
	4000		10,0	7,3	10,0	12,1	5,1	14,0	17,0	17,8	13,5		14,2
	4500		6,3	7,0		11,8	4,1	12,0	15,8	16,0	11,2		12,7
	5000		7,0	6,4		11,4	3,4	11,6	15,2		9,7		11,5
	6000		5,0*			10,7		11,2'					9,9
	7000		4,0'					11,0'					9,6

*Расчетные значения.

Таблица 5.2 Динамика изменения пористости глин плиоценовой серии Южно- Каспийского бассейна

Глубина, м	Общая пористость глин (m), %				Δm , %			Соотношения		
	По Уэллеру (m_1)	По Вассое- вичу (m_2)	Центральный Апшерон (m_3)	Бакинский архи- пелаг (m_4)	$m_4 - m_1$	$m_4 - m_2$	$m_4 - m_3$	m_4 / m_1	m_4 / m_2	m_4 / m_3
500	29,9	39,1	31,3	33,5	3,6	-5,6	2,2	1,12	0,86	1,07
1000	23,8	29,9	24,8	28,0	4,2	-1,9	3,2	1,17	0,94	1,13
1500	15,8	23,8	18,9	23,8	8,0	0,0	4,9	1,50	1,00	1,26
2000	8,8	18,7	13,8	20,8	12,0	2,1	7,0	2,36	1,10	1,50
2500	4,3	13,9	9,8	18,4	14,1	4,5	8,6	4,29	1,33	1,87
3000	2,0	10,2	7,2	16,2	14,2	6,0	9,0	8,10	1,59	2,25
3500	1,2	6,8	5,2	14,2	13,0	7,4	9,0	11,80	2,09	2,73
4000	0,8	5,1	3,8	12,6	12,0	7,7	9,0	16,00	2,50	3,57
4500	0,7	4,1	2,9	11,9	11,2	7,8	90,0	17,00	2,90	4,25
5000	0,6	3,4	2,7	11,7	11,1	8,3	9,0	19,50	3,43	4,35

Таблица 5.3 Количественные показатели консолидации глинистых пород плиоценовой серии* Южно-Каспийского бассейна

Диапазон глубины захоронения глинистой толщи, км	Площадь освоения глинистой последовательности м2	Толщина глинистой последовательности, км	Объем глинистой последовательности м3	Диапазон общей пористости глины в погребальном интервале, %			Продолжительность осаждения в погребальном интервале, млн. лет	Коэффициент уплотнения глины, 10 ⁻⁶ % / год
				от	до	Δm		
Глиняная последовательность центра бассейна (по модели Уэллера)								
0.02–0.25	20.00	4.00	80.00	41.0	34.6	6.4	0.63	7.7
0.25–1.50	20.00	4.00	80.00	34.6	15.8	18.8	4.20	4.5
1.50–3.00	20.00	4.00	80.00	15.8	2.0	13.8	5.00	2.8
3.00–4.00	20.00	4.00	80.00	2.0	0.8	1.2	3.30	0.4
4.00–7.00	20.00	4.00	80.00	0.8	0.3	0.5	20.0	0.03
Последовательность глины в центре бассейна (фактическая)								
0.02–0.25	20.00	4.00	80.00	49.0	47.0	2.0	0.83	2.4
0.25–1.50	20.00	4.00	80.00	47.0	33.2	13.8	4.20	3.3
1.50–3.00	20.00	4.00	80.00	33.2	22.5	10.8	5.00	2.1
3.00–4.00	20.00	4.00	80.00	17.8	17.8	4.7	3.30	1.4
4.00–7.00	20.00	4.00	80.00	15.0	15.0	2.8		0.1
Глины песчано-глинистого чередования бортовых обрамлений бассейна								
0.02–0.25	10.00	1.00	10.00	46.0	43.0	3.0	0.83	3.6
0.25–1.50	10.00	1.00	10.00	33.0	32.0	11.0	4.20	2.6
1.50–3.00	10.00	1.00	10.00	32.0	21.0	11.0	8.30	1.3
3.00–4.00	10.00	1.00	10.00	21.0	17.0	4.0	6.67	0.6
4.00–6.00	10.00	1.00	10.00	17.0	15.0	2.0	13.33	0.1
* Для расчетов по уравнению Дарси в первых двух случаях предполагалось, что «нейтральная» поверхность (граница между выжиманием воды и вниз) расположен в середине глиняной последовательности. Градиент давления на расстоянии 1000 м принимался равным 10 МПа.								

Таблица 5.4 Количественные показатели уплотнения коллекторов плиоценовой серии Южно-Каспийского бассейна

Интервал погружения	Площадь распространения коллекторов, тыс. км ²	Мощность коллекторских пачек, км	Объем коллекторских пачек, тыс. км ³	Диапазон изменения общей пористости (гл) в интервале погружения. %			Продолжительность периода осадконакопления в интервале погружения, млн лет	Темп уплотнения, 10 ⁻⁶ %/год	Запасы воды на начало интервала, тыс. км ³	Объем отжатой воды в интервале погружения, тыс. км ³	Объем отжатой воды в единицу времени, млн м ³ /год	Объем отжатой воды из единицы объема породы в единицу времени, м ³ /км ³ /год
				от	до	Δm						
0,02-0,25	90,00	1,00	90,00	35,0	33,0	2,0	0,54	3,70	31,50	1,80	3,33	37,0
0,25-1,50	90,00	1,00	90,00	33,0	24,6	8,5	2,71	3,10	29,70	7,65	2,82	31,3
1,50-3,00	90,00	1,00	90,00	24,5	20,0	4,5	3,25	1,30	22,05	4,05	1,25	13,9
3,00-4,00	90,00	1,00	90,00	20,0	17,0	3,0	2,17	1,30	18,00	2,70	1,24	13,8
4,00-6,00	90,00	1,00	90,00	17,0	14,5	2,5	4,33	0,50	15,30	2,25	0,52	5,8

Таблица 5.5 Динамика изменения пористости глин олигоцен – миоценовой (Майкопской) серии Индоло- Кубанского бассейна в функции глубины их погружения

Глубина, м	Общая пористость глин (ш), %				$\Delta m, \%$			Соотношения		
	По Уэллеру (m_1)	По Вассоевичу (m_2)	Южный борт и осевая зона (m_3)	Керченско-таманская зона (m_4)	$m_4 - m_1$	$m_4 - m_2$	$m_4 - m_3$	m_4 / m_1	m_4 / m_2	m_4 / m_3
500	29,9	39.1	41.5	43.4	13,5	4.3	1,9	1,45	1,11	1.05
1000	23,8	29,9	36,3	37.5	13.7	7,6	1,2	1,58	1,25	1.03
1500	15,8	23.8	32,0	33,2	17.4	9.4	1,2	2,10	1,39	1.04
2000	8,8	18,7	28,0	29.6	20.8	10,9	1,6	3,36	1,58	1.06
2500	4,3	13.9	24,2	26,0	21,7	12,1	1,8	6,05	1,87	1,07
3000	2,0	10.2	21,0	22,5	20.5	12,3	1,5	11,25	2,21	1,07
3500	1,2	6,8	18.6	19,9	18,7	13,1	1,3	16,58	2,93	1.07
4000	0,8	5,1	17,0	17,8	17,0	12,7	0,8	22,25	3,49	1.08
4500	0,7	4,1	15,8	16,0	15,3	11,9	0,2	22,86	3,90	1,08
5000	0,6	3,4	15,2	15,5	14,9	12,1	0,3	25,83	4,56	1,08

Таблица 5.6 Количественные показатели консолидации глинистых пород олигоцен- миоценовой (Майкопской) серии* Индоло-Кубанского бассейна

Диапазон глубины захоронения глинистой последовательности, км.	Площадь развития глинистой последовательности, км ² .	Толщина глинистой последовательности, км.	Объем глинистой последовательности, км ³ .	Диапазон общей пористости глины в интервале захоронения, %.			Продолжительность осаднения в интервале захоронения, МЛ.	Степень уплотнения глины, 10 ⁻⁶ %. / год
				от	до	Δm		
Глиняная последовательность Керченско-Таманской зоны (по модели Уэллера)								
0.02–0.25	20.00	4.00	80.00	41.0	34.6	6.4	0.63	7.7
0.25–1.50	20.00	4.00	80.00	34.6	15.8	18.8	4.20	4.5
1.50–3.00	20.00	4.00	80.00	15.8	2.0	13.8	5.00	2.8
3.00–4.00	20.00	4.00	80.00	2.0	0.8	1.2	3.30	0.4
4.00–7.00	20.00	4.00	80.00	0.8	0.3	0.5	20.0	0.03
Глиняная последовательность Керченско-Таманской зоны (фактически)								
0.02–0.25	20.00	4.00	80.00	49.0	47.0	2.0	0.83	2.4
0.25–1.50	20.00	4.00	80.00	47.0	33.2	13.8	4.20	3.3
1.50–3.00	20.00	4.00	80.00	33.2	22.5	10.8	5.00	2.1
3.00–4.00	20.00	4.00	80.00	17.8	17.8	4.7	3.30	1.4
4.00–7.00	20.00	4.00	80.00	15.0	15.0	2.8		0.1
Глины песчано-глинистого чередования южного борта и осевой зоны прогиба								
0.02–0.25	10.00	1.00	10.00	46.0	43.0	3.0	0.83	3.6
0.25–1.50	10.00	1.00	10.00	33.0	32.0	11.0	4.20	2.6
1.50–3.00	10.00	1.00	10.00	32.0	21.0	11.0	8.30	1.3
3.00–4.00	10.00	1.00	10.00	21.0	17.0	4.0	6.67	0.6
4.00–6.00	10.00	1.00	10.00	17.0	15.0	2.0	13.33	0.1

* Для расчетов по уравнению Дарси в первых двух случаях предполагалось, что «нейтральная» поверхность (граница между выжиманием воды и вниз) расположен в середине глиняной последовательности. Градиент давления на расстоянии 1000 м принимался равным 10 МПа.

- Рачинского-Дурмушяна характеризующая обстановку весьма существенно лимитированного оттока поровой жидкости из исключительно мощной (до 4 км) третично-четвертичной глинистой толщи, отлагавшейся в условиях интенсивного альпийского прогибания бассейна осадконакопления юго-восточной геосинклинальной зоны Керченского полуострова (осевая и южная зоны Индоло-Кубанского прогиба) (Дурмишян и Рачинский, 1976 г.; Рачинский, 1983 г.).

Положение остальных кривых относительно друг друга и названных эталонных зависимостей позволяет (при учете специфических для каждого региона особенностей) оценить роль каждого из основных факторов в общем процессе консолидации глин. В частности, представляется возможным при одинаковом возрасте уплотняющихся глин количественно определить влияние соотношения в разрезе проницаемых и непроницаемых разностей и их мощности; при идентичной литофациальной характеристике разрезов-влияние геологического времени; при подобии литологии и возраста-воздействие тектоно-инверсионных и денудационных факторов.

Так, если обратиться к сопоставлению одновозрастных плиоценовых разрезов Апшеронской области и Бакинского архипелага (Южно-Каспийский бассейн), то фактические данные показывают, что количественные показатели уплотнения глин в каждом из этих районов существенно разнятся в зависимости от соотношения в разрезах проницаемых и непроницаемых пород и их мощности. В условиях частого песчано-глинистого чередования (Центральный Апшерон) поровые флюиды достаточно свободно эмигрируют из маломощных (до 100-120 м) глинистых пачек в смежные коллекторы и темп их уплотнения весьма высок (кривая расположена между корреляциями Уэллера и Вассоевича); в районе же Бакинского архипелага, характеризующегося резкой глинизацией плиоценового разреза (до 85-95 %) и значительной мощностью глинистых толщ (до 1300-1600 м-пл. Булла-море), консолидация глин реализуется при существенно лимитированном оттоке поровой жидкости и с гораздо меньшим темпом- кривая расположена между корреляциями Вассоевича и Рачинского, определяя таким образом расхождения в значениях пористости глин на одинаковых глубинах в названных районах в диапазоне 2-10 % (рис. 5.7: табл. 5.1, 5.2, 5.3) (Рачинский, 1983 г.).

Примерно аналогичную форму и положение относительно эталонных кривых имеют зависимости для ряда других регионов и стратиграфических комплексов. Кривым, отвечающим Апшеронскому району ЮКБ, идентичны кривые по олигоцен-миоценовым отложениям Западного Предкавказья (Индоло-Кубанский прогиб) и мел-палеогеновым отложениям Равнинного Крыма (Скифская плита), по олигоцен-миоцену Ставропольского свода (Центральное Предкавказье, Скифская плита), залегающим на глубинах до 3 км, плиоценовым интервалам Юго-Западной Туркмении (восточный борт ЮКБ), находящимся на глубинах 2-5 км мел-третичным сериям Венесуэлы и Колумбии (Маракайбская впадина) и др.

Геологической обстановке Бакинского архипелага (затрудненный дренаж) в определенной степени соответствуют зависимости по мощным, однородным, преимущественно глинистым третичным отложениям южного борта и осевой зоны Индоло-Кубанского прогиба, Терской и Сунженской зон Терско-Каспийского прогиба, Галф-Коста (Примексиканская впадина) (см. рис. 5.6; табл. 5.1, 5.2, 5.3, 5.5, 5.6).

Сопоставление консолидационных показателей разновозрастных глинистых толщ, характеризующихся идентичностью остальных критериев подобия (мощность, литофациальный облик, соотношение глин и коллекторов, геоструктурная принадлежность, история геологического развития региона и др.), устанавливает четкую связь между геологическим временем и общей пористостью глин- на одних и тех же глубинах степень консолидации глинистых образований прогрессивно возрастает по мере увеличения возраста формации. В геосинклинальных районах это особенно явно проявляется при сравнении, например, плиоценовых глин Центрального Апшерона (ЮКБ) с палеоген-миоценовыми

глинами Маракаибской впадины-разность в значениях пористости составляет до 8 %, а в платформенных регионах - например, при сопоставлении материалов по мел-палеогеновым глинам равнинного Крыма с кривой Уэллера (палеозой) та же разность составляет до 5 % и т.д. (см. табл. 5.1).

Роль тектоно-инверсионных, денудационных и геоструктурно-стабилизационных факторов проявляется в основном в оптимизации условия и ускорении темпа разгрузки поровых вод, определяемого:

- тектонострессовым «выдавливанием» поровой жидкости;
- прогрессирующим улучшением (главным образом в ходе подъема территории);
- гидравлической связи консолидирующихся толщ с зонами дренажа;
- уменьшением гравитационной нагрузки на уплотняемые породы;
- стационарностью режима флюидомассопереноса, способствующей относительно более полному и быстрому оттоку эмигрирующих из глин поровых жидкостей.

Иллюстрацией влияния указанных факторов служат данные по резко приподнятым и значительно денудированным в ранне альпийском цикле тектогенеза Новоселовскому поднятию (Равнинный Крым) и Адыгейскому выступу (Западное Предкавказье), характеризующимся весьма низкой пористостью глин и практически повсеместным распространением их аргиллитоморфных разностей. Зависимости «пористость-глубина» по этим районам резко смещены вверх и влево от кривой Уэллера (см. рис. 5.6, табл. 5.1).

По территориям, испытавшим инверсионное геотектоническое развитие, вид указанных кривых и их положение на диаграмме всегда определяются исключительно названными обстоятельствами. На рис. 5.6 в той же зоне уплотнения располагаются значения пористости глин по олигоцен-нижнемиоценовым (майкопским) отложениям Предгорного Дагестана (Терско-Каспийский прогиб). В отличие от Новоселовского поднятия и Адыгейского выступа некомпетентные интервалы здесь представлены глинами, сохранившими свои морфологические и текстурные особенности. Характер корреляции по этому району обнаруживает тесную связь с историей его геологического развития, прошедшего в конце миоцена и антропогена стадии мощного (до 2 км) воздымания, в результате чего на повышенных современных гипсометрических уровнях фиксируются глины с пористостью отвечающей предшествовавшим палео глубинам их погружения (Дурмишян и Рачинский, 1976 г.; Рачинский, 1983 г.).

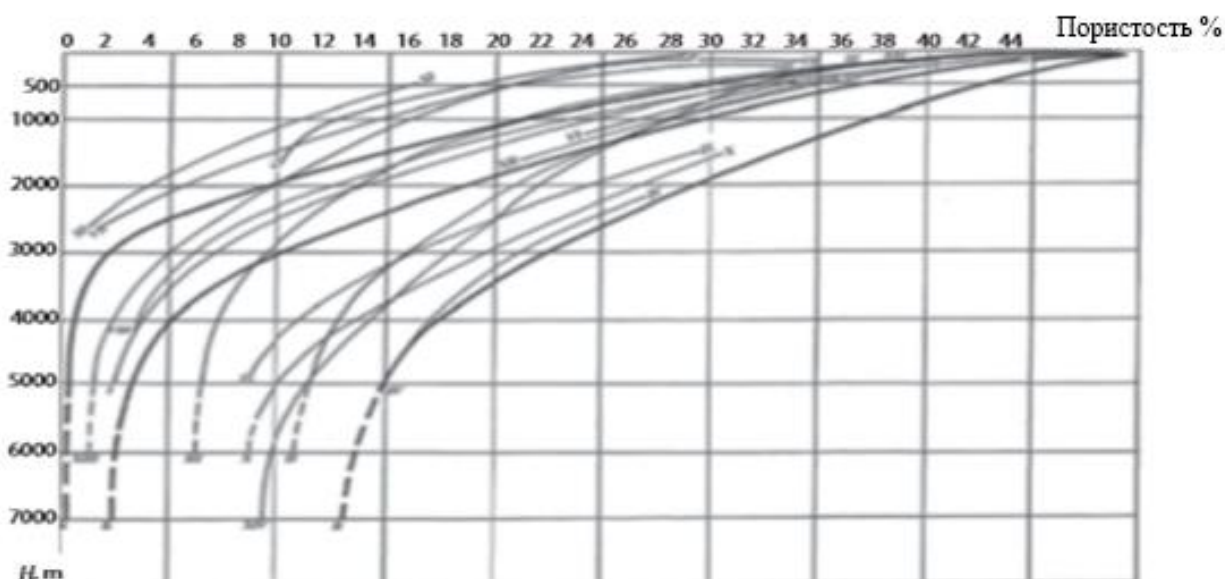


Рис. 5.6. Изменение общей пористости глин в зависимости от глубины.

Эталонные зависимости: а - корреляция Уэллера; б - корреляция Вассоевича, в - корреляция по Керченскому п-ову (Рачинского). Региональные зависимости: I - Центральный Алшерон, II - Бакинский архипелаг, III - Юго-Западная Туркмения (Южно-Каспийская впадина); IV - южный борт Западно-Кубанского прогиба, V - Адыгейский выступ (Индоло-Кубанский прогиб); VI - Скифская плита, VII - Новоселовское поднятие (Крым), VIII - Равнинный Крым; IX - Сунженская зона, X - Терская зона, XI -- Предгорный Дагестан (Терско-Каспийский прогиб); XII Ставропольский свод; XIII - Венесуэла, Колумбия (Маракайбская впадина); Галф-Кост (Примексиканская впадина)

Анализ приведенных зависимостей и их совместное рассмотрение позволяют в качественном аспекте констатировать следующее:

- единой зависимости уплотнения глин с глубиной для всех формаций и разрезов не существует. Каждый регион, область, формация и разрез в соответствии с литологической характеристикой, мощностью, возрастом осадочных отложений и историей геологического развития имеют свои специфические условия консолидации глинистых образований и кривые уплотнения;
- при седименто-и диагенезе мощных глинистых толщ условия оттока поровой воды резко ограничиваются, что приводит к отставанию процесса эмиграции флюидов от темпа и глубины погружения осадков и обуславливает сохранение высокой пористости глин на больших глубинах;
- в условиях песчано-глинистого чередования темп уплотнения глин значительно выше, чем в обстановках распространения преимущественно глинистой фации в разновозрастных интервалах разрезов. В районах развития последней стабилизация

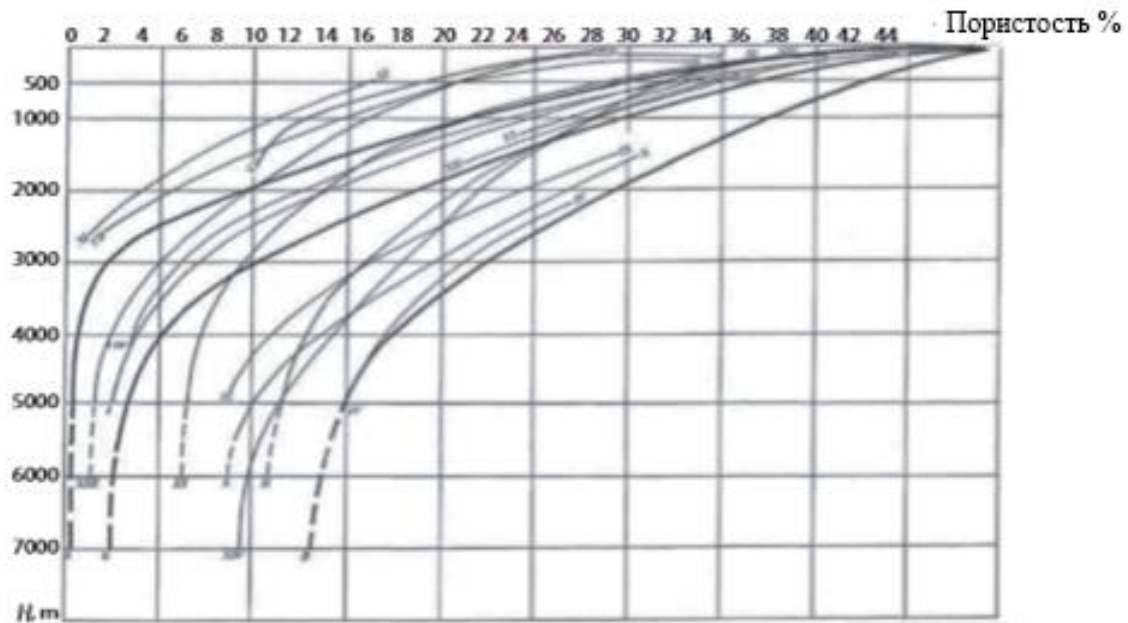


Рис. 5.7. Зависимость изменения пористости глин от глубины их погружения:
1 – Центральный Апшерон; 2 – Бакинский архипелаг

пористости (влагонасыщенности) глин отмечается при высоких значениях указанного параметра (порядка 10-12 %), соответствующих в районах распространения песчано-глинистого переслаивания глубинам 2-2,5 км;

- во всех районах темп уплотнения глин с глубиной резко уменьшается, обнаруживая тенденцию к существенному ограничению масштабов этого процесса, и соответственно скоростей оттока и объемов отжимаемых флюидов, в области больших глубин;
- некомпенсированное оттоком сжатие поровой воды определяет формирование в глинистой толще АВПоД нередко приближающихся по своим значениям к литостатическому и характеризующим остановку весьма сильно затрудненного или практически отсутствующего водообмена;
- соответствие наблюдаемых значений пористости глин временным условиям (глубинам) их залегания устанавливается в течение длительного геологического времени;
- резкое изменение (уменьшение) темпа снижения пористости глин на глубинах свыше 1 км свидетельствует о практическом затухании на этом уровне гравитационной консолидации глинистых образований фильтрационного оттока флюидов- и смен растянутым во времени иным процессом релаксации-«рассасывания» (массоперенос посредством диффузии, пленочных, капиллярных, осмотических механизмов и т.п.), способным осуществляться независимо от темпа и знака тектонических движений (см. ниже).

Совокупное исследование установленных зависимостей позволяет количественно оценить влияние времени на консолидацию глин, объемы и скорость оттока эмигрирующих флюидов, определить вероятность функционирования, граничные условия, место и роль в реальной обстановке глубоких недр элизионного водообмена.

В качестве типовой модели для решения указанных задачи более подходит хорошо изученный Южно-Каспийский бассейн. В пределах названной территории состояние полной консолидации глинистых образований (пористость глин менее 0,2 %) фиксируется только в

нижнемеловых и среднеюрских интервалах, представленных толщей растресканных аргиллитов и сланцев толщиной до 2000 м. Вышезалегающие глинистые комплексы антон-нижнего кампана выполнены пластичными разностями спористостью до 10 % на глубине 3-3,5 км.

Учет инверсионных явлений в пределах территории приводит к заключению, что указанные значения пористости глин являются унаследованным результатом их пребывания на глубинах 6-9 км. Исходя из этого, следует полагать, что до инверсионного этапа пористость верхнемеловых глин на отметках 3-3,5 км была существенно выше настоящей. Поскольку в ходе геологического развития район наблюдений - зона юго-восточного погружения мезозойской складчатости мегантиклинория Б. Кавказа - претерпел значительную тектоническую инверсию, обусловившую с конца юрского и до третичного времени общий подъем названных комплексов по меньшей мере на 3-6 км (Хаин, 1950 г.; Милановский и Хаин, 1964 г.), то представляется возможным считать, что значения пористости глин в этих интервалах разреза соответствуют не их современному гипсометрическому положению, а палеоглубинам их залегания - порядка 8-12 км. Следствием этого является признание факта, что процесс консолидации мощных глинистых толщ в регионе завершается на глубине в среднем 10-12 км при обязательном условии его весьма длительной временной протяженности.

Оценки показывают, что присутствию в разрезе крупных межформационных перерывов в осадконакоплении и соблюдении постоянства знака тектонических движений полная консолидация плиоценовых глин (типа распространенных в районе Бакинского архипелага – средний возраст постмиоценового комплекса 13 млн лет) от исходной пористости 13 % на глубине 4 км (верхняя граница зоны превалирования в процессе уплотнения глин эффекта диффузионно- см. ниже) до состояния предельной стабилизации глин юры и нижнего мела (средний возраст 140 млн лет, глубина 12 км) может осуществляться с темпом по пленочного «рассасывания» порядка $0,09 \cdot 10^{-6} \%$ в год.

В пересчете на объемы отжимаемых вод и при параметрах расчетной схемы: площадь распространения глинистой фации плиоцена 70 тыс. км², толщина глин 4000 м; диапазон изменения пористости глин 13-1 %- эти величины составляют за год 0,25 млн м³, за столетие- 25 млн м³, за тысячелетие- 250 млн м³. (Ориентировочный характер расчета позволяет пренебречь изменением толщины глин в ходе их погружения, поскольку учет этого обстоятельства не меняет порядок величин.).

Иными показателями характеризуется процесс уплотнения на глубинах до 4 км. За отрезок времени не более 7,5 млн лет общая пористость глин Бакинского архипелага (модель глинистой фации продуктивной толщи среднего плиоцена центральной части ЮК6) уменьшилась с 41 до 13 %. При этом в ходе погружения глин на первые 250 м за счет отжатия воды в бассейн седиментации и протекающих на стадии раннего диагенеза осадков влагоемких процессов гидратации минералов пористость глин снизилась с 41 до 36,4 % (т.е. на 4,6 %), а далее в интервале 250- 4000 м- на 23,6 %.

Если принять скорость прогибания бассейна в период отложения верхней 250-метровой пачки глин 0,054 см/год (темп современного прогибания), а длительность временного промежутка, указанных осадков, 0,46 млн лет, то темп снижения пористости в этом интервале составляет $10,0 \cdot 10^{-6} \%$ в год, а в нижнем (в среднем за период 6,9 млн лет)- $3,3 \cdot 10^{-6} \%$ в год. В соответствии с параметрами принятой расчетной схемы объемы отжатых флюидов составляют: для верхнего интервала (с учетом потерь на гидратацию минералов)- 23,0 млн м³/год и для нижнего- в среднем 9,4 млн м³/год (см. табл. 5.3). Результаты расчетов свидетельствуют, что при погружении мощных глинистых толщ в интервале глубин до 4000 м максимальная в единицу времени отдача поровой воды происходит в диапазоне глубин до 1500 м. В ходе дальнейшего уплотнения объемы отжимаемых флюидов резко (почти втрое)

уменьшаются, что сказывается на эффективности элизионного водообмена и латеральной миграции флюидов в направлении от центра бассейна к его бортам.

Расчеты по уравнению Дарси (возможность использования этой зависимости в данном случае обосновывается тем обстоятельством, что расчетные показатели могут отличаться от фактических только в сторону завышения) показывают, что в интервале погружения до 250 м при средней проницаемости глин $14,6 \cdot 10^{-6}$ Д и фактической скорости фильтрации $12,20 \cdot 10^{-4}$ м/год продолжительность периода фильтрационной разгрузки до уровня современных значений пористости глин составила бы 1,6 млн лет, а в интервале 250-4000 м при средних проницаемости $0,36 \cdot 10^{-6}$ Д и скорости $0,50 \cdot 10^{-4}$ м/год была бы значительно больше возраста самих осадков. Иная картина устанавливается в интервале глубин 4000-12000 м- здесь при проницаемости глин $0,10 \cdot 10^{-6}$ Д, скорости фильтрации $0,46 \cdot 10^{-6}$ м/год и продолжительности погружения глинистой толщи 130 млн лет, срок фильтрационной разгрузки составляет 43,2 млн лет.

В сочетании наличием в этой зоне неплотных глин с АВПоД (Дурмишян и Рачинский, 1973 г.), это позволяет полагать, что отток отжимаемых вод в этом диапазоне глубин осуществляется со скоростью, по крайней мере на порядок меньшей, чем расчетная. Принимая, что на указанных глубинах в процессе уплотнения глинистых осадков доминирует механизм диффузионно- пленочного «рассасывания» (см. далее) избыточных поровых давлений и влагонасыщенности глин, скорость подобной релаксации можно оценить величинами $4,4-4,6 \cdot 10^{-6}$ м/год.

Представляет интерес количественная оценка величин избыточных объемов содержащихся во внутривпоровом пространстве вод, обуславливающих возникновение в глинистой толще сингенетического АВПоД. В табл. 5.2, 5.3 в предположении соответствия характера уплотнения глин зависимости Уэллер, иллюстрирующей, как отмечалось выше, обстановку нормального гидродинамического режима, приведен расчет консолидационных показателей глин центральной части ЮКб. Из сравнения указанных показателей с фактическими, характеризующими район культинационных проявлений АВПоД (Рачинский, 1977 г., 1982 г., 1983 г.), видно, что в первом интервале погружения избыточный объем поровых вод, формирующий АВПоД, составляет 5,0, во втором- 6,5, в третьем 17,3 тыс. км³. (Соответствующие показатели последующих интервалов погружения не рассматривались, поскольку отток флюидов здесь практически завершен.)

Приложение параметров рассмотренной выше расчетной схемы к варианту латерального перемещения отжимаемых флюидов свидетельствует о малой вероятности обеспечения выделяющимися в ходе уплотнения объемами жидкости и ее скоростями направленного тока подземных вод от центральной части к приферию бассейна. При принятых (явно завышенных для данного варианта) градиентах напора 0.1 м/м миграция расчетного объема отжатых вод на расстояние 10 км потребовала бы в зависимости от интервала погружения глинистой толщи 16; 333; 400 млн.лет и более, что во много раз превышает возраст консолидируемых отложений. Из приведенного становится очевидным, что центральная погруженная часть ЮКб не может служить областью питания элизионной системы и, следовательно, основным поставщиком углеводородов в зоны нефте- и газонакопления его внешних бортовых обрамлений.

Рассмотрим теперь возможности формирования элизионного режима в ареалах развития песчано-глинистой фации плиоцена ЮКб. Параметры расчетной схемы приняты следующими:

- толщина разреза 2500 м;
- толщина уплотняемых глин- 1500 м;
- площадь распространения фации-90 тыс. км²;
- объем захороненных в коллекторах вод-27 тыс. км³;

- разгрузка (грязевой вулканизм, восходящие термальные источники, соленые озера, выходы подземных вод на поверхность, субмаринная разгрузка) $9,0 \cdot 10^{-3}$ км/год.

Оценка величины разгрузки подземных вод произведена следующим образом. По данным режимных наблюдений, выполненных на восточном борту бассейна, современная разгрузка из отложений среднего плиоцена составляет около $3 \cdot 10^{-3}$ км³/год (Колодий, 1969 г.), эту величину для западного борта бассейна приняли равной $6 \cdot 10^{-3}$ км³/год.

Элементарный расчет показывает, что за всю постмиоценовую историю геологического развития бассейна (около 13 млн лет) объем разгрузки составил примерно 117 тыс. км³, что более чем в 4 раза превышает запасы подземных вод в коллекторах. Дефицит в 90 тыс. км³, очевидно, должен быть компенсирован за счет каких-то других источников питания. Отрицая возможность пополнения запасов подземных вод за счет инфильтрации с поверхности, чему противоречат многочисленные наблюдения в регионе (Ахундов, Рачинский, 1976 г.; Рачинский, 1984 г.), рассмотрим возможность восполнения запасов седиментогенных вод за счет внутренних ресурсов комплексов и, в частности, за счет уплотнения глин и коллекторов (табл. 5.3, 5.4).

Материалы табл. 5.3 устанавливают, что в ходе консолидации глин описываемого разреза объем выделившихся вод мог составить не более 54,0 тыс. км³, покрывая имеющийся дефицит только на 60 %. В процессе уплотнения коллекторов за этот же срок могло дополнительно выделиться около 18,0 тыс. км³ воды (табл. 5.4), что компенсирует разгрузку еще на 20 %.

Таким образом, суммарное возмещение разгрузки составляет всего лишь 80 % 72,5 тыс. км. Очевидно, что оставшиеся 20 %-17,5 тыс. км³ при условии отсутствия инфильтрационного питания могут быть обеспечены только за счет ресурсов подстилающих комплексов. Это, в свою очередь, с учетом весьма малой проницаемости подстилающих плиоценовую толщу глинистых образований миоцен-палеогена и мезозоя, предполагает широкое развитие в регионе вертикальных межформационных перетоков флюидов, осуществляющихся в основном по системе дизъюнктивов, трещин и эруптивов грязевых вулканов (Рачинский, 1982 г.; Рачинский, 1984 г.; Рачинский, 1989 г.).

Следствием выполненных балансовых оценок является отрицание элизионной природы водообмена и в этой зоне ЮКб, подтверждающееся фиксацией аномальных пластовых давлений только в пределах структурных ловушек среднего плиоцена и их практическим отсутствием законтурных зонах ряда объектов площадей Карадаг, Зыря, Южная, о. Песчаный, Бахар, Огурчинская, Западно-Эрдеклинская и др., расположенных фронтально по отношению к центральной части бассейна (Рачинский, 1977 г.; Рачинский, 1982 г.; Рачинский, 1989 г.).

Приведенные данные позволяют, таким образом, считать, что плиоценовый водонапорный комплекс ЮКб представляет собой сложно построенный гидродинамический резервуар с современным гидравлическим разобщением его центральной погруженной части, выполненной глинами с АВПоД, от периферийных бортовых участков, сложенных песчано-глинистым чередованием, и преимущественно вертикальной флюидодинамической связью с подстилающими стратиграфическими интервалами, обуславливающей формирование в коллекторах локальных поднятий эпигенетического АВПД за счет инъекции в разрез жидких высоконапорных агентов.

Аналогичные результаты расчетов и соответствующие геологические следствия характеризуют и другие проанализированные с рассмотренных позиций регионы (Индо-Кубанский (см табл. 55, 56), Терско-Каспийский прогибы, Галф-Кост и др.). В каждом из них максимально интенсивный расход отжимаемых флюидов так же, как и в ЮКб, имеет место на небольших глубин 1500 м, при невысоких температурах и на самой ранней стадии

формирования гидродинамической системы (комплекса) задолго до практической возможности ее функционирования (в нефтегазогенерационном отношении) по элизионной схеме. В процессе дальнейшей консолидации объемы и скорость отжатых флюидов становятся настолько незначительными, что оказываются не в состоянии преодолевать гидравлические сопротивления среды, поддерживать в течение длительного времени латеральный ток подземных вод в направлении от наиболее погруженных зон бассейнов к их бортовым обрамлениям. Применительно ко всем указанным районам, помимо изложенного, необходимо иметь в виду, что вследствие весьма малой проницаемости глин отдача воды из уплотняющихся глинистых толщ может осуществляться лишь из зоны их контакта с проницаемыми интервалами разрезов в «работе». Таким образом, принимает участие не весь объем глин, а только его достаточно ограниченная часть.

Кроме того, согласно исследованиям Кублика, близ контакта «недоуплотненных» глин с коллекторами создаются благоприятные условия для вторичной кристаллизации кремнезема, кальцита, сульфатов и др., определяющие резкое уменьшение их проницаемости на таких участках. Естественно, что в подобной обстановке фильтрационная эмиграция поровых флюидов из глинистых толщ в проницаемые пласты еще более имитируется, резко ограничивая масштабы последующей латеральной миграции в них откаты воды.

Правомерность подобного заключения находит подтверждение в исследованиях Блоха, Бондаренко, установивших, что поровая вода в глинистых системах обладает аномальными свойствами, проявляющимися в необычно высокой растворяющей способности. В частности, содержание кремния в аномальной воде превышает растворимость и выпадает в осадок, цементируя поровое пространство (Спитцин и др., 1972 г.).

Все рассмотренные выше факторы указывают на то, что количество выжимаемой из глины воды в единицу времени значительно ниже, чем рассчитанное выше.

Взаимосвязь между пористостью и проницаемостью, а также проницаемостью и глубиной для глин была дана Мухиным (1965 г.) и Неглией (1979 г.) (Рисунки 3 и 4). На глубинах ниже 500 м существует довольно низкая проницаемость (менее 0,01 миллидар Дарси) (Добрынин и Серебряков, 1978 г.; Линецкий, 1974 г.).

Правомерность подобного заключения находит объективное подтверждение в исследованиях Кидуэл, Хант, изучавших процессы консолидации молодых глинистых осадков дельты р. Ориноко на пл. Педералес (Венесуэла) и установивших, что вследствие затрудненности оттока воды из уплотняющихся глин в них уже на глубинах порядка 30-40 м формируются аномальные давления, превышающие гидростатические на 15-20 %. (Рачинский, Дурмишян, 1982 г.; Рачинский, Керимов, 1989 г.; Улитин, 1955 г.). Аналогичные явления хорошо известны также в практике гидротехнического строительства и подробно описаны.

Ниже глубины 500 м отток жидкости из глин становится менее интенсивным. Это занимает гораздо больше времени, и механизмы контроля различны и включают диффузию, капилляр, пленку и осмос (Рачинский, 1983 г.). Батурин (1954 г.) заявил, что седиментогенные воды выжимаются из глин на глубину до 400 м, а Ломтадзе (1954 г.) и Страхов (1962 г.) ограничивают этот интервал до 400-800 м (см. Также Риеке и Чилингариан, 1974 г.). Это говорит о том, что элиминационный поток подземных вод из глубоких центральных частей бассейнов к их периферии ограничен, поскольку выброс воды из глин на этих глубинах незначителен.

С другой стороны, способные обеспечить формирование необходимых для водообмена объемов вод процессы дегидратации (Чилингариан, 2002 г.) монтмориллонита происходят в диапазоне геотемператур 120 °С (Карцев и Вагин, 1973 г.; Колодий, 1985 г.; Хитаров, Пугин, 1966 г.; Перри и Хауэр, 1972 г.; Пауэрс, 1976 г.; Чилингариан и др., 2002 г.), соответствующем для условий, например, ЮКБ глубинам 7-9 км.

Учет обоих обстоятельств в совокупности приводит к заключению, что в интервале 0,6-8 км возможность генерации глинистыми толщами объемов вод для функционирования гидродинамических систем по элизионной модели маловероятна.

Выводы

В свете проведенного изучения представляется правомерной аппроксимация зависимостей «пористость глин-глубина» не по логарифмическому или экспоненциальному законам, а по линейному с фиксацией скачкообразного излома функции в диапазоне отметок (-500)-(-800) м (в зависимости от специфики местной геологической обстановки). Участок корреляции в интервале глубин до этого уровня, характеризующий весьма резкое уменьшение пористости, отвечает зоне доминирования фильтрационной разгрузки; нижний, иллюстрирующий значительное снижение темпа уменьшения пористости на глубинах свыше 1000 м-превалированию процессов диффузионного, пленочного, капиллярного, осмотического оттока.

Исходя из всего вышеизложенного, в геологической истории мощных погруженных глинистых толщ следует выделять следующие гидродинамические этапы:

1. фильтрационной консолидации - в интервале глубин примерно до ;
2. $\approx 500-800$ м;
3. диффузионно-пленочного уплотнения- 800 м и более;
4. катагенетического дегидратационного разуплотнения - в зоне геотемператур выше 120°C .

В природных условиях последние два процесса могут накладываться друг на друга.

В связи с приведенным очевидно, что при гидрогеологических расчетах модель Дарси может быть использована только для верхней фильтрационной зоны.

Выделение сжатых жидкостей (АВПД с большими запасами упругой энергии) из густых, глубоких, добывающих углеводороды последовательностей глины может быть возможным на значительной площади, создавая условия для региональных нефтегазоносных явлений. Степень такой разгрузки жидкости может быть относительно небольшой и может дать заметные результаты только через длительные промежутки времени (сотни миллионов лет).

5.3.2. Аномально высокие поровые и пластовые давления как показатели миграции природных флюидов

Причинно-следственная сопряженность современного естественного состояния геофлюидодинамических систем и пространственного размещения в них участков полей, характеризующихся различными уровнями пластовой энергии и значениями гидравлических потенциалов, позволяет использовать закономерности площадного и по вертикали распределения поровых и пластовых давлений и их градиентов в качестве индикаторов энергетических ресурсов природных резервуаров, направления и степени их реализации на современной стадии геологической истории регионов. Поровые и пластовые давления и их градиенты, соответствующие или близкие гидростатическим, в общем случае характеризуют обстановку относительной подвижности флюидов и осуществленной (или осуществляющейся) их миграции; аномально высокие поровые и пластовые давления в геофлюидодинамических⁵, системах и высокие значения градиентов свидетельствуют о напряженности гидравлического поля, затрудненности (лимитации) или отсутствии разгрузки в системе.

В то же время следует иметь в виду, что развитие АВПоД и АВПД на определенных участках территорий и в интервалах разреза, и как результат этого существование в системах градиентов приведенных давлений, является только необходимым, но отнюдь не во всех

случаях достаточным фактором для обеспечения регионального или межформационного движения подземных вод и сопутствующих им углеводородов- наличие их характеризует главным образом потенциальные возможности системы и не должно подлежать толкованию в качестве показателя обязательной мобильности водной среды. Последнее осуществимо лишь при наличии комплекса и достаточных факторов, из числа которых наиболее значимыми являются:

- благоприятная литофациальная и коллекторская обстановки, обеспечивающие возможность миграции;
- отсутствие тектонического, литологического и гидродинамического экранирования тока подземных вод;
- существование и проводимость (скважность) вертикальных каналов связи (дизъюнктивы, гидрогеологические «окна», зоны повышенной трещиноватости, эруптивные аппараты грязевых вулканов, зоны контактов экзо-и криптодиapiровых ядер с окружающими породами)

С учетом изложенного очевидно, что определение преобладающего вида миграции флюидов, условий формирования, размещения и, соответственно, прогноза нефтегазоносности на базе аномально высоких пластовых давлений основано на установлении направления и меры реализации современных приведенных градиентов АВПД, обуславливающих и регулирующих перемещение подземных вод и углеводородов, образование и сохраненных залежей.

Необходимой предпосылкой для решения названных вопросов является рассмотрение теоретически вероятных моделей пространственного распределения градиентов пластовых давлений как функции состояния геологической среды и современный геобарический режим водонапорных комплексов в целом и отдельных локальных структур осуществленных (осуществляемых) процессов миграции и связанным с ними перераспределением давлений. Соответствие фактических по регионам зависимостей той или иной вероятной схеме подлежит интерпретации как объективное проявление определенного миграционного механизма.

При отсутствии (существенной ограниченности) горизонтального и вертикального перемещения флюидов определяется в основном условиями релаксации АВПД, генерированных в подобной геологической обстановке главным образом за счет упругого сжатия природных резервуаров при неотектонических стрессах, и барозффектов, связанных с различиями теплового расширения флюидов и пород входе погружения регионов и вторичной цементацией порового пространства коллекторов в процессах минералогического новообразования. Диагностическим признаком этой модели является практически повсеместное развитие равноградиентных АВПД в коллекторах вне связи со структурно-тектоническими и фациально-литологическими условиями и отсутствие локальных контрастно выраженных гидродинамических (пъезометрических) аномалий. Очевидно, что в обстановке отсутствия факторов, порождающих АВПД, пластовые давления по всей площади распространения водоносных комплексов будут соответствовать гидростатическим.

При доминировании латерального перемещения флюидов по модели элизионного водообмена движение их осуществляется в направлении регионального восстания пластов на значительной площади и барообмен мигрантов с флюидами окружающей геологической среды, характеризующейся пьезопроводностью, происходит в течение относительно длительного времени и вдоль всего пути миграции. Объемная и количественная несопоставимость реагирующих масс и продолжительность их взаимного контакта обеспечивают в реальных геологических обстановках проявления этой схемы выравнивание давлений и их градиентов в коллекторах до уровня нормальных для данного района. Другими

словами, при латеральной модели фильтрации барообмен перемещающихся флюидов с вмещающей средой не может формировать и сохранять во времени заметные пьезоаномалии. Диагностическими признаками этой модели являются:

- последовательное по площади регионов уменьшение значений градиентов приведенных пластовых давлений в направлении от наиболее погруженных центральных частей впадин и прогибов к их бортовым обрамлениям- от зон питания к областям гидродинамической разгрузки;
- в пределах локальных поднятий фиксация минимальных значений градиентов в присводовых зонах складок и их направленное возрастание к крыльевым или периклинальным замыканиям структур, обращенным к депрессионным участкам территории.

При превалировании вертикального флюидомассопереноса площадь контакта мигрантов с вмещающей геологической средой ограничена сечением проводящих дизъюнктивов, зон повышенной трещиноватости, эруптивов грязевых вулканов, гидрогеологических «окон» и т.п., и барообмен между ними происходит в значительно меньшей по объему и площади зоне. Движение высоконапорных флюидов из интервалов генерации до участков аккумуляции происходит здесь со значительно большей скоростью и по более короткому (в общем случае) пути. Сочетание этих моментов приводит, в конечном счете, к инъекции весьма напорных флюидов в зоны пониженных (нормальных для данного диапазона разреза) давлений и возникновению положительных гидродинамических аномалий. В рамках этой модели распределение градиентов приведенных пластовых давлений по площади регионов должно носить мозаичный характер, подчиняющийся степени тектонической нарушенности их отдельных районов и участков, распределение градиентов приведенных давлений в гидродинамически открытых (до поверхности) системах- резервуарах должно характеризоваться их уменьшением снизу вверх по разрезам локальных поднятий и снижением в направлении от присводовых, наиболее осложненных дизъюнктивами участков, к периферийным окончаниям складок; в гидродинамически закрытых системах (пласт- резервуар перекрыт экраном) градиенты приведенных давлений должны быть максимальны в кровле интервала, «охваченного» АВПД, а к низу, по направлению к источнику питания высоконапорными флюидами, они должны уменьшаться.

С позиций подбора описанным теоретическим моделям рассмотрим фактические закономерности пространственного распределения пластовых давлений и их градиентов в основных водоносных комплексах альпийских регионов, характеризующихся активной современной миграцией природных флюидов (табл. 5.7.см, рис. 31-37, 3.9-3.12).

Табличными данными, в сочетании с анализом в предыдущих разделах литофациальных, тектонических и гидродинамических факторов, обосновывается ограниченность масштабов латерального перемещения подземных вод в осадочных разрезах альпийских геосинклинальных регионов и устанавливается доминирующая роль в их водообмене вертикальных внутри- и межформационных перетоков по различного рода нарушениям сплошности пород.

⁵ Следует различать АВПД в гидродинамической системе (за контурами залежей - в водоносных зонах пластов) и избыточные давления в залежах, обусловленные разностью объемных весов нефти, газа и воды. Здесь и далее под АВПД, кроме специально оговоренных случаев, понимается аномально высокорежимное давление в законтурных областях продуктивных горизонтов и в водоносных объектах.

Отвечающая условиям третьей теоретической модели гидравлическая связь верхних этажей с подстилающими интервалами разреза находит объективное выражение в:

- отмеченных выше преимущественной приуроченности АВПД к дислоцированным структурным ловушкам и резком уменьшении их интенсивности в направлении слабонарушенных межструктурных зон;
- значительном превышении пластовых давлений в сводовых зонах за-лежей над избыточными, обусловленными фактическими высотами углеводородных скоплений - разностью объемных весов нефти, газа и воды (месторождения Южно-Каспийской впадины- Нижнекуринская и Джейранкечмесская депрессия, Предзагросского прогиба (Рачинский, 1989 г.));
- • пространственном соответствии зон проявлений АВПД районам активной Тяже вулканической деятельности (Индо-Кубанский прогиб - Керченско-Таманская зона, Южно-Каспийская и Иравадийско-Андаманская впадины);
- • широком распространении в альпийских регионах температурных, гидрохимических, пьезометрических, изотопных, палинологических и прочих аномалий.

Таблица 5.7 Изменение превышений пластовых давлений над гидростатическим и коэффициентов аномальности пластовых давлений в законтурных зонах залежей и водонапорных объектах альпийских межгорных впадин и предгорных прогибов

Регион		Водонапорные комплексы									Сред. значен ия	Средняя толщина осадочног о чехла, км
		Триасовы й	Юрский	Нижне- Меловой	Верхне- Меловой	Палеоцен овый	Эоценовы й	Олигоцен ый	Миоценов ый	Плиоцено ый		
Межгорные депрессии	Южно Каспийская	–	14.1–72.0 1.75 –2.24		3.0–25.3 1.30–1.59	–	–	No data	1.90 – 2.40	0 – 40.0 1.00–2.30	26.91.7 45	16
	Венский	8.5–36.0 1.21–1.60	5.4 –27.6 1.18–1.57	12.7 1.30	3.3–10.9 1.15–1.40	1.2 – 7.0 1.06 –1.35		–	0.8–8.0 1.04 –1.36	0.3 –1.5 1.05 –1.21	9.5 1.27	9.5
	Паданская	47.0 1.77	–	–	32.0 1.60	–	–	8.9–23.7 1.20–1.50		2.9 –27.0 1.14–1.97	23.6 1.53	13.5
	Иравадийско- Андаманская	–	–	–		–	–	6.7–15.0 1.45 –2.30	2.6–8.0 1.33 –1.60	2.1–2.6 1.25 –1.47	6.2 1.57	9.0
	Лос- Анджелеский	–	–	–	2.7 – 8.0 1.02 –1.35	–	–	–	2.5–6.0 1.03 –1.40	0 –1.0 1.00 –1.12	3.4 1.15	6.0
	Маракайбски й	–	–	41.0 –55.0 1.93 –2.10	1.4 – 7.4 1.05 –1.23	1.1 – 5.9 1.12 –1.22	0 – 8.8 1.00 –1.25	0.8 – 5.3 1/04–1.22	0.7 –1.5 1.07 –1.08	–	10.7 1.27	10.5

В свете всего изложенного проявления аномально высоких пластовых давлений следует рассматривать в качестве локальных возмущений флюидодинамической обстановки водонапорных комплексов, позволяющих, в свою очередь, оценивать региональный потенциометрический фон и устанавливать таким образом преобладающее направление миграции флюидов.

Существенное значение вертикальной разгрузки в формировании флюидодинамического режима глубоких недр альпийских геосинклинальных регионов проследим на материалах отдельных районов, проведя анализ распределения по их площади коэффициентов аномальности пластовых давлений как функции близо- и локальных поднятий к наиболее погруженным зонам межгорных впадин и предгорных прогибов, являющимся, по представлениям ряда исследователей, энергетическим источником функционирования (областью питания) элизионных флюидодинамических систем. Очевидно, что последовательное уменьшение коэффициентов в направлении регионального восстания складчатости подлежит интерпретации как свидетельство принципиально возможного осуществления элизионно-латерального водообмена, обратная закономерность характеризует его отсутствие и соответственно, вероятность реализации альтернативной - преимущественно вертикальной модели массопереноса.

По Южно-Каспийской впадине фактические данные показывают, что распределение градиентов напора по площади отдельных ее районов не отвечает элизионной модели. Подобная картина наблюдается, например, в Апшеронском архипелаге, где на месторождении Южная в калинской свите (КаС) на глубине 4200 м пластовое давление соответствует гидростатическому, а на месторождении о. Жилой, расположенном на расстоянии 5 км в направлении регионального восстания пластов в пределах той же антиклинальной зоны, превышение пластового давления над гидростатическим в этом же объекте на глубине 1600 м составляет 5 МПа при коэффициенте аномальности 1,31.

То же отмечается и на восточном борту впадины, где в отложениях верхнего красноцвета пл. Оурчинская и Западно-Эрдехлинская, расположенных в погруженной акваториальной зоне, пластовые давления соответствуют гидростатическим, а в тех же горизонтах соседних по общему восстанию складчатости меторождений Прибалханской и Гограньдаг-Чикишлярской зон поднятий- Челекен, Барсагельмес, Гограньдаг, Чикишляр и других коэффициенты аномальности достигают 1,46 (см. рис. 3.1). В Кызыл кумском прогибе на площади Узун-Аде на глубине 3750 м коэффициент аномальности составляет 1,17, а на месторождении Котур-тепе, которое находится на его борту, соответствующие горизонты красноцветной толщи на глубинах 2500 и 1500 м характеризуются его значениями 1,22-1,33 (Шувалов, 1977 г.). Описанное распределение однозначно свидетельствует о невозможности латеральных токов подземных вод в этих районах из центральной наиболее погруженной, части Южного Каспия к бортовым обрамлениям впадины.

Аналогично распространены АВПД на территории Лос-Анджелесской впадины, где в неогеновом комплексе максимальные значения АВПД натерриториосные значения коэффициента аномальности (1,26) фиксируются на месторождениях зоны Торранс-Уилмингтон, расположенной на участке регионального воздымания складчатости, а минимальные- в антиклинальном поясе Инглвуд-Ньюпорт и на месторождениях Санта-Фе-Спрингс, Боудини, Вест-Койот, находящихся ближе к центральной погруженной части бассейна (см. рис. 3.6). Элементы подобного распределения наблюдаются и в неогене Паданской впадины, где на месторождении Кавьяга коэффициенты аномальности достигают величин 1,8-2,1, а в том же интервале месторождения Кортемаджоре, расположенном на 1000 м ниже по региональному падению складчатости, они в максимальных своих значениях не превышают 1.43 (см рис. 3.3). В Мараканской впадине олтгоцен-палеоценовые отложения относительно приподнятых структур западного борта- Ла-Консепсьен, Мара, Ла-Пас характеризуются

коэффициентами порядка 1,22, а поднятия погруженной осевой части бассейна - зона Боливар, Мене-Гранде и другие характеризуются значениями $K_{ан}$ -не более 1,10 (см. рис. 3.7).

Еще более контрастная картина вырисовывается при анализе данных по альпийским предгорным прогибам, где в верхнем мел-олигоцене флише внутренней зоны Предкарпатского прогиба наиболее высокие значения аномальности характеризуют складки гипсометрически приподнятого Бориславско-Покутского антиклинория. В эоцен-миоцене Индоло-Кубанского максимальные значения коэффициентов фиксируются на месторождениях, примыкающих к его южному борту (Зыбза-Глубокий Яр, Абино-Украинское, Ахтырско-Бугундырское, Курчанское, Западно- Анастасиевское и др.), а вся остальная территория, включая осевую зону, характеризуется близостью пластовых давлений гидростатическим (пл. Славянская, Абхазская, Краснодарская и др.) (см. рис. 3.9, 3.10) (Дурмишян, Мурадян и Рачинский, 1976 г.; Киссин, 1964 г.). В верхнемеловых в миоценовых отложениях Терско-Каспийского, где аномальность заметно возрастает от центриклинали прогиба в направлении его относительно приподнятого платформенного склона, наибольшие значения коэффициента характеризуют месторождения так называемой «зоны сопутствующей складчатости» Терского антиклинория и Притеречного антиклинального пояса (см. рис. 3.11); в бангестан-асмарийском (верхний мел-нижний миоцен) резервуаре Предзагросского прогиба в находящихся ближе к его центральной зоне морских месторождениях Ноуруз, Бахрегасар, Хендиджан значения приведенных давлений понижены по сравнению с месторождениями геосинклинальной прибортовой полосы- Лали, Карандж, Марун, Ахвас, Биби-Хакиме (см, рис. 3.12).

Анализ приведенных данных выявляет парадоксальную с позиции типично элизионной схемы картину- в большинстве альпийских геосинклинальных регионов горизонтальные градиенты приведенных напоров ориентированы в сторону, противоположную постулируемому рядом авторов в качестве обязательного латеральному току подземных вод от центров предгорных прогибов и межгорных впадин к их периферии.

Изложенным обосновывается:

- нехарактерность элизионного режима для глубоких горизонтов указанных регионов;
- его развитие скорее исключение, чем общее правило, и основным механизмом перемещения подземных вод в осадочных толщах является вертикальная миграция по нарушениям сплошности пород и зонам повышенной трещиноватости.

Значение межформационной крупномасштабной разгрузки по системе дизъюнктивов как определяющего механизма движения подземных вод в структурные ловушки отчетливо проступает:

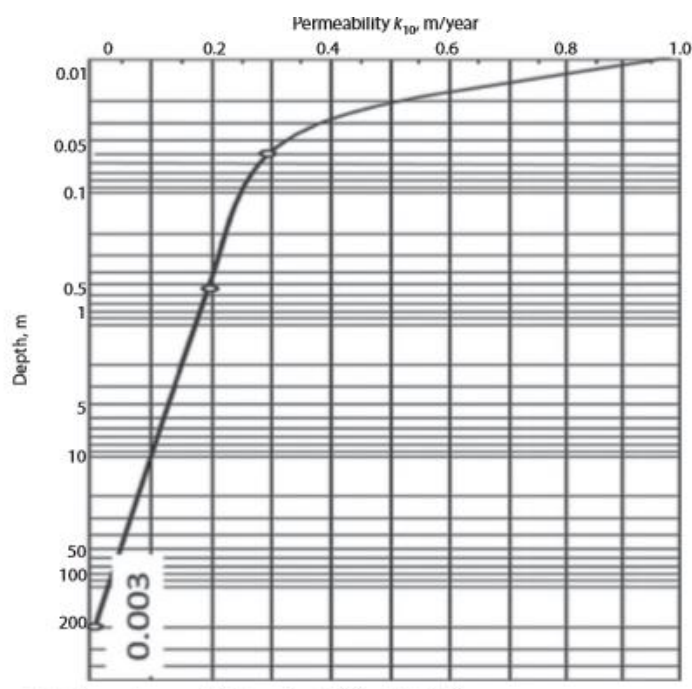
- в выполненных по Южно-Каспийской впадине корреляциях параметра степени напряженности геобарического поля (свободы водообмена)-среднего по всем объектам конкретного месторождения (площади) значения коэффициента аномальности пластового давления ($K_{ан}$) ⁶ с коэффициентом удельной разбитости ловушек (d_i , $км^2/км^2$)-произведением суммарной протяженности тектонических нарушений на их амплитуды, отнесенным к площади складки;
- коэффициентом интенсивности складчатости $K_{ин}$, $м/км^2$)-отношением высоты структуры к ее площади; показателями меры внедрения в разрез нижних щелочных вод валанжин-среднеюрской генерации: h_d (%) - отношение мощности интервала, занятого инъецированными водами, к общей мощности средний

плиоцен-антропогенного разреза в пределах локального поднятия и $H_{зп}$ -гипсометрическая глубина верхней границы перехода жестких вод в щелочные.

Как видно из рис. 6.10, во всех нефтегазоносных районах региона на складках, характеризующихся- максимальными удельной разбитостью, интенсивностью и мерой внедрения в разрез нижних вод, коэффициенты аномальности минимальны, т.е. в условиях значительной дислоцированности структур разгрузка геофлюидодинамической системы осуществляется относительно свободно и лимитируется параллельно уменьшению степени тектонической нарушенности. Очевидно, что первому случаю соответствуют гидравлически открытые ловушки, второму-закрытые.

В описанных корреляциях обращают на себя внимание весьма низкие значения $K_{ан}$ на месторождениях Апшеронского полуострова - 1,00-1,10. Указанный район является основным узлом концентрации запасов углеводородов в регионе и мощной региональной разгрузки подземных вод, о чем можно судить по:

- широкому распространению здесь большого количества соленых озер глубинного питания, восходящих источников, натеков гидротермальных минералообразований. грязевых вулканов,
- по максимально высоким уровням стояния чуждых вмещающим отложениям щелочных вод в разрезах месторождений (Ахундов, Мехтиев, Рачинский, 1976 г.; Рачинский, 1989(а) г., 1989(б) г.) и т.п.



⁶ При неограниченном разряде коэффициент отклонения близок к 1; ограничения водообменной формы АВПД со значениями коэффициента больше 1.

Практическое отсутствие в этом районе аномальности пластовых давлений свидетельствует, с одной стороны, о именно преобладающей роли разрядки геофлюидодинамической системы в формировании залежей (см. гл. 7), и с другой - о существенно накладывающемся влиянии на этот процесс ряда других геологических факторов и механизмов.

Аналогичные зависимости устанавливаются и по всем другим альпийским геосинклинальным регионам (см. рис. 7.11), что определяет правомерность общего заключения о движении в них подземных вод преимущественно в вертикальном направлении и контроле миграции главным образом условиями скважности тектонических нарушений, зон гидрогеологических «окон», повышенной трещиноватости и др.

5.4. Геотемпературные показатели миграции природных флюидов

Зависимости геотемператур и их градиентов от комплекса показателей, характеризующих тектонические условия отдельных складок, меру

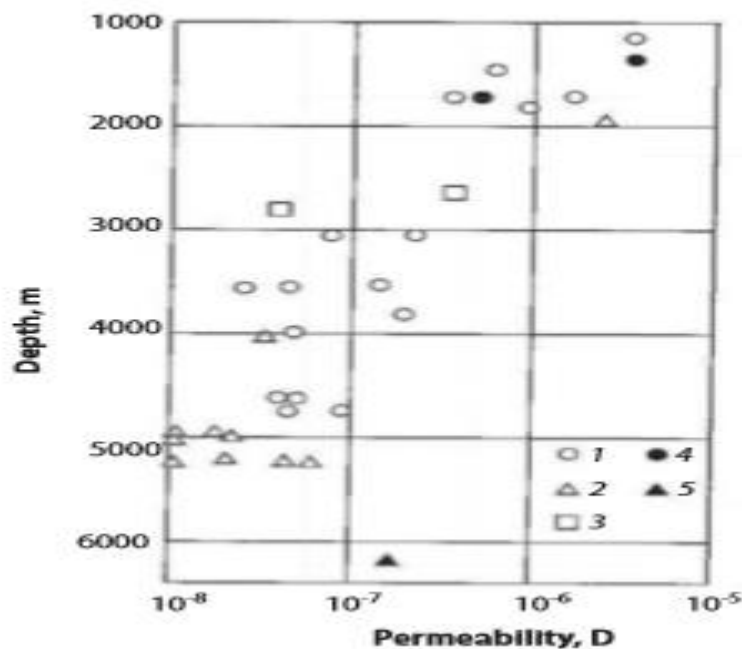


Рис. 5.8 Зависимость «проницаемость глин-глубина» (по Мухину)

лимитации водообмена (обстановки движения и разгрузки природных флюидов), позволяют использовать и геотермические данные для определения формы, вида и направления миграции нефти и газа и подземных вод.

Необходимой предпосылкой к обсуждению указанных вопросов является рассмотрение теоретически вероятных моделей распределения температур и их градиентов как функций состояния геологической среды и реализованных процессов флюидопереноса, сопровождавшихся теплообменом. Соответствие фактических по регионам зависимостей той или иной возможной схеме подлежит интерпретации как объективное проявление определенного миграционного механизма.

При отсутствии (существенной ограниченности) перемещения флюидов геотемпературный режим локальных структурных форм определяется в основном кондуктивным теплопереносом, регулируемым соотношением в разрезе теплопроводящих и

изолирующих интервалов. Заметные положительные температурные аномалии в этих условиях не могут образовываться, и пластовые температуры должны находиться примерно на уровне фоновых. При доминировании латеральной подвижности флюидов движение их осуществляется в направлении восстания пластов и на значительной площади, где теплообмен мигрантов с вмещающими породами происходит в течение длительного времени и вдоль всего пути

Объемная и количественная несопоставимость реагирующих масс и продолжительность их взаимного контакта обеспечивают реальных геологических обстановках сглаживание температур мигрирующих флюидов и коллекторов до регионального фоновому уровню, обусловленного естественным невозмущенным температурным полем. Другими словами, при латеральной модели фильтрации теплообмен весьма медленно перемещающихся флюидов с окружающей геологической средой не может формировать и сохранить во времени заметные температурные аномалии⁷. При вертикальном перемещении площадь контакта движущихся флюидов с вмещающими породами ограничена сечением проводящих дизъюнктивов, зон повышенной трещиноватости эруптивов грязевых вулканов, гидрогеологических «окон» и т.п. и теплообмен между ними происходит в значительно меньшей по объему и площади зоне. Движение высокотермальных флюидов из интервалов генерации до участков аккумуляции происходит здесь со значительно большей скоростью и по более короткому (в общем случае) пути. Сочетание этих моментов приводит, в конечном счете, к инъекции весьма нагретых флюидов в зоны пониженных (нормальных для данного диапазона разреза) температур и возникновению положительных температурных аномалий.

В первой и второй моделях, типичных для тектонически спокойных районов, погребенных структур, слабодислоцированных площадей, температурное поле практически не возмущено конвективным элементом - вариации величин геотемпературных градиентов по глубине отвечают в основном, как отмечалось выше, условиям кондуктивной теплопередачи, являющейся главным образом функцией изменчивости теплофизических свойств разреза и меры охлаждающего влияния дневной поверхности. Средние значения градиентов для локальных структур, находящихся в подобной геологической обстановке, должны характеризоваться максимальными величинами, определенными существенной разностью температур гидродинамически изолированных нагретых нижних и охлажденных верхних интервалов разреза. Третья модель, соответствующая условию широкого проявления вертикальных перетоков термальных флюидов в верхние этажи осадочного чехла, типоморфна для регионов, районов, площадей и участков структур, значительно осложненных дизъюнктивной тектоникой, грязевым вулканизмом, диапиризмом и т.п. Минимальные значения средних геотемпературных градиентов обуславливаются в этом случае явлениями конвекционного выравнивания пластовых температур в интервале реализации гидродинамической связи ниже-и вышележающих объектов.

При литофациальном подобию разрезов локальных структур, определенных им идентичности теплофизических свойств слагающих пород и по этой причине примерным равенством на всех поднятиях региона кондуктивной составляющей глубинного теплового потока, различие значений средних геотемпературных градиентов на плоскости сравнения может быть интерпретировано как следствие неравенства на отдельных площадях конвективной компоненты, результативно связанного с разнящимися условиями теплообмена в ходе миграции по дизъюнктивам термальных флюидов и аккумулирующей их пористой среды.

Изложенным определяется правомерность и целесообразность дифференциации локальных структур на термозакрытые и термооткрытые, характеризующиеся различными интенсивностью водообмена, направленностью и темпом изменения геотермических показателей с глубиной. Термозакрытые поднятия отвечают геологической обстановке

отсутствия (ограниченности) водообмена и доминирования кондуктивного теплопереноса, обусловленной слабой дислоцированностью структур - первым двум моделям: термооткрытые - отвечают обстановке относительно

свободного водообмена и существенной роли конвективной составляющей, реализуемых в рамках третьей модели, предполагающей широкое развитие проводящей дизъюнктивной тектоники, трещиноватости и др. (Рачинский, 1987 г.).

С позиций соответствия описанным положениям и моделям рассмотрим фактические закономерности распределения средних геотемпературных градиентов, показателей дислоцированности складок и некоторых других показателей по отдельным месторождениям и площадям альпийских геосинклинальных регионов.

На рис. 7.8, обобщающем фактические данные по Южно-Каспийской впадине, приведены:

- корреляции между значениями средних геотемпературных градиентов (G , °C/100 м) в интервале глубин 500-2000 м, соответствующем зоне максимальной в разрезах отдельных месторождений и площадей концентрации запасов нефти и газа;
- коэффициентами удельной разбитости локальных структур d_i , коэффициентами интенсивности складчатости ($K_{ин}$);
- коэффициентами аномальности пластового давления ($K_{ан}$), которые могут рассматриваться в качестве диагностических признаков реализации той или иной модели тепломассопереноса и объективных характеристик динамики и степени интенсивности водообмена, регулирующего геотермический режим отдельных структур.

Данные рис. 7.8 позволяют выявить наличие во всех районах впадины четкой обратной зависимости величин средних градиентов от степени дислоцированности локальных поднятий, что свидетельствует о функциональной связи явления выравнивания пластовых температур и уменьшения градиентов в их разрезах с интенсивностью вертикального межформационного (межпластового) водообмена, прогрессирующей с ростом тектонической нарушенности природных резервуаров.

Правомомерность этого заключения находит фактическое подтверждение и в выполненной на рис. 7.8 корреляции значений геотемпературных градиентов с коэффициентами аномальности пластового давления, где видно, что на структурах, характеризующихся минимальными значениями $K_{ан}$, т.е. условиями относительно свободного водообмена, градиенты имеют низкие значения, отвечающие обстановке нивелирования пластовых температур в ходе межформационных флюидоперетоков (термооткрытые поднятия), и, наоборот, на поднятиях с затрудненной вертикальной гидродинамической сообщаемостью градиенты максимальны, что соответствует значительной разности пластовых температур в гидравлически изолированных нижних и верхних интервалах разреза (термозакрытые структуры).

⁷ Сказанное, естественно, относится к случаям, когда углы падения пластов небольшие; миграцию по восстанию крутопадающих пород следует рассматривать как вариант вертикального перемещения флюидов.

Приведенными материалами констатируется, таким образом, вполне определенная связь между геотемпературным режимом площадей и динамичностью термальных подземных вод- основного агента конвективного теплопереноса- в их разрезах.

Специфика гидрогеологических условий и химизма подземных вод Южно-Каспийской впадины - обращенный характер гидрохимического профиля постнижнеплиоценовых отложений, выражающийся в последовательной смене сверху вниз по разрезам отдельных месторождений сингенетичных хлоркальциевых рассолов пришлыми по дизъюнктивам маломинерализованными гидрокарбонатно-натриевыми водами, позволяет четко фиксировать зону перехода типов вод, меру и высоту инъекции в разрезы чужеродных щелочных гидротерм, генерированных подстилающими осадочными комплексами (Ахундов, Мехтиев, Рачинский, 1976 г.; Рачинский, 1989 г.), и оценивать, таким образом, условия и обстановку вертикального теплофлюидомассопереноса - влияние степени свободы водообмена на геотемпературный режим локальных структур. Из приведенной на рис. 7.8 корреляции между значениями средних геотемпературных градиентов и показателем меры внедрения нижних термальных щелочных вод h_a видно, что в нефтегазоносных областях и районах региона названные переменные связаны обратной зависимостью, иллюстрирующей резкое уменьшение градиентов (выравнивание пластовых температур по вертикали) с ростом масштабов внедрения (высоты проникновения) в продуктивные разрезы нижних термальных вод. О том же свидетельствует и рис. 7.8, устанавливающий прямую связь между значениями средних геотермических градиентов в интервале сравнения и гипсометрическим положением верхней границы зоны перехода типов вод ($H_{з.п.}$). Характер этой связи приводит к выводу, что на площадях с максимальным уровнем подъема щелочных вод (наименьшими глубинами залегания переходной зоны) градиенты минимальны, что соответствует обстановке выравнивания по вертикали пластовых температур.

Объективность выявленных по Южно-Каспийской впадине зависимостей между геотемпературными параметрами, показателями тектонических особенностей локальных структур и динамикой подземных вод (рис. 7.8) находит подтверждение в материалах по другим бассейнам, показавших качественно аналогичный в них характер названных корреляций (рис. 7.9), что утверждает, в свою очередь, принципиальное единство во всех альпийских геосинклинальных регионах определяющих их геологических факторов и механизмов.

Совместный анализ констатированных связей позволяет сделать следующие выводы:

- фиксация в рамках единых корреляций минимальных значений геотемпературных градиентов и коэффициентов аномальности пластового давления на наиболее дислоцированных структурах, характеризующихся максимальной мерой инъекции в их разрезы термальных флюидов из подстилающих отложений, показывает, что конфигурации температурных полей и вариаций и геотермического режима локальных поднятий определяются разняющимися условиями водообмена в общей обстановке широкомасштабного проявления в альпийских регионах вертикальных межформационных перетоков флюидов;
- основным фактором дифференциации геотемпературных режимов поднятий является мера проявления вертикально-миграционных процессов, регулируемая скважностью дизъюнктивов, эруптивов грязевых вулканов, зон контактов диапировых образований с вмещающими породами, участков развития трещиноватости и определенная степенью внедрения в разрезы нижних гидротерм;
- функциональные связи всех рассмотренных показателей: градиентов, удельной разбитости и интенсивности структур, аномальности пластовых давлений и меры внедрения в разрезы термальных флюидов свидетельствуют о единстве и объективности определяющего их геологического процесса - типичной для

альпийских зон вертикальной миграции нефти, газа и подземных вод из глубокопогруженных интервалов осадочного чехла.

Обобщением материалов по современной геофлюидодинамике бассейнов альпийских подвижных поясов устанавливается:

1. Важная роль аномально высокого порового давления мощных пространственно выдержанных кайнозойских глинистых толщ в орогенезе, региональном и локальном структурообразовании, диапиризме, возникновении дизъюнктивной, шарьяжной, покровной тектоники и грязевого вулканизма;
2. Существенно ограниченное в их пределах развитие инфильтрационных водонапорных систем, проявляющихся главным образом в узких периферийных предгорных зонах межгорных впадин и передовых прогибов;
3. Весьма лимитированная в пространстве и во времени роль гороскладчатых обрамлений и периферийных областей метеогенного питания в динамике подземных вод глубоких горизонтов стратисферы;
4. Ограниченная вероятность функционирования элизионных водонапорных систем во внутренних зонах бассейнов подземных вод, охватывающих интервалы глубин более 2000 м; на больших глубинах количество отжимаемых флюидов из единицы объема пород и в единицу времени не обеспечивает латерально направленный ток подземных вод от центра к периферии бассейнов;
5. Наличие в осадочных разрезах термобарооткрытых и термобарозакрытых локальных структур, первые из которых характеризуются минимальными значениями геотемпературных градиентов и коэффициентов аномальности пластовых давлений оптимальными условиями достаточно интенсивной вертикальной разгрузки в миграции природных флюидов, вторые - максимальными значениями названных показателей и отвечают условию существенной лимитации ориентированного в том же направлении перемещения подземных вод и углеводородов;
6. В коллекторских сериях при условии соблюдения прочих общегеологических критериев необходимости и достаточности направление минимизации значений градиентов АВПД в общем случае отвечает ориентации относительно нелимитированного преимущественно вертикального флюидомассопереноса; в обстановке его ограничения литологическими или тектоническими барьерами распределение значений градиентов по разрезу рисует обратную зависимость максимизации непосредственно под экранирующим комплексом;
7. Объективное существование в реальных природных обстановках осадочных разрезов и превалирование в региональном и местном водообмене нового типа геодинамических систем переточно-инъекционных, характеризующихся доминированием мощных современных межформационных вертикальных снизу вверх пульсационных перетоков подземных вод по тектоническим нарушениям, литофациальным «окнам», зонам повышенной трещиноватости карбонатных резервуаров, контактов диапировых внедрений, эруптивам грязевых вулканов и т.п., реализующихся в периоды активизации неотектонических процессов.

К проблеме генерации, миграции и аккумуляции углеводородов в южно-каспийском бассейне

Познание механизмов генерации, миграции, формирования и размещения углеводородных (УВ) скоплений в разрезе ЮКб, необходимое для выбора оптимальных направлений, высоких результативности и эффективности геологоразведочных работ, предполагает обязательность достаточно достоверного установления пространственно-временных обстановок образования и перемещения, аккумуляции нефти, газа и конденсата, а также характера их присутствия во вмещающих природных резервуарах¹.

Одна из групп считает практически весь разрез региона сингенетично нефтегазоносным и присутствующие во всех его интервалах залежи нефти, газа и конденсата в основном первичными- автохтонными, сформированными главным образом за счет латеральной миграции флюидов из центральной части бассейна к его периферии- внешним бортовым обрамлениям. Не отрицая полностью возможности межформационных перетоков флюидов, указанные исследователи полагают, однако, масштабы этого процесса пренебрежимо малыми. Другая группа придерживается мнения о преимущественно УВ насыщения в средне-вторичном-аллохтонном характере плиоценовой серии региона (продуктивная толща (ПТ) в западной и южной частях бассейна, красноцветная толща (КТ) в восточной части)- основном нефтегазоносном интервале осадочного выполнения ЮКб-и считает, что большая часть УВ поступила в нее из глубокопогруженных подстилающих палеоген- миоценовых и мезозойских отложений по системе проникающих дизъюнктивов, зонам контактов диапировых внедрений с примыкающими коллекторами, эруптивам грязевых вулканов и т.п. в рамках доминантного функционирования механизма дискретных по времени крупномасштабных межформационных ступенчато-вертикальных инъекционных перетоков флюидов в моменты активизации тектонических явлений. Представители этого направления, в свою очередь, не исключая вероятности генерации неторых объемов УВ в самой ПТ (КТ) отдельных участков бассейна, полагают, что доля пришлої компоненты в общем их аккумулятированном количестве превалирует.

Поскольку в подтверждение справедливости своих позиций представители обоих направлений зачастую приводят одни и те же материалы, в частности результаты битуминологических исследований, закономерности пространственного размещения залежей и месторождений, связи различных параметров рассеянного органического вещества (РОВ) пород и УВ с вмещающей геологической средой и другие, т.е. факты не единственно возможной интерпретации, задача дальнейших исследований сводится к выявлению и изучению процессов, механизмов и явлений, подлежащих в доверительной мере однозначному толкованию.

В этом аспекте представляется, что предпочтительны количественные оценки геохронологического, стратиграфического, гипсометрического и геотемпературного диапазонов реализации нефтегазогенерационного потенциала (НГГП) осадочных комплексов, основанные на интегральном учете:

- эффекта стадийных трансформаций РОВ как функции состава исходных продуктов;
- длительности процессов преобразования веществ; скорости осадконакопления;
- литофизической композиции отдельных нефтегазопроизводящих интервалов осадочного выполнения;
- скорости оттока жидких и газообразных продуктов реакции;
- пространственно-временной динамики геотемператур, геобарии и знака тектонических движений;
- реального существования температурно-дифференцированных зон и фаз (в том числе главных) нефтегазо-, конденсато-, позднекатагенетического (глубинного) метанообразования;
- генерации «сухих» и «кислых» газов- CO_2 , N_2 и др.

Прежде чем перейти к непосредственному обсуждению указанных вопросов, в самых общих чертах, отвечающих проблематике настоящего исследования, охарактеризуем геологическую обстановку региона. Средние значения мощности осадочного чехла варьируют по отдельным районам от 7-8 до 28-30 км, достигая максимума в наиболее погруженных морских частях Южно-Апшеронского прогиба и Бакинского архипелага. В разрезе выделяются три основных, резко разнящихся по литофациальному облику формационных этажа.

¹ «Естественный резервуар» (в отличие от просто резервуара) включает в себя не только собственно интервал резервуара, но и вышележащий слой.

Терригенно-карбонатный мезозойский, охватывающий диапазон нижняя и средняя юра-верхний мел (толщина 4,5-11 км); преимущественно глинистый палеоген-миоценовый в объеме датский-понтический ярусы (толщина 2,5-5,5 км); плиоцен-антропогеновый (средний плиоцен-четвертичные отложения) - песчано-глинистое чередование (толщина до 6-7 км).

Ориентировочная средняя скорость осадконакопления в мезозойском временном цикле седиментации имеет пределами 37-91, в палеоген-миоценовом- 36-89, плиоцен-антропогеновом-375-900 м/млн лет.

Средний для всего осадочного разреза современный геотемпературный градиент по отдельным районам изменяется от 19,1 до 22,7 °С/км при вариациях абсолютных значений температур на поверхности фундамента 287 (Апшероно-Прибалханский порог – глубина 2,5 км)- 424 °С (Бакинский архипелаг- глубина 21,5 км). Диапазон значений коэффициента сверхгидростатичности пластовых давлений составляет: в мезозойском интервале- 1,30-2,24 (средний-1,72), в палеоген-миоценовом-1,90-2,40 (средний-2, 12), в плиоцен-антропогеновом-1,00-2,30 (средний-1,43); средний для всей осадочной толщи региона коэффициент аномальности давления-1,745 (см. гл. 3).

Наиболее полная на настоящей стадии изученности оценка НГГП бассейна с использованием комплекса химико-битуминопогических, углепетрографических, газохроматографических, изотопных методов выполнена Ю.И. Корчагиной, И.С. Гулиевым, К.С. Зейналовой (1988 г.).

Согласно материалам названных авторов, полученным на образцах керна (до глубины 6,3 км) и выбросов грязевых вулканов (предположительная глубина 8-10 км), к потенциально нефтегазопроизводящим породам мезокайнозоя региона относятся глинистые известняки, мергели, глины, характеризующиеся в целом относительно невысокой концентрацией сингенетического РОВ преимущественно алинового ряда- содержание органического углерода ($\text{C}_{\text{орг}}$) в песках и известняках-0,02-0,2 %, в глинистых породах-0,4-0,8 %, в отдельных пачках

глин олигоцен-миоцена (майкопская свита) и ПТ (КТ)-до 4 % и в общем незначительным, по данным пиролиза, исходным потенциалом: верхний мел- 0,65, эоцен-0,24, майкоп-до 2,4, ПТ (КТ)-0,3 кг/т.

Определено, что в верхнемеловых, эоценовых и майкопских отложениях нерастворимая часть РОВ находится на катагенетической подстадии мезокатагенеза (МК) ПТ (КТ)-соответствует главным образом подстадии протокатагенеза (ПК). Констатированы:

- последовательное уменьшение исходного потенциала ($H/C_{ат}$) сверху вниз по стратиграфическому разрезу- от 1,2-1,4 в ПТ (КТ) (поле лейптинита на диаграмме Ван-Кревелена в модификации Ханта), через 0,8-1,1 в майкоп-эоценовом интервале, до 0,6-0,8 (поле витринита) в отложениях верхнего мела;
- преимущественное распространение автохтонных битумоидов в ПТ (КТ) до глубины 3,3 км, сменяемое ниже резким повышением частоты встречаемости остаточной и перемешенной (миграционной) их разностей;
- весьма высокие удельные концентрации высококипящих УВ в битумоидах пород ПТ (КТ)-1,56-16,4 км/м³, свидетельствующие об их эпигенетическом присутствии;
- четкая подчиненность количественных показателей выхода жидких и газообразных УВ из пород по мере катагенетической трансформации их РОВ (Корчагина и др., 1988 г.).

Таблица 6.1 Условия и глубины реализации нефтегазогенерационного потенциала мезозойского комплекса (средняя юра- верхний мел) Южно- Каспийского бассейна

Параметры		Нефтегазодобывающие регионы						Южно-Каспийский бассейн	
		Апшеронский полуостров	Апшеронский архипелаг	Бакинский архипелаг	Нижне-куринская Депрессия	Апшерон-Балханская зона	Балханская зона		Гограндаг-Чижишлярская зона
Средняя общая толщина, км		11	9.5	10.5	8.0	4.5	8.0	8.5	9.3
Средняя скорость осадконакопления, м / млн		90.9	78.5	86.8	66.1	37.2	66.1	70.2	76.9
Глубина до верхнего основания (км) в течение:	Mz	0–11.0	0–9.5	0–10.5	0–8.0	0–4.5	0–8.0	0–8.5	0–9.3
	Pg ₁ -N ₁	3.0–14.0	4.0–13.5	5.0–15.5	3.5–11.5	4.5–9.0	2.5–10.5	2.0–10.5	3.7–13.0
	Q-N ₁ ¹ ₂	7.0–18.0	7.0–16.5	11.0–21.5	9.0–17.0	8.0–12.5	6.0–14.0	6.5–15.0	7.7–17.0
Температура верхнего основания (° C) и стадия изменения РОВ в течение:	Mz	14.5–241 Д-АК ₃	14.5–213 Д-АК ₃	14.5–232 Д-АК ₃	14.5–186 Д-АК ₂	14.5–118 Д-АК ₃	14.5–186 Д-АК ₂	14.5–195 D-AC ₂	14.5–210 Д-АК ₃
	Pg ₁ -N ₁	87–326 МК ₂ -МГ	109–315 МК ₂ -МГ	132–379 МК ₃ -МГ	98–273 МК ₂ -АК ₃	121–219 МК ₃ -АК ₄	75–251 МК ₁ -АК ₃	65–251 МК ₁ -АК ₃	103–305 МК ₂ -МГ
	Q-N ₁ ¹ ₂	181–392 АК ₂ -МГ	168–340 АК ₁ -МГ	216–424 АК ₃ -МГ	193–342 АК ₂ -МГ	210–287 АК ₃ -АК ₄	167–321 АК ₁ -МГ	158–352 АК ₁ -МГ	181–400 АК ₂ -МГ

[illegible]

Таблица 6.2.

Показатели	Нефтегазоносные районы							ЮК6 в целом
	Апшеронский полуостров	Апшеронский архипелаг	Бакинский архипелаг	Нижнекуринская депрессия	Апшероно-Прибая - ханская зона поднятий	Прибалханская зона поднятий	Гограньдаг-Чикишлярская зона поднятий	
Время и глубины (км) прохождения комплексом ГФ образования конденсата и жирного газа (градации катагенеза МК, - ЛК ₂ , температура - 135-210 °С)	Mz 5,4-10,1	Mz, Pg 5,4-11,0	Mz, Pg 5,4-10,2	Mz 5,4-10,9	Mz, Pg 5,4-8,0	Mz, Pg 5,4-9,6	Mz, Pg 5,4-10,2	Mz, Pg 5,4-10,8
Время и глубины (км) прохождения комплексом фазы поздне-катагенетического метанообразования (градации катагенеза АКз-АКч, температура - 210— 300 °С)	Mz, Pg, N ₂ 10,1-14,9	Mz, Pg 11,0-15,2	Mz, Pg, N ₂ 10,2-17,0	Pg, N ₂ 10,9-15,7	Pg, N ₂ , Q 8,0-12,5	Pg, N ₂ 9,6-13,4	Pg, N ₂ 10,2-13,7	Pg, N ₂ 10,8-14,7
Время и глубины (км) прохождения комплексом фазы генерации сухих и кислых газов (стадия метакатагенеза - МГ, температура >300 °С)	N ₂ , Q 14,9-18,0	N ₂ , Q 15,2-16,5	N ₂ , Q 17,0-21,5	N ₂ , Q 15,7-17,0		N ₂ , Q 13,4-14,0	N ₂ , Q 13,7-15,0	N ₂ , Q 14,7-17,0
Среднее значение коэффициента с верхгидростатичности пластового давления' 'Прогнозные значения.	1,55	1,59	1,8	1,92	1,77	1,75	1,74	1,715

Таблица 6.3 Условия и глубины реализации нефтегазогенерационного потенциала плиоцен-антропогенного комплекса Южно-Каспийского бассейна

Параметры		Нефтегазодобывающие регионы							Южно-Каспийский бассейн
		Апшеронский полуостров	Апшеронский архипелаг	Бакинский архипелаг	Нижне-куринская депрессия	Апшероно-Балханская зона	Балханская зона	Гограньдаг-Чижишлярская зона	
Средняя общая толщина, км		3.0	4.0	5.0	3.5	4.5	2.5	2.0	3.7
Средняя скорость осаднения, м / млн		53.6	71.4	89.3	62.5	80.4	44.6	35.7	66.1
Глубина до верхней базы (км) в течение:	Pg ₁ -N ₁	0–3.0	0–4.0	0–5.0	0–3.5	0–4.5	0–2.5	0–2.0	0–3.7
	Q-N ₁ 2	4.0–7.0	3.0–7.0	6.0–11.0	5.5–9.0	3.5–8.0	3.5–6.0	4.5–6.5	4.0–7.7
Температура верхнего основания (°С) и стадия изменения РОВ во время:	Pg ₁ -N ₁	14.5–87 Д-МК ₂	14.5–110 Д-МК ₂	14.5–132 Д-МК ₄	14.5–98 Д-МК ₂	14.5–121 Д-МК ₃	14.5–75 Д-МК ₁	14.5–65 Д-МК ₁	14.5–103 Д-МК ₂
	Q-N ₁ 2	96–165 МК ₂ -МК ₅	76–158 МК ₁ -МК ₅	115–237 МК ₃ -АК ₅	109–189 МК ₂ -АК ₂	105–207 МК ₂ -АК ₂	101–154 МК ₂ -МК ₅	118–159 МК ₃ -МК ₅	105–176 МК ₂ -АК ₁
Средний геотермальный градиент (°С / км) в течение:	Pg ₁ -N ₁	24.2	23	23.5	23.9	23.7	24.2	24.7	23.9
	Q-N ₁ 2	22.7	20.5	24.4	22.9	22.7	21.2	20.5	19.2

Продолжение табл.6.3

Параметры	Нефтегазодобывающие регионы							Южно-Каспийский бассейн
	Апшеронский полуостров	Апшеронский архипелаг	Бакинский архипелаг	Нижне-куринская депрессия	Апшерон-Балханская зона	Балханская зона	Гограньдаг-Чикишлярская зона	
Средняя общая толщина, км	4.0	3.0	6.0	5.5	3.5	3.5	4.5	4.0
Средняя скорость осаднения, м / млн	500	375	750	687.5	437.5	437.5	562.5	500
Глубина до основания (км)	4.0	3.0	6.0	5.5	3.5	3.5	4.5	4.0
Температура поверхности основания (° С) и стадия изменения РОВ	14.5–88 Д-МК ₂	13.5–66 Д-МК ₁	12.5–101 Д-МК ₂	14.5–100 Д-МК ₂	10.7–88 Д-МК ₂	16.8–84 Д-МК ₂	17.8–112 Д-МК ₂	13.6–93 Д-МК ₂
Средний геотермальный градиент (° С / км)	18.4	17.5	14.8	15.5	22.1	19.2	20.9	19.9
Время и глубина (км) прохождения комплекса через биогенный газ (стадия диагенезаД, температура <20 ° С)	N 1 2	N 1 2	N 1 2	N 1 2	N 1 2	N 1 2	N 1 2	N 1 2
	<0.13	<0.20	<0.20	<0.17	<0.10	<0.06	<0.03	<0.13

Продолжение табл.6.3

Время и глубина (км) комплекса, проходящего ранне-катагенное образование метана (класс ПК ₁ – ПК ₃ , температура 20–60 ° С)	N 1 2	N 1-Q 2	N 1 2	N 1 2	N 1 2	N 1 2	N 1 2	N 1 2
	0.13–2.1	0.20–2.7	0.20–2.6	0.17–2.5	0.10–1.7	0.06–1.9	0.03–1.6	0.13–1.9
Время и глубина (км) прохождения комплекса через нефтяное окно (катагеническая степень МК ₂ , температура 80–115 ° С)	N 1,N2 2 2	N 1,Q 2	N 1 2	N 1 2	N 1,N2 2 2	N 1,N2 2 2	N 1 2	N 1 2
	2.1–3.4	2.7–3.0	2.6–4.1	2.5–3.9	1.7–3.0	1.9–3.2	1.6–2.6	1.9–3.1
Время и глубина (км) прохождения комплекса через окно конденсата и влажного газа (катагеническая степень МК ₄ –АК ₂ , температура 80–135–210 ° С)	N 2,Q 2		N 1,Q 2	N 1,Q 2	N 2,Q 2	N 2,Q 2	N 1,Q 2	N 1,Q 2
	3.4–4.0		4.1–6.0	3.9–5.5	3.0–3.5	3.2–3.5	2.6–4.5	3.1–4.0
Среднее значение коэффициента сверхгидростатического пластового давления	1.04	1.15	1.53	1.41	1.25	1.43	1.45	1.45

Эти данные подтверждают представление о генерации нефти, газа и конденсата в мезокайнозойском участке Южно-Каспийского бассейна в соответствии со схемой Вассоевича в редакции Карцева и соавт. (1971 г.) и Вассоевич и др. (1979 г.).

Эта концепция основана на последовательном процессе генерации материально и поэтапно различных жидкостей. Процесс происходит следующим образом:

- газов биохимического происхождения стадия диагенеза (температура $<20\text{ }^{\circ}\text{C}$);
- раннекатагенетического метана- подстадия протокатагенеза (ПК) (температура $20\text{--}60\text{ }^{\circ}\text{C}$);
- нефти- подстадия мезокатагенеза (МК), градации $\text{МК}_1\text{--}\text{МК}_3$ (температура $60\text{--}135\text{ }^{\circ}\text{C}$);
- жирного газа и конденсата- подстадии мезокатагенеза и апокатагенеза (АК), градации $\text{МК}_4\text{АК}_2$ (температура $135\text{--}210\text{ }^{\circ}\text{C}$);
- позднекатагенетического метана- подстадия апокатагенеза, градации $\text{АК}_3\text{--}\text{АК}_4$, (температура $210\text{--}300\text{ }^{\circ}\text{C}$);
- сухих и кислых газов -стадия метагенеза (МГ) (температура $>300^{\circ}\text{C}$).

С пространственно-временной динамикой геотемператур как функции истории геологического развития конкретных территорий позволяет использованием геотермических реконструкций количественно оценить геохронологию, стратиграфически гипсометрический диапазоны реализации исходного НГГП бассейна.

Указанную задачу можно решить рассчитывая палео- и современные глубины фиксации соответствующих геотемператур отвечающих приведенным градациям превращений РОВ, по их фактическим корреляциям с глубиной на каждый рассматриваемый временной цикл геологической истории ЮКБ.

Реализация подобного подхода предполагает необходимость определения геотемператур, геотемпературных градиентов и их зависимостей от глубины как в периоды седиментации каждого из рассматриваемых стратиграфических интервалов в отдельности, так и в условиях последующего перекрытия и подстилания каждого из них соответствующими выше и нижезалегающими комплексами вплоть до современного этапа.

В первом случае при оценке температур в мезозойском и палеоген- миоценовом циклах осадконакопления принято исходящее из факта перманентной иммерсии большей части бассейна допущение, что их палеотемпературы и соответствующие им градиенты не могли существенно превышать замеренные на тех же глубинах в скважинах, вскрывших указанные комплексы на современных гипсометрических отметках их залегания в геологической обстановке практически полного выполнения пройденного их стволами разреза именно названными сериями осадков.

В качестве калибровочной функции $t = f(H)$ для мезозойского комплекса принята зависимость по району юго-восточного погружения осевой зоны мегантиклинория Б. Кавказа, интегрально аппроксимирующая фактические замеры в скважинах пл. Кеш, Бегимдаг-Тегчай, Ситалчай, Советабад, Гядысу, где вскрытая толщина мезозоя в их отдельных стволах достигает порядка 5,5 км (пл. Советабад); для палеоген-миоценового комплекса -аналогичная корреляция проведена по площадям Юго-Западного Кобыстана, где вскрытая мощность интервала на пл. Адживели, Нардаран-Сулейман, Умбаки, Келаны составляет до 5,5 км.

Учитывая, что на большей части территории ЮКБ вещественный состав и определенные им теплофизические свойства пород мезозоя и палеоген-миоцена существенно не разнятся, представляется правомерным использовать полученные зависимости $t = f(H)$ как эталонные и для других районов региона (см. гл. 4).

Во втором случае оценка геотемператур мезозойского комплекса в палеоген-миоценовое время и палеоген-миоценового комплекса в плиоцен-антропогеновое методологически реализовывалась следующим образом. По эталонной кривой мезозоя фиксированная величина геотемпературы на гипсометрической отметке, соответствующей максимальной глубине погружения поверхности мезозойского комплекса- глубинному положению подошвы полностью поверх отложившегося палеоген-миоценового интервала, вниз по разрезу по всей толщине мезозоя наращивается последовательным суммированием приростов температур (Δt), определенных значениями геотемпературных градиентов соответствующих глубин по эталонной зависимости палеоген-миоцена.

Рассчитанные подобным образом величины геотемператур, учитывающие прогрессирующий во времени эффект экранирования теплового потока мезозоя накапливающейся поверх него глинистой толщей палеоген-миоцена, аппроксимируются и полученное аналитическое выражение функции $t = f(H)$ позволяет оценивать значения температур на любом гипсометрическом уровне во всем компенсированном палеоген-миоценовом цикле погружения мезозойского комплекса. Аналогичным способом определены значения геотемператур палеоген-миоценового комплекса на плиоцен-антропогеновом этапе геологического развития территорий. При этом за начальную точку отсчета принималось современное значение температуры на подошве ПТ (КТ) последовательно наращиваемое (Δt), соответствующими величинам геотемпературных градиентов по эталонной кривой палеоген-миоцена. Примененный вариант учитывает эффект увеличения теплопередачи преимущественно опесчаненным разрезом покрывающего плиоцен-антропогенового комплекса.

Современные величины геотемператур в мезозойском комплексе, т.е. после перекрытия его палеоген-миоценовыми и плиоцен-антропогеновыми осадками, рассчитывались путем экстраполяционного наращивания современных температур подошвы ПТ (КТ) градиентами палеоген-миоцена в гипсометрическом диапазоне его фактического присутствия в разрезе и далее полученного таким образом значения на его подошве градиентами мезозоя по всей его мощности вплоть до кристаллического субстрата.

Теоретической основой описанных выше новых методических приемов геотемпературных реконструкций служит положение о том, что значения геотемператур на любой глубине определяются теплопроводностью пород всей вышележающей и общей прогремостью подстилающей осадочных толщ. Подобный подход, основанный на использовании фактических скважинных данных, позволяет при оценке геотемпературного режима глубоких недр исключить неизбежные значительные погрешности, обусловленные обычно применяемыми формализованными решениями сложных систем уравнений теплопроводности.

В табл. 6.1-6.3 приведены рассчитанные указанными методами значения палео- и современных геотемператур в всех рассматриваемых комплексах на всех этапах геологического развития каждого из районов ЮКб. Из табличных данных видно, что мезозойский комплекс за весь период существования бассейна порядка 185-190 млн лет-прогрелся в своей кровельной части до 167-216 °С (современные глубины залегания 6-11 км), в подошвенной -до 287-424 °С (глубины 12,5-21,5 км); палеоген-миоценовый за 55-60 млн лет -соответственно до 76-118 °С (глубины 3-6 км) и 154-237 °С (глубины 6-11 км); плиоцен-антропогеновый за 6-8 млн лет-до 66-112 °С в своей контактной зоне с подстилающими отложениями (глубины 3-6 км).

Трансляция геотемпературных показателей на шкалу вертикальной зональности нефтегазогенерации с последующим их пересчетом на соответствующие глубины путем определения H как функции известных температур позволяет установить следующее:

1. В большинстве районов ЮКб осадки **мезозойского комплекса** (толщина 4,5-11 км) с периода своей седиментации и до настоящего времени последовательно прошли

все этапы литогенетических трансформаций пород и стадии превращения их РОВ- от диагенеза (Д), прото-(ПК), мезо- (МК), апокатагенеза (АК) до метagenеза (МГ). При этом в гипсометрическом интервале погружения кровли каждой из отлагавшихся стратиграфических составляющих комплекса на глубины до:

- а) 0,16 км завершалась генерацией газов биохимического происхождения (стадия Д);
- б) 1,8 км- раннекатагенетического метана (подстадия ПК, градации ПК₁-ПК₃);
- в) в диапазоне глубин кровли 1,8-2,7 км отложения комплекса вступали в зону нефтеобразования (подстадия МК, граация МК₁);
- г) 2,7-4,4 км- в главную фазу нефтеобразования (граация МК₂);
- д) 4,4-5,4 км- в зону завершения нефтегенерации (граация МК₃);
- е) 5,4-10,9 км-в зону образования жирного газа и конденсата (граации МК₄-АК₂);
- ж) 8-17 км- в зону генерации позднекатагенетического метана (граации АК₃-АК₄);
- з) 13,4-21,5 км-в зону образования CO₂, N₂ и других газов обстановки метаморфизма (стадия МГ).

Оценки показывают, что генерация нефти, конденсата и жирного газа в мезозойском разрезе была практически завершена в основном к раннеплиоценовому времени. В подстадию апокатагенеза, отвечающую позднекатагенетическому метанообразованию (граации АК₃-АК₄), отложения комплекса вступали в период прохождения ими глубин 8-17 км, что соответствует временному интервалу мезозой-плиоцен. В процессе продолжающегося прогибания бассейна (плиоцен-антропогеновое время) стратиграфические композиты мезозойского комплекса на глубинах 13,4-21,5 км вступали в зону генерации сухих и кислых газов (стадия метagenеза).

В настоящее время породы и РОВ комплекса в зависимости от глубины своего положения (6-21,5 км) и температуры находятся главным образом (за исключением Прибалханской и Гограньдаг-Чикишлярской зон поднятий, где реализуются граации МК₄-МК₅) в генерационном диапазоне апокатагенез-метagenез и продуцируют преимущественно газовую фазу метанового, метано-углекислого, метано-азотного, углекислого и азотного составов (см. табл. 6.1).

Достижение весьма высокого уровня метаморфизма пород и РОВ комплекса подтверждается распространением в разрезах средней юры региона трещиноватых аргиллитовидных предельно графитизированных так называемых аспидных сланцев² (Али-Заде, Ахмедов, Алиев, 1975 г.).

² Аспидские сланцы - это черные сланцы, легко расслаивающиеся в тонкие пластинки и содержащие большой процент органических веществ.

2. Отложения **палеоген-миоценового комплекса** (толщина 2,5-5 км) в интервале погружения кровельных частей составляющих их стратиграфических единиц до 0,2 км прошли стадию диагенеза; подстадию протокатагенеза (градации ПК₁-ПК₃) при прохождении глубин 0,2-1,8 км; градацию МК₁ подстадий мезокатагенеза - 1,8-2,7 км; в градацию МК₂ породы и РОВ вступали на глубинах 2,7-6,1 км; в градации МК₃-в интервале 4-7,6 км; в градации МК₄-АК₂ на глубинах 5,3-9 км; в градацию АК₃-10,4-11 км.

Соответственно, в век ПТ (КТ) генерация газов биохимического и раннекатагенетического происхождения была в них практически завершена; в зоне нефтеобразования осадки комплекса пребывали с середины плиоценового времени; в обстановке генерации жирного газа и конденсата - с позднего плиоцена-начало антропогена; генерация глубинного метана так же датируется антропогеновым временем.

Современное состояние комплекса в зависимости от глубин его залегания и геотемпературных условий характеризуется образованием нефти, конденсата, жирного газа и частично позднекатагенетического метана, т.е. продуцированием всех видов и фаз УВ (табл. 6.2).

3. Породы **плиоцен-антропогенового комплекса** в ходе геологической эволюции реализовывали свой НГГП в интервале стадий диагенеза, прото- и мезокатагенеза (подстадии ПК и МК- градации МК₁ и частично МК₂). Биохимическое и раннекатагенетическое газообразование осуществляется в пределах глубин погружения кровельных частей составляющих комплекса, соответственно-0,03-0,2 и 0,03-2,7 км; начало генерации нефти (градация МК) охватывает гипсометрический диапазон погружения осадков 1,6-4,1 км; главная фаза нефтеобразования (градация мкг)- глубины 2,6-6 км (табл. 6.3).

Приведенные данные по палеоген-миоценовому и плиоцен-антропогеновому комплексам в сочетании с констатированно и весьма низкой прогреетостью осадочного разреза бассейна (значения геотемпературных градиентов не превышают 22,7 °С/км) соответствуют результатам углепетрографических исследований Дмитриевой и Парпаровой (1981г.), инструментально установивших преобразованность РОВ залегающих на глубине 3,8 км миоценовых глинистых песчаников пл. Дуваный (Юго- Восточный Кобыстан) только до градации ПК-Б (показатель преломления витринита 1,696) и расчетно- преобразованность РОВ в глинистых песчаниках пл. Зыря (Апшеронский полуостров) на глубинах 4,86 и 7 км - соответственно до ПК-Б и Д-МК₁, а в ПТ пл. Булла-море, Хамада-море, Гарасу (Бакинский архипелаг) на глубине порядка 5 км- ПК-Б (Дмитриева и др., 1981 г.).

Анализ результатов проведенных расчетов показывает, что в большинстве районов ЮКБ на современном этапе их геологической истории:

- a. глубина залегания мезозойский комплекс (толщина 4,5-11 км, температура кровли-подошвы- 167-424 °С) является генератором главным образом высокотемпературного метана, СО₂ и азота;
- b. палеоген-миоценовый (2,5-5км, 76-237 °С)-основным донатором нефти, жирного газа, конденсата и частично позднекатагенетического метана;
- c. плиоцен-антропогеновый- раннекатагенетического метана и относительно небольших объемов нефтей ранней генерации.

В отдельных районах региона в зависимости от их геотемпературного режима современное пространственное положение зоны могло бы соответствовать:

- a. раннекатагенетического метанообразования (подстадия ПК, температура 20-60 °С) стратиграфическому объему антропоген-ПТ (КТ) и глубинам 0,06-2,6 км;
- b. зоны нефтеобразования (градации МК₁-МК₃, температура 60-135 °С)-ПТ (КТ)-эоцен и 1,7-6,9 км, в том числе главная фаза генерации (градация МК₂, температура 80-115 °С) ПТ (КТ)-миоцен и глубинам 2,6-5,5 км;
- c. зоны образования жирного газа и конденсата (градации МК₄-АК₂, температура 135-210 °С)-олигоцен-верхний мел и глубины 5,3-10,9 км;
- d. зоны позднекатагенетического метанообразования (градации температура 210-300 °С) -эоцен-средняя юра и глубины 8-17 км;
- e. зоны генерации сухих и кислых газов (стадия МГ, температура >300 °С) -нижний мел-средняя юра и глубины 13,4-21,5 км.

Учет скорости прогибания бассейна требует однако внесения существенных коррективов в оценки степени полноты реализации НГГП пород его разреза и, соответственно, современного фактического гипсометрического положения отдельных генерационных зон.

Если для мезозойского (продолжительность осадконакопления 121 млн лет) и палеоген-миоценового (продолжительность 56 млн лет) времен, характеризующихся темпами седиментации соответственно 37-91 и 36-89 м/млн лет.

Во время плиоцен-антропоген существовала иная ситуация, характеризующаяся:

1. лавинным осадконакоплением (скорость 437-750 и до 900 м/млн лет);
2. чрезвычайно интенсивным прогибанием ЮКб;
3. «проскакиванием» нефтегазопроизводящих свит (в том числе частично и палеоген-миоценового комплекса-верхняя часть его разреза) через зоны генерации соответствующих флюидов;
4. растянутостью их по глубине;
5. выходами, вещественно и фазово не отвечающими гипсометрической позиции и термобароусловиям генерирующих толщ.

В этом направлении действуют и своеобразная литофизическая композиция палеоген-миоценового интервала - выполненность преимущественно глинистой фацией и, что особенно значимо, существование в нем весьма жестких геобарических условий (коэффициенты сверхгидростатичности поровых давлений (АВПД) ³ 1,90-2,40 см. табл. 6.1-6.3, Рачинский 1977 г.).

Совокупный эффект обоих последних факторов определяет также объективные лимитацию протекания в комплексе химических реакции преобразований РОВ пород вследствие значительного ограничения объемов и скорости оттока их продуктов, в определенной мере консервацию НГГП и реализацию его в расширенном по вертикали диапазоне глубин и геотемператур.

Таблица 6.4 показывает температуру и глубину залегания углеводородов в Южно-Каспийском бассейне, используя катагенетические масштабы Картцев и др. (первые линии клеток) и Уэллз (вторые линии клеток).

Правомерность подобного заключения находит подтверждение констатированных резко повышенной битуминозности глин палеоген-

Таблица 6.4 Сопоставление геотемпературных условий и глубин реализации нефтегазогенерационного потенциала осадочных комплексов Южно-каспийского бассейна по шкалам катагенеза Карцева и др. (первая строка) и Уэллза (вторая строка)

Сратиграфический комплекс	Катагенские сорта и этапы			
	$МК_1-МК_3$	$МК_4-АК_2$	$АК_2-АК_4$	$МГ$
	Зона нефтедобычи	Зона образования конденсата и жирного газа	Зона позднего катагенного образования метана	Зона образования сухих и кислых газов
Мезозой	2.40 (60°)–5.79 (135°) 3.64 (92°)–6.13 (145°)	5.79 (135°)–9.90 (210°) 6.13 (141°)–9.90 (210°)	9.90 (210°)–15.0 (300°) 9.90 (210°)–12.0 (240°)	15.0 (300°)–17.0 (332°) 12.0 (247°)–17.0 (332°)
Палеоген-миоцен	2.40 (60°)–5.79 (135°) 3.64 (90°)–6.61 (150°)	5.79 (135°)–7.70 (170°) 6.61 (150°)–7.70 (170°)		
Плиоцен-антропоген	2.40 (60°)–4.0 (101°) – $МК_1$			

миоценовой серии региона и широком распространении в ее разрезе сланцеватых горючих разностей (Али-Заде и др., 1975 г.; Салаев и др., 1988 г.).

Указанные наблюдения утверждают отсутствие в комплексе достаточных условий для более или менее незатрудненного оттока из его реакционного объема продуктов реализации катагенетических трансформаций РОВ. Приведенная совокупность данных позволяет считать, что в осадочном разрезе ЮКб современное фактическое гипсометрическое положение зоны нефтеобразования реально охватывает диапазон глубин 8-10 км, зоны генерации конденсата и жирного газа-до 12-14 км, т.е. указанные процессы осуществляются главным образом в подстилающих ПТ (КТ) отложениях. Этим выводом, в свою очередь, формулируется принципиально важное теоретическое положение о **преимущественно вторичном характере УВ насыщения ПТ (КТ) и аллохтонном присутствии в ее природных резервуарах нефти, газа и конденсата.**

Достаточная корректность выполненных выше оценок находит подтверждение в их принципиальном соответствии результатам расчетов по иной методике- шкале катагенетических превращений Уэллза, основанной на корреляции показателей отражающей способности витринита, степени преобразованности РОВ и величины СИТ-суммарного импульса тепла ⁴.

³ АВПД - аномально высокое пластовое давление, в то время как АВПоД- аномально высокое поровое давление.

Следующие зоны были выделены Уэллсам (1989 г.):

1. зона генерации нефти (градации $МК_1$ - $МК_3$) в пределах значений при СИТ 15-160;
2. конденсата и жирного газа (градации $МК_4$ $АК_2$), СИТ- 160-65000;
3. позднекатагенетического метана (градации $АК_3$ - $АК_4$), СИТ-65000-972000;
4. диоксида углерода, азота и других газов обстановки метаморфизма (стадия метабенеза-МТ), СИТ >972000.

Табл. 6.4, составленная по единой зависимости «температура-глубина», допускающей возможность объективного сравнения, иллюстрирует вполне удовлетворительное соответствие оцененных нами (по шкале Карцева, и др.) и калибровочных (по шкале Уэллз) диапазонов глубин (температур) проявления зон и фаз генерации различных флюидов в мезозойском и палеоген-миоценовом комплексах ЮКБ. Некоторые незначительные в целом расхождения, касающиеся глубинного положения зоны начала генерации нефти (градация МК) и отсутствия (по Уэллз) нефтегазообразования в плиоцен-антропогене, представляются следствием главным образом практической невозможности в рамках первой модели точного учета влияния на процессы превращения РОВ скорости осадконакопления, но в общем случае модель Уэллз видимо следует полагать более отвечающей реальным природным условиям.

Правомерность сделанных общих выводов подтверждается и оценкой геохимического возраста нефтей и конденсатов региона, выполненной по известной методике Резникова. Согласно расчетам, возраст нефтей месторождений западного борта ЮКБ варьирует в диапазоне 94-175, конденсатов - 80-115 млн лет (Рачинский, 1973 г.). Сопоставление геохимического возраста нефтей и конденсатов показывает их явную эпигенетичность во вмещающих плиоцен-антропогеновой и палеоген-миоценовой (пл. Умбаки, Арзани-Клыч, Алживели, Нардаран-Сулейман) сериях (возраст резервуаров, соответственно, 8 и 56 млн лет), качественную (стратиграфическую) возрастную идентичность и их очевидное физико-химическое соответствие термобарическим условиям, характерным в основном для современных глубин залегания подстилающего мезозойского комплекса в нефтегазонасыщении как в собственном, так и ПТ, но свидетельствует (при отмеченном доминировании в них мезозойских УВ) о некотором современном ограничении в объемном отношении масштабов реализации его НГГП определенном описанным смещением в нем вниз по вертикальному разрезу зон и главных фаз нефте-, конденсато-и газообразования вследствие жесткого геобарического режима и лимитации оттока образующихся флюидов в условиях преимущественно глинистого характера интервала.

⁴ По Лопатину

Рис. 6.1 иллюстрирует проведенные расчеты и показывает четкое последовательное «омоложение» нефтей и конденсатов в указанных отложениях в направлении от бортового обрамления бассейна к его наиболее погруженной центральной зоне.

Заключение о преимущественно мезозойском возрасте УВ в ПТ, чокракском горизонте и майкопской свите не вступает в противоречие с констатированным выше частичном участии палеоген-миоценового

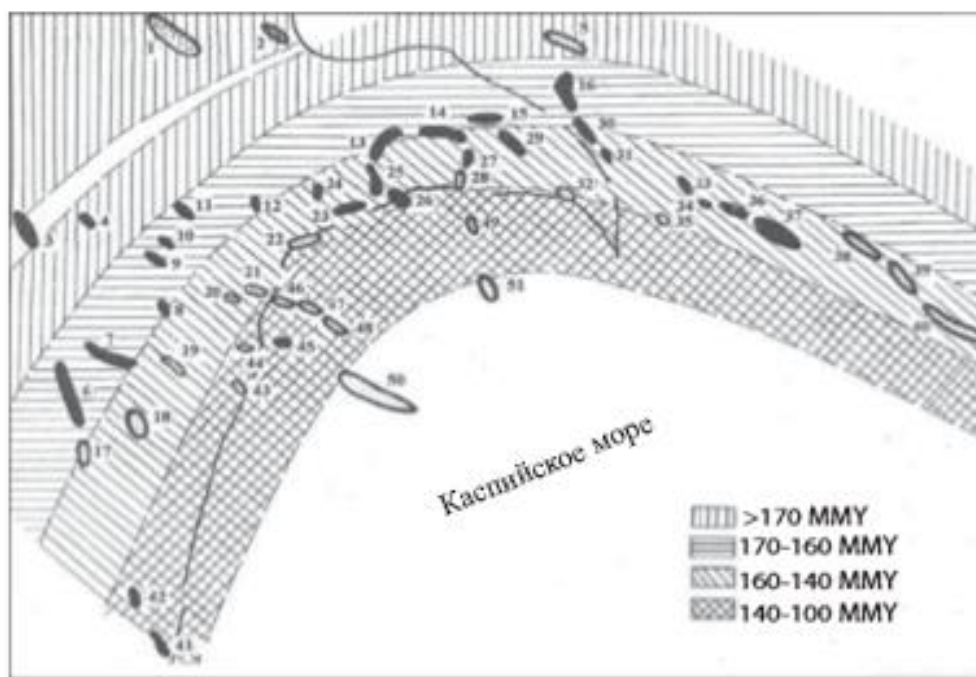


Рисунок 6.1-а - Южно-Каспийская впадина (западный борт). Геохимический возраст масел продуктивной серии. 1. Бегимдаг-Тегчай; 2. Советабад; 3. Каламкудук; 4. Адживели; 5. Апшеронский берег; 6. Кюровдаг; 7. Мишовдаг; 8. Салахай; 9. Арзани; 10. Умбаки; 11. Чейлдаг; 12. Шихигая; 13. Бинагади-Чахнагляр; 14. Балаханы-Сабунчи; 15. Бузовна; 16. Дарвинский берег; 17. Гарабаглы; 18. Кюрсангья; 19. Галмас; 20. Дюваны; 21. Киянызадаг; 22. Гарадаг; 23. Локбатан-Пути; 24. Кергез; 25. Шабандаг; 26. Бибиэйбат; 27. Сураханы; 28. Гарачухур; 29. Гала; 30. Пираллахни; 31. ГюргянДениз; 32. Зурья; 33. Чиллов; 34. Ази Асланов; 35. Джануб (Южная); 36. Пальчих Тапаси; 37. Нефть Дашлары; 38. Гюнешли; 39. Чираг; 40. Азери; 41. Нефтехала; 42. Хилли; 43. Пирсагат; 44. Дашгил; 45. Алят-Дениз; 46. Сангачал-Дениз; 47. Дуваный-Дениз; 48. Булла; 49. Камеди-Адасы; 50. Булла-Дениз; 51. Бахар.

Если принять средний геохимический возраст палеоген-миоценовых УВ равным примерно 40, мезозойских- 160 млн лет, то доля первых, например, в нефтях Бакинского архипелага (средний расчетный возраст 100 млн лет) может быть оценена величинами порядка 45-50 %; вверх по региональному восстанию складчатости (Апшеронский полуостров, Апшеронский архипелаг, Джейранкечмесская депрессия Юго-Западный Кобыстан) доля «молодой» компоненты уменьшается до 30-10 %.

Подобная направленность изменения возраста флюидов по площади бассейна делает вполне обоснованным вывод о прогрессирующем от бортового обрамления к его центральной части современном участии флюидов палеоген-миоценовой генерации в нефтегазонасыщении выше залегающей плиоценовой коллекторской толщи.

Подобная направленность изменения возраста флюидов по площади бассейна делает вполне обоснованным вывод о прогрессирующем от бортового обрамления к его центральной

части современном участии флюидов палеоген-миоценовой генерации в нефтегазонасыщении выше залегающей плиоценовой коллекторской толщи.

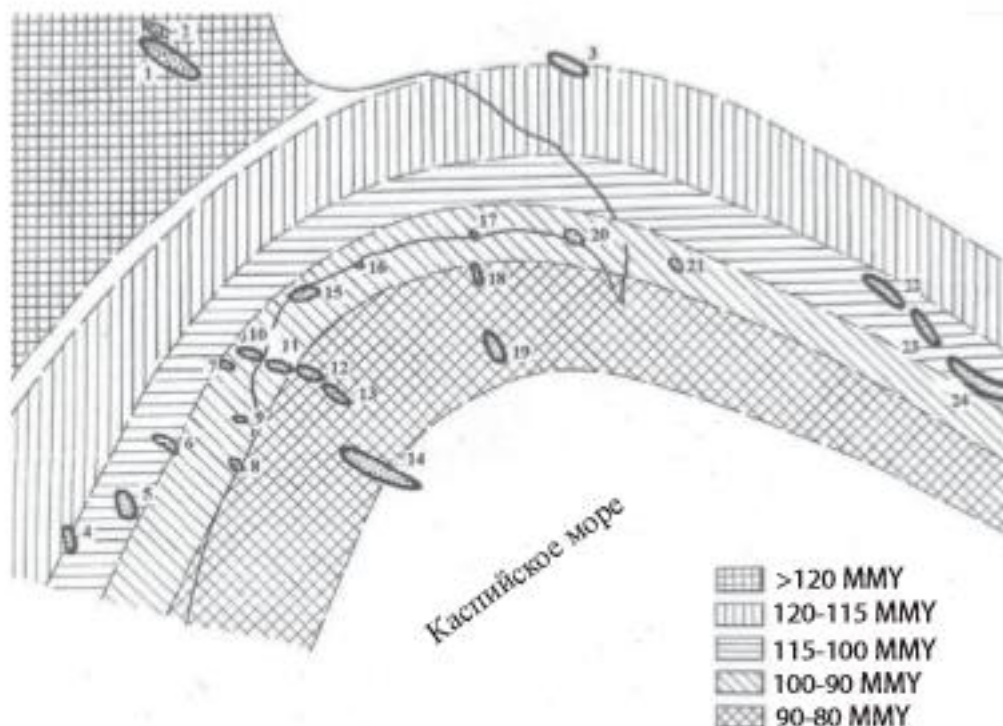


Рисунок 6.1-6. Южно-Каспийская впадина (западный борт). Геохимический возраст продуктивных серий конденсатов. 1. Бегимдаг-Тегчай; 2. Кешай; 3. Апшеронский берег; 4. Гарабаглы; 5. Гуирсангия; 6. Галмас; 7. Дуваный; 8. Пирсагат; 9. Дашгил; 10. Кянизадаг; 11. Сангачал-Дениз; 12. Дуваный; 13. Булла; 14. Булла-Дениз; 15. Гарадаг; 16. Локбатан Юг; 17. Говсан; 18. Гум Адасы; 19. Бахар; 20. Зыря; 21. Джануб; 22. Гюнешли; 23. Чираг; 24. Азери.

К современному этапу геологической истории ЮКБ сингенетичные, нефти мезозоя, находящегося в температурном диапазоне 167-424 °С (глубины 6-21,5 км), в ходе своих облигатных термокаталитических превращений, осуществлявшихся в течение весьма длительного временного периода и в условиях превалирования в комплексе в постмезозойское время процессов газогенерации, вряд ли могли оказаться фазово законсервированными и неизбежно должны были трансформироваться в парогазовый газоконденсатный флюид, насыщающий практически все природные резервуары разреза.

РОВ палеоген-миоценового комплекса до перекрытия плиоценовой коллекторской серий, способной улавливать продукты реализованных в нем катагенетических реакций, преобразовалось, как отмечено выше, в основном по пути битуминизации- образования горючих сланцев, и только в постмиоценовое время здесь оказались созданными условия, обеспечивающие генерацию нефти, а в позднеплиоцен-антропогеновое-жирного газа и конденсата.

Если учесть, что в эти временные циклы подстилающий мезозойский комплекс генерировал уже преимущественно в газовую фазу и, соответственно, поставлял ее весьма значительные объемы в дебитуминирующиеся, таким образом непосредственно перекрывающие его отложения, то слеует признать, что и в палеоген-миоценовой серии преобладали процессы образования газоконденсатных систем с большим содержанием ретроградной жидкой компоненты.

Плиоцен-антропогенный стратиграфический интервал, как было показано выше, также генерирует на настоящем этапе преимущественно раннекатагенетический метан, что в целом определяет практически полное доминирование в осадочном разрезе ЮКб газовой фазы УВ. Указанное подтверждает ранее сделанный вывод о генетической производности нефтяных скоплений в ПТ (КТ) региона от исходной ретроградной дифференциально траппированной парогазовой углеводородной смеси с весьма высоким содержанием конденсата, генерированной подстилающими глубокозалегающими комплексами (Мехтиев, Рачинский и др., 1968 г.).

Преимущественная генерация в осадочном разрезе ЮКб газовой фазы УВ, а также высокотемпературных метана, диоксида углерода, азота, обладающих значительной десорбирующей способностью, обеспечивает весьма высокий выход РОВ из пород путем их растворения в сжатых газах. Это обстоятельство определяет по-видимому уникальную по масштабам промышленную нефтегазоносность ПТ (КТ) - единственного коллекторского интервала осадочного разреза общей толщиной до 30 км, несмотря на относительно малое в целом исходное содержание в нем автохтонной дисперсно рассеянной органики. Можно полагать, что образующиеся высокотемпературные сильно сжатые газы десорбируют практически большую часть общего ресурса РОВ пород, оставляя непосредственно в «прогазованной» части разреза весьма малые их остаточные концентрации, нередко воспринимаемые как изначальная обедненность ими этой части осадочного чехла.

Из приведенных выше материалов следует, что в формировании и размещении залежей УВ в ПТ (КТ) бассейна весьма существенную роль играет их парогазовая фаза, генерированная подстилающими стратиграфическими комплексами. Это установленное обстоятельство определяет возможность конструирования термодинамической модели указанных процессов, достаточно достоверно отвечающей как реальным термобароусловиям резервуаров и фактическим закономерностям пространственного распределения УВ по фазовому состоянию и количественным соотношениям, так и специфике их геохимического облика в различных стратиграфических объектах и на гипсометрических уровнях среднеплиоценовой серии.

Принципиально процесс формирования залежей в ПТ (КТ) региона может быть проиллюстрирован рис. 6.2, где изображена батарея сосудов высокого давления. Пусть при некоторой температуре, одинаковой для всех сосудов, в первом имеем некоторый объем газа, содержащего определенное количество паров углеводородной жидкости, например, октана. Давление в каждом из последующих сосудов меньше, чем в предыдущем. При прохождении газа с растворенными в нем парами октана через сосуды по мере падения давления, в соответствии с закономерностями термодинамического поведения подобных углеводородных систем - ретроградной (обратной) конденсации – молекулярная концентрация октана будет в каждом последующем сосуде ниже чем в предыдущем.

Движение парогазовой смеси через сосуды следовательно, будет сопровождаться выделением жидкости из газового раствора и накоплением ее в сосудах. Количество жидкой субстанции в различных сосудах будет соответствовать величине перепада давления, создаваемого у входа и выхода сосудов. Конденсация жидкости по мере падения давления будет продолжаться во всей области ретроградных явлений до давления минимальной концентрации жидкости в газе. В результате этого процесса находящаяся в сосудах парогазовая смесь становится по мере падения давления все беднее конденсатом, вплоть до практически «сухого» газа.

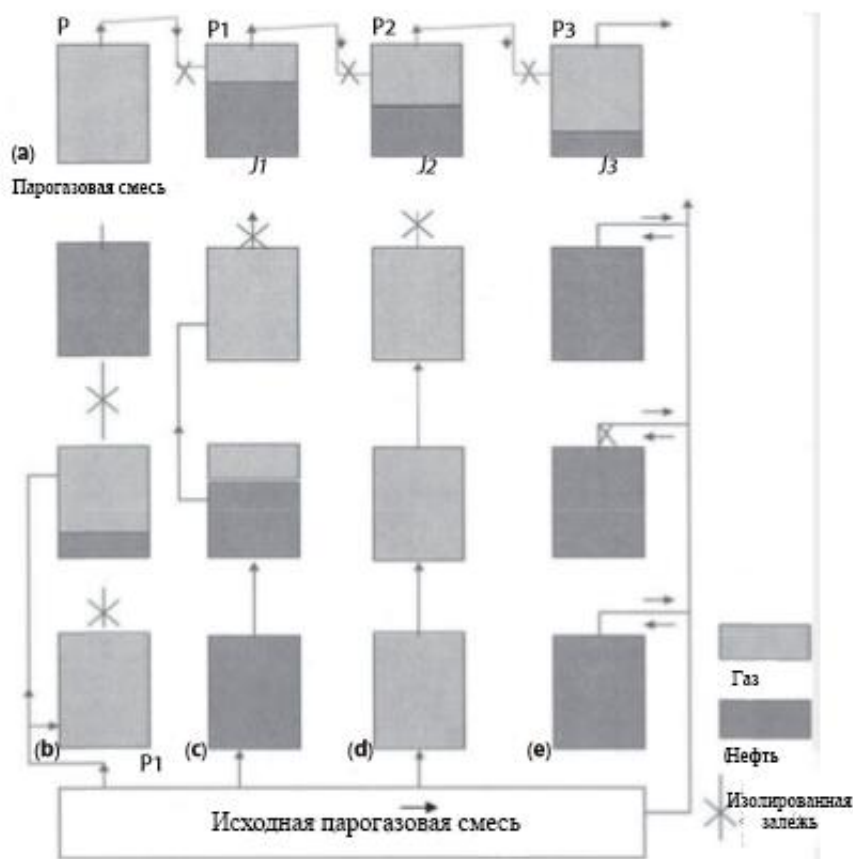


Рис. 6.2. Термодинамические модели формирования многопластовых углеводородных скоплений по схеме транспорта парогазовой смеси УВ через батарею сосудов высокого давления: а - изменение соотношений парогазовой и жидкой фаз УВ ($j_1 \rightarrow j_3$) в сообщающихся сосудах по мере падения давления ($p \rightarrow p_3$); б - система природных резервуаров с различной степенью вертикальной взаимосвязанности и изоляции друг от друга; в - система природных резервуаров, находящихся в обстановке нормального испарения и конденсации; д - система вертикально взаимосвязанных резервуаров, перекрытых мощной экранирующей толщей; е - система вертикально взаимосвязанных резервуаров, пораженных единовременными пароксизмальными проявлениями грязевого вулканизма или активного тектогенеза

Эксперименты по ретроградному испарению нефтей по аналогичной схеме батарей высокого давления показали, что при высоких давлениях из смеси метана, этана, пропана и растворенной в них нефти по мере снижения давления в начале процесса выделялись преимущественно наиболее труднорастворимые высокомолекулярные (тяжелые) фракции нефти, далее по мере снижения давления все более легкие. Получался ряд углеводородных жидкостей, объемный вес которых последовательно уменьшался в направлении увеличения перепадов давления (Великовский, Юшкин, 1959 г.; Двали, 1963 г.).

В соответствии с описанными процессами термодинамическая модель формирования залежей в ПТ (КТ) региона может быть представлена в виде следующей схемы:

Образованная в обстановке высоких температур и давлений глубокозалегающих отложений мезозоя и палеоген-миоцена исходная ретроградная парогазовая смесь нефти с газами различной генерации (стадий катагенеза и метагенеза) по различного рода тектоническим и литологическим несогласиям, эруптивам грязевых вулканов, зонам контакта диапиров с проницаемыми породами и иным проводящим каналам попадает в зоны их пониженных значений - коллекторские пачки плиоцена, что вызывает конденсацию паров растворенных в них углеводородных жидкостей, происходящую по закономерностям

ретроградных (давление) и нормальных (температура) явлений. Если на пути движения флюидов имеются благоприятные структурные условия для аккумуляции сконденсировавшейся жидкости, то в ловушках образуется скопление жидкой фазы. Парогазовая смесь, из которой выделились ее наиболее тяжелые компоненты, мигрирует далее вверх по разрезу, и процесс конденсации продолжается с образованием залежей более легких УВ жидкостей.

Когда природный резервуар, сложенный последовательно расположенными друг над другом ловушками, «пронизывается» подобным образом ретроградной парогазовой смесью, то в нем формируется многопластовое месторождение, характеризующееся закономерным увеличением плотности нефтей с глубиной (Типичными примерами являются многопластовые месторождения Азербайджана и Юго-Западной Туркмении).

Ретроградное выделение жидкой фазы может происходить как за счет «утечки» газа из пласта (ловушки)- медленного процесса диффузии, так и за счет сравнительно быстрого «опорожнения» резервуара в результате, например, пароксизма деятельности грязевого вулкана, образования новых тектонических нарушений, вызванных землетрясениями и др. Примерами реальной возможности образования в пластах значительных количеств жидкости за сравнительно короткое время вследствие «опорожнения» резервуаров могут являться результаты эксплуатации газоконденсатных залежей на режиме естественного истощения пластовой энергии, сопровождающейся весьма значительными по объему ретроградными потерями конденсата.

В описанном процессе пластам-коллекторам отводится роль естественных сепараторов, в которых вследствие природных перепадов давлений и температур осаждается сконденсированная углеводородная жидкость, выделившаяся из исходной парогазовой смеси. В залежи-сепараторе количество жидкой фазы будет тем большим, чем больше объемов парогазовой смеси пройдет «протраппируется» через нее.

Различные по соотношениям нефти, газа и конденсата скопления УВ схематично представлены на рис. 6.2. Если неограниченное количество смеси проходит последовательно через сообщающиеся пласты-сепараторы, то ловушки могут оказаться заполненными жидкой фазой вплоть до своих замков. В том случае, когда в месторождении горизонты сообщаются между собой, но вместе они каким-либо образом изолированы, то парогазовая смесь, однажды заполнив их, перестает перемещаться, что приводит к формированию газовых (газоконденсатных) залежей незначительными нефтяными оторочками или без таковых (рис. 6.2, *d*).

Между этими крайними случаями- чисто нефтяная и чисто газовая (газоконденсатная) залежь- располагаются все виды углеводородных скоплений с любыми соотношениями нефти, конденсата и газа. В одном и том же месторождении в зависимости от конкретных геологических условий могут встретиться одновременно газовые, газоконденсатные, газоконденсатнонефтяные, нефтегазоконденсатные, газонефтяные, нефтегазовые и нефтяные залежи (рис. 6.2, *c, b*).

Последний вариант наиболее редкий, во всяком случае по месторождениям Азербайджана. Это связано с тем, что система тектонических нарушений, являющаяся основным каналом миграции- путем заполнения пластов и утечки из них парогазовой смеси, там, где она есть, «поражает» всю ПТ, не оставляя изолированного, с точки зрения утечки газа, комплекса пластов. В результате там, где тектонические нарушения развиты особенно сильно, группируются нефтяные скопления, в противном случае-газовые (газоконденсатные). Здесь не имеются в виду сравнительно небольшие газовые «шапки» отдельных нефтяных пластов, сохранившиеся благодаря особому расположению по отношению к ним тектонических нарушений (рис. 6.2, *b*).

При давлениях менее 9-13 МПа парогазовые смеси как правило находятся в области нормального испарения и конденсации нестабилизированной жидкости. При этих давлениях залежи будут представлять собой преимущественно газовые скопления с ограниченным содержанием легких погоней нефти (рис. 6.2, с). Примерами таких залежей являются небольшие скопления газа в так называемых «литерных» горизонтах верхнего отдела ПТ пл. Кала, Карачухур, Сураханы.

В свете изложенного газовые (газоконденсатные) залежи представляют собой залежи-резервуары для парогазовой смеси нефтяные и нефтегазовые -залежи- сепараторы. Очевидно, что нефтяная залежь образуется в тех геологических условиях, в которых не может сохраниться газовая (газоконденсатная)- она является результатом переформирования предшествовавшей ей газоконденсатной, из парогазовой смеси которой по законам ретроградной конденсации выпадают и аккумулируются в пластах жидкие УВ. Иными словами, каждая нефтяная залежь в регионе в процессе существования обязательно многократно проходила «газоконденсатные» циклы своей истории.

Так как путями транзита парогазовой смеси являются в основном тектонические разрывы, эруптивные аппараты грязевых вулканов и т.п., то, естественно, между характером залежей и степенью дизъюнктивной дислоцированности локальных структур и районов должна быть определенная связь. Анализ фактического материала по ЮКБ показывает, что в его пределах практически все нефтяные и нефтегазовые залежи приурочены к развитым, резко дислоцированным, осложненным диапиризмом и грязевым вулканизмом, нередко сильно эродированным поднятиям, тогда как большинство газоконденсатных, газоконденсатно-нефтяных, нефтегазоконденсатных и газонефтяных скоплений связано с погребенными структурами достаточно спокойной тектоники. Отсюда следует, что в бассейне при направленных раздельных поисках зон и участков преимущественного нефте- и газонакопления тектонические критерии во многом являются определяющими.

В связи с изложенным об образовании нефтяных залежей по законам ретроградной конденсации представляет интерес следующее. Поскольку в соответствии с ними выделение жидких УВ из парогазового раствора происходит неравномерно и наиболее интенсивно в основном в области относительно высоких давлений, а объем жидкости, выпадающей на 0,1 МПа снижения давления, непрерывно уменьшается с его падением, доходя до нуля при давлении максимальной конденсации (Великовский, Юшкин, 1959 г.), то основное количество жидкости выпадает в первых сосудах модели (рис. 6.2, а). Точно так же, в многопластовых месторождениях основные запасы «ретроградной» нефти должны быть при прочих равных условиях приурочены к объектам высокого давления, т.е. к наиболее глубоким продуктивным горизонтам. В ЮКБ это действительно наблюдается и подтверждается фактическими данными (Гаджи-Касумов, 1969 г.) показавшими, что максимальные запасы нефти в ПТ (КТ) отвечают нефтям наибольших плотностей.

Представляется весьма важным также следующее. Работами многих исследователей установлено, что в пределах ЮКБ во всех антиклинальных поясах в направлении регионального погружения складчатости- от зон бортовых обрамлений бассейна к его центральной части- общая газонасыщенность разреза ПТ (КТ) возрастает и нефтяные залежи последовательно сменяются нефтегазовыми, газонефтяными и далее нефтегазоконденсатными и газоконденсатными. Параллельно в том же направлении происходят стратиграфическое понижение верхней границы продуктивности разреза и уменьшение количества насыщенных углеводородами объектов.

Так, например, если в центральной антиклинальной зоне Апшеронского полуострова Балаханы- Шахдениз на наиболее приподнятых преимущественно нефтеносных площадях Балаханы-Сабунчи и Сураханы нефтью заполнен не только весь разрез среднеплиоценовой ПТ, но и апшеронский ярус (верхний плиоцен), то уже на следующих по падению нефтегазовых

и газонефтяных структурах Карачухур, Зых, о. Песчаный, газоконденсатнонефтяной Бахар и газоконденсатной Шахдениз верхняя граница продуктивности снижается до низов балаханской свиты (нижняя часть верхнего отдела ПТ). Аналогичная ситуация и в зоне Кала-Зыря, где первая структура насыщена нефтью до апшеронского яруса включительно, а вторая - газом, конденсатом и небольшим количеством нефти, начиная с надкирмакинской песчанистой (НКП) свиты нижнего отдела ПТ.

В восточной части бассейна фиксируется та же картина - если в наиболее приподнятой и эродированной структуре Челекен весь разрез КТ и частично апшеронского яруса заполнен нефтью, а следующие, расположенные ниже по падению пл. Причелекенский купол, б. Жданова и Губкина в условиях погружения поверхности КТ уже на 600-800 м содержат в основном газонефтяные залежи с небольшим содержанием конденсата в газовых «шапках», то еще ниже (на 1400 м) расположенных ловушках - б. ЛАМ и б.Баринава доминируют уже газоконденсатнонефтяные скопления.

В свете предложенного выше механизма формирования залежей эти закономерности могут быть объяснены следующим образом:

В направлении регионального погружения антиклинальные структуры-ловушки становятся не только более спокойными в тектоническом отношении - менее дислоцированными, но и более глубокозалегающими, перекрытыми мощным слоем пород включающих в том числе и глинистые пасты- экраны с постоянно возрастающей по падению толщиной. Сочетание этих двух моментов приводит к ухудшению сообщаемости продуктивных объектов с дневной поверхностью, улучшает их герметичность, ограничивает дегазацию. Иными словами, рост газонасыщенности разреза ПТ (КТ) в направлении общего погружения складчатости обусловлен большей сохранностью залежей в результате лучшей изоляции насыщенных УВ пластов, а с другой стороны может рассматриваться как одно из фактических подтверждений «работы» рассмотренной модели.

Изложенные соображения по формированию газовых (газоконденсатных) залежей и распределению нефтей по составу и запасам свидетельствуют в пользу относительной кратковременности и синхронности процессов аккумуляции УВ в нижнем и верхнем отделах ПТ (КТ) бассейна, происходивших в основном в антропогеновую фазу тектогенеза. В противном случае столь характерное распределение нефтей по плотностям в разрезе региона не имело бы места. Если бы нефть, например, нижнего отдела ПТ появилась в нем до отложения осадков верхнего отдела, то вследствие невысоких пластовых давлений в нижнем отделе того времени «ретроградная» нефть была бы значительно меньшей плотности, чем сейчас, и соответствовала бы примерно по составу современным легким нефтям верхнего отдела.

Реальность механизма формирования залежей и месторождений по рассмотренной модели фактически подтверждается и анализом пространственного распределения залежей Апшеронской области, показавшим, что все их типы (УВ скопления с различными соотношениями фаз) четко дифференцируются по глубинам. Чисто газовые скопления, как правило, приурочены к интервалу глубин не более 500 м; нефтяные и нефтегазовые, составляющие большую часть выявленных залежей, характеризуются средними глубинами залегания 1100 м для первых и 1500 м для вторых; залежи нефти с газовой «шапкой» в основном расположены на глубинах до 2500 м; газоконденсатные залежи всегда связаны с наиболее погруженными ловушками и их средняя глубина составляет 3600 м. При этом характерными особенностями чисто газовых скоплений являются их небольшие размеры и расположение над нефтяными и нефтегазовыми, что свидетельствует об их вторичном происхождении и формировании в основном за счет дегазации нижезалегающих объектов.

Как было отмечено выше, нефтяные и нефтегазовые залежи главным образом связаны со структурными зонами, подвергшимися в верхнем плиоцене-антропогене интенсивным тектоническим изменениям - воздыманию и последующему размыву сводовых частей

содержащих их локальных поднятий (пл. Балаханы-Сабунчи, Шабандаг-Аташкя, Бинагады-Чахнагляр и др.). Газоконденсатные залежи всегда приурочены к погребенным слабодислоцированным поднятиям, расположенным в зонах резкого погружения кровли ПТ (пл. Зыря, Южная, Бахар, Шахдениз) (Рачинский, Дурмишьян, 1970 г.). Подобное распределение залежей утверждает важнейшую роль в сохранении газовой фазы герметичности резервуаров-ловушек, а в целом полностью соответствует рассмотренному выше механизму функционирования батареи сосудов высокого давления (см. рис. 6.2).

Корректность приложения описанной термодинамической модели к формированию залежей и месторождений в ЮКБ подтверждается также элементарной ориентировочной балансовой оценкой соотношения величины его начального геологического потенциала УВ (запасы + ресурсы) и объемов газа, прошедших через ПТ (КТ) и выделившихся в атмосферу в результате грязе-вулканической деятельности, выноса подземными водами, земле-трясений, процессов диффузии и естественной дегазации - «дыхания» литосферы.

Согласно нашим расчетам, начальный геологический потенциал УВ в ПТ (КТ) региона составлял: нефти-9,01, конденсата- 1,92, жидкой фазы-10,93 млрд т., газа-6, 16 трлн м, углеводородов в нефтяном эквиваленте-17,09 млрд т (Рачинский, Чилингар, 2007 г.).

Если принять среднее содержание жидкости в исходной газовой фазе 200 г/м^3 , то для растворения в ней, переноса и аккумуляции в ловушках 9,01 млрд т нефти потребуется примерно 45 трлн м^3 газа. За верхний плиоцен-антропогеновое время- после отложения осадков ПТ (КТ)- в результате реализации в течение примерно 3 млн лет вышеназванных процессов общие потери газа в регионе могут быть оценены (с использованием данных Геодекияна, 1968 г.) приблизительно в 83 трлн м^3 , что превышает необходимый объем почти в 2 раза т.е. через ПТ (КТ) прошло значительно большее количество газа, чем минимально потребное.

Указанное обстоятельство оставляет определенную возможность для весьма умеренного оптимизма в отношении вероятности некоторого прироста запасов и ресурсов в регионе, а с другой стороны, может рассматриваться как косвенное подтверждение синфазности (единовременности) формирования УВ скоплений во всем стратиграфическом объеме среднего плиоцена ЮКБ с наиболее интенсивным в бассейне антропогеновым неотектогенезом.

Учет всех рассмотренных выше соотношений между жидкой и газовой фазами позволяет признать очевидной реальность предлагаемой термодинамической модели формирования залежей и месторождений в регионе по схеме дифференциального траппирования исходной ретроградной парогазовой углеводородной смеси, генерированной мезозой-миоценовым стратиграфическим объемом.

Анализ проведенного исследования позволяет сделать следующие выводы.

А. Совокупность общегеологических предпосылок - преимущественно иммерсионный режим тектонического развития:

1. в мезозой-антропогеновом временном диапазоне на большей части территории ЮКБ;
2. весьма высокий темп осадконакопления;
3. специфическая литофизическая композиция мезокайнозойского осадочного разреза - наличие мощных УВ- генерирующих, аккумулирующих и изолирующих толщ;
4. значительное развитие дизъюнктивной тектоники, обеспечивающей гидродинамическую связь очагов нефтегазообразования с зонами и интервалами

аккумуляции УВ и дренаж природных резервуаров –необходимое условие формирования промышленной нефтегазоносности;

5. высокая плотность локальных структурных форм;
6. интенсивные проявления грязевулканических процессов, способствующих мощным межформационным перетокам флюидов, определяют геологическую обстановку мезозойского и постмиоценового стратиграфических комплексов как достаточно благоприятную для формирования крупных зон нефте- и газонакопления в значительном интервале гипсометрических глубин-до 14 км. Палеог-миоценовый структурно-формационный этаж на современном этапе геологического развития региона является основной зоной генерации жидких УВ, питающей выше- и частично ниже-(верхний мел) залегающие природные резервуары.

В. Весьма малой вероятности обеспечения начальных геологических запасов и потенциальных ресурсов УВ ПТ (КТ) в объеме порядка 17 млрд т н.э. (Рачинский, Чилингар, 2007 г.) за счет внутренних нефтегазогенерационных возможностей свидетельствуют:

1. Зависимости пространственного размещения УВ скоплений среднеплиоценовой ПТ (КТ)- основном нефтегазоаккумулирующем комплексе ЮКб;
2. Последовательный рост газонасыщенности разреза в направлении регионального погружения складатости, сопровождающийся закономерной сменой нефтяных и нефтегазовых залежей газонефтяными, нефтегазоконденсатными, газоконденсатно-нефтяными и газоконденсатными;
3. увеличение общей газонасыщенности разреза со стратиграфической и гипсометрической глубинами;
4. приуроченность нефтяных залежей тектонически дислоцированным, нередко эродированным (денудированным) структурным ловушкам, часто пораженным грязевым вулканизмом, и газовых (газоконденсатных)- к ненарушенным локальным понятиям;
5. явно выраженная метанизация нефтей от бортовых обрамлений бассейна к его наиболее погруженной центральной части, сопровождающаяся уменьшением составе газов неуглеводородных компонентов;
6. последовательное уменьшение геохимического возраста («омолаживание») нефтей и конденсатов в том же направлении, реализованное на общем фоне:
 - a. весьма низкого исходного содержания в ПТ (КТ) $C_{орг}$ 0,3-0,8 кт/т;
 - b. исключительно высокого темпа осадконакопления- 750-900 м/млн лет;
 - c. относительно малой временной протяженности седиментации-до 8 млн лет;
 - d. низкой прогремости-геотемпературный градиент 14,8-22,1 °C/км;
 - e. высокой аномальности пластовых давлений - коэффициент сверхгидростатичности до 1,43.

С. Результаты моделирования процессов генерации и аккумуляции УВ в осадочном разрезе ЮКб, выполненного на основе методик Вассоевича, Лопати, Уэллз и разработанной авторами термодинамической модели указанных процессов, скорректированные на учет реальных зависимостей и закономерностей пространственного распределения УВ по их запасам, фазовому состоянию, геохимическому облику и фактической геотермобарии

природных резервуаров, свидетельствуют о площадной и вертикальной по разрезу эволюции очагов нефтегазообразования во времени- по направлению к центральной зоне Южного Каспия в процессы генерации последовательно вовлекаются все более молодые подразделения стратиграфического ряда мезозой-плиоцен. При этом основным очагом генерации газовой фазы являются отложения находящегося в зонах апокатагенеза и метагенеза мезозоя, жидкой - отложения палеоген-миоцена при явно подчиненном участии нижней части разреза ПТ (КТ) (градации $МК_1$ - $МК_2$, частично $МК_3$).

Д. В осадочном разрезе ЮКб современное фактическое положение зоны нефтеобразования реально охватывает диапазон глубин до 8-10 км, зоны генерации конденсата и жирного газа 12-14 км, т.е. указанные процессы осуществляются главным образом в подстилающих ПТ (КТ) отложениях, определяя явно аллохтонный характер ее УВ-насыщения.

Е.Преимущественная генерация в осадочном разрезе бассейна на современном этапе его геологической истории газовой фазы УВ и высокотемпературных метана, диоксида углерода и азота обладающих значительной десорбирующей способностью, обеспечивает весьма высокий выход РОВ из пород путем их растворения в сжатых газах и обуславливает доминирующую газоносность его глубокозалегающих отложений.

Геофлюидодинамические механизмы и факторы формирования, размещения и прогноза нефтегазоносности в бассейнах альпийских подвижных поясов

Оценивая значение динамики подземных вод в естественной истории природных скоплений углеводородов, следует учитывать, что оно существенно различно на ее отдельных этапах: если для их формирования необходимы, как будет показано ниже, условия относительно повышенной мобильности водной среды обеспечивающей миграцию и аккумуляцию флюидов, то для сохранения уже сформировавшихся залежей обязательны обстановки ограниченной подвижности подземных вод или, вообще, застойной среды. Являясь главным по массе подвижным компонентом земной коры и средой существования нефти и газа, подземные воды несомненно должны рассматриваться как важнейший показатель условия образования, существования и сохранения залежей и носитель признаков общения с углеводородами.

В связи с этим основными задачами гидродинамических и гидрохимических исследований являются:

- выявление роли геофлюидодинамических факторов в формировании и размещении углеводородных скоплений;
- установление объективных показателей, позволяющих определять направление и механизм миграции природных флюидов, в том числе углеводородов;
- оценка аккумуляционных возможностей водонапорных комплексов и геофлюидодинамических систем с точки зрения вероятности формирования в них региональных зон нефте-и газонакопления;
- определение граничных условий, обеспечивающих промышленную нефтегазоносность локальных поднятий;
- выявление качественных и количественных критериев углеводородного насыщения;
- прогноз типов разведываемых залежей и месторождений и предварительная оценка их запасов по геофлюидодинамическим данным.

Значительный объем геологической информации, накопленной за многие годы производства в бассейнах альпийских подвижных поясов поисково-разведочных работ и эксплуатации нефтяных и газовых (газоконденсатных) месторождений, позволяет решать перечисленные задачи на количественной основе обеспечивающей необходимую степень достоверности полученных результатов.

7.1. Роль аномально высоких давлений в формировании, размещении и прогнозе региональной и локальной нефтегазоносности

Для регионов и стратиграфических комплексов, характеризующихся недостаточной разведанностью, сложностью геологического строения, неясностью пространственного размещения углеводородных скопления и относительно неопределенными перспективами нефтегазоносности, большое значение приобретает возможность использования закономерностей развития, сохранения и релаксации аномально высоких поровых и пластовых давлений в качестве показателя вероятных типа и характера миграционных процессов, остановок формирования залежей, и, соответственно, поискового критерия (Дурмишян, Мурадян и Рачинский, 1980 г).

В гидродинамической обстановке осадочных разрезов, обеспечивающей возможность как консолидации глинистых серий, сопровождающейся отжатием и последующим оттоком в смежные коллекторы поровых флюидов, т.е. горизонтально или вертикально ориентированной реализацией градиентов сингенетических АВПоД- в диапазоне относительно малых глубин (до 1500-2000 м) в ходе фильтрационного уплотнения глин или в течение весьма длительного геологического времени на больших глубинах при осуществлении диффузионного, пленочного и других видов массопереноса (см. раздел 5.3.1).

Так и гидравлической сообщаемости нижних и верхних гидрогеологических этажей, основу оценки возможных условий формирования, размещения и прогноза нефтегазоносности на базе аномально высоких давлений составляет установление принципиальных направлений и меры реализации в миграционном плане палео- и современных градиентов АВПоД и АВПД, обуславливающих и регулирующих перемещение флюидов, образование и сохранение залежей углеводородов.

Практика геологоразведочных работ на нефть и газ показывает, что когда в разрезе осадочного чехла того или иного региона имеются мощные пространственно выдержанные глинистые серии с сингенетическими АВПоД, обусловленными отставанием оттока поровой жидкости при их уплотнении, в их пределах, как правило, существуют благоприятные условия для формирования и сохранения залежей нефти и газа и соответствующих зон нефте- и газонакопления. При этом наибольшими перспективами характеризуются районы, где указанные глинистые серии контактируют с мощными пачками коллекторов.

Существуют три возможных варианта сочетания коллекторов с преимущественно глинистыми толщами; коллекторы залегают над глинами, коллекторы располагаются в самой глинистой толще и коллекторы перекрываются последней. Фактические материалы по многим регионам свидетельствуют о том, что формирование и ресурсы природных углеводородов в зонах нефте- и газонакопления во многом определяются взаимным пространственным соотношением компетентных и некомпетентных интервалов осадочного разреза.

В тех случаях, когда коллекторская толща залегает над оцениваемой как нефтегазопроизводящая глинистой, она в течение длительного геологического времени может служить вероятной областью разгрузки подстилающего комплекса, отдающего вверх вдоль контактной зоны выделяемые в ходе консолидации флюиды, в том числе и углеводороды, следствием этого механизма может являться:

- первичное вертикальное проникновение флюидов из глинистых толщ в коллекторы;
- последующее перемещение нефти и газа в них;

- аккумуляция углеводородов в ловушках;
- закономерное распределение жидкой и газовой фаз, подчиняющееся известным схемам возрастания газонасыщенности разреза и образования зон преимущественного газонакопления как функции меры тектонической дислоцированности природных резервуаров (Дурмишян, Мурадян и Рачинский, 1974 г.; Мехтиев, Цатурянц и Рачинский, 1968 г.).

Перемещение флюидов, в том числе углеводородов, из глин в коллекторские пласты и их последующее движение должны обеспечиваться обязательной реализацией градиентов давлений, представляющих собой эффективную разность между АВПоД зон генерации и пластовым давлением зон аккумуляции.

При наличии коллекторов в разрезе преимущественно глинистой толщи с АВПоД перспективы их нефтегазоносности определяются в первую очередь мощностью и региональной выдержанностью проницаемых интервалов. В более мощных коллекторах возможно формирование относительно крупных залежей, в линзовидных неоднородных песчаных пачках углеводородное насыщение имеет, как правило, спорадический характер и представлено в основном жидкой фазой - нефтью.

Действительно, сингенетическая природа АВПоД в мощных существенно заглинизированных осадках не допускает возможности существования в них крупных газовых скоплений большой высоты со значительными и обязательными в таких случаях избыточными давлениями. Наличие подобных залежей в толщах с сингенетическими АВПоД определило бы образование в их повышенных зонах столь высоких давлений (региональное АВПоД, плюс избыточное, обусловленное разностью объемных весов газа и воды), что это неизбежно привело бы к разрыву сплошности перекрывающих пород и к разрушению залежей. Градиенты давлений здесь в отдельных случаях превышали бы литостатический. Совершенно очевидно, что эффект реализации столь значительных градиентов не может способствовать сохранению образовавшихся скоплений. Поскольку подобная обстановка в общем случае благоприятна для формирования залежей нефти и газа, то, возможно, в реальной природной среде все же происходит образование их промышленных скоплений, однако в процессе переформирования в силу указанных выше причин они подвергаются разрушению. Таким образом, следует констатировать малую вероятность обнаружения в коллекторских пачках мощных неконсолидированных глинистых толщ с сингенетическими АВПоД литостатического уровня значительных скоплений углеводородов.

Благоприятна для формирования зон нефтегазонакопления геологическая обстановка, когда коллекторы перекрыты мощной глинистой серией с АВПоД. В этом случае нефтегазоносность проницаемых интервалов может быть частично обусловлена и нисходящей миграцией флюидов из нефтегазопроизводящей глинистой толщи. Важным фактором здесь является наличие исключительно благоприятных условий для сохранения образовавшихся скоплений углеводородов. В этом механизме решающая роль принадлежит не только самому факту присутствия глинистой крыши, но и наличию в ее разрезе сингенетического АВПоД, исключающего возможность диссипации залежей подстилающих отложений. Как и в предыдущем случае, нисходящая вертикальная миграция и последующее перераспределение флюидов обеспечиваются реализацией градиентов давлений, направленных в зоны разгрузки.

В рамках последнего варианта особый интерес представляет случай, когда глинистая толща перекрывает карбонатный коллектор, обладающий трещиной емкостью. В этом сочетании компетентного и некомпетентного интервалов нисходящий ток флюидов и, соответственно, их аккумуляция могут осуществляться в первую очередь в зонах повышенной трещиноватости приуроченных, как правило, к присводовым, наиболее дислоцированным участкам локальных структур. Вполне понятно, что эта геологическая обстановка препятствует

осуществлению широкой латеральной миграции флюидов и, как следствие, формированию региональных зон нефтегазоаккумуляции. Такой геологической ситуации чаще всего сопутствует зональное углеводородное насыщение, характеризующееся спорадическим в региональном плане распространением; залежи подобного типа чаще всего приурочены к контактной зоне мощной толщи палеоген-миоценовых глин с подстилающими верхнемеловыми карбонатными коллекторами (Индоло-Кубанский, Терско-Каспийский прогибы, Маракайбская впадина) (Йонг и др., 1959 г.; Дурмишян, Мурадян и Рачинский, 1976 г.). Диапазон нисходящего тока флюидов определяется глубиной развития системы трещин и масштабами их площадного распространения в пределах конкретного стратиграфического интервала. В тех случаях, когда трещиноватостью охвачена вся карбонатная толща, такая миграция может осуществляться в широких масштабах, обуславливая формирование относительно крупных углеводородных скоплений и региональных зон нефтегазоаккумуляции.

Во всех рассмотренных выше случаях высоконапорные флюиды, попадая в проницаемые интервалы, вызывают в них повышение пластовых давлений, возможность сохранения которых во времени определяется условиями разгрузки гидродинамической системы. В ограниченных по площади зонах трещиноватости АВПД подобной генерации проявляются весьма интенсивно, более обширных зонах их проявления носят умеренный характер.

Диагностическими признаками того или иного варианта насыщения коллекторских пачек флюидами могут служить закономерности пространственного распределения современных и палеогradientов АВПД. В том случае, когда они уменьшаются (или уменьшались в геологическом прошлом) снизу вверх по стратиграфическому разрезу, правомерно допущение о вероятности восходящей вертикальной миграции флюидов и выполнении верхними комплексами зоны разгрузки. На основании этих данных можно предположить также присутствие в нескрытой части осадочного разреза мощной глинистой или гомогенной толщи с АВПоД - своеобразного инжектора. Обратное распределение gradientов может быть интерпретировано как проявление вертикальной миграции флюидов в условиях гидродинамической изоляции верхнего резервуара- приемника, находящегося непосредственно под экраном, или как следствие нисходящей миграции и выполнения роли зоны разгрузки нижележащими проницаемыми пластами. Диагностирование направлений перемещения флюидов в этом случае осуществляется тщательным учетом геологической специфики районов и площадей.

Нередко в реальной обстановке скважинами вскрываются разрезы с более сложным характером распределения gradientов давлений по вертикали. В частности, возможен вариант, когда их изменение носит ступенчатый характер-до определенной глубины (интервала) они возрастают, затем резко снижаются и далее вновь увеличиваются (юго-восточное погружение Восточно-Кубанского прогиба, Чернолесская впадина). Подобная картина генетически может быть обусловлена наличием в разрезе двух очагов (зон) генерации АВПД, находящихся друг от друга на значительном расстоянии по вертикали. Очевидно, что по мере удаления от них вверх и вниз по разрезу интенсивность проявлений аномальных давлений в общем случае будет ослабевать. Типичная картина описанного распределения наблюдается в разрезе центрального Предкавказья, где первым очагом генерации аномальных давлений является мощная преимущественно глинистая майкопская свита, а вторым- гомогенная толща верхней юры. При оценке перспектив нефтегазоносности в этом случае особое внимание следует уделять промежуточному интервалу, потенциально способному аккумулировать углеводороды как в результате нисходящей, так и восходящей миграции.

Наряду с проанализированными выше случаями прогноза нефтегазоносности как функции наличия в разрезе мощных неконсолидированных глинистых толщ с сингенетическими АВПоД, важное поисковое значение имеет и эпигенетическое АВПоД в

относительно маломощных глинистых покрывающих. Еще в 1959-1961 г. на примере месторождений Юго-Западного Апшерона было показано, что глинистые покрывающие, перекрывающие газовые, газоконденсатные и газонефтяные залежи с аномально высокими пластовыми давлениями, унаследуют избыточные давления подстилающих скоплений и сами становятся носителями сверхвысоких давлений. Поэтому в ходе глубокого бурения, часто задолго до вскрытия высоконапорных залежей, при прохождении перекрывающих их глинистых образований отмечаются сильные проявления аномальных давлений. В ряде случаев внутрипоровое давление в глинах настолько значительно что применение промывочных жидкостей плотности 2,0-2,2 г/см³ оказывается недостаточным для создания необходимого противо-давления и продолжения нормального бурения скважин. Такие случаи обычно сопровождаются заметными газопроявлениями (подобные проявления АВПоД в покрывающих зафиксированы в Карадагском, Шебелинском, Вуктыльском, Оренбургском и других месторождениях). В этой связи, когда в ходе разведочного бурения в разрезе обнаруживаются проявления эпигенетического АВПоД, это относительно маломощных глинистых покрывающих обстоятельство может быть связано с наличием в еще не вскрытой частей разреза крупных скоплений углеводородов большой высоты. Исходя из этого, наличие эпигенетического АВПоД в глинистых покрывающих выдвигалось в качестве важного поискового критерия, указывающего на возможность открытия под ним мощных преимущественно газовых и газоконденсатных залежей (Дурмишян, Мурадян и Рачинский, 1973 г., 1976 г., 1980 г.).

Установление эпигенетической природы АВПоД в глинистых покрывающих является одним из наиболее эффективных методов прогноза залежей в не вскрытой части разреза осадочного чехла, позволяющим прогнозировать не только наличие, но в ряде случаев и типы предполагаемых углеводородных скоплений. Здесь возникает возможность рекомендаций ряда мероприятий, способствующих повышению эффективности поисково-разведочных и буровых работ. В частности, при установлении эпигенетического характера АВПоД в покрывающих рекомендуется воздерживаться от заложения скважин непосредственно в присводовых зонах

отличающихся культинационными их проявлениями и весьма сложными по этой причине условиями проходки, и закладывать скважины в более погруженных участках локальных поднятий, где проявления АВПоД носят относительно умеренный характер, а условия бурения более благоприятны. Наряду с этим указанная рекомендация учитывает также вероятность получения отрицательных результатов в присводовых скважинах, обусловленных возможными проявлениями сводовых вод, наличием зон выклинивания коллекторов и др.

При оценке роли АВПД в формировании залежей нефти и газа, связанных с хемогенными отложениями, следует руководствоваться следующими положениями:

- возможностью генерации нефти и газа в преимущественно хемогенных толщах и примыкающих к ним интервалах;
- многочисленными фактами приуроченности углеводородных скоплений к областям развития соленосных отложений;
- наличием значительных градиентов сверх высоких давлений, нередко превышающих величины аномальных давлений в терригенных образованиях, направленных в смежные с галогенными толщами коллекторские интервалы.

Наличие в разрезе соленосной толщи с АВПД играет значительную роль в миграции углеводородов и формировании залежей нефти и газа даже в тех случаях, когда процесс нефтегазообразования связан с другими стратиграфическими интервалами. Соленосная толща в этом случае выполняет роль инжектора, способствующего длительности и

эффективности миграционных процессов. Она поддерживает необходимые для миграции градиенты давлений, направленные в зоны аккумуляции углеводородов.

Если в соленосной толще АВПД носит эпигенетический характер, то наиболее вероятной его причиной является наличие в подстилающих отложениях залежей углеводородов. Поэтому в подобных случаях, как и в терригенных образованиях, эпигенетический характер АВПД имеет важное поисковое значение, указывающее на возможность наличия в нескрытой части разреза залежей углеводородов.

Определенные возможности для прогноза нефтегазоносности намечаются в плане использования данных о характере, степени мере интенсивности проявлений АВПоД и АВПД с учетом конкретной геологической обстановки. Фактические данные по ряду регионов (Южно-Каспийская впадина, Индоло-Кубанский прогиб и др.) показывают, что зоны как практического отсутствия, так и кульминационных и интенсивных проявлений сингенетических поровых и эпигенетических пластовых давлений характеризуются неблагоприятными условиями для формирования и сохранения углеводородных скоплений. Отсутствие или низкие значения градиентов АВПоД в глинах характеризуют обстановку завершившейся реализации энергетического потенциала нефтегазогенерирующей толщи; весьма высокие значения градиентов между глинами и коллекторами свидетельствуют о затрудненности разгрузки некомпетентных интервалов геофлюидодинамической системы и существенно ограниченной по этой причине вероятности промышленного насыщения смежных коллекторов; максимальные величины градиентов и коэффициентов аномалии пластовых давлений в коллекторах характеризуют условия лимитированной емкости природных резервуаров, поступление в которые даже малых объемов флюидов приводит к резкому возрастанию пластовых давлений.

В аспекте сохранения залежей неблагоприятными представляются обстановки существования в перекрывающих резервуар глинах низких значений градиентов АВПоД и малых величин коэффициентов аномальности в коллекторах. В глинах - это показатель снижения (вплоть до полной утраты) экранирующих свойств покрышек, в коллекторах результат повышенной динамичности подземных вод, способствующей вымыву углеводородов из ловушек.

Типичными примерами отрицательной в плане формирования нефтегазоносности характеристики зон кульминационных проявлений АВПоД являются некоторые локальные поднятия центральной и южной частей Бакинского архипелага (Южно-Каспийская впадина), где в присводовых тектонически и гидродинамически изолированных горстовых зонах ряда структур с весьма интенсивными проявлениями аномальных пластовых давлений (коэффициенты аномальности 1,7-1,3) промышленные скопления нефти и газа отсутствуют и насыщение носит спорадический характер. Примечательно, что в этом случае продуктивными оказались периферийные менее экранированные блоки и участки складок, где проявления АВПД имеют значительно меньшие масштабы. Поэтому получение в присводовых зонах структур (в условиях интенсивных и кульминационных проявлений АВПД) отрицательных результатов не всегда исключает их перспективы. Более того, в ряде случаев анализ проявлений АВПД может указать на возможные благоприятные зоны скопления углеводородов, как это имело место на Бакинском архипелаге.

Рассмотренные выше варианты прогноза нефтегазоносности базируются в большинстве случаев на предпосылке о региональной гидравлической связи интервалов с АВПоД со смежными коллекторами. В реальных же природных обстановках геологического разреза довольно часто встречаются случаи, когда, наряду с подобной формой связи, их взаимосообщаемость обеспечивается также в рамках преобладающей роли дизъюнктивной тектоники, когда путями миграции флюидов являются в основном региональные разломы и тектонические нарушения более мелких порядков. В обсуждаемом аспекте названные

нарушения, обладающие весьма значительной контактной поверхностью, представляют собой флюидопроводящую среду.

Миграция флюидов в этом случае, как было отмечено выше, носит пульсационный характер и активизируется в отдельные фазы тектогенеза, особенно в его инверсионные неотектонические этапы. Существенным фактором миграции здесь, как и в предыдущих случаях, является реализация градиентов АВПД направленных из участков больших приведенных давлений в зоны их меньших значений, обуславливающая фильтрацию флюидов в зоны разломов, сообщающих интервалы нефтегазообразования и нефтегазонакопления. Распределение градиентов давлений в гидродинамически открытых (до поверхности) системах будет характеризоваться их уменьшением снизу вверх по разрезам локальных поднятий и снижением в направлении от присводовых, наиболее осложненных дизъюнктивами участков, к периклинальным и крыльевым замыканиям складок. В гидродинамически закрытых системах – пласт-резервуар перекрыт экраном- градиенты давлений максимальны кровле интервала, «пораженного» АВПД, а к низу, по направлению к источнику питания высоконапорными флюидами, они уменьшаются. Установление пространственного соотношения областей питания и разгрузки позволяет при этих вариантах формирования залежей корректировать ориентацию разведочных работ и закладывать скважины на оптимальных в отношении предполагаемой продуктивности участках.

Важным фактором, позволяющим характеризовать условия и механизм формирования залежей и, соответственно, правильно осуществлять их поиски и разведку является генетическая связь между АВПД и АВПоД. В этом аспекте выявление соотношений между аномальностью давлений в коллекторах и степенью консолидации контактирующих с ними глинистых толщ представляется задачей первостепенной значимости. Особый интерес в указанном плане представляет случай, когда проницаемые интервалы, характеризующиеся определенными значениями АВПД, перекрываются и подстилаются предельно уплотненными глинами полностью лишенными АВПоД. Причины подобного сочетания пластовых и внутрипоровых давлений, если исключить влияние артезианского перепада давлений или наличие подстилающей соленосной толщи, могут трактоваться как результат внедрения в коллекторы высоконапорных флюидов из подстилающих интервалов сквозь толщу пронизанных системой трещин и нарушений аргиллитов. Очевидно, что аномальные давления в коллекторах имеют в этом случае новейшее происхождение, поскольку возможность их сохранения в проницаемых пластах определяется функционированием постоянно действующего механизма «подпитки». С подобными случаями связана и возможная роль эндогенных процессов в образовании АВПД.

Предположение, что при описанном сочетании пластовых и внутрипоровых давлений аномальность первых из них носит унаследованный характер и сохранилась как следствие предшествовавшей разгрузки контактирующих глинистых пачек в период их уплотнения, является сомнительным по причине малой вероятности столь длительного сохранения АВПД в проницаемых разностях в условиях их контакта с консолидированными глинами, не способными к отдаче в современной геологической обстановке отжатых флюидов.

Важной для регионального прогноза является генетическая связь АВПД с газогрязевым вулканизмом, обусловленная решающей ролью аномальных давлений в механизме образования грязевых вулканов (Калинко, 1964 г., 1969 г., 1987 г.). Помимо того, что уже сам факт наличия грязевых вулканов, выделяющих значительное количество газа, положительно характеризует стратиграфические интервалы приуроченности их корней, сохранение высоких избыточных давлений в зонах, осложненных вулканами, свидетельствует о продолжающихся процессах сообщения пересекаемых их жерлами коллекторов с глубинными зонами осадочного чехла, содержащими высоконапорные флюиды, в том числе углеводороды.

Как уже отмечалось, формирование промышленных скоплений нефти и газа обусловлено перемещением углеводородов из зон нефтегазообразования в зоны нефтегазонакопления. Важнейшая роль в этом процессе принадлежит градиентам давлений направленным из зон генерации в зоны и участки аккумуляции. Очевидно, что в реальной геологической обстановке, определенной спецификой геологического строения конкретного региона, историей его геологического развития, принадлежностью к тому или иному тектоническому мегаэлементу и др., значения этих градиентов и их направленность могут широко варьировать. В связи с этим представляется необходимым рассмотреть принципиально возможные в природных условиях варианты гидродинамического режима, обусловленные генезисом, характером распределения и изменений градиентов АВПоД и АВПД.

На древних платформах, где аномально высокие давления современные их градиенты в большинстве случаев минимальны, отмечается и отсутствие положительных гидродинамических аномалий. В этих условиях формирование скоплений природных углеводородов представляется результатом реализации в миграционном аспекте палеоградиентов АВПоД и АВПД.

В регионах, относящихся к молодым (эпигерцинским) платформам и складчатым системам альпийского тектогенеза, формирование залежей происходило в основном в палеоген-неогеновое время (Бурштар и Машков, 1963 г.; Мехтиев и Рачинский, 1967 г.; Мехтиев, 1969 г.)- во временные интервалы, соответствующие основным фазам альпийского и неотектогенеза. Поэтому, наряду с влиянием палеоградиентов, в подобной обстановке существенная роль принадлежит и современным градиентам, обеспечивающим как формирование новых залежей, так и «подпитывание» углеводородами ранее образовавшихся скоплений. В этих условиях процессы аккумуляции углеводородов сопровождаются, как правило, положительными гидродинамическими аномалиями.

В рассмотренных геологических обстановках решающая роль принадлежит вертикальным градиентам, обеспечивающим перемещение флюидов, в том числе углеводородов, из разрезов одних стратиграфических комплексов в другие путем восходящей или нисходящей при контактной или при разломной миграции.

Проникновение указанным путем в коллекторские пласты высоконапорных флюидов приводит к их последующей латеральной миграции в регионально распространенном пласте, что в свою очередь означает трансформацию вертикальных градиентов в горизонтальные и смену превалировавшей ранее вертикальной миграции движением флюидов из зон подпитывания в зоны разгрузки. Если последние четко выражены, то это приводит к образованию градиентов пластовых давлений на протяжении всего коллекторского интервала. В случае отсутствия зон разгрузки или, если она затруднена и коллекторские пласты не имеют регионального распространения, то в них на всем протяжении фиксируются АВПД без пространственной дифференциации на участки пьезометрических максимумов и минимумов.

К зоне разгрузки, как правило, приурочены основные скопления углеводородов. Исключением здесь являются случаи, когда эти зоны явно неблагоприятны для сохранения залежей нефти и газа (отсутствие структурных ловушек, специфика литолого-коллекторских свойств разреза и др.). Благоприятной для концентрации углеводородов в промышленные скопления представляется и вся полоса развития горизонтальных градиентов АВПД в регионально выдержанном коллекторе- через нее осуществлялась длительная миграция флюидов, что должно обеспечивать концентрацию углеводородов в находящихся здесь структурных, тектонически экранированных и прочих ловушках.

Следует подчеркнуть, что зоны «подпитывания» отличаются в большинстве случаев региональной нефтегазоносностью разреза (наличие связанной нефти в коллекторах), хотя и не всегда содержат более или менее значительные промышленные скопления углеводородов.

При рассмотрении возможности прогнозирования нефтегазоносности на базе использования данных по аномально высоким пластовым давлениям следует иметь в виду, что формирование и размещение залежей по типам углеводородных скоплений (нефтяные, газонефтяные, газовые, газоконденсатные) контролируется не только соотношением компонентных и некомпонентных интервалов и величинами и направленностью градиентов АВПоД и АВПД, а является сложной функцией влияния различных факторов- геологических, геохимических, гидродинамических, термодинамических и др.

Рассмотренными выше примерами и данными не исчерпывается значение аномальных давлений при прогнозе нефтегазоносности. Важнейшая их роль в процессах формирования залежей, локальных структур, грязевых вулканов, тектонических планов отдельных районов и регионов и др. придает указанному фактору весьма многогранный характер, позволяющий использовать материалы по АВПоД и АВПД при решении большого комплекса других общегеологических и поисково-разведочных задач.

7.2. Роль зон и очагов разгрузки подземных вод в формировании и размещении региональной и локальной нефтегазоносности

Анализ закономерностей площадного распространения и вертикального по стратиграфическим интервалам и гипсометрическим уровням распределения нефтегазоносности выявляет в большинстве районов мира пространственно-временное соответствие геологических позиций и времени формирования углеводородных скоплений ареалам, областям, зонам, локальным участкам (очагам) и периодам палео- и современной разгрузки региональных геофлюидодинамических систем.

Связь углеводородного насыщения с зонами и участками древней и современной разгрузки подземных резервуаров- поверхностной и глубинной, открытой- по тектоническим и литологическим несогласиям и скрытой (распыленной)- через водоупоры- фиксируется почти во всех нефтегазоносных бассейнах независимо от их геоструктурной принадлежности (платформы, платформенные орогены, авлакогены, геосинклинали). Она устанавливается:

- повсеместной, постоянной и обязательной пространственной ассоциацией промышленного нефтегазонакопления с минерализованными озерами глубинного питания;
- восходящими термальными источниками;
- поверхностными и субмаринными выходами углеводородов и подземных вод;
- гидрохимическими, гидродинамическими, геотермическими и др. аномалиями переточно-инъекционного генезиса;
- зонами распространения гидротермальных образований (травертинов, содоносных формаций, вторичных кварцитов и др.);
- грязевыми вулканами;
- скоплениями твердых битумов;
- нефтяными и асфальтовыми озерами;
- пониженными формами рельефа, эрозионными врезами, долинами современных и палео рек;
- региональными зонами и отдельными участками развития диапиризма, дизъюнктивной и солянокупольной тектоники, трещиноватости и т.п.

Данные в полной мере были изучены Кротовой (1975 г.), Карцевым (1972 г., 1978 г.), Кудряковым (1976 г.), Гуревичем (1969 г., 1980 г.), Рачинским (1969 г., 1970 г., 1971 г., 1973 г., 1981 г., 1982 г., 1983 г., 1987 г., 1989), Леворсен (1970 г.), Хабберт (1958 г.), Рассел (1958 г.), Вер-Вибе (1957 г., 1959 г.) и другие.

Ниже приводятся противоречивые проявления пространственной взаимосвязи между полями и зонами и очагами дренирования природных флюидных систем (Алиев, Ахмедов, 1968 г.; Барбат, 1961 г.; Болдизар, 1975 г.; Вадас, 1964 г.; Варенцов, 1948 г.; Вер Биее, 1959 г.; Высоцкий и Фейнгерс) 1969 г.; Гаврилов, 1975 г.; Геодекян, 1968 г.; Барс и др., 1978 г.; Гортани, 1965 г.; Доленко, 1974а, 1974б; Кенинг, 1975 г.; Кертай, 1959 г.; Колесик, 1966 г.; Кришнан, 1964 г.; Кротова, 1975 г.; Рассел, 1975 г.; 1958 г.; Рачинский, 1982 г., 1987 г., 1989 г.; Калинин, 1977 г.; Рокко и Джаболи, 1961 г.; Справочник "Нефтяные и газовые месторождения ...", 1976 г.; Болдизар, 1968 г.; Таинш, 1950 г.):

- в Европе- в Паданском, Адриатическом, Венском, Паннонском, Трансильванском, Карпатском, Индоло-Кубанском, Урало-Поволжском, Средне- и Южно-Каспийском бассейнах;
- в Азии- в Месопотамском, Предзагросском, Центрально-Иранском, Западно-Сибирском, Ферганском, Афгано-Таджикском, Пенджабском, Ассамском, Бенгальском, Иравадийско-Андаманском, Суматринском, Яванском, Сахалинском, Ниигата, Тайваньском бассейнах;
- в Африке- в Рифском, Тельском, Атласском, Гвинейского залива бассейнах;
- в Америке залива Кука, Западно-Канадском, Калифорнийских, Скалистых гор, Преаппалачском, Мексиканского залива (Галф-Кост), Маракаибском, Оринокском, Реконкаво бассейнах;
- в Австралии и Океании - во Внутреннем Восточно-Австралийском, Боуэн-Сурат и Папуа бассейнах (табл. 7.1).

Облигатная генетическая сопряженность региональных зон нефтегазоаккумуляции и отдельных месторождений с областями, участками разгрузки геофлюидодинамических систем находит подтверждение и в факте весьма незначительных объемов аккумуляции углеводородов в ряде бассейнов, хотя и обладающих достаточным нефтегазогенерационным (присутствие, содержание, степень и характер превращения органики, геологическая история региона, температурный режим и пр.) и концентрационным (наличие коллекторов, ловушек, экранов и т.п.) потенциалом, но характеризующихся высокой степенью гидрогеологической закрытости и практическим отсутствием (исключительно малыми масштабами) сквозного до дневной поверхности вертикально-латерального палео-и современного движения глубинных подземных вод.

К их числу можно отнести Англо-Парижский бассейн, Балтийскую и Московскую синеклизы, Преддобруджский прогиб, внутреннюю зону Прикаспийской впадины, Сырдарьскую депрессию и др. Роль и значение последнего обстоятельства в формировании промышленной нефтегазоносности особенно четко проявляется в Прикаспийской впадине, где все известные месторождения приурочены к ее весьма дислоцированным периферическим бортовым зонам (Астраханское, Волгоградское, Саратовское Поволжье, Оренбургский район, Бузачинский свод, Эмбенский, Каратон-Прорвинский, Жаркомыско-Енбекский район).

Классическими примерами, на конкретном материале подтверждающими объективный характер описанной зависимости могут служить нефтегазоносные бассейны альпийских подвижных поясов-межгорные впадины Калифорнии, Маракаибский, Оринокский, Иравадийско-Андаманский, Венский, Паннонский, Южно-Каспийский, где формирование

Таблица 7.1 Виды и формы проявлений разгрузки геофлюидодинамических систем

Нефтегазовый бассейн, регион	Типы и формы разгрузки геогидродинамических систем		
	Минерализованные озера глубинного питания	Восходящие термальные источники; натеки травертинов; трещины, заполненные гидротермальными образованиями	Грязевой вулканизм
	Индоло-Кубанский бассейн - Керчь, Таманский полуостров; Южно-Каспийский бассейн - зоны фланговых каркасов: Восточный Азербайджан, Западный Туркменистан; Паннонские бассейны (Венгрия, Югославия, Румыния); Иравади-Андаманский бассейн (Бирма / Мьянма); Бассейны Ордос, Цайдам и Тарим; Провинция Шанси; Хейлукзянь, Нинся, Юньнань и другие (Китай); бассейны Сан-Хоакин, Сакраменто, Вентура-Санта-Барбара, Санта-Мария, Лос-Анджелес (вся Калифорния); Побережье Мексиканского залива (Мексиканский залив); Большой Рог, Паудер Ривер и др., Бассейны Скалистых гор (США); Маракайбо, бассейн Ориноко (Венесуэла, Тринидад); Большой Артезианский Бассейн (Австралия)	Индоло-Кубанский бассейн - Керчь, Таманский полуостров; Южно-Каспийский бассейн - фланговые каркасные зоны: Восточный Азербайджан, Западный Туркменистан; Карпатские бассейны - Внутренняя зона; Среднекаспийский бассейн - Терская и Сунженская зоны, Пьемонт, Дагестан, Ферганские бассейны; Западно-Сибирский бассейн; О. Сахалин; Венский бассейн (Австрия, Чехословакия); Паннонский бассейн (Венгрия, Югославия, Румыния); Адриатический бассейн - Паданская впадина (Италия); Анатолийский, Аданский бассейны (Турция); Скажите, бассейны Атласа (Алжир); Месопотамский бассейн - Загрос на переднем плане (Сирия, Ирак, Иран); Калифорнийский, Скалистые горы, побережье Мексиканского залива, бассейны Среднего Континента (США); Бассейны Маракайбо, Ориноко (Венесуэла, Тринидад)	Индоло-Кубанский бассейн - Керчь, Таманский полуостров; Южно-Каспийский бассейн - фланговые каркасные зоны: Восточный Азербайджан, Западный Туркменистан; Мангышлак-Устюртский бассейн - Мангышлак, полуострова Бузачи; О. Сахалин; Карпатский бассейн - Плоешти-Фокшанская впадина (Румыния); Сицилийский бассейн (Италия); Южно-Каспийский бассейн, Горганская впадина (Иран); Бассейн Нижнего Инда (Пакистан); Иравади-Андаманский бассейн (Бирма / Мьянма); Суматра, Ява, Бутунгские бассейны (Индонезия); Джунгар, Тянь-Шань, бассейны Тайваня (Китай); Северный склон Аляски, Кук Бэй, Калифорнийские бассейны (США); Бассейн Мексиканского залива - графство Веракрус (Мексика); бассейны Нижней Магдалены (Колумбия); Бассейн Ориноко (Венесуэла, Тринидад); бассейн Карпентария - Папуа (Папуа-Новая Гвинея); бассейн Аранаки (Новая Зеландия)

Продолжение табл.7.1

	Типы и формы разгрузки геогидродинамических систем		
	Минерализованные озера глубинного питания	Восходящие термальные источники; натеки травертинов; трещины, заполненные гидротермальными образованиями	Грязевой вулканизм
	Некки; скопления битумов; нефтяные и асфальтовые озера; кировые покровы; озокеритовые, мэнджековые дайки и т.п.	Переточно-инъекционные гидрогеохимические, пьезометрические, геотемпературные, изотопные, палинологические и пр. аномалии	Содоносные формации - следствие разгрузки щелочных подземных вод
Нефтегазовый бассейн, регион	Южно-Каспийский бассейн - зоны бокового каркаса: Азербайджан (Апшеронский полуостров), Западный Туркменистан (Челекенский полуостров); О. Сахалин - Охинский район; Карпатский бассейн; Урал-Поволжье - Мелекская впадина; Центрально-Иранские бассейны, Персидский залив - район Кала-Дерибад (Иран); Месопотамский бассейн - провинция Сирт, Мардин; Район месторождения Киркук (Турция, Сирия, Ирак); Бассейны Скалистых гор; Вентура-Санта-Барбара, Лос-Анджелес, Сан-Хоакин, Сакраменто (США); Бассейны Ориноко, Маракайбо. (Классическими примерами являются асфальтовое озеро острова Тринидад; смоляное озеро Бермудес; битумный пояс Ориноко; асфальтовое озеро Гуанако; район Мен-Гранде и т. Д.) (Тринидад, Венесуэла); Бассейн Западной Канады - это уникальное скопление битуминозных песков в районе реки Атабаска.	Индо-Кубанский бассейн - Керченский полуостров, южный фланг Западно-Кубанской впадины; Южно-Каспийский бассейн - боковые каркасные зоны: Восточный Азербайджан, Западный Туркменистан; Северо-Каспийские бассейны; Мангышлак-Устюртский бассейн; Среднекаспийский бассейн; Днепровско-Донской бассейн; Карпатский бассейн - Внутренняя зона; Ферганский бассейн; Западно-Сибирский бассейн; О. Сахалин; Венский бассейн (Австрия, Чехословакия); Паннонский бассейн (Венгрия, Югославия, Румыния); Иравади-Андаманский бассейн (Бирма / Мьянма); California; Бассейны побережья Мексиканского залива (США); Бассейны Ориноко, Маракайбо (Венесуэла, Тринидад)	Закарпатская впадина; Бассейны Скалистых гор (США)

месторождений, по мнению большинства исследователей, происходило не ранее миоцен-четвертичного времени.

В Калифорнии (впадины Грейт Вэлли, Лос-Анджелес, Вентура-Санта-Барбара и др.) промышленная нефтегазоносность, как правило, ассоциируется с:

- солеными озерами (Буэна-Виста, Солт Лейк, Туларе, Боракс, Трак, Лейк, Бристол, Солтон-Си, Трона, Дип Спрингс и др.);
- исключительно интенсивными поверхностными и субмаринными нефтегазоводопроявлениями – район Кост Рэндж, бортовые зоны долины Сан-Хоакин (месторождения Мидуэй, Мак-Китрик, Коалинга, Кеттелмен и др.), участки шельфа Тихого океана (акватория пролива Санта-Барбара);
- термальными источниками- впадины Вентура-Санта-Барбара, Лос-Анджелес, Бodega, Сонома-Оринда-Ливермор;
- скоплениями фальта-район Солт Лейк и др.;
- грязевулканическими проявлениями - районы Ниланд, Серирайз Вэлли: гидрохимическими и гидродинамическими, термобарическими аномалиями- все бассейны (Бакиров, 1970 г.; Барбат, 1961 г.; Вер Биебе, 1959 г.; Кенинг, 1975 г.).

Примечательно, что подавляющее большинство озер всегда пространственно соотносится с наиболее дислоцированными участками территорий и зонами развития крупных регионально прослеживающихся нарушений. Преимущественно щелочной облик озерной водной среды, диспозиция озер и их площадная сопряженность с месторождениями отражают здесь преобладающие в региональном плане тип и концентрацию пластовых вод кайнозойского разреза и могут быть интерпретированы как следствие доминирования механизма глубинного питания указанных водоемов, осуществляемого в ход открытой поверхностной разгрузки подземной флюидальной системы.

В Ориночском бассейне нефтегазоносность постоянно сочетается с обильными поверхностными выходами нефти, газа и подземных термальных вод; скоплениями битумов – знаменитый ориночский битумный пояс с запасами битума 96 млрд т; асфальтовыми озерами- Гуаноко, Пич Лейк, Бермудес; диапиризмом и грязевым вулканизмом- о. Тринидад, провинция Централ Ансоатеги (Венесуэла) и др; участками развития дизъюнктивной тектоники (Рентц и др., 1961 г.; Янг, 1959 г.; Миллер и др., 1961 г.). Аналогичная картина наблюдается окаймленном нефтяными источниками Маракайбском бассейне, расположенном на северо-западе Венесуэлы.

Правалийско-Андаманский бассейн характеризуется приуроченностью зон нефтегазоаккумуляции к районам развития:

- a. грязевого вулканизма- прогиб Минбу (месторождения Енантьяунг, Кинбу, Енантьят и др.);
- b. зонам интенсивных поверхностных проявлений углеводородов и термальных подземных вод- месторождения Индоу, Сейб, Чаук, Ланива, Миноу, Паланион;
- c. областям распространения мощной дизъюнктивной тектоники, диапиризма и т.п. (Геодекьян, 1968 г.; Кришнан, 1964 г.; Кучапин, 1953 г.; Таинш, 1950 г.).

В Венском и Паннонском бассейнах отмечается четкая связь наплывов нефти и газа с участками разгрузки подземных вод Штайнбергская, Шраттенбергская, Лужицко-Бродская, Годонинская группы термальных источников, Венгерская термальная зона, впадины Банат, Дравы и др.; минерализованными озерами-Баконьское поднятие, Бюккский район, Большая

Венгерская равнина, Маловенгерская впадина, Преддинарская зона, Северо-Белградский район; поверхностными выходами нефти и газа; термобарическими аномалиями (Болдизар, 1975г.; Варенцов, 1948 г.; Гуревич, 1980 г.; Доленко, 1974 г.; Колесик, 1966 г.; Болдизар, 1968 г.).

Роль дизъюнктивов и зон дренажа геофлюидодинамических систем в образовании и размещении углеводородных скоплений особенно удобно проследить на материалах подробно рассматриваемой ниже в качестве типовой модели Южно-Каспийской впадины.

Здесь на Апшеронском полуострове практически все нефтяные и газовые (газоконденсатные) месторождения приурочены к участкам интенсивной современной разгрузки, которые представлены:

- на поверхности многочисленными солеными озерами глубинного питания (около 200 на площади 2000 км²);
- восходящими термальными источниками;
- натеками травертинов, трещинами, заполненными кальцитом;
- выходами нефти и газа;
- грязевыми вулканами;
- некками;
- кировыми покровами;
- асфальтовыми озерами и др.

Аналогичная картина имеет место и в других нефтегазоносных районах бассейна, о чем свидетельствует постоянная пространственная сопряженность месторождений с участками грязевулканической деятельности (Нижнекуринская впадина, Джейранкечмесская депрессия, Кобыстан) и зонами мощной субмаринной разгрузки флюидов, проявляющейся в виде выходов в море нефти и газа и подводных извержений грязевых вулканов (Апшеронский и Бакинский архипелаги, Апшероно-Прибалханский порог). Конкретные примеры связи месторождений с зонами поверхностной разгрузки подземных вод приведены в табл. 7.2.

Наряду с описанной поверхностной разгрузкой, широкое распространение в Южно-Каспийском регионе имеет и глубинный дренаж подземных вод- межформационные и внутрирезервуарные перетоки флюидов, сформировавшие различного рода гидрохимические, гидродинамические, термальные, изотопные и прочие аномалии¹.

¹ Убедительным примером подобного рода разгрузки подземных вод служат так называемые «сводовые» воды в 1 горизонте месторождения Кюронда, в ПК в свите месторождения Сураханы, в НКП и ПК свитах месторождения Сангачалы- море-Дуваный-море-о Булла. Эти воды занимают купольные части складок обладая высокими напорами, оттесняют скопления углеводородов на их крыльях, периклиналях. По химическому составу они отличаются от вод законтурных, погруженных зон повышенной щелочностью и меньшей минерализацией (Гурбанов, Молдавский и Рачинский, 1966 г.; Халилов, Дадашев и Рачинский, 1982 г.).

² У русла р. Куры непосредственно в полосе распространения маломинерализованных грунтовых вод резко выделяются отдельные усадки, где общая минерализация скачкообразно возрастает от фоновых 15-20 до 265 (пл. Кюровдаг), 117 (пл. Карабаглы), 165 мг-экв (пл. Бабазанан) и др. Эти участки, как правило, пространственно соответствуют наиболее нарушенным присводовым зонам локальных поднятий. Специфично, что химический состав грунтовых вод идентичен здесь водам подстилающей продуктивной толщи (Мустафаев, 1967 г.).

Таблица 7.2 Проявления и виды поверхностной разгрузки природных флюидов в Южно-Каспийской впадине

Нефтегазоносный район, область		Месторождение	Проявление и виды разгрузки природных флюидов
Апшеронский	Апшеронский полуостров	Балаханы- Сабунчи- Раманы	Озера Беюк-Шор, Раманы, Забрат, Бостанар-Шор, Кьялбьяли, Фатмай; грязевые вулканы Богбога, Чуллы-Тепе, Кирмаку; восходящие источники термальной воды в долине Кирмаку; показы газа, нефти и воды в хребте Кирмаку; травертиновые спекатели; неккс, битумные дайки;
		Сураханы	Озера Сураханы, Бюльбюль (Амираджан), Аглар; многочисленные газовые шоу; трещины, заполненные гидротермальными образованиями
		Карачухур- Зых	Сикхское озеро; похоронен сикхский грязевой вулкан; газовые шоу
		Песчаны	Грязевой вулкан; подводные нефтегазовые шоу.
		Кала	Группа озера Кала; восходящие источники термальной воды; газовые шоу
		Бинагадинского	Озера Беюк-Шор, Мирзалади, Дыга, Сиан-Шор; грязевые вулканы Абиха, Кейреки, Зигилпири, Кичикдаг, Кечалдаг; Atabatar газирования термальных источников воды; Бинагадинское нефтяное озеро; травертиновые спекатели; неккс и битумные дайки
		Сулу-Тепе	Озеро Гаджи-Гасан, термальные водные шоу
		Бибизйбат	Грязевые вулканы Бухта, Бровицин Банк, Юпитер Банк; восходящие источники тепла; кальцитовые вены; трещины, заполненные гидротермальными образованиями; нефтегазовые шоу на суше и на море

Продолжение табл.7.2

Нефтегазоносный район, область		Месторождение	Проявление и виды разгрузки природных флюидов
		Локбатан-Пути Аташкя-Шабандаг Карадаг	Путинское озеро; солончаки; грязевые вулканы Локбатан, Ахтарма Путинская, выходы термальных вод; поверхностные нефтегазопро- явления Выходы термальных вод; натеки травертинов; трещины, заполненные гидротермальными образованиями Грязевые вулканы Отманбоздаг, Кушхана, Ах- тарма-карадагская, Пильпиля-карадагская; солончаки
Апшеронская	Апшеронский архипелаг	о. Артема о. Жилой Грязевая Сопка Нефтяные Камни б. Макарова (Бахар)	Артемовская группа озер; грязевой вулкан; выходы термальных вод; поверхностные неф тегазопроявления Грязевой вулкан; выходы термальных вод; отложения травертинов; поверхностные нефте- газопроявления. Грязевой вулкан Грязевая Сопка; грифоны; субмаринные выходы нефти и газа Грязевой вулкан; грифоны; травертиновые образования; субмаринные выходы нефти и газа Грязевой вулкан б. Макарова; грифоны; суб- мари иные выходы газа
Шемахино-Ко- быстанская, Бакинский ар- хипелаг	Кянизадаг Сангачлалы- море-Дуван- ный-море- о. Булла		Проявления и виды разгрузки природных флюидов Грязевой вулкан Кянизадаг; поверхностные нефтегазоводопроявления. Грязевые вулканы; грифоны; субмаринные выходы нефти и газа; поверхностные нефтегазоводопроявления на о. Булла

Продолжение табл.7.2

Нефтегазоносный район, область	Месторождение	Проявление и виды разгрузки природных флюидов
Нижнекуринская	Кюровдаг	Аджикабульское озеро, грязевые вулканы Пиргарин, Яндыре, Геоктепе; Геоктепинская группа сальз
	Бабазанан	Озеро Гыррых; грязевые вулканы Бабазанан, Нефтяная сальза, Дуровдаг; Бабазананская группа восходящих термальных источников «Исти-су» и «Шыр-Шыр»; поверхностные нефтегазопроявления
	Нефтечала	Грязевые вулканы Кичнк-Пильпиля, Нефтечалинская сопка, Еннкишлакская группа грифонов и сальз; поверхностные нефтегазопроявления
	Мишовдаг	Грязевые вулканы Б. и М. Мишовдаг. Гыздаг, Нефтяная балка; поверхностные нефтегазово-допроявления
	Калмас Кюрсангя	Грязевой вулкан Калмас; поверхностные нефтегазоводопроявления Грязевой вулкан Кюрсангя
Прибалханская	Челекен	оз. Порсугель; грязевой вулкан; выходы термальных вод; травертиновые образования; поверхностные нефтегазоводопроявления, озокеритовые жилы и дайки
	Котур-Тепе	Грязевой вулкан; выходы термальных вод; поверхностные нефтегазопроявления
Гограньдаг-Чикишлярский район	Гограньдаг	Грязевой вулкан; выходы термальных вод; поверхностные нефтегазопроявления

В наиболее контрастном виде эта модификация разгрузки проявляется в пределах Апшеронской нефтегазоносной области, где фиксируемая на всех площадях обращенность гидрохимического профиля продуктивной толщи среднего плиоцена является следствием восходящего движения по тектоническим нарушениям инородных разрезу щелочных глубинных подземных вод. Подобная ситуация отмечается также на восточном борту бассейна-Западная Туркмения (Прибалханский район) и особенно в Нижнекуринской области (западный борт), где вертикальное перемещение вод отчетливо трассируется гидрохимическими и гидродинамическими аномалиями не только в плиоценовом интервале, но и в грунтовых водах перекрывающего четвертичного комплекса (левобережье р. Куры-Ого-Восточная Ширвань) ².

Совокупность данных по поверхностным и глубинным проявлениям в Южно-Каспийском бассейне, их постоянная приуроченность к наиболее нарушенным, резко дислоцированным структурным формам со всей очевидностью свидетельствуют о преимущественно очаговой разновидности разгрузки подземных вод в мезокайнозойском разрезе региона и ее преобладающей реализации по системе тектонических несогласий, эруптивам грязевых вулканов и т.п. Масштабы подобного дренажа, как это следует из приведенного в предыдущих главах, контролируются прежде всего степенью скважинности дизъюнктивов отдельных поднятий и характером тектонической деформированности структурных элементов более высоких порядков. В этом отношении весьма показательны Апшеронская и Прибалханская области, характеризующиеся максимальными в регионе развитием дизъюнктивной тектоники и, соответственно, объемами разгрузки подземных флюидов.

Исследование гидрохимической специфики глубинных и поверхностных водопоявлений в Южно-Каспийской впадине показывает их четкую дифференциацию по ионно-солевому составу и общей минерализации. Глубинная разгрузка осуществляется в основном за счет инъекции в разрез продуктивной толщи генетически чуждых ей маломинерализованных гидрокарбонатно-натриевых вод, сопровождается возникновением щелочных гидро-химических аномалий на общем фоне высокоминерализованных хлоркальциевых вод окружающей геологической среды и в процессе смешения их с фоновыми приводит в ряде случаев к генерации гидротермальных образований, вещественно выражающихся в виде кальцита, трещин, отдельности, заполненных карбонатами, вторичной цементации коллекторов в зонах развития дизъюнктивов и др. Поверхностная разгрузка в зависимости от комплекса геологических условий осуществляется, как правило, в двух модификациях - в виде излияний посредством выходящих на поверхность тектонических нарушений, восходящих источников, грязевых вулканов глубинных гидрокарбонатно-натриевых вод, что приводит к образованию на поверхности выполненных на 90 % карбонатами травертиновых отложений (район Бинагады, Бибиэйбат, Кирмакинская долина, Шубаны, Челекен и др.), и в виде выходов сингенетичных разрезу жестких рассолов, являющихся источниками водного питания многочисленных озер, солончаков и т.п.

Остановимся несколько подробнее на генетической природе озер в Южно-Каспийском регионе. Как следует из рис. 7.1 и табл. 7.2, они в основном сконцентрированы в пределах Апшеронского полуострова, являющегося как бы региональным узлом (центром) разгрузки геофлюидодинамической системы мезокайнозойского разреза западного борта Южно-Каспийской впадины. При общей площади полуострова около 2000 км² здесь отмечается более 200 больших и малых соленых озер суммарной площадью примерно 45,5 км² и около 50 солончаков. Акватория некоторых наиболее крупных озер (оз. Беюк-Шор, Масазыр и др.) достигает 10 км.

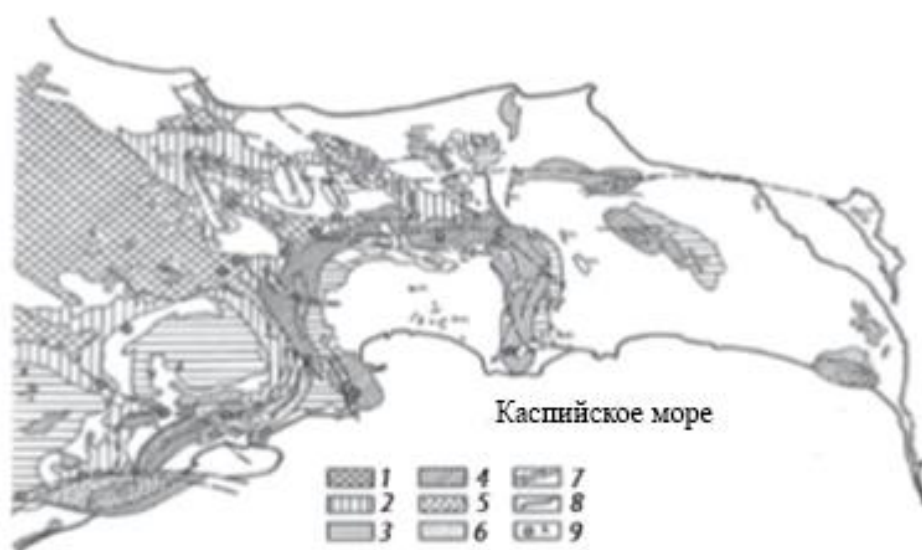


Рис. 7.1. Южно-Каспийская впадина. Зоны и участки разгрузки подземных вод на Апшеронском полуострове: 1 - выходы на поверхность подстилающих среднеплиоценовую продуктивную толщу отложений; 2 - выходы на поверхность отложений продуктивной толщи; 3 - выходы на поверхность отложений верхнего плиоцена; 4 - залежи нефти; 5 залежи газа и конденсата; 6 - солончаки; 7 - основные тектонические нарушения; 8- линии выклинивания коллекторов; 9 - грязевые вулканы и восходящие термальные источники.

Образование большого количества озер на Апшероне и формирование их ионно-солевого состава до настоящего времени не имеют единой трактовки. Существующие по этому вопросу воззрения допускают в качестве основных факторов накопления водных масс в озерах метеогенное, грунтовое и глубинное питание (в последнем случае за счет подпитывания высокоминерализованными подземными водами палеоген-миоценового и среднеплиоценового - продуктивная толща комплексов).

В свете имеющихся данных последняя точка зрения наиболее близка к действительности. На правомерность подобного заключения указывают материалы табл. 7.3, где приведены сведения о химическом составе вод некоторых наиболее крупных озер. Как видно из таблицы, воды большинства озер относятся к рассолам хлоркальциевого типа и обнаруживают многие черты сходства с подземными водами верхнего отдела продуктивной толщи (Ахундов, Мехтиева, Рачинский, 1976 г.). Это обстоятельство недвусмысленно свидетельствует о том, что в балансе водного питания названных озер доля опресненных метеогенных и грунтовых (преимущественно сульфатно-натриевых и гидрокарбонатно-натриевых) вод пренебрежимо мала³.

Примечательно в этом плане также и то, что подавляющее большинство озер Апшеронского полуострова почти всегда пространственно соотносится с наиболее дислоцированными участкам локальных поднятий и зонами развития крупных, регионально прослеживающихся тектонических нарушений (см.рис. 7.1). Небезынтересно, что практически идентичная в отношении генезиса и пространственного положения озер картина отмечается и в большинстве других нефтегазоносных регионов, в частности, в Калифорнийских бассейнах. Преимущественно щелочной облик озерной водной среды (табл. 7.4), диспозиция озер и их площадная ассоциация с месторождениями отражают здесь преобладающие в региональном плане тип и концентрацию пластовых растворов кайнозойского разреза и могут быть интерпретированы так же, как и в предыдущем случае как следствие доминирования механизма глубинного питания указанных водоемов, осуществляемого в ходе открытой

поверхностной разгрузки подземной флюидальной системы. Основной причиной наблюдаемых вариаций минерализации и солевого состава озерных вод является, по-видимому, различная степень влияния гипергенных факторов и разнящиеся в каждом отдельном случае соотношения между балансом поступления глубинных и испарения озерных вод.

Результаты проведенных исследований позволяют дать в первом приближении количественную оценку масштабов подземных вод на Апшеронском полуострове, баланса эмиграции вод из ловушек и аккумуляции в них углеводородов. Поскольку начальные геологические запасы их в пределах названной территории составляли примерно 1,6-2,0 км³, то логично полагать, что процессы формирования залежей сопровождались оттоком из резервуаров такого же порядка объемов сингенетичных разрезу седиментогенных подземных вод. Общее количество заключенных в соленых озерах полуострова вод составляет в настоящее время около 0,6 км³. Учитывая, что разгрузка осуществлялась не только в процессе образования поверхностных водоемов, как сохранившихся, так и несохранившихся до настоящего времени, но и посредством большого числа восходящих термальных источников, грязевых вулканов, высачивания подземных вод, сопровождающего образованием солончаков и морей, и т.п., эта величина (с учетом потерь на испарение в течение всего времени, прошедшего с момента формирования залежей - примерно 1 млн лет) может быть вполне обоснованно завышена в несколько раз, т.е. будет иметь тот же порядок, что и суммарные запасы углеводорода в продуктивной толще района.

Имеющиеся данные позволяют дать оценку и объемам разгрузки на поверхность глубинных гидрокарбонатно-натриевых вод. По расчетам общий объем травертиновых образований на Апшеронском полуострове (район Бинагадов, Кирмакинская долина, пл. Шубаны, Бибиэйбат и др.) составляет около 0,15 км³, а с учетом кальцитовых жил, трещин отдельности, заполненность карбонатами, и т.п. (месторождения Сураханы, Кала, Бибиэйбат) - 0,3 км³. Плотность травертинов - 2,5 г/см³ и, следовательно их общий вес составляет 7,5-10⁸ т. Среднее содержание в гидрокарбонатно-натриевых водах кальция - 0,3 и бикарбоната - 1,05 г/л. При выделении из воды растворенного CO₂ распад гидрокарбоната кальция с образованием углекислоты (улетучивается в атмосферу), воды и карбоната кальция (или травертина) происходит обычно по следующей схеме:



↓

осадок

³ На это указывает и тот факт, что в большинстве случаев озерные воды несколько концентрированнее пластовых и отличаются пониженным содержанием компонентов, образующих солевой комплекс вторичной солёности (по Пальмеру). В специфических климатических условиях Апшеронского полуострова, характеризующегося весьма ограниченным количеством атмосферных осадков, подобный облик озерных вод скорее указывает на их длительное пребывание в обстановке испарения, вызывающего первоочередное выпадение в осадок сульфатов и хлоридов кальция и магния (Гаврилов, 1939г.; Кедрова, 1962г.; Константов и др., 1929г.).

Таблица 7.3 Гидрохимическая характеристика озер Апшеронского полуострова

Наименование озера	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ +K ⁺	Σ a+k		По Пальмеру, %-экв.			rNa ⁺ rCl	r(Cl Na ⁺) rMg ²⁺	rCa ²⁺ rMg ²⁺
							мг-экв.	г/л	S ₁	S ₂	a			
Масазыр	539.0	9.2	8.3	11.0	16.8	528.7	1113.0	318	95.0	3.5	1.5	0.98	0.61	0.65
Мирзалади	442.0	5.0	4.5	17.0	10.1	424.4	903.0	258	94.0	5.0	1.0	0.96	1.76	1.70
Гаджи-Гасан	238.5	4.0	7.5	30.5	7.5	212.5	500.0	143	85.0	12.0	3.0	0.89	3.46	4.05
Бюль-Бтили	270.9	4.5	2.8	32.4	26.0	219.8	556.5	159	79.0	20.0	1.0	0.81	1.96	1.25
Раманинское	222.7	3.1	7.0	18.7	9.3	204.8	465.6	133	88.0	9.0	3.0	0.02	1.96	2.00
Фатьмаинское	516.5	8.4	5.3	70.6	46.0	413.6	1060.5	303	78.0	21.0	1.0	0.80	2.24	1.53
Калинское	527.0	4.7	10.8	75.2	55.0	412.3	1085.0	310	76.0	22.0	2.0	0.78	2.09	1.37
Беюк-Шор	443.0	4.9	23.6	29.3	17.8	424.4	943.0	298	90.0	5.0	5.0	0.96	1.07	1.64

Примечание. Данные по ионно-солевому составу озерных вод заимствованы из работ Уразова , Преображенского , выполненных в период, когда перечисленные озера имели естественный режим питания. Впоследствии он оказался значительно нарушенным сбросными водами с близрасположенных промысловых площадей.

Таблица 7.4 Гидрохимическая характеристика озер Калифорнии

Наименование озера	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ +K ⁺	Σ _{a+k}		По Пальмеру, %-экв.			$\overline{rNa^+}$ $\overline{rCl}$	$\overline{r(Cl\ Na^+)}$ $\overline{rMg^{2+}}$	$\overline{rCa^{2+}}$ $\overline{rMg^{2+}}$
							мг-экв.	г/л	S ₁	S ₂	a			
Средний Алкани	9.4	1.2	3.3	0.08	0.07	13.8	27.8	7.9	76.00	22.86	1.14	1.47	3.67	1.14
Литтл Боракс	2.6	0.1	29.7	0.04	0.2	32.1	64.7	18.5	7.96	91.30	0.74	12.35	295.00	0.20
Буэна Виста	16.8	0.1	27.3	—	0.3	43.9	88.4	25.3	38.12	61.30	0.58	2.61	271.00	—
Блек	4,0	5,1	23,3	-	-	32,4	64,8	18,5	28,14	71,86	-	8,10	5,57	-
Тиле	50,8	1,0	2,1	-	-	53,9	107,8	30,8	96,04	3,96	-	1,06	3,10	-
Моно	33,8	14,0	39,9	0,1	0,4	87,2	175,4	50,1	45,54	53,86	0,60	2,58	3,81	0,25
Бораке	74,7	0,2	57,3	0,1	2,2	129,9	264,4	75,5	56,64	41,60	1,76	1,74	276,00	0,05
Дип-Спрингс	189,5	9,5	37,2	-	-	236,2	472,4	134,9	84,28	15,72	-	1,25	4,92	-
Оуэнс	54,6	15,6	57,6	-	-	127,8	255,6	73,1	74,90	25,10	-	2,34	4,69	-
Примечание. Данные по ионно-солевому составу озерных вод заимствованы из работ .														
Черное	4.0	5.1	23.3	—	—	32.4	64.8	18.5	28.14	71.86	—	8.10	5.57	—
Тол	50.8	1.0	2.1	—	—	53.9	107.8	30.8	96.04	3.96	—	1.06	3.10	—
Моно	33.8	14.0	39.9	0.1	0.4	87.2	175.4	50.1	45.54	53.86	0.60	2.58	3.81	0.25
Бура	74.7	0.2	57.3	0.1	2.2	129.9	264.4	75.5	56.64	41.60	1.76	1.74	276.00	0.05
ДипСпрингс	189.5	9.5	37.2	—	—	236.2	472.4	134.9	84.28	15.72	—	1.25	4.92	—
Оуэнс	54.6	15.6	57.6	—	—	127.8	255.6	73.1	74.90	25.10	—	2.34	4.69	—

Из этой схемы видно, что на образование карбоната кальция может пойти не более половины имеющегося в воде CO_3^{2-} . При общей массе HCO_3^- 1,05 г/л на образование карбоната теоретически может пойти 0,52 г/л CO_3^{2-} . Однако, фактическая часть бикарбоната кальция в воде сохраняется даже после значительной ее дегазации и на образование травертина из каждого литра воды расходовалось CO_3^{2-} лишь около 0,3 г. При генерации карбоната кальция к этому количеству CO_3^{2-} может присоединяться около 0,2 г кальция. Таким образом, общая масса карбоната кальция, образующегося из одного литра воды, составляет около 0,5 г. Следовательно, на формирование травертинов, кальцитовых жил и других гидротермальных образований потребовалось разгрузка примерно 1,5 км³ воды гидрокарбонатно-натриевого состава. Следует заметить, что на Апшеронском полуострове сохранилась только небольшая часть древних травертинов. Поэтому количество излившихся глубинных щелочных вод, вероятно, можно увеличить в несколько раз, особенно учитывая грязевулканическую деятельность в этом районе, также сопровождающуюся выводом на поверхность их значительных объемов.

Приведенные данные показывают, таким образом, что аккумуляция углеводородов в структурных ловушках Апшеронского полуострова осуществлялась на фоне интенсивной разгрузки мезокайнозойской геофлюидодинамической системы.

Комплексом фактических материалов устанавливается также, что объективно существующие в пределах Южно-Каспийского бассейна закономерности пространственного размещения углеводородных скоплений и зон преимущественного нефте- и газонакопления, выражающиеся в резком возрастании газонасыщенности разреза продуктивной толщи в направлении ее регионального погружения (т.е. по мере ослабления тектонической нарушенности и улучшения изоляции залежей от поверхности) и приводящие в погруженных зонах к формированию преимущественно газовых (газоконденсатных) залежей и месторождений, а в наиболее приподнятых и резко дислоцированных- нефтяных (Мехтиев, Цатурьянц и Рачинский, 1968 г.) строго контролируются и практически определяются условиями дренирования подземных резервуаров.

В тех зонах, участках и районах, где геологическая обстановка способствует интенсивному внедрению в разрез глубинных гидрокарбонатно-натриевых вод и эмиграции на поверхность сингенетичных ему хлоркальциевых рассолов, группируются, как правило, нефтяные месторождения, образующие зоны преимущественного нефтегазонакопления; в условиях же лимитированных инъекции и эмиграции формируются зоны преимущественного газонакопления.

В пределах Южно-Каспийского региона первые пространственно соответствуют наиболее нарушенным дизъюнктивной тектоникой внешним бортовым обрамлениям одноименной впадины-Апшеронский полуостров, Нижнекуринская впадина, Прибалханская зона поднятий, Апшеронский архипелаг, вторые- менее затронуты тектоническими процессами и грязевулканической деятельностью депрессионным участкам - южноапшеронский шельф (погруженная зона Апшеронского архипелага), Гограньдаг-Чикишлярская зона Западной Туркмении, центральная часть Южного Каспия.

Описанная выше по материалам всех рассмотренных бассейнов сопряженность промышленной нефтегазонаосности с территориями, интервалами и этапами формирования пьезометрических минимумов, как следует из приведенных данных, объективно проявляется в большинстве реальных геологических обстановок, независимо от специфики их обще-и нефтегеологических показателей и параметров (платформенные и геосинклинальные регионы, типы разрезов и виды коллекторов, условия залегания и морфология резервуаров, ловушек, залежей и месторождений), и определяет, таким образом, **едины закон обязательного подчинения места и времени формирующих зоны и пояса нефтегазонакопления**

углеводородаккумуляционных процессов пунктам и периодам функционирования механизмов снижения энергетических ресурсов подземной флюидальной среды.

Закон пространственного соответствия нефтегазоносности региональным и локальным пьезометрическим минимумам является принципиальным и генерализованным выражением существа формирования зон нефтегазонакопления, обусловленного интегральным эффектом проявления большого числа частных определяющих, регулирующих и сопутствующих этому процессу факторов и механизмов.

Соприуроченностью региональных зон и локальных участков нефтегазонакопления и областей и пунктов разгрузки геофлюидодинамических систем выявляется и проясняется ряд существенных аспектов механизма формирования нефтегазоносности и открываются принципиально новые дополнительные возможности для его объективного познания и прогноза. Становится, в частности, однозначным, что процессы аккумуляции углеводородов в резервуарах и формирования залежей и месторождений нефти и газа не подлежат реализации в пассивной гидродинамической среде в обстановке, зонах и интервалах региональных пьезометрических максимумов и практического отсутствия разгрузки, и предполагают в качестве основного условия, обеспечивающего концентрацию нефти и газа в промышленные скопления (разумеется, при соблюдении остальных необходимых и достаточных предпосылок) наличие активного гидродинамического режима, определяющего возможность освобождения порового и трещинного пространства геологических тел от ранее заполнявших их подземных вод и создания, таким образом, в них свободных объемов, подлежащих насыщению агентами миграции.

Иными словами, реализация потенциальных емкостных способностей природных резервуаров в плане нефтегазонасыщения в доминантной степени определяется мерой динамизма геофлюидодинамической системы, возможностью и фактическим соотношением объемов эвакуации сингенетичной водной фазы из аккумулирующих интервалов и поступления в них углеводородов из генерирующих зон. В связи с этим представляется принципиально необходимым критически пересмотреть и откорректировать существующие понятие и толкование образа «ловушка для углеводородов» и расширить их с обязательным учетом возможности оттока из резервуара любой морфогенетической модификации ранее заполнявших его подземных вод.

В свете вышеизложенного не менее ясно, что при прочих равных условиях вероятность формирования залежей, месторождений и величин запасов нефти или газа находится в прямой зависимости от масштабов эмиграции подземных вод из ловушек и прогрессивно возрастает по мере оптимизации условий возникновения аккумулирующих порово-трещинных пространств, регулируемых скважностью флюидопроводящей дизъюнктивной тектоники, зон трещиноватости, гидрогеологических «окон» и т.п., обеспечивающих осуществление межформационных и межпластовых вертикально-горизонтальных перетоков флюидов вплоть до их разгрузки на поверхность. Соответственно, резервуары, находящиеся в менее благоприятных для оттока подземных вод структурно- тектонических и литологических условиях, обладают меньшими практически реализуемыми аккумуляционными возможностями. В этом плане весьма симптоматично распределение мировых запасов нефти по крупным геотектоническим элементам. По данным (Бакиров, Варенцов, Бакиров, 1970 г.; Бека, Высоцкий, 1976 г.; Линдтроп, Анфилатова и Дмитриева, 1970 .), свыше 70 % мировых запасов нефти и газа приурочено к стыковым зонам платформ и геосинклиналей, т.е. к наиболее подвижным, мобильным участкам земной коры, характеризующимся активным водообменом, неотектогенезом, сочетанием оптимальных условия для разгрузки геофлюидодинамических систем.

Поскольку основными путями разгрузки подземных резервуаров служат чаще всего различного рода нарушения сплошности пород, дизъюнктивы, литологические несогласия,

участки повышенной трещиноватости, эруптивные аппараты грязевых вулканов, зоны контакта диапировых и соляных тел с окружающими породами и т.п., роль указанных дислокаций в формировании нефтяных и газовых скоплений представляется определяющей в двух равнозначных аспектах.

С одной стороны, названные несогласия выступают как каналы связи нефтегазопродуцирующих участками накопления и обеспечивают транспортировку углеводородов и сопутствующих им вод в ловушки, а с другой являются путями эмиграции ранее насыщавших резервуары подземных вод, что определяет возможность поступления в них новых объемов флюидов. Учет этих положений приводит к заключению, что наличие тектонических и (или) литологических несогласий в разрезах является совершенно необходимым атрибутом формирования нефтегазоносности, и в их отсутствие аккумуляция углеводородов в ловушках в значительных объемах осуществляться не может.

Объективным подтверждением справедливости развиваемых представлений является четко фиксируемая во всех регионах мира приуроченность основных запасов углеводородов к диапазону глубин до 2000-2500 м (порядка 85 %) (Бакиров, Варенцов, Бакиров, 1970 г.; Бека, Высоцкий, 1976 г.; Линдтроп, Анфилатова и Дмитриева, 1970 г.) и резкое их снижение, сопровождаемое относительным повышением доли газа в общем балансе, на более глубоких гипсометрических уровнях. Специфичность подобного распределения может быть связана только с изменяющимся по вертикальному разрезу характером проявления флюидодинамического режима недр, в частности, с резко отличными на различных глубинах мобильностью, условиями и обстоятельствами разгрузки подземных вод. Совершенно очевидно, что верхние интервалы осадочных обладают в отношении дренирования наиболее благоприятными возможностями, поскольку эмиграция вод из резервуаров и создание аккумулирующих порово-трещинных объемов по сравнению с погруженными на большие глубины пластами.

Иначе говоря, эмиграция воды из резервуаров - основное формирования промышленных скоплений углеводородов - прогрессивно лимитируется с глубиной. Последнее, в свою очередь, в общем случае ограничивает вероятность и частоту наличия на больших глубинах (свыше 4000 м) крупнейших скопления нефти и газа. Применительно к конкретным районам интервал максимальной концентрации углеводородов может варьировать по глубине, находясь в четкой функциональной связи с локальными условиями разгрузки подземных вод и аккумуляции нефти и газа. Из изложенного следует, что:

1. наличие значительных скоплений углеводородов на глубинах, превышающих 3500-4000 м, представляется или результатом современной крупномасштабной межформационной миграции (эмиграции) подземных вод, осуществляемой в условиях активной гидравлической связи глубокопогруженных нефтегазоносных интервалов приповерхностными зонами разреза - дневной поверхностью;
2. палеоразгрузки геофлюидодинамической системы, реализованной на меньших глубинах в предшествовавших современному периодах пребыванию залежей на более высоких гипсометрических уровнях.

Материалы анализа фактических данных по закономерностям пространственного размещения нефтегазоносности и приведенные соображения позволяют констатировать следующий принципиально важный момент - формирование весьма крупных скоплений природных углеводородов может осуществляться только (преимущественно) в зонах дренажа региональных геофлюидодинамических систем и в гипсометрическом диапазоне разреза (чаще всего до глубин около 2000-2500 м), характеризующемся возможностью реализации его

палео-или современной гидравлической связи с локальными участками и интервалами разгрузки подземных вод.

В рассматриваемом аспекте значительный интерес вызывает существующее представление о наличии в разрезах нефтегазоносных бассейнов приуроченной к тем же гипсометрическим отметкам так называемой зоны оптимальных свойств коллекторов, с которой связаны основные промышленные ресурсы углеводородов (Минский, 1975 г.). Привлечение концепции о существовании этой, выделенной по комплексу совершенно иных показателей, зоны к описанным выше аспектам и механизмам формирования нефтегазоносности и их логическая увязка позволяют высказать мнение об объективном присутствии в разрезах осадочного чехла большинства регионов четко ограниченного по глубине интервала оптимальных условий нефтегазоаккумуляции, гипсометрическое положение границ которого определяется сверху- наличием необходимого сочетания факторов, обуславливающих сохранность углеводородных скоплений, снизу- наличием достаточных условий для внерезервуарной разгрузки (оттока) подводных вод.

В качестве фактического подтверждения правомерности развиваемых взглядов выступает фиксирующаяся в глобальном масштабе исключительная приуроченность крупнейших зон поясов нефтегазоаккумуляции к региональным участкам и ареалам влияния мощной современной субмаринной разгрузки природных резервуаров (бассейны Предзагросский, Мексиканского залива, Североморский, Калифорнийского шельфа, Маракаибский, Южно-Каспийский, Юго-Восточно-Азиатские и др.) и дренам наиболее крупных речных систем (Западно-Сибирский, Волго-Уральский, Оринокский, Западно-Канадский, Мидконтинента и др. бассейны). Огромные концентрации углеводородов в подобных геологических обстановках определяются существованием именно в шельфовых (пришельфовых) и зонах гидрографических дренах оптимального комплекса условий, обеспечивающего мощный дренаж геофлюидодинамических систем и, соответственно (при наличии остальных достаточных и необходимых факторов), эквивалентную в количественном отношении аккумуляцию нефти и газа.

В приложении к практическим аспектам геологоразведочного дела из приведенного следует, что объектами поисков должны в первую очередь служить структурные и неструктурные резервуары и интервалы разреза, тяготеющие или находящиеся в активно функционирующих (функционировавших) дренажных зонах региональных геофлюидодинамических систем- на участках территориальных и локальных пьезометрических минимумов- и обладающие реализуемой (или реализованной на предшествовавших этапах геологической истории региона) гидравлической связью с верхними интервалами разреза - дневной поверхностью.

Выполненный выше анализ устойчивости проявления указанных признаков в нефтегазоносных бассейнах мира, увязанной с генетическими представлениями, позволяет рекомендовать их в качестве критериев при производстве геологоразведочных работ. В первом случае перспективными представляются площади и интервалы, находящиеся в пространственной сфере влияния очагов современной разгрузки - шельфовые и расположенные на суше территории и участки развития региональных тектонических нарушений, литологических несогласий, грязевого вулканизма, эрозионных врезов и т.п.; во втором- зоны межформационных перерывов, палеофункционировавших дизъюнктивов, районы развития древних эрозионных форм и понижений рельефа, палеогидрографической сети и др., характеризующиеся сочетанием геологических условий, обеспечивавших паледренаж геофлюидодинамических систем.

В рамках рассмотренной схемы аккумуляция углеводородов в ловушках предполагает кратковременность процесса и его соответствие палео- и неотектоническим явлениям, обуславливающим геологически моментные образование, раскрытие и проводимость

дизъюнктивных и трещинных зон, нарушение герметичности покрышек, гидродинамическую активизацию среды и т.п. Последующая смена знака тектонических движений, их масштаба, пространственной фокусировки стрессовых эффектов и значительно большая по сравнению с первым случаем временная протяженность этапа приводят к закрытию флюидопроводящих путей, резкому ограничению гидравлической связи пластовых резервуаров с зонами разгрузки и созданию, таким образом, условий, обеспечивающих консервацию образовавшихся залежей и месторождений на длительный геологический срок.

Обобщение выполненных в главе исследований позволяет сформулировать следующие выводы:

1) анализ и специальная интерпретация закономерностей пространственного распределения палео- и современных градиентов поровых и пластовых давлений, учитывающие варианты взаимосоотношений в осадочных разрезах компетентных и некомпетентных толщ, открывают принципиально новые подходы к установлению и объективной оценке обстановок формирования, размещения, существования, сохранения и диссипации региональной и локальной нефтегазоносности и их вполне достоверного прогноза;

2) обстановке формирования и сохранения региональной нефтегазоносности в общем случае соответствуют относительно:

- небольшие перепады давлений между глинами и коллекторами- умеренный темп релаксации сингенетических АВПоД углеводородгенирующих глинистых серий, сопровождающийся сопряженным возрастанием пластовых давлений до уровня аномально высоких в смежных аккумулирующих резервуарах;
- ситуации ограниченной возможности нефтегазонакопления и вероятности его установления-наличие весьма значительных перепадов давлений между глинами с практически нерелаксирующимися АВПоД литостатического уровня и коллекторами с нормальными пластовыми давлениями;
- положению диссипации углеводородного насыщения-отсутствие перепадов давлений и развитие обстановки гидростатики в поровом пространстве глин и контактирующих коллекторов;
-

3) формирование и размещение региональной и локальной нефтегазоносности реализуются как функции активных крупно-масштабных гидрогеологических процессов, определяющих возможность эмиграционного освобождения порового и трещинного пространства природных резервуаров от ранее заполняющих их сингенетичных подземных вод и создания, таким образом, в них свободных объемов, подлежащих насыщению мигрирующими углеводородами;

4) всех районах зоны и участки нефтегазонакопления пространственно облигатно ассоциируют с очагами и ареалами поверхностной или глубинной, открытой или распыленной, палео- или современной разгрузки геофлюидодинамических систем (зонами пьезометрических минимумов), осуществляющейся в ходе межформационных и межпластовых вертикально-горизонтальных перетоков флюидов по системам дизъюнктивов, зонам повышенной трещиноватости, контактов диапировых внедрений, эруптивам грязевых вулканов и т.п.; наличие в разрезах тектонических, литолого-коллекторских и прочих проводящих несогласии, обеспечивающих дренаж, является необходимым условием формирования нефтегазоносности;

5) приближающиеся к оптимальным условия разгрузки подземных вод из относительно неглубокозалегающих резервуаров (до глубин 2000-2500 м) определяют во всех регионах концентрацию именно в этом гипсометрическом диапазоне основных запасов углеводородов (порядка 85 %) и ограничивают вероятность наличия на больших глубинах (свыше 3500-4000

м), характеризующихся резкой лимитацией эмиграционного водообмена и по этой причине возможностью образования свободных поровых объемов, крупных скоплений нефти и газа;

6) в пределах региональных зон нефтегазонакопления и отдельных продуктивных структур нефтегазонасыщение имеет, как правило, вторичный характер, и основные промышленные запасы углеводородов пространственно приурочены к участкам и интервалам проявления контрастных переточно-инъекционных гидрогеохимических, геотемпературных, пьезометрических, изотопных, палинологических возмущений соответствующих полей, обусловленных вертикальной межформационной миграцией флюидов из глубоких их генерирующих зон осадочного разреза в верхние аккумулирующие природные резервуары.

8

Качественные критерии и количественные показатели промышленной нефтегазоносности в бассейнах альпийских подвижных поясов

8.1. Гидрохимические ассоциации подземных вод и углеводородных скоплениях

Выявление функциональных связей и исследование количественных соотношений между типом подземных вод, мерой динамичности водной среды и пространственным распределением углеводородов в нефтегазоносных регионах, областях, районах, месторождениях и залежах играет важную роль в познании процесса формирования их промышленных скоплений и механизма предшествовавшей миграции.

Оптимальной моделью для рассмотрения этого вопроса может служить Южно-Каспийская впадина, где гидрохимическая обстановка определена внедрением в продуктивный среднеплиоценовый разрез, первоначально насыщенный сингенетичными хлоркальциевыми рассолами, маломинерализованных щелочных вод из подстилающих комплексов.

В своеобразной гидрогеологической обстановке продуктивной толщи, насыщенной водами различной генерационной принадлежности и их смесями, установление факта преимущественной ассоциации углеводородов с тем или иным генетическим типом подземных вод может рассматриваться в качестве достоверной улики первичного или вторичного характера их скоплений. В том случае, если основные запасы углеводородов по региону в целом и в разрезах отдельных площадей контактировали бы с хлоркальциевыми водами высокой минерализации, указанная связь могла бы интерпретироваться как подтверждение сингенетичности их вмещающим интервалам. Связь углеводородного насыщения преимущественно с щелочными водами, генетически чуждыми продуктивной толще, может быть классифицирована как свидетельство его аллохтонности. С другой стороны, наличие или отсутствие этих связей дает возможность оценить роль и степень участия инородных гидрокарбонатно-натриевых вод в процессах формирования и диссипации залежей.

При обсуждении рассматриваемых вопросов следует также иметь в виду, что отдельные месторождения и нефтегазосодержащие интервалы в разрезах локальных структур (свиты и горизонты) характеризуются различными литофациальными и тектоническими условиями, что накладывает определенный отпечаток на качественную и количественную стороны их углеводородного насыщения и химизм сопутствующих подземных вод. Современное состояние месторождений и продуктивных объектов, в том числе и гидрохимической ситуации в них, с учетом отмеченных различий и особенностей, представляется в частном виде интегральной функцией влияния перечисленных факторов, а в целом определяется историей геологического развития бассейна осадконакопления и процессами формирования залежей нефти и газа.

С целью установления количественных связей между нефтеносностью и химизмом подземных вод по отдельным залежам проанализировано 82 объекта верхнего и нижнего

отделов продуктивной толщи 28 наиболее типичных месторождений Апшеронской и Нижнекуринской нефтегазоносных областей (Дурмишян, Рачинский, 1972 г.). При анализе в качестве сопоставляемых показателей были выбраны запасы нефти (по категории $A+B+C_1$) в единице объема залежи и ловушки - удельная нефтенасыщенность, соответственно залежи и ловушки (β_2^3, β_i^L тыс. т/га·м), коэффициенты заполнения - отношение объема залежи к объему ловушки и коэффициент первичной щелочности вод-А (%-экв).

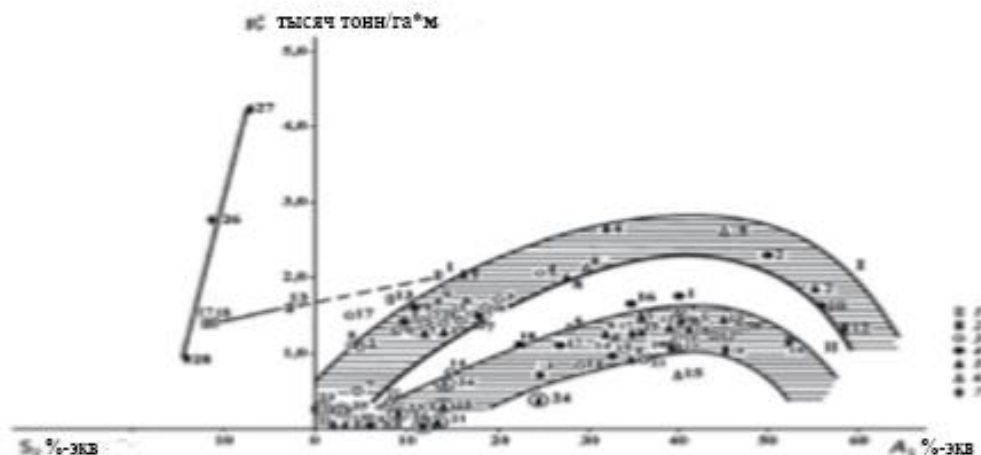


Рис. 8.1. Южно-Каспийская впадина. Зависимость между удельной нефтенасыщенностью залежей и коэффициентом первичной щелочности (вторичной солёности) подземных вод: 1 - V гор. Балаханской свиты (верхний отдел продуктивной толщи); 2 - VII гор. (свита «перерыва»); 3 - НКП свита; 4 - КС свита; 5 - ПК свита; 6 - КаС свита; 7 - горизонт продуктивной толщи Иижнекуринской депрессии. I - группа денудированных поднятий; II - группа неразмытых конседиментационных складок. Месторождения и площади: 1 - Балаханы-Сабунчи-Раманы, 2 - Бинакады, 3 - б. Дарвина, 4 - о. Артема, 5 - Гюргяны-море, 6 - о. Жилой, 7 - Грязевая Сопка, 8 - Нефтяные Камни (ю-з крыло), 9 - Нефтяные Камни (с-в крыло), 10 - б. Апшеронская, 11 - К. Григоренко, 12 - Аташкя, 13 - Сураханы, 14 - Карачу-хур, 15 - Зых, 16 - Бузовны-Маштаги, 17 - Кала, 18 -- Бибиэйбат, 19 - Локбатан (вост. периклиналь), 20 - Локбатан-Пута (северное крыло), 21 - Локбатан-Пута (южное крыло), 22- Кушхана, 23 - Карадаг, 24- Зыря, 25- Южная, 26 - Кюровдаг, 27 - Карабаглы, 28 - Кюрсангя. Для залежей, контактирующих с жесткими водами, использовался коэффициент вторичной солёности - S_2^1 .

На рис. 8.1 приведены данные по залежам верхнего и нижнего отделов продуктивной толщи Апшеронской и Нижнекуринской нефтегазоносных областей. Корреляция вышеуказанных параметров этих залежей между собой позволяет сделать следующие выводы:

- углеводородное насыщение в продуктивной толще в качественном и количественном отношении генетически связано с присутствием маломинерализованных гидрокарбонатно-натриевых вод и является функцией их наличия;
- в части разреза продуктивной толщи Апшеронской нефтегазоносной области, насыщенной щелочными водами, зависимость- $\beta = f(A)$ при сохранении общей качественной направленности резко дифференцируется в количественном отношении по группам денудированных и сохранившихся от размыва складок;
- к первой группе относятся в основном осложненные диапиризмом глубокоэродированные структуры Апшеронского архипелага, ко второй - преимущественно неразмытые конселиментационные поднятия Апшеронского полуострова ²; в первой группе структур, несмотря на казалось бы

неблагоприятные условия сохранения углеводородных скоплений, при одном и том же значении коэффициента первичной щелочности подземных вод удельная нефтенасыщенность залежей по сравнению со второй группой складок существенно выше;

- • пределах выделенных морфологических групп локальных поднятий зависимость $\beta_1^3 = f(A)$ имеет явно выраженный экстремумный характер с максимумом, соответствующим значениям коэффициента первичной щелочности порядка 45 %-экв. До этой величины первичной щелочности удельная нефтенасыщенность залежей возрастает, после нее - снижается;
- по каждой группе структур интервалы разреза с одинаковой удельной нефтенасыщенностью залежей независимо от своей стратиграфической принадлежности характеризуются примерно одинаковой первичной щелочностью подземных вод;
- в разрезах месторождений между удельной нефтенасыщенностью залежей и ловушек и коэффициентами заполнения последних существует прямая связь;
- снизу вверх по разрезам отдельных поднятий удельная нефтенасыщенность залежей и ловушек, коэффициенты их заполнения и сопряженная с ними первичная щелочность подземных вод испытывают в большинстве случаев четкую тенденцию к снижению;
- в части разреза продуктивной толщи Апшеронской и Нижнекуринской нефтегазоносных областей, насыщенной жесткими водами, с увеличением коэффициента их вторичной солёности удельная нефтенасыщенность залежей уменьшается.

¹ Выбор химического состава подземных вод основан на том, что вода имеет щелочность и солёность. Наиболее щелочная вода обычно наименее солёная. Для жесткой воды соотношение вторичной солёности и первичной солёности имеет противоположный знак. Характерно, однако, что во всех районах одинакового состава солёность примерно одинакова. Таким образом, использование первичного фактора щелочности (также называемого вторичной солёностью) является косвенным влиянием солёности подземных вод. Т.е., по сути, оба участвуют в водной среде.

² Расположение некоторых залежей неразмытых поднятий (чаще всего удаленных от базисных интервалов НКП свиты) в зоне зависимости $\beta_1^3 = f(A)$ характерной для первой группы структур, и, наоборот, отдельных залежей базисных объектов диапировых эродированных складок (ПК и КаС свит пл. Гюргяны-море и о. Жилой, КС и ПК Балаханы-Сабунчи Раманинского месторождения) в зоне, охватывающей преимущественно неразмытые поднятия, характеризует указанные углеводородные скопления как образовавшиеся по общей схеме формирования и сохранения всех залежей данной группы (природа этого, на первый взгляд, аномального явления связана с рассмотренными ниже особенностями механизмов в базисных и удаленных от них интервалах разреза продуктивной толщи). С другой стороны, отмеченные факты косвенным образом свидетельствуют и о том, что химический состав исходных сингенетации Апшеронской нефтегазоносной области до начала аккумуляции в ней углеводородов существенно не разнился и изменялся впоследствии согласно общим закономерностям смещения разнотипных вод, характерном разреза всего региона в целом (Рачинский, 1970г.; Рачинский, Кулиев, 1984г.).

Поскольку щелочные воды продуктивной толщи генетически инородны и внедрились в нее из подстилающих осадочных комплексов, мера присутствия их в разрезах локальных поднятий, наряду с обстоятельствами, вызванными распределением напоров по пути инъецируемых флюидов, должна, очевидно, определяться и приемистостью (проводимостью) коллекторских пачек. В этой связи проведена корреляция между коэффициентами первичной щелочности подземных вод нижнего отдела продуктивной толщи Апшеронской нефтегазоносной области и проводимостью ($R_{пр}/м, Д/сП$) водовмещающих интервалов (рис. 8.2).

Статистическая обработка фактических данных характеризует зависимость между сопоставляемыми переменными, отраженную в следующих параметрах: коэффициент линейной корреляции 0,312; корреляционное отношение 0,785, ошибка корреляционного отношения с вероятностью 0,997-0,165. Из результатов вычислений следует, что между коррелируемыми показателями существует достоверная связь, имеющая степенной характер – с увеличением проводимости коллекторов коэффициенты первичной щелочности подземных вод асимптотически возрастают (см.рис. 8.2).

На рис. 8.2 отчетливо выделяются три зоны зависимости $A = f(R_{пр}/м)$: первая, ограниченная диапазоном изменений щелочности до 17 %-экв и соответствующая в основном малым значениям удельной нефтенасыщенности залежей по каждой в отдельности группе структур на рис. 7.2; вторая, контролируемая пределами первичной щелочности структурами первичной щелочности 17-43 %-экв, отвечающая восходящим участкам зависимости $\beta_1^3 = f(A)$; и третья, охватывающая интервал значений щелочности выше 45 %-экв, характеризующая преимущественно области нисходящих (послезэкстремальных) величин удельной насыщенности.

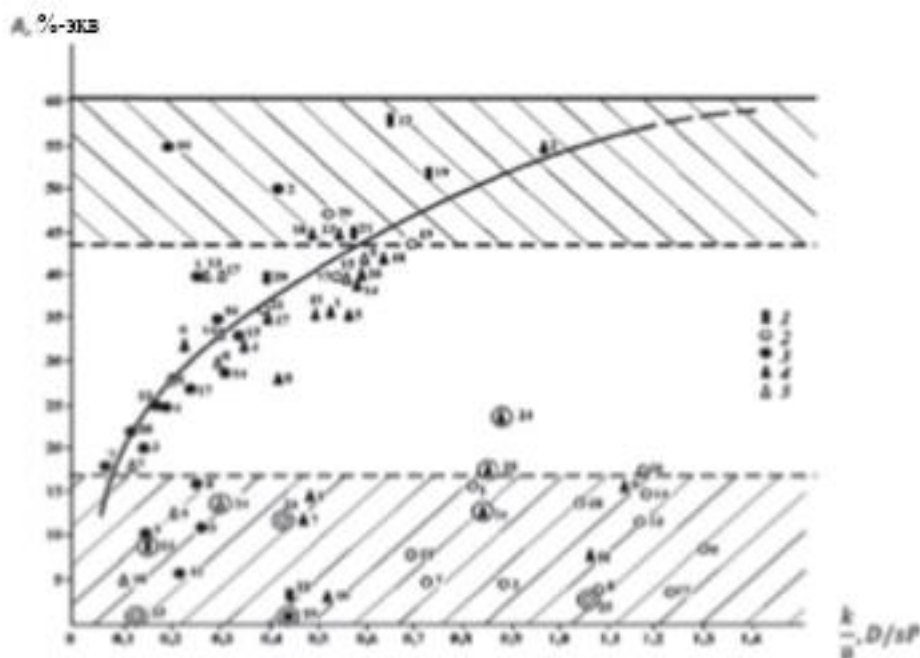


Рис. 8.2. Южно-Каспийская впадина. Зависимость между величинами коэффициентов первичной щелочности подземных вод и проводимостью вмещающих коллекторов. Усл. обозначения см. на рис.8.1

Функциональный характер описанных зависимостей (см.рис. 8.1, 8.2) и их объективная взаимосвязь позволяют определить основные факторы, обуславливающие современную гидрохимическую обстановку рассмотренных залежей и количественную сторону их углеводородного насыщения.

Признавая генетическую чуждость щелочных вод вмещающим интервалам продуктивной толщи, приходим к заключению что:

- Залежи, расположенные в первой зоне зависимости $A = f(R_{пр}/M)$:
 - a. не реализовали в полной мере свои аккумуляционные возможности по причине ограниченной скважности тектонических нарушений и зон трещиноватости и потери напора инъецируемых вод и углеводородов;
 - b. не обладают таковыми в достаточной степени вследствие относительно невысокой проводимости коллекторов. И в том, и в другом случаях объемы щелочных вод, поступивших в интервалы разреза, содержащие эти залежи, и смешавшихся с сингенетичными жесткими рассолами, были невелики;
- залежи, расположенные во второй зоне, находятся в состоянии динамического равновесия с окружающей водной средой, и щелочность контактирующих с ними пластовых смесей и, соответственно, удельная нефтенасыщенность определяются динамикой распределения по разрезу напоров внедряющихся флюидов и емкостными свойствами вмещающих пород;
- в залежах третьей зоны баланс между поступлением вод и углеводородов нарушен в пользу воды. Это явление, повидимому, может быть объяснено процессами вымыва углеводородов из ловушек внедряющимися щелочными водами и частичным по этой причине разрушением залежей.
- высокие абсолютные значения удельных нефтенасыщенностей залежей этой зоны дают основание полагать, что последние находятся на относительно ранней стадии диссипации³;
- широкий диапазон значений проводимости, в рамках которого происходит разрушение (переформирование) залежей, свидетельствует о том, что этот процесс определяется не только активной циркуляцией подземных вод в высокопроницаемых коллекторах, но в значительной мере обусловлен, повидимому, особенно в малопроницаемых объектах, высокими градиентами давлений, под которыми происходит внедрение флюидов из подстилающих отложений- сильный напор не способствует, по всей вероятности, аккумуляции и удержанию углеводородов в ловушках.

На значение последнего обстоятельства указывает выполненная на рис. 7.4 по месторождениям Центрального Апшерона корреляция между удельной нефтенасыщенностью залежей и их расстоянием вверх от подошвы продуктивной толщи. Как следует из рис. 8.3, залежи, расположенные в непосредственной близости к подошве продуктивной толщи, т.е. в области повышенных напоров внедряющихся флюидов, независимо от емкостных свойств коллекторов характеризуются относительно пониженными абсолютными значениями удельной нефтенасыщенности. По мере удаления от подошвы продуктивной толщи вверх по разрезу и до достижения некоторого предельного значения этого параметра - 200-250 м нефтенасыщенность залежей возрастает, после чего начинает монотонно уменьшаться, отражая тем самым общую закономерность падения напоров в направлении удаления от источников питания. Характерно, что как раз в этом базисном. интервале продуктивной толщи

- в контактной зоне с подстилающими отложениями, почти повсеместно отмечаются интенсивные проявления аномально высоких пластовых давлений генетически связанные с явлениями уплотнения мощных глинистых образований палеоген-миоцена и мезозоя.

В свете имеющихся данных есть все основания полагать, что именно указанное обстоятельство обуславливает повышенные градиенты напоров мигрирующих флюидов и препятствует их удержанию в ловушках нижних объектов продуктивной толщи.

³ Примечательно, что все без исключения залежи этой зоны характеризуются высокими кажущимися сопротивлениями в законтурных областях. Исследованиями установлено, что повышенные сопротивления за контурами нефтеносности горизонтов продуктивной толщи обусловлены наличием в этих зонах определенного количества связанной нефти. Лабораторное изучение образцов керна показало, что в верхнем отделе продуктивной толщи законтурные зоны характеризуются полным отсутствием признаков нефти. Эти интервалы по каротажу представлены низкими значениями КС (до 1-2 Ом-м). В отличие от них за контурами базисных горизонтов продуктивной толщи обнаружено значительное количество остаточной нефти (в среднем 10-15 % от объема пор), завышающее значения КС до 15-25 и более Ом-м. Природа указанного явления в зависимости от конкретных геологических причин рассматривается по-разному. В одном случае присутствие нефти за контурами залежей интерпретируется как следы миграции; в другом-как признак частичного разрушения-сокращения размеров более значительных палеозалежей за счет внутрирезервуарных перетоков в верхние горизонты разреза. Отсутствие всяких признаков остаточной нефти за контурами залежей верхнего отдела продуктивной толщи в сочетании с другими известными геологическими фактами не согласуется, кстати, с утверждениями о сингенетичном характере скоплений углеводородов в верхней части разреза (Али-Заде, Путкарадзе и Салаев, 1968 г.).

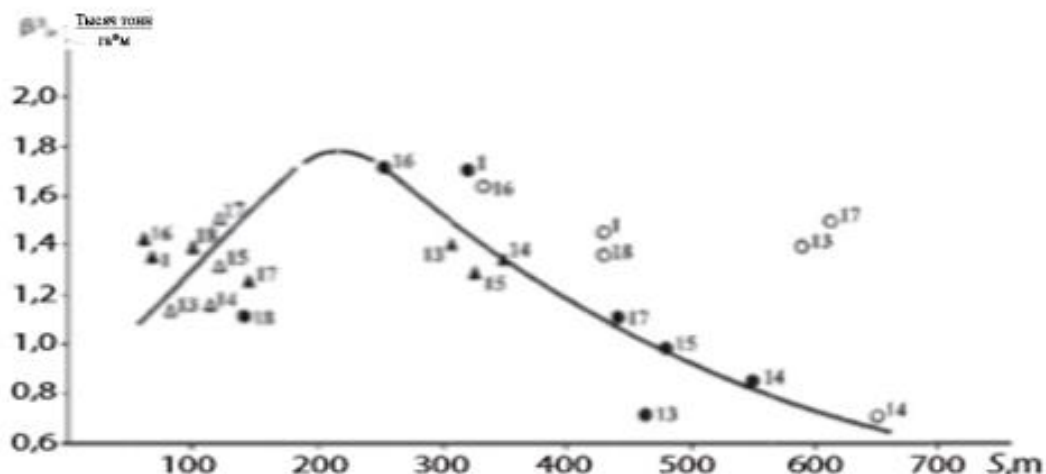


Рис. 8.3. Южно-Каспийская впадина. Зависимость между удельной нефтенасыщенностью залежей и их удалением от подошвы среднеплиоценовой продукт. Усл. обозначения см. на рис. 7.2

При рассмотрении данных рис. 8.2 обращает на себя внимание то обстоятельство, что каждой из выделенных зон зависимости $A = f(R_{np}/M)$ соответствует определенная группа залежей⁴.

В первой зоне в большинстве случаев преобладают залежи, приуроченные к наиболее удаленному от подошвы продуктивной толщи стратиграфическому интервалу разреза нижнего отдела- свита НКП и залежи объектов, характеризующихся пониженной проводимостью вмещающих их коллекторов (свиты КС и КаС) или недостаточной скважиностью дизъюнктивов, либо и тем, и другим в совокупности. Общим для залежей этой зоны является наличие в подстилающих их интервалах продуктивной толщи – базисных коллекторов, аккумулировавших значительные абсолютные запасы углеводорода.

Вторая зона зависимости $A = f(R_{np}/m)$ представлена залежами, расположенными во всех стратиграфических подразделениях нижнего отдела продуктивной толщи и свите «перерыва». Величины показателей, определяющие в каждом отдельном случае их положение относительно результирующей кривой, обусловлены суммарным воздействием комплекса перечисленных выше локальных причин. На участке зависимости, отвечающем максимальным в зоне значениям первичной щелочности, как правило, группируются залежи, находящиеся в базисных интервалах продуктивной толщи - свитах КаС и ПК или в вышележающих стратиграфических подразделениях (свиты НКП и «перерыва» Западного Апшерона).

Обязательным условием расположения залежей именно в этой зоне является, в отличие от предыдущего случая, отсутствие в подстилающей их части разреза продуктивной толщи модных нефтенасыщенных объектов. Иными словами, ловушки этой зоны насыщаются мигрирующими флюидами впервую очередь. В пределах рассмотренной зоны минимальные значения удельной нефтенасыщенности залежей и, соответственно, щелочности подземных вод характерны для наименее проводящей и удаленной от подошвы продуктивной толщи кирмакинской свиты.

Третья зона охватывает залежи, занимающие самое различное стратиграфическое положение. Группирующими признаками здесь являются, во-первых, постоянная приуроченность углеводородных скоплений к ближайшим к подошве продуктивной толщи коллекторским пачкам и, во-вторых, высокая проводимость, способствующая динамичности подземных вод. Негативная роль последнего фактора, помимо залежей, представленных на рис. 8.3, особенно наглядно проявляется в повсеместно водоносных на Центральном Апшероне свите «перерыва» и низах балаханской свиты, сложенных коллекторами с проницаемостью, превышающей 1000 мД.

Выше уже отмечалось, что при равных величинах первичной щелочности подземных вод удельная нефтенасыщенность залежей в группе денудированных диапировых складок значительно больше, чем в залежах слабоэродированных конседиментационных поднятий (см. рис. 8.1). Причины этого, по нашему мнению, кроются в специфических условиях формирования залежей в каждой из названных морфологических групп.

В установлении механизма отмеченного явления существенно важным представляется тот факт, что в то время как в разрезе продуктивной толщи первичная щелочность подземных вод- показатель долевого участия в водных пластовых смесях пришлого щелочного ингредиента (Рачинский, 1970 г.)- при прочих равных условиях независимо от типа ловушек

⁴ Данная корреляция выполнена в основном по материалам залежей нижнего отдела продуктивной толщи. Сведения по верхнему отделу- залежам свиты «перерыва» привлечены только для площадей Западного Апшерона, где этот интервал для данного района является одним из базисных с точки зрения аккумуляции углеводородов, выполняет здесь ту же роль, что отложения свит ПК, КС и НКП на Восточном и Центральном Апшероне.

определяется в основном проводящими свойствами среды, удельная нефтенасыщенность залежей в значительной мере контролируется еще и характером локальных структурных форм. (Зависимость $A = f(R_{пр}/M)$) (см.рис. 8.2) в отличие от $\beta_i^3 = f(A)$ (см. рис. 8.1) не дифференцирована по морфологическим типам складок, а является общей для обеих групп поднятий).

Фактические материалы по геологии и нефтегазоносности месторождений рассматриваемого региона в сочетании с установленными функциональными связями между обликом подземных вод, характером углеводородного насыщения и проводимостью коллекторов позволяют заключить, что во всех поднятиях Апшеронской нефтегазоносной области количество углеводородов, поступивших в залежи нижнего отдела продуктивной толщи в результате транспортировки внедрившимися щелочными водами, первоначально могло быть только одного порядка. Иными словами, при формировании залежей единица объема щелочных вод сопровождала более или менее определенную порцию углеводородов и всякое резкое нарушение этого соотношения в направлении увеличения может быть интерпретировано как свидетельство поступления в уже сформировавшиеся залежи дополнительных количеств жидкой нефти из ее скоплений в подстилающих отложениях⁵. По первой схеме формировались залежи преимущественно неразмытых конседиментационных поднятий; второй механизм характерен для залежей глубокоэродированных структур, осложненных внедрением в дислокацию продуктивных палеоген-миоценовых образований.

Подобный вывод толщи аргументируется нижеследующим:

- объективной невозможностью при сохранении в сформированных залежах жидкой нефти селективного ухода из контактирующих с ней водных пластовых смесей только щелочной компоненты;
- отсутствием в первой группе поднятий в отличие от второй четких зависимостей между гипсометрическим положением объектов и плотностью нефтей, что в специфических условиях аккумуляции углеводородов в продуктивной толще возможно только как следствие дополнительного поступления в раннее сформированные залежи или переток жидкой нефти;
- расположением залежей НКП свиты второй группы структур, образовавшихся преимущественно вследствие перетоков жидкой нефти из базисных интервалов продуктивной толщи среди залежей первой группы складок (см. выше) «пустые» ловушки жидкой нефти.
- особенностями геологического строения размытых структур, образовавшихся преимущественно вследствие перетоков жидкой нефти из базисных интервалов продуктивной толщи, среди залежей первой группы складок (см. выше);

⁵ Возможно и прямо противоположное объяснение- первоначально все залежи рассматриваемого региона группировались в зоне зависимости $\beta_i^3 = f(A)$, охватывающей ныне первую группу поднятий, а затем в ряде из них часть нефти перетекла в верхние интервалы разреза, что послужило причиной описанной выше дифференциации удельных насыщенностей по морфологическим типам структур. На первый взгляд, такое толкование выглядит вполне обоснованным если учесть, что в структурах толщи нефтеносен и верхний отдел, тогда как в первой группе он в большинстве случаев размыт. Однако против признания этого механизма свидетельствует факт наличия четких зависимостей между гипсометрией и плотностью нефтей именно во второй группе складок, что не может иметь места при перетоках жидкой фазы.

Дифференциация залежей по схемам их формирования является результатом проявления в рассматриваемом регионе различных механизмов вертикальной миграции флюидов.

При формировании залежей по первой схеме доминирующую роль играла межформационная вертикальная миграция щелочных вод и однофазно-ретроградных углеводородов из подстилающих продуктивную толщу осадочных комплексов. Поступление углеводородов в ловушки сопровождалось одновременным поступлением вместе с ними и маломинерализованных щелочных вод (Мехтиев, Рачинский, 1967 г.). Вполне понятно, что если газовая фаза в ловушке сохранится, то общее количество внедрившихся в нее щелочных вод будет значительно меньшим, чем при скоплении на ее месте жидкой фазы, сформировавшейся в результате длительного и многоэтапного прохождения через ловушку исходной однородной смеси. Соответственно этому и состав пластовых вод, контактирующих со скоплениями газа и конденсата, с одной стороны, и с нефтью, с другой, будет различным. Меньшее количество поступивших щелочных вод ведет к меньшему опреснению и видоизменению высокоминерализованных сингенетических разрезов жестких вод и наоборот. Именно следствием этого механизма является тот широко известный факт, что в продуктивной толще западного борта Южно-Каспийской впадины воды, омывающие газоконденсатные скопления, по сравнению с водами, контактирующими с залежами нефти, всегда более минерализованы и менее щелочны (Мехтиев, Рачинский и Полаудин, 1970 г.; Мехтиев, Ахундов, Рачинский, 1970 г.).

Второй механизм, связанный преимущественно с внутриформационными перетоками жидкой нефти в раннее сформированные залежи, в плане вышеизложенного представляется подчиненным, сказывающимся в основном при процессах переформирования залежей.

Логическим следствием из приведенного является вывод о том, что формирование залежей в первой группе поднятий проходило следующим путем: первоначальное накопление углеводородов поступают в ловушки совместно с щелочными водами, вторичное – поступление дополнительных объемов жидкой нефти за счет ее перетоков из скоплений в нижезалегающих интервалах разреза.

Принципиальная возможность формирования залежей по этой схеме подтверждается отмеченным выше присутствием в первой группе складок залежей НКП свиты второй группы структур, образовавшихся в определенной степени путем перетоков жидкой нефти из подстилающих горизонтов и свит.

Убедительным примером, иллюстрирующим эти положения, служат материалы табл. 8.1, где по типичным для рассматриваемого региона месторождениям Бузовны-Маштаги и Кала приведены данные об изменении величин отношения эффективной мощности к общей мощности песков из различных стратиграфических интервалов продуктивной толщи в функции расстояния от подошвы последней вверх по разрезу.

Как следует из табл. 8.1, по мере удаления вверх от выбранного уровня сравнения соотношения между насыщенными и непродуктивными коллекторами в разрезе, т.е. степень углеводородного насыщения коллекторских пачек, в целом закономерно уменьшается, объективно отражая тем самым преобладающую роль в формировании залежей продуктивной толщи вертикального поступления флюидов из подстилающих отложений. Некоторые частные отклонения от этой общей зависимости, наблюдаемые в наиболее песчаных интервалах разреза площади Кала (сабунчинская и ПК свиты), никоим образом не отрицают ее универсального характера, а лишь подтверждают высказанное выше положение о существенной роли литологического и гидравлического факторов в процессах вымыва углеводородов из ловушек в нижних интервалах разреза и их последующей аккумуляции вверх.

Основными путями поступления подземных вод и, соответственно, углеводородов в пласты, коллекторы среднеплиоценовых отложений рассматриваемого региона являются

тектонические нарушения, эруптивные аппараты грязевых вулканов, зоны контактов диапировых внедрений с окружающими породами, участки повышенной трещиноватости и т.п., связывающие указанный стратиграфический комплекс с более глубокозалегающими отложениями. Поэтому в рамках описанной функционально-следственной связи нефтегазоносности с гидрохимией определяется и гидрогеологическая (гидродинамическая) связь между плиоценом и подстилающими его интервалами.

Различная степень насыщения разрезов локальных структур щелочными водами и углеводородами регулируется в каждом конкретном случае спецификой геологических условий и тектоническими особенностями каждого района. К их числу, в первую очередь, относятся различные аккумуляционные возможности ловушек, определяемые их геометрическими объемами, морфологией и числом дизъюнктивов, интенсивностью миграционного потока, проводящими и емкостными свойствами вмещающих пород, пространственным положением ловушек относительно нефтегазопродуцирующих зон и др.

Приведенные данные о функциональных (генетических) связях углеводородного насыщения с химизмом водной среды со всей очевидностью показывают, что при формировании залежей в рассматриваемом регионе основным транспортирующим углеводороды агентом могли быть только инородные продуктивной толще маломинерализованные щелочные воды, внедрившиеся в разрез последней из подстилающих осадочных комплексов. Это, в свою очередь, позволяет считать, что скопления нефти и газа в среднеплиоценовых отложениях Южно-Каспийской впадины по своему характеру являются главным образом аллохтонными, сформировавшимися в результате межформационной вертикальной миграции флюидов.

Обобщение и анализ материалов по другим регионам альпийской складчатости устанавливают аналогичный в качественном отношении характер связей между генетическими типами, мерой динамичности подземных вод и нефтегазоносностью, что объективно подтверждает доминирующее и в них значение указанного механизма. О правомерности этого заключения свидетельствуют ассоциации во всех альпийских геосинклинальных регионах основных промышленных запасов углеводородов с участками и интервалами проявления контрастных положительных и отрицательных гидрохимических аномалий глубинной генерации и площадная сопряженность последних с зонами

Таблица 8.1 Изменение величин отношения эффективной мощности к общей мощности коллекторов по стратиграфическому разрезу Восточного Апшерона

Свита	Бузовны-Маштаги						
	Общая мощность, м	Мощность песков, $h_{пм}$	Эффективная мощность, $h_{эф, м}$	$h_{п}/h_{эф}$	Расстояние от подошвы ПТ, м	S_2 , % - экв	A , % - экв
Сураханская	305	128	—	—	450	22	—
Сабунчинская	260	130	—	—	1000	20	—
Балаханская	410	374	7	0,02	660	14	—
НКГ	90	40	9	0,21	390	—	2
НКП	35	23	7	0,28	330	—	18
КС	230	127	46	0,37	250	—	35
ПК	60	45	18	0,40	55	—	40

КаС	–	–	–	–	–	–	–
<i>Кала</i>							
Сураханская	440	154	33	0,21	1670	18	–
Сабунчинская	250	187	83	0,44	1290	12	–
Балаханская	410	370	48	0,13	1050	8	–
НКГ	102	36	18	0,50	690	–	2
НКП	42	31	18	0,52	600	–	4
КС	242	97	63	0,65	440	–	27
ПК	115	92	43	0,47	140	–	35
КаС	60	27	21	0,78	160	–	40

интенсивного развития дизъюнктивной тектоники, трещиноватости коллекторов, грязевого вулканизма, диапиризма и т.п.

Примером наиболее яркой формы пространственной взаимосвязи углеводородов и глубинных вод может служить Венская впадина, где вверх по разрезу его нефтенасыщенность существенно снижается и максимальные плотности запасов в неогене приурочены к зонам и участкам локализации концентрированных слабожестких «переходных» и наименее щелочных вод на общем фоне маломинерализованной гидрокарбонатно-натриевой водной среды. Сочетание этого обстоятельства с присутствием в названном интервале нефтей явно фильтрованного облика, генетически связанных с подстилающими отложениями (Высоцкий и Файнгерш, 1969; Калинин, 1961 г.) характеризующимися распространением в них хлоркальциевых рассолов (см. гл. 2), определяет явную вторичность углеводородов в коллекторах неогеновой серии. Иллюстрацией отмеченной сопряженности является обладающая наибольшими в регионе плотностями и абсолютными значениями запасов группа месторождений Матцен-Бокфлис - Бонфлис-Тиф -Шонкирхен-Шонкирхен-Тио-Шонкирхен-Убертиф. Здесь в неогеновых отложениях, в отличие от большинства других менее нефтенасыщенных площадей с доминированием щелочных вод, преимущественно распространены относительно концентрированные хлоркальциевые и хлормагниевого пластовые растворы (Козлбл, 1958 г.; Schrockenfuchs, 1975 г.) четко проявляющие в своем составе (коэффициент вторичной солености-0,2-4,7 %-экв) и минерализации признаки обусловленности механизмом смешения разнотипных вод. Согласно расчетам содержание хлоркальциевого ингредиента в водных пластовых смесях, окаймляющих неогеновые залежи названных месторождений, составляет до 25 %.

Аналогичная картина наблюдается в Маракайбской впадине где в пределах отдельных месторождений на наиболее нефтенасыщенных участках (блоках) распространены наиболее щелочные водные смеси, резко отличные от вод регионального гидрохимического фона, а по месторождениям в целом отмечается четкая прямая корреляция плотности запасов в кайнозойских коллекторах с высотой внедрения в их разрезы жестких минерализованных хлоркальциевых вод мезозойской генерации - площади с максимальной плотностью запасов (Лама, Ламар, Ла-Пас) характеризуются весьма значительными масштабами инъекции нижних вод (Боргер, 1952 г.; Смес, 1931 г.; Сютер, 1947 г.).

Такая же ситуация отмечается и в других регионах: в Лос-Анджелесской впадине - на месторождениях Лонг-Бич, Санта-Фе-Спрингс, Инглвуд, где максимальной в районе плотности запасов соответствуют повышенные по сравнению с фоновыми на других менее насыщенных площадях жесткость и минерализация подземных вод; во Внутренней зоне Предкарпатского прогиба - характеризующиеся наибольшим нефтенасыщением месторождения Битков, Долина, Северная Долина, Тынява, структур, где богатые промышленные скопления углеводородов

пространственно сопряжены с положительными гидрохимическими аномалиями, обусловленными проникновением в продуктивные объекты олигоцена нижних метаморфизованных хлоркальциевых рассолов мезозоя, смешивающихся с фоновыми опресненными щелочными разностями древнеинфильтрационного генезиса (Бабинец и Мальская, 1975 г.; Колодий, 1983г.; Лозинский и Банковский, 1972г.); в Индоло-Кубанском прогибе - на Анастасиевско-Троицком месторождении, где самая крупная в регионе газонефтяная залежь IV горизонта мезотического яруса контактирует на общем фоне хлоркальциевых соленых вод (до 200 мг-экв-57 г/л) с зоной локального распространения маломинерализованных (до 100 мг-экв-30 г/л) гидрокарбонатно-натриевых вод, окаймляющей диапировое ядро складки и участок погребенного грязевого вулкана (Шаулов, 1968г.; Шаулов и Федотова, 1975 г.); Мошкаревская, Куйбышевская, Владиславовская и другие площади Керченско-Таманского района, где полученные из неогеновых объектов полупромышленные притоки углеводородов ассоциируют только с интервалами спорадического присутствия щелочных нижних вод в жесткой пластовой водной среде; в Терско-Каспийском прогибе- на месторождениях Старогрозненском, Октябрьском, Андреевском и Предзагросском- Ага-Джари, Марун, Бина, где в контакте с нефтяными залежами, характеризующимися наибольшими сечениями плотности запасов, находятся обогащенные ионами хлора, кальция и магния наиболее минерализованные хлоркальциевые смеси жестких сингенетичных и пришлых рассолов, явно отличающиеся как от фоновых, так и от пластовых вод на других менее продуктивных структурах (Волобуев, 1986 г.).

Ассоциация нефтегазоносности с гидрохимическими аномалиями прослеживается не только при сопоставлении отдельных месторождений в целом, но и их отдельных участков, блоков и тектонических полей. Наиболее ярким примером в этом плане являются месторождения Терско-Каспийского прогиба, где верхнемеловом комплексе характеризующиеся наибольшей плотностью запасов западная периклиналь месторождения Карабулак-Ачалуки, зона сочленения по разломам площадей Эльдарово, Орлиной с западной частью Хаян-Кортонской структуры и восточным окончанием Малгобек-Вознесенской складки, западная периклиналь той же структуры пространственно отвечают положительным гидрохимическим аномалиям, в пределах которых общая минерализация подземных вод на 30-140 мг-экв превышает фоновые значения (Волобуев, 1986 г.; Киссин, 1964 г.; Никаноров, Волобуев, Барцев, 1975 г.; Никаноров и Мирошников, 1970 г.).

Весьма симптоматичным является и следующий факт: караганские и чокракские отложения месторождений Октябрьское и Старогрозненское, характеризующиеся наибольшей в том же регионе плотностью запасов в названных интервалах, содержат наиболее минерализованные и жесткие воды по сравнению с другими площадями, где нефтенасыщенность коллекторов и их продуктивность менее высоки. Примечательно также и то, что практически во всех случаях присутствия залежей в третичных комплексах и их постоянной и обязательной ассоциации с положительными гидрохимическими аномалиями, другим необходимым условием промышленной нефтеносности неогенового этажа является облигатность наличия крупных скоплений углеводородов в подстилающем мезозое. Иными словами, неогеновые объекты нефтенасыщенности лишь на структурах, содержащих крупные промышленные запасы нефти в отложениях мела и юры, и, наоборот, «пустые» по мезозою поднятия залежей нефти в третичных отложениях, как правило, не содержат.

Фиксация описанных закономерностей во всех бассейнах альпийских подвижных поясов независимо от их географии, геотектонической принадлежности, литофациального облика разрезов, стратиграфического возраста и объема осадочного выполнения и других специфических черт определяет единство и облигатность формирующего их механизма - вертикальную межформационную миграцию флюидов из глубоких зон разреза в верхние аккумулирующие природные резервуары

8.2. Количественные показатели связи тектонических особенностей локальных структур с динамикой подземных вод и нефтегазоносностью

В предыдущих разделах было показано, что миграция в продуктивные ловушки и процессы формирования залежей в альпийских геосинклинальных регионах регулируются в основном динамическими условиями, балансом поступления и разгрузки из разреза по элементам дизъюнктивной тектоники, зонам повышенной трещиноватости, гидрогеологическим «окнам» и т.п. подземных вод и сопутствующих им углеводородов, генерированных нефтегазопродуцирующими зонами нижних интервалов осадочного чехла.

Из приведенных данных следует, что основным фактором, определяющим и контролирующим геофлюидодинамические обстановки локальных структур и региональных зон нефтегазонакопления, и, как следствие, условия аккумуляции углеводородов и формирования промышленных залежей, является характер дислоцированности региона в целом и степень нарушенности дизъюнктивами выполняющих его отдельных природных резервуаров (ловушек, поднятий). В то же время следует иметь в виду, что влияние тектоники в каждом конкретном случае проявляется неоднозначно: оно имеет два аспекта - позитивный, когда нарушения сплошности пород играют созидательную роль при формировании залежей, и негативный - когда они являются путями диссипации ранее сформированных скоплений.

В связи с изложенным представляется необходимым выяснить граничные условия, за которыми тот или иной аспект функционирования тектонических нарушений становится преобладающим. Решение этого вопроса может быть получено путем выявления и анализа связей (в случае их наличия) между количеством аккумулированных ловушками флюидов - с одной стороны, и интенсивностью дислоцированности каждой из них - с другой.

Тектонические условия локальных структур количественно характеризуются параметрами удельной разбитости (d_i) и интенсивности складчатости ($K_{ин}$) (см. гл. 5), объем аккумулированных ловушками нижних вод - показатели h_a и $H_{зп}$ (Южно-Каспийская впадина) (см. гл. 3.4): параметр M (%) - отношение суммарной нефтегазонасыщенной мощности к общей мощности продуктивного разреза отдельного месторождения, величина запасов углеводородов, приходящихся на единицу площади структуры (Q_i млн т/км²).

В табл. 8.2 приведены значения всех названных показателей по основным месторождениям нефтегазоносных районов Юго-Каспийской впадины, рассматриваемой в качестве типовой модели. Табличные данные свидетельствуют о наличии в каждом районе четких связей параметров корреляций, что позволяет полагать их генетическими (функциональными).

На рис. 8.4 показаны зависимости между интенсивностью ($K_{ин}$), удельной разбитостью (d_i) локальных структур региона, мерой присутствия нижних щелочных вод в их разрезах ($h_a, H_{зп}$), параметром M и плотностью запасов углеводородов (Q_i). Из рисунка видно, что по всем нефтегазоносным областям и районам зависимости $Q_i = f(d_i)$, $Q_i = f(K_{ин})$, $Q_i = f(h_a)$, $Q_i = f(h_a, H_{зп})$, $M = f(d_i)$, $M = f(h_a)$ имеют экстремальный характер четко выраженным максимумом. Качественно по иному ведут себя лишь корреляции $h_a = f(d_i)$, и $H_{зп} = f(h_a)$ (рис. 8.4 е, ж).

Приведенные на рис. 8.4 данные позволяют констатировать:

- с ростом интенсивности и удельной разбитости структур до определенных для каждой нефтегазоносной области (района) их значений насыщенность разрезов и плотность запасов углеводородов увеличиваются:

- последующий рост интенсивности и разбитости ведет к снижению значений обоих параметров, в реальных условиях среднего плиоцена Южно-Каспийской впадины наибольшие плотности запасов углеводородов приурочены к локальным поднятиям, характеризующимся примерно средними по району (нефтегазоносной области) величинами удельной разбитости. Оптимальное значения указанного параметра-0,20-0,40;
- с ростом удельной разбитости структур степень насыщения разрезов нижними водами (h_a) прогрессивно увеличивается.

Постоянный рост значений h_a и $N_{зп}$ по мере увеличения (рис. 8.4, е,ж), сопровождающийся, начиная с определенного значения, параллельным уменьшением насыщенности разрезов и плотности запасов (рис, 8.4, г,д,з) свидетельствует о двойственной функции нижних щелочных вод в регионе - при одних структурно-тектонических условиях, способствующих формированию промышленных скоплений, при других - разрушающих их.

Анализ зависимостей $Q_i=f(h_a)$ и $M=f(h_a)$ (рис. 8.4, г, д) показывает, что рост значений h_a до 30-50 % положительно сказывается на продуктивности, значения h_a , выше указанной величины влекут за собой резкое снижение нефтегазоносности, что характеризует обстановку - нарушения баланса между мигрирующими углеводородами и водами в пользу последних и определяет тем самым избыточную активность геофлюидодинамических условий, способствующую разрушению залежей. Оптимумом следует считать 30-50 %, соответствующие максимальным значениям плотности запасов.

Таблица 8.2 Тектонические особенности, термобарический режим локальных структур, характер углеводородного насыщения и динамика подземных вод в Южно- Каспийской впадине

Нефте-Газоносная область	Район	Месторождение	d_i , км ² /км ²	$K_{ин}$, м/км ²	Γ , °C/100 м	$K_{ан}$	M , %	Q_i , млн т/км ²	H_3 п, м	h_a , %
Апшеронская	Апшеронский полуостров	Балаханы-Сабунчи-Раманы	0.23	127.0	1.70	1.01	26	25.6	750	60
		Сураханы	0.14	70.0	2.20	1.05	19	14.0	1600	38
		Карачухур	0.12	56.0	2.40	1.08	15	7.4	1950	33
		Зых	0.10	45.0	2.53	1.10	13	5.1	2400	30
		о. Песчаный	0.13	60.0	2.27	1.06	16	9.5	2250	35
		Бинагады	0.30	180.0	1.55	1.00	9	4.5	600	85
		Локбатан- Пути	0.15	78.0	2.11	1.04	20	16.5	1350	40
		Кала	0.28	144.0	1.58	1.00	12	6.2	1000	76
	Апшеронский архипелаг	б. Дарвина	0.07	15.0	3.29	1.25	8	1.5	1450	22
		о. Артема	0.41	90.0	2.15	1.06	16	5.0	900	60
		Гюргяны-море	0.26	54.0	2.50	1.17	20	5.6	1130	38
		о. Жилой	0.17	32.0	2.85	1.22	12	2.7	1250	30
		Грязевая Сопка	0.20	40.0	2.70	1.20	15	3.4	1200	33
		Нефтяные Камни	0.31	70.0	2.35	1.12	23	8.1	1000	48
Прибалханская	Прибалханская зона поднятий	б. Ливанова-Восточная	0.48	21.5	1.88	1.20	20	1.6	2300	35
		б. ЛАМ	0.44	20.5	1.92	1.22	25	2.2	2800	32
		б. Жданова	0.42	19.5	1.95	1.23	26	3.0	3300	25
		Челекен	0.51	22.0	1.95	1.17	18	1.4	2000	40
		Небитдаг	0.57	26.0	1.80	1.15	16	0.8	1500	62
		Котур-Тепе	0.29	14.5	2.12	1.31	23	2.2	4000	17
		Барсагельмес	0.39	18.5	1.98	1.24	29	3.7	4500	21
		Бурун	0.27	13.0	2.16	1.32	21	1.8	–	14
		Кызылкум	0.08	5.5	2.57	1.46	7	0.3	–	3
		Кумдаг	0.12	7.1	2.44	1.43	10	0.7	–	4

Продолжение **табл. 8.2.**

Нижнекуринская	Кюровдаг	0.29	15.0	2.05	1.39	14	1.7	3430	30
	Карабаглы	0.24	10.0	2.11	1.43	10	1.6	3804	27
	Хилы	0.53	37.0	1.83	1.20	1.5	0.4	2225	50
	Бабазанан	0.59	43.0	1.81	1.16	0.5	0.05	2047	55
	Нефтечала	0.35	20.0	1.98	1.34	19	1.9	2904	34
	Мишовдаг	0.46	30.0	1.87	1.24	5	1.3	2541	45
	Калмас	0.41	25.0	1.91	1.28	8	1.55	3100	41
	Кюрсангя	0.06	4.0	2.37	1.57	6	1.2	4840	12

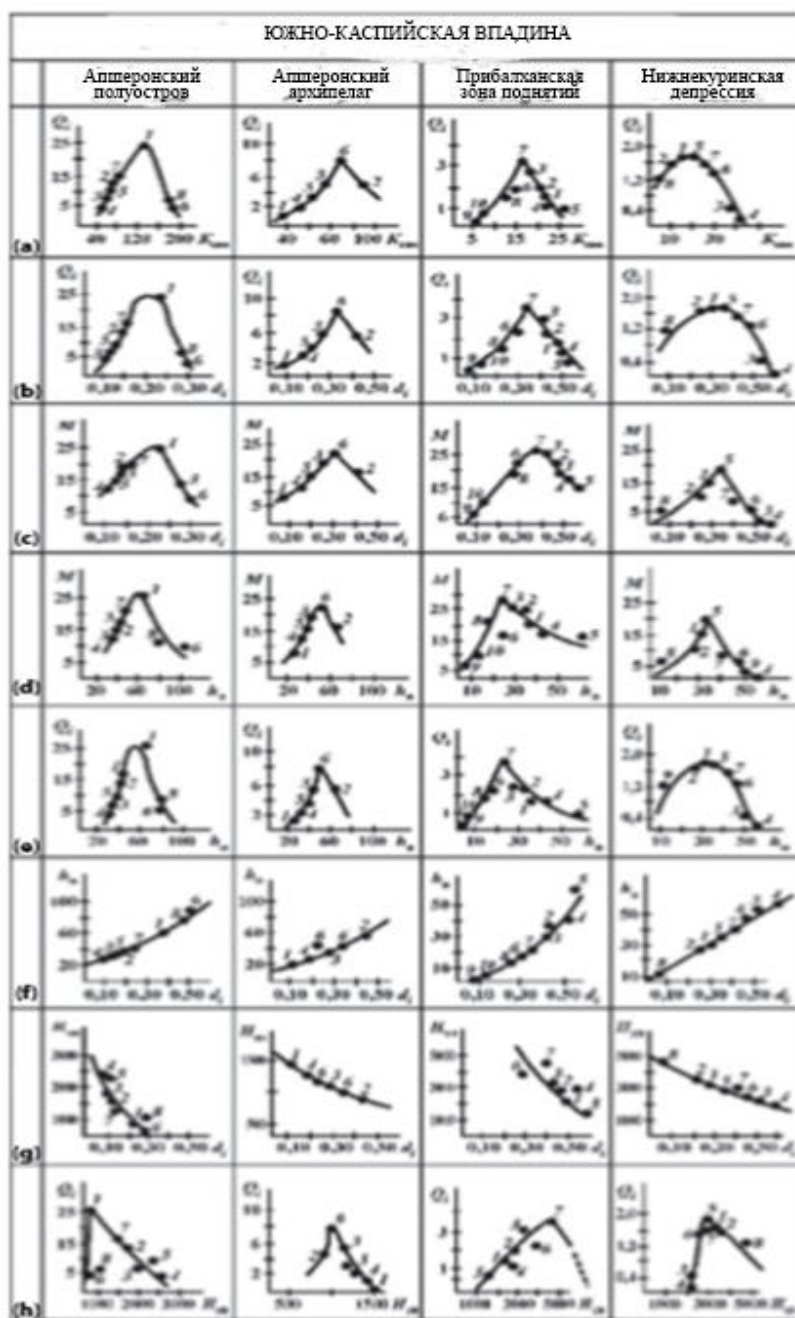


Рис. 8.4. Южно-Каспийская впадина. Зависимость между геотектоническими параметрами локальных структур, мерой вертикальной подвижности подземных вод в их разрезах и плотностью разведанных запасов нефти и газа: а - $Q_i = f(K_{ин})$; б - $Q_i = f(d_i)$; в - $M = f(d_i)$; г - $M = f(h_a)$; д - $Q_i = f(h_a)$; е - $h_a = f(d_i)$; ж - $H_{зп} = f(h_a)$; з - $Q_i = f(h_a, H_{зп})$ Апшеронский полуостров месторождения: 1 - Балаханы-Сабунчи-Раманы, 2 Сураханы, 3 - Карачухур, 4 - Зых, 5 - о. Песчаный, 6 - Бинагады, 7 - Локбатан-Пула, 8 - Ката; Апшеронский архипелаг - месторождения: 1 - б. Дарвина, 2 - о. Артема, 3 - Гюргяны-море, 4 - о. Жилой, 5 - Грязевая Сопка, 6 - Нефтяные Камни; Апшероно-Прибалханская зона поднятий - месторождения: 1-б. Ливанова (восточная), 2 - б. ЛАМ, 3 - б. Жданова, 4 - Челекен, 5 - Небитдаг, 6 - Котуртепе, 7- Барсагельмес, 8 - Егурун, 9 - Кызылкум, 10 - Кумдаг; Нижнекуринская депрессия - месторождения: 1 - Кюровдаг, 2 - Карабаглы, 3 Хиллы, 4 - Бабазанан, 5 - Нефтечала, 6 - Мишовлаг, 7 - Калмас, 8 - Кюрсангя

Совокупное рассмотрение всех графических данных (рис. 8.4) дает основание заключить, что дислоцированность локальных поднятий, обуславливающая присутствие

щелочных вод, генетически связанных с углеводородами, и ее рост, определяющий увеличение степени насыщения ими разрезов ловушек, положительно влияет на аккумуляцию лишь до определенного предела, за которым дальнейшее нарастание тектонической нарушенности и, следовательно, подвижности подземных вод, приводит или к ликвидации условий для концентрации углеводородов в резервуарах, или к разрушению уже сформированных залежей.

Характер установленных зависимостей в сочетании с изложенными выше представлениями позволяет считать, что в среднеплиоценовых отложениях Южно-Каспийской впадины возможность формирования или диссипации углеводородных скоплений находится в тесной связи с условиями внедрения флюидов из подстилающих комплексов. Важная роль при этом принадлежит динамичности щелочных подземных вод, функционально связанной с тектоническими условиями локальных поднятий и, в первую очередь, с гидропроводностью (скважностью) тектонических несогласий.

Приуроченность большинства месторождений региона к восходящим ветвям полученных зависимостей позволяет считать, что тектоническое строение локальных структур среднего плиоцена в целом стимулирует процессы формирования залежей, несмотря на кажущуюся неблагоприятную их характеристику, обусловленную интенсивной раздробленностью. Особенно благоприятными в этом плане являются поднятия Апшеронской

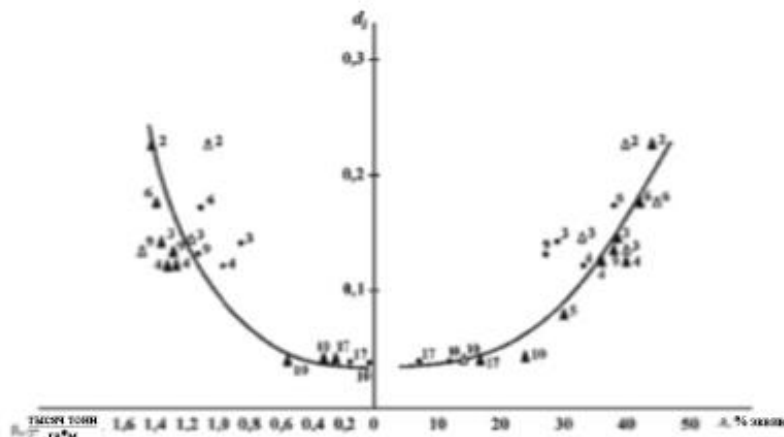


Рис. 8.5. Южно-Каспийская впадина. Зависимости нефтенасыщенности залежей, коэффициентов первичной щелочности контактирующих с ними подземных вод от удельной разбитости локальных структур. Усл. обозначения см. на рис.7.2

области, характеризующиеся максимальными запасами углеводородов на единицу площади. С другой стороны, выявленные зависимости дают основание с достаточной достоверностью полагать, что при формировании залежей в Южно-Каспийской впадине роль вертикальной миграции флюидов из нефтегазопроизводящих зон подстилающих отложений была преобладающей.

Значение последнего обстоятельства, наряду со всем изложенным, подчеркивается выполненной на рис. 8.5 корреляцией коэффициентов первичной щелочности подземных вод, контактирующих со скоплениями нефти в базисных свитах разреза месторождений продуктивной толщи Апшеронской области (показатель долевого участия в составе водных пластовых смесей пришедшей щелочной компоненты), и их удельными разбитостью и нефтенасыщенностью (β_i^3).

Из рис. 8.5 видно, что на всех площадях щелочность подземных вод и удельная нефтенасыщенность залежей последовательно возрастают по мере увеличения удельной разбитости складов, определяя тем самым доминирующую роль вертикальной гидравлической

связи продуктивной толщи с подстилающими интервалами как в формировании химического состава насыщающих ее подземных вод и условий для их межпластовых перетоков, так и опосредственно (см. выше) в аккумуляции углеводородов.

Анализом материалов по другим альпийским геосинклинальным регионам устанавливается совершенно аналогичная в качественном отношении картина как по межгорным впадинам, так и предгорным прогибам (табл. 82, 83; рис. 8.6), что позволяет, в свою очередь, считать механизм вертикального флюидопереноса преобладающим и в них.

Статистическая обработка приведенного информационного массива (табл. 8.1-8.3) методом группового учета аргументов (ГУА) определила возможность вывода парных аналитических зависимостей, связывающих плотность запасов углеводородов параметрами дислоцированности локальных структур и динамичности водной среды (табл. 8.4-8.8). Высокие значения корреляционных отношений - 0,831-0,999 - придают указанным уравнениям необходимую корректность и позволяют рекомендовать их к использованию при прогностических инженерных расчетах.

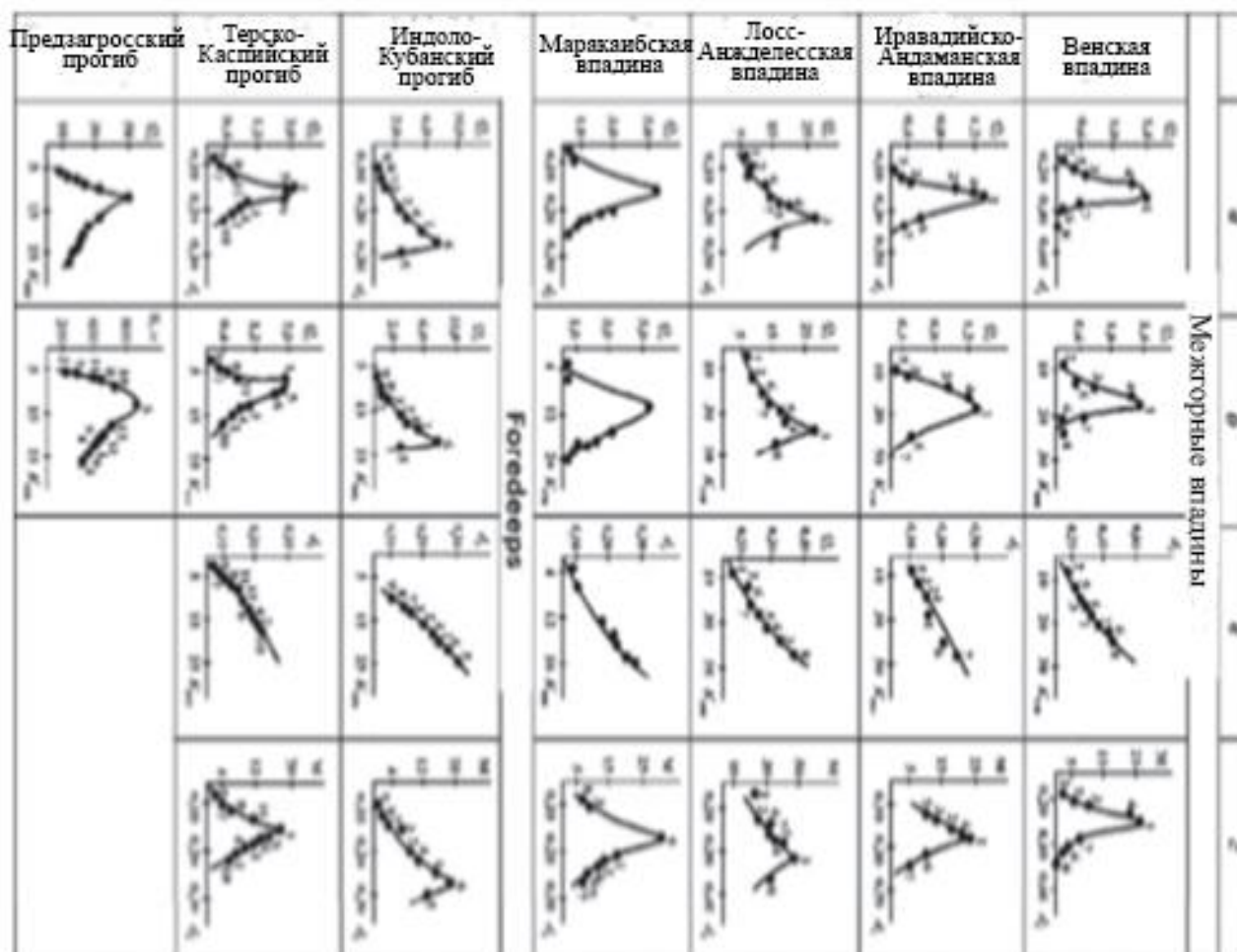


Рис. 8.6. Зависимости между геотектоническими параметрами локальных структур альпийских геосинклинальных регионов и плотностью разведанных запасов нефти и газа: а - $Q_i = f(d_i)$; б - $d_i = f(K_{ин})$; в - $Q_i = f(K_{ин})$; г - $M = f(d_i)$;

Таблица 8.3 Тектонические особенности, термобарический режим локальных структур, характер углеводородного насыщения и динамика подземных вод в осадочных разрезах альпийских предгорных прогибов

Прог иб	Месторождение, площадь	d_i , км ² /км ²	$K_{ин}$, м/км ²	Γ , °С/100 м	$K_{ан}$	M , %	Q_i , млн т/км ²
Индоло-Кубанский	Зыбза-ГлубокийЯр	0.25	20.0	2.89	1.32	15	5.69
	Абино-Украинское	0.20	16.0	3.19	1.40	8	3.41
	Ахтырско-Бугундырское	0.15	12.0	3.70	1.55	5	0.93
	Ново-Дмитриевское	0.22	17.0	3.10	1.38	10	3.62
	Анастасиевско-Троицкое	0.30	23.0	2.35	1.22	13	2.90
	Сев.-Западно-Афипское	0.27	21.5	2.65	1.28	18	7.84
	Курчанское	0.13	10.5	3.85	1.63	3	0.41
	Западно-Анастасиевское	0.12	10.0	3.90	1.70	2	0.27
	Мошкаревское	0.10	9.0	3.97	1.75	1	0.01
Терско-Каспийский	Малюгбек-Вознесенское	0.15	8.0	3.70	1.37	18	1.87
	Эльаровское	0.21	14.0	3.05	1.28	8	0.68
	Брагунское	0.18	12.5	3.15	1.32	12	0.90
	Карабулак-Ачалукское	0.19	13.0	3.10	1.29	10	0.80
	Старопрозиненское	0.16	10.5	3.40	1.34	16	1.74
	Октябрьское	0.17	11.5	3.35	1.33	14	1.68
	Заманкульское	0.09	4.5	4.37	1.55	4	0.29
	Хаки-Кортское	0.11	5.5	4.20	1.50	6	0.50
Предзагорский	Месджид-н-Сулеймам	-	23.5	2.03	1.04	590	17.60
	Карандж		5.5	2.97	1.42	280	7.80
	Нафт-Сафи д		26.0	1.85	1.00	500	13,40
	Хафт- Кел		22.5	2.10	1.06	600	20.60
	Ага-Джари		13.0	2.65	1,26	1180	50,30
	Гачсаран		21.5	2.15	1.08	620	21.90
	Лали		6.0	2.95	1.40	400	9,25
	Ахваз		8.0	2.85	1,35	700	20,60
	Мансури		23.5	2.00	1.03	580	16.80
	Марун		9.0	2.80	1.32	840	32.50
	Биби-Хакиме		7.5	2.92	1.37	600	19.10
	Бинак		18.5	2.35	1.14	780	31,80
	Раг-и -Саф ид		19.5	2.30	1.12	720	26,20

енская впадина - месторождения: 1 - Матцеи. 2 - Цверндорф, 3 - Адерклаа, 4 -Шоикирхен, 5 - Санкт-Ульрих-Хаускирхен, 6 - Гейзельберг. 7 - Мюльберг, 8 - Гбелы; Иравадийско-Андаманская впадина: 1 - Чаук-Ланива. 2 -- Енангьяунг, 3 - Минбу-Паланнон, 4 - Рантау, 5 - Енангят, 6 -

Джедонгдонг, 7 - Джулу-Раджеу; Лос-Анджетесская впадина: 1 - Уилмингтон, 2 - Хантингтон-Бич, 3 - Лонг-Бич, 4 - Санта-Фе-Спрингс. 5 - Инглвуд, 6 - Домингес, 7 - Сил-Бич, 8 - Вест-Койот; Маракаибекая впадина: 1 - Ламар, 2 – Ла-Пас, 3 - Ла-Консепсьен, 4 - Мене-Гранде, 5 - Боскан, 6 - Лос-Кларос. 7 - Урданетта, 8 - Мара. 9 - Лама; Индоло-Кубанский прогиб: 1 -Зыбза-Глубокий Яр, 2 - Абино-Украинсксе. 3-Ахтыро-Бугундырское, 4 - Ново-Дмитриевское. 5 - Анастасиевско-Троицкое, 6 - Северско-Западно-Афинское, 7 -Курчансксе, 8 - Западно-Анастасиевское, 9 - Мошкареевское; Терско-Каспийский прогиб: 1 - Малгобек-Вознесенское. 2 - Эльдаровское. 3 - Брагунское. 4 Карабулак-Ачалукское. 5 - Старогрознейское, 6 - Октябрьское. 7 - Заманкульское, 8 - Хаян-Кортеевское, 9 - Андреевское. 10 - Минеральное, 11 - Гудермесское; Предзагросский прогиб: 1 - Месджи-и-Сулейман, 2 - Карандж, 3 –Нефт-Сафид. 4 - Хафт-Кел, 5 –Ага-Джари, 6 - Гачсаран, 7 – Лали, 8 - Ахваз, 9 - Мансури, 10 - Марун. 11 - Биби-Биби-Хакиме, 12 - Бинак. 13 - Раги-Сафид

Таблица 8.4 Уравнения корреляционной связи плотности запасов углеводородов и коэффициента удельной разбитости локальных структур

Регион	Район	Корреляционно е отношение	Аналитическое выражение зависимости $Q_i = f(d_i)$
Южно-Каспийская впадина	Апшеронский полуостров	0.993	$Q_i = \frac{7.08}{ d_i - 0.20 } (d_i d_i - 0.10 \cdot d_i - 0.30 ^2)^{0.25}$
	Апшеронский архипелага	0.996	$Q_i = 4.77 \left(\frac{d_i^2}{ d_i - 0.30 } \right)^{0.25} - 0.11 \left(\frac{ d_i - 0.30 }{d_i^2 \cdot d_i - 0.20 } \right)^{0.25} + 0.53 (d_i - 0.20 \cdot d_i - 0.30 \cdot d_i - 0.40)^{0.25}$
	Прибалхан-ская зона под-нятий	0.836	$Q_i = 1.65 \left(\frac{d_i \cdot d_i - 0.17 }{ d_i - 0.32 ^2} \right)^{0.25} + 0.80 \left(\frac{ d_i - 0.32 ^2}{d_i^2 \cdot} \right)^{0.25} - 2.50 d_i - 0.47 ^{0.25}$
	Нижнекурин-ская депрессия	0.932	$Q_i = \frac{0.02}{(d_i \cdot d_i - 0.20 ^2 \cdot d_i - 0.35 \cdot d_i - 0.50)^{0.25}} - 9.77 \cdot (d_i \cdot d_i - 0.20 ^2 \cdot d_i - 0.35 \cdot d_i - 0.50)^{0.25} + 1.96$
Венская впадина		0.993	$Q_i = 5.15 d_i \left(\frac{d_i \cdot d_i - 0.50 ^5}{ d_i - 0.30 ^2} \right)^{0.25}$
Иравадийско- Анда-манская впадина		0.986	$Q_i = 0.19 \left(\frac{d_i^2 \cdot}{ d_i - 0.20 \cdot d_i - 0.25 ^2} \right)^{0.25} - \frac{0.05}{(d_i \cdot d_i - 0.25 ^2)^{0.25}} + 0.02 \left(\frac{ d_i - 0.25 }{ d_i - 0.30 } \right)^{0.25}$
Лос-Анджелесская впадина		0.878	$Q_i = 52.07 d_i \left(\frac{ d_i - 0.25 }{ d_i - 0.30 } \right)^{0.25}$

Проложение **табл. 8.4**

Маракаибская впадина	0.993	$Q_i = \frac{0.03}{ d_i - 0.15 } \left(\frac{ d_i - 0.10 ^2}{ d_i - 0.15 \cdot d_i - 0.20 ^2} \right)^{0.25} - 5.30 d_i - 0.15 \left(\frac{ d_i - 0.20 }{d_i} \right)^{0.25} + \frac{0.03}{(d_i - 0.15 \cdot d_i - 0.20)^{0.25}}$
Индо- Кубанский прогиб	0.874	$Q_i = 20.45 \left(\frac{ d_i - 0.10 ^3 \cdot d_i - 0.15 }{ d_i - 0.20 } \right)^{0.25} - \frac{0.03}{(d_i - 0.10 ^2 \cdot d_i - 0.15 \cdot d_i - 0.20)^{0.25}} + \frac{0.08}{(d_i - 0.10 \cdot d_i - 0.15 ^2 \cdot d_i - 0.20)^{0.25}} - 6.37 (d_i - 0.10 \cdot d_i - 0.15 ^2)^{0.25}$
Терско-Каспийский прогиб	0.961	$Q_i = 20.45 \left(\frac{ d_i - 0.10 ^3 \cdot d_i - 0.15 }{ d_i - 0.20 } \right)^{0.25} - \frac{0.17}{d_i} (d_i - 0.15 ^3)^{0.25} + 0.11 \left(\frac{d_i \cdot d_i - 0.10 }{ d_i - 0.15 ^2} \right)^{0.25} + 0.75 (d_i - 0.15 ^2 \cdot d_i - 0.25)^{0.25}$

Таблица 8.5 Уравнения корреляционной связи плотности запасов углеводородов и коэффициента интенсивности локальных структур

Регион	Район	Корреляционное отношение	Аналитическое выражение зависимости $Q_i = f(K_{ин})$
Южно-Каспийская впадина	Апшеронский полуостров	0.946	$Q_i = 0,21 K_{ин} - 180 \left(\frac{K_{ин}}{ K_{ин} - 120 ^3} \right)^{0,25} - 1,16 \left(\frac{ K_{ин} - 60 \cdot K_{ин} - 180 }{K_{ин} \cdot K_{ин} - 120 } \right)^{0,25}$
	Апшеронский архипелаг	0.999	$Q_i = 1,30 \left(\frac{K_{ин}^2 \cdot K_{ин} - 50 }{ K_{ин} - 60 ^2} \right)^{0,25} - 0,01 \cdot (K_{ин} \cdot K_{ин} - 60 \cdot K_{ин} - 60 ^2 \cdot K_{ин} - 70)^{0,25} + 0,09 (K_{ин} - 60 \cdot K_{ин} - 70)^{0,25}$
	Прибалханская зона поднятий	0.864	$Q_i = 1,10 \left(\frac{K_{ин}^2}{ K_{ин} - 16 ^2} \right)^{0,25} - 0,28 K_{ин} - 21 ^{0,25}$
	Нижнекуринская депрессия	0.832	$Q_i = 0,35 \left(\frac{ K_{ин} - 5 \cdot K_{ин} - 35 ^2}{K_{ин}} \right)^{0,25}$
Венская впадина		0.902	$Q_i = \frac{1,78}{ K_{ин} - 15 } \left(\frac{ K_{ин} - 10 }{ K_{ин} - 5 } \right)^{0,25}$
Иравадийско-Андаманская впадина		0.993	$Q_i = \frac{2,29}{(K_{ин} - 25 ^2 \cdot K_{ин} - 30)^{0,25}} + 0,50 \left(\frac{K_{ин}}{ K_{ин} - 25 ^2 \cdot K_{ин} - 20 \cdot K_{ин} - 30 } \right)^{0,25} + 0,04(K_{ин} \cdot K_{ин} - 25 ^2 \cdot K_{ин} - 30)^{0,25} - 0,03 \cdot K_{ин} - 30 ^{0,25}$
Лос-Анджелесская впадина		0.958	$Q_i = 7,22 \left(\frac{K_{ин}^2}{ K_{ин} - 20 \cdot K_{ин} - 40 } \right)^{0,25} + \frac{0,24K_{ин}}{(K_{ин} - 20 \cdot K_{ин} - 40)^{0,25}} + \frac{17,98}{(K_{ин}^2 K_{ин} - 20 ^2 \cdot K_{ин} - 30)^{0,25}}$

Проложение **табл. 8.5**

Маракаибская впадина	0.997	$Q_i = 0,05K_{\text{ИН}}^2 \left(\frac{ K_{\text{ИН}} - 20 ^3}{ K_{\text{ИН}} - 10 ^3} \right)^{0,25} + 0,24K_{\text{ИН}} \left(\frac{K_{\text{ИН}}^2 K_{\text{ИН}} - 20 ^2}{ K_{\text{ИН}} - 10 ^3} \right)^{0,25} + \frac{0,15}{ K_{\text{ИН}} - 15 ^{0,25}} + \frac{0,46}{ K_{\text{ИН}} - 10 } + 0,23$
Индоло- Кубанский прогиб	0.875	$Q_i = 0,74 \frac{ K_{\text{ИН}} - 10 }{(K_{\text{ИН}} - 15)^{0,25}} + 0,42(K_{\text{ИН}} - 15 \cdot K_{\text{ИН}} - 20)^{0,25} + \frac{0,12}{(K_{\text{ИН}} - 10 ^2)^{0,25}} - 0,50(K_{\text{ИН}} - 15 ^2 \cdot K_{\text{ИН}} - 20)^{0,25}$
Терско-Каспийский Прогиб	0.921	$Q_i = 0,31 \left(\frac{K_{\text{ИН}}^2 \cdot K_{\text{ИН}} - 15 ^2 \cdot K_{\text{ИН}} - 5 }{ K_{\text{ИН}} - 10 } \right)^{0,25} - \frac{6,41}{(K_{\text{ИН}}^2 \cdot K_{\text{ИН}} - 10 ^2 \cdot K_{\text{ИН}} - 15)^{0,25}} - \left(\frac{ K_{\text{ИН}} - 10 ^2}{K_{\text{ИН}}^2 \cdot K_{\text{ИН}} - 15 } \right)^{0,25}$
Предзагорский прогиб	0.995	$Q_i = 12,22 \left(\frac{K_{\text{Н}}^3}{ K_{\text{ИН}} - 10 ^2 \cdot K_{\text{ИН}} - 15 ^2} \right)^{0,25} + 10,44 \left(\frac{K_{\text{Н}}^2}{ K_{\text{ИН}} - 10 \cdot K_{\text{ИН}} - 15 ^3} \right)^{0,25} + 2,67 K_{\text{ИН}} - 20 ^{0,25} + 3,77$

Таблица 8.6 Уравнения корреляционной связи плотности запасов углеводородов и параметра углеводородного насыщения разреза локальных структур

Регион	Район	Корреляционное отношение	Аналитическое выражение зависимости $Q_i = f(M)$, $Q_i = f(H_{3T})$
Южно-Каспийская впадина	Апшеронский полуостров	0.989	$Q_i = \frac{1,02M}{ M - 25 ^{0,25}} - \frac{0,22}{M} M - 25 ^{0,25}$
	Апшеронский архипелаг	0.975	$Q_i = 0,17M \cdot M - 10 ^{0,25}$
	Прибалханская зона поднятий	0.986	$Q_i = 0,01M \cdot (M \cdot M - 10 ^2)^{0,25} + \frac{0,67}{(M \cdot M - 10 ^2)^{0,25}}$
	Нижнекуринская депрессия	0.996	$Q_i = 0,02 \cdot (M^2 \cdot M - 35 ^3)^{0,25} + 0,20 M - 35 ^{0,25} + 0,13 (M^2 \cdot M - 35 ^3)^{0,25}$
Венская впадина		0.982	$Q_i = 0,12(M^3)^{0,25}$
И равадийско-Андаманская впадина		0.990	$Q_i = 0,05 + \left(\frac{M^3 M - 15 ^2}{ M - 20 } \right)^{0,25} + \frac{0,68}{(M - 20 \cdot M - 25 ^2)^{0,25}}$
Лос-Анджелесская впадина		0.984	$Q_i = 0,27 M \cdot M - 25 ^{0,25}$

Проложение **табл. 8.6**

Регион	Район	Корреля- ционное отноше- ние	Аналитическое выражение зависимости $Q_i = f(M)$, $Q_i = f(H_{эТ})$
Маракаибская впадина		0.982	$Q_i = 0,16 M \cdot \left(\frac{ M - 10 }{ M - 20 } \right)^{0,25} + 0,01 \left(\frac{ M - 15 }{M \cdot M - 10 ^4} \right)^{0,25}$
Индо- Кубанский прогиб		0.960	$Q_i = 0,21 M \cdot M^{0,25} - \frac{0,44}{(M^2 \cdot M - 5)^{0,25}} + \frac{0,10}{ M - 10 ^{0,25}} - 0,06 (M^2 \cdot M - 5 ^2)^{0,25}$
Терско-Каспийский Прогиб		0.988	$Q_i = \frac{0,16 M}{ M - 15 ^{0,25}} + 2,01 M M - 5 ^{0,25} - 0,38 \left(\frac{ M - 5 ^2}{ M - 15 } \right)^{0,25}$
Предзагорский прогиб		00.987	$Q_i = 60,19 (H_{эТ}^3 \cdot H_{эТ} - 0,50)^{0,25} - 25,55 H_{эТ} - 0,50 ^{0,25} + 11,85 H_{эТ}^{0,25}$

Таблица 8.7 Южна- Каспийская впадина. Уравнения корреляционной связи плотности запасов углеводородов и меры насыщения щелочными водами разрезов локальных структур

Район	Корреляцион- ное отношение	Аналитическое выражение зависимости $Q_i = f(H_3, n)$
Апшеронский полуостров	0.990	$Q_i = \frac{134,40}{ h_a - 54 } \left(\frac{ h_a - 68 }{ h_a - 54 } \right)^{0.25} + \frac{10.11}{(h_a - 40 \cdot h_a - 68 ^2)^{0.25}}$
Апшеронский архипелаг	0.994	$Q_i = \frac{215.22}{(h_a^2 h_a - 36 ^3 \cdot h_a - 48 \cdot h_a - 60)^{0.25}} + \frac{6.95}{h_a} \left(\frac{ h_a - 48 }{ h_a - 60 } \right)^{0.25}$
Прибалханская зона поднятий	0.986	$Q_i = 0.01 \left(\frac{h_a^2}{ h_a - 36 ^2} \right)^{0.25} + \frac{3.95}{ h_a - 22 ^{0.25}} - 0.64 \left(\frac{ h_a - 22 ^2}{h_a^2} \right)^{0.25}$
Нижнекуринская депрессия	0.831	$Q_i = \frac{7.05}{(h_a - 20 ^2 \cdot h_a - 35)^{0.25}}$

Таблица 8.8 Южно-Каспийская впадина. Уравнения корреляционной связи плотности запасов углеводородов и глубины залегания зоны перехода гидрохимических типов подземных вод

Район	Корреляционное отношение	Аналитическое выражение зависимости $Q_i = f(H_{3.п})$
Апшеронский полуостров	0.857	$Q_i = 4.75 \left(\frac{H_{3п}^2}{(H_{3п} - 0.85 \cdot H_{3п} - 1.00)^{0.25}} \right)^{0.25}$
Апшеронский архипелаг	0.940	$Q_i = \frac{2.81}{H_{3п} H_{3п} - 1.00 ^{0.25}} - \frac{0.05}{(H_{3п} - 0.80 \cdot H_{3п} - 1.00 ^2)^{0.25}}$
Прибалханская зона поднятий	0.990	$Q_i = 1.08H_{3п} - \frac{0.55}{ H_{3п} - 4.00 ^{0.25}} - \frac{0.34}{H_{3п} \cdot H_{3п}^{0.25}} - 0.26(H_{3п} - 2.00 \cdot H_{3п} - 3.00)^{0.25}$
Нижнекуринская депрессия	0.964	$Q_i = 0.20 \left(\frac{H_{3п}^2 \cdot H_{3п} - 2.90 }{ H_{3п} - 2.90 \cdot H_{3п} - 3.80 ^2} \right)^{0.25} + 5.58 \left(\frac{ H_{3п} - 2.00 }{H_{3п}^2 \cdot H_{3п} - 3.80 } \right)^{0.25} - 1.80 \left(\frac{H_{3п}}{ H_{3п} - 3.80 } \right)^{0.25} + 0.06 \left(\frac{ H_{3п} - 3.80 }{H_{3п} \cdot H_{3п} - 2.00 } \right)^{0.25}$

8.3. Количественные связи углеводородного насыщения с термобарическим режимом локальных структур

Материалами глав 4, 5 в бассейнах альпийских подвижных поясов констатирована четкая функциональная связь термобарического режима недр с динамикой подземных вод. Учитывая, что в прямой зависимости от последней находятся, как было показано выше, запасы углеводородов в ловушках, представляется важным определить наличие, вид и характер связи количественных показателей углеводородного насыщения (M, Q_i) с температурными и барическими параметрами локальных поднятий.

При сопоставлении названных показателей со средними поместорождениям Южно-Каспийской впадины и других альпийских геосинклинальных регионов значениями геотемпературных градиентов Γ и коэффициентов аномальности пластовых давлений ($K_{ан}$) (см. табл. 8.1-8.3, рис. 8.7-8.10) (Рачинский, 1987 г., 1989 г.) устанавливается следующая закономерность: во всех районах с ростом до определенных величин значений Γ и $K_{ан}$ нефтегазонасыщенность структур увеличивается; дальнейший рост их приводит к снижению M и Q_i .

Просчитанные методом ГУА аналитические, выражения функций $Q_i = f(\Gamma)$, $Q_i = f(K_{ан})$ (табл. 8.9, 8.10) показывают весьма высокие значения корреляционных отношений - 0,829-0,995, что придает выявленным зависимостям достаточную степень достоверности, позволяющую использовать их при прогностических оценках нефтегазонасыщенности локальных поднятий.

Экстремальным характером связей термобарических параметров с нефтегазонасыщенностью обосновывается наличие, и, соответственно, возможность установления, в каждом регионе обстановок начала и незавершенности (продолжения) процесса, ее формирования, сохранения залежей и диссипации углеводородных скоплений. Первому случаю на рис. 8.7-8.10 отвечают геометрические места точек в области максимальных и повышенных градиентов температур и коэффициентов аномальности (правые ветви кривых $M = f(\Gamma)$, $Q_i = f(\Gamma)$, $M = f(K_{ан})$, $Q_i = f(K_{ан})$ термобарозакрытые структуры, характеризующиеся отсутствием или существенно ограниченным водообменом, лимитирующим поступление углеводородов; второму - вблизи экстремальной области (оптимальные условия нефтегазонакопления);

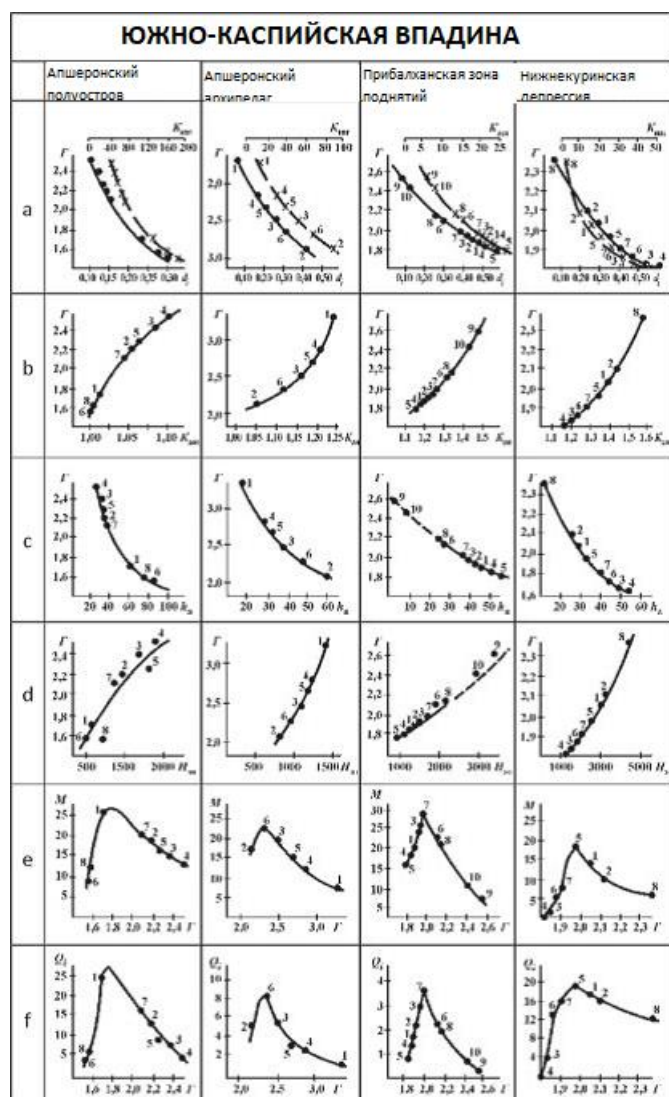


Рис. 8.7. Южно-Каспийская впадина. Зависимости между геотемпературными условиями локальных структур, степенью тектонической нарушенности резервуаров, их гебарическим режимом, мерой вертикальной подвижности подземных вод в разрезах плотностью разведанных запасов нефти и газа: а- $\Gamma = f(d_i, K_{ин})$; б- $\Gamma = f(K_{ан})$; в- $\Gamma = f(h_a)$; г- $\Gamma = f(H_{зп})$; д- $M = f(\Gamma)$; е- $Q_i = f(\Gamma)$. Усл.обозначения см.на рис. 7.5

третьему- в области пониженных и минимальных значений градиентов и коэффициентов аномальности (левые ветви тех же функций)- термобаро-открытые поднятия, расположенные в зонах относительно свободного водообмена и интенсивного дренажа природных геофлюидодинамических систем, вызывающих разрушение (переформирование) залежей.

Экстраполяция этих зависимостей показывает, что в структурах, никогда не содержащих залежи нефти и газа, напряженность теплового и барического полей будет значительно выше, чем на продуктивных площадях; в ловушках с диссипированными скоплениями углеводородов геотемпературные градиенты и коэффициенты аномальности минимальны.

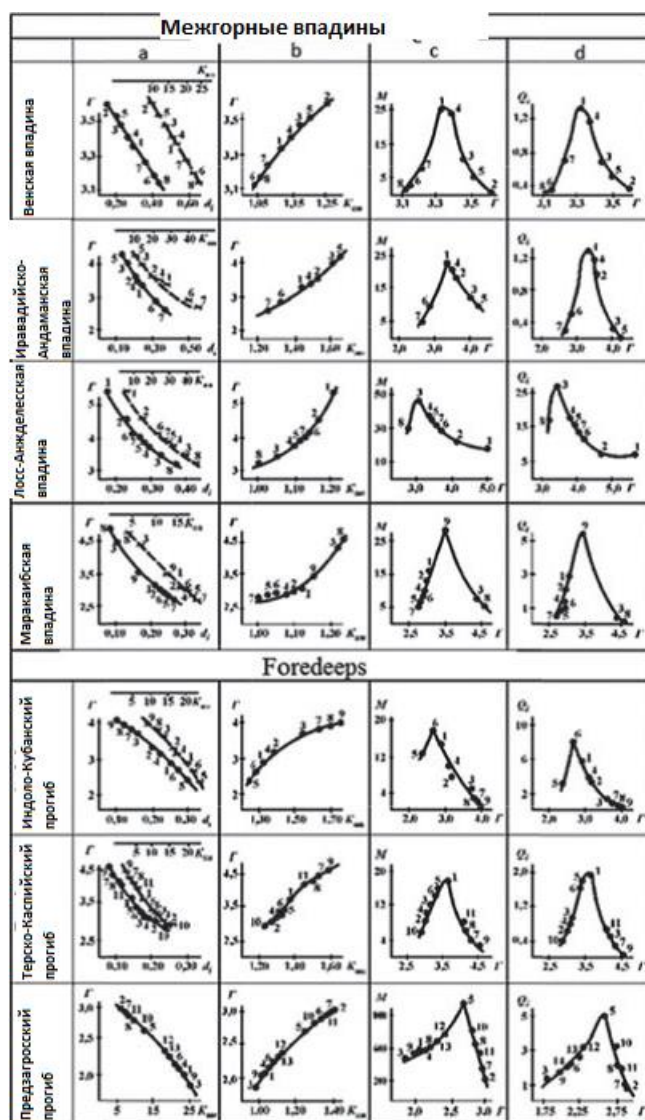


Рис. 8.8 Зависимости между геотемпературными условиями локальных структур альпийских геосинклинальных регионов, степенью тектонической нарушенности резервуаров, их геобарическим режимом и плотностью разведанных запасов нефти и газа: а- $G = f(d_i, K_{ин})$; б- $G = f(K_{ан})$; в- $G = f(h_a)$; г- $G = f(H_{з.п})$; д- $M = f(G)$; е- $Q_i = f(G)$. Усл.обозначения см. на рис. 7.7

В Южно-Каспийском регионе характерным представляется факт приуроченности более высоких значений средних геотемпературных градиентов в интервале глубин 500-2000 м к складкам, содержащим скопления газа и конденсата (месторождения Карадаг-2,36, Зыря-2,04, Южная-2,46 °C/100 м), по сравнению с соседними ловушками, насыщенными преимущественно нефтью (соответственно, месторождения Кушхана - 2,26, Кала- 1,58, Гюргяны-море - 2,22 °C/100 м). Причины этого явления кроются в специфических особенностях механизма формирования нефтяных залежей в плиоцене рассматриваемых районов, заключающихся в значительно большем поступлении в ловушки термальных нижних щелочных вод при аккумуляции нефти, чем при процессах газонакопления (Мехтиев и Рачинский, 1967 г.; Мехтиев, Цатурянц и Рачинский, 1968 г.), что приводит к выравниванию пластовых температур в их разрезах и уменьшению значений средних градиентов.

Как показывает фактический материал, связь углеводородного насыщения с термальным режимом недр наблюдается не только при сопоставлении отдельных поднятий, характеризующихся различными температурными условиями, но и в масштабе всего западного

борта Южно-Каспийской впадины. Судя по данным табл. 8.11, во всех районах на одних и тех же гипсометрических уровнях большим абсолютным значениям пластовых температур отвечают большие запасы углеводородов. Особенно четко эта зависимость выражена в интервале глубин 500-1500 м, где сосредоточена основная часть запасов плиоцена региона-свыше 40 %.

В свете изложенного симптоматичным выглядит и отмечаемый на большинстве площадей всех районов Южного Каспия температурный скачок при переходе от ненасыщенных интервалов разреза к продуктивным. Так, например, в пределах восточного Апшерона переход от непродуктивного интервала 0-500 м к нефтенасыщенному характеризуется приростом температуры в 12°C, тогда как в следующем интервале, содержащем примерно равное количество углеводородов, такое приращение составляет 9,3 °C (см. табл. 8.11) , что отражается и на значениях геотемпературных градиентов.

Описанная выше зависимость количественных параметров углеводородного насыщения от функционально связанного с характером водообмена барического режима природных резервуаров проявляется не только в рамках отдельных районов и регионов (см, рис. 8.9, 8.10), но имеет более широкий масштаб- отмечается в пределах всей зоны альпийской складчатости, выполненные на рис. 8.11 корреляции величин разведанных запасов углеводородов, приходящихся на единицу площади (Q_s , тыс.т/км²) и объема осадочного выполнения (Q_v , тыс. т/км³) регионов со средними по всей территории значениями параметра напряженности геофлюидодинамических систем ($K_{ан}$) иллюстрируют четкий рост нефтегазоносности по мере оптимизации их разгрузки.

Таким образом, анализ всего приведенного материала в качестве основной закономерности позволяет обосновать положение о постоянной пространственной сопряженности в пределах альпийского геосинклинального пояса всех крупных месторождений с положительными геотемпературными и гидродинамическими аномалиями; обусловленными, в свою очередь, дренажем интенсивно дислоцированных локальных структурных форм.

Рассмотренные корреляции в сочетании с материалами глав 2, 3, 4 устанавливают в одних случаях соответствие как положительных, так и отрицательных концентрационных гидрохимических аномалий локальным зонам пьезоминимумов и сопряженным в них участкам низких значений геотемпературных градиентов, т.е. термобарооткрытым ловушкам; в других- пьезоммаксимумам, характеризующимся высокими значениями терморградиентов, т.е. термобарозакрытым резервуарам.

Связи первого рода отвечают крупнейшие по плотности запасов и даже частично дислоцированные за счет интенсивного дренажа

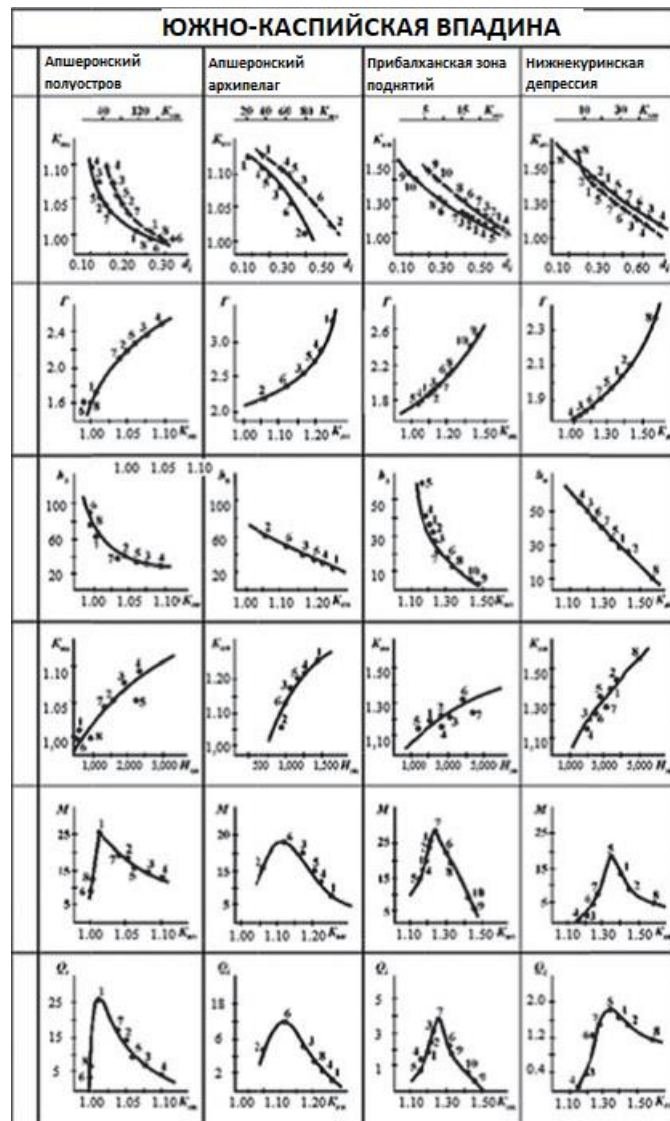


Рис. 8.9. Южно- Каспийская впадина. Зависимости между геобарическими условиями локальных структур, степенью их тектонической нарушенности, геотемпературными показателями, мерой вертикальной подвижности подземных вод в разрезах и плотностью разведанных запасов нефти и газа: а- $\Gamma = f(d_i, K_{ин})$; б- $\Gamma = f(K_{ан})$; в- $\Gamma = f(h_a)$; г- $\Gamma = f(H_{зп})$; д- $M = f(\Gamma)$; е- $Q_i = f(\Gamma)$. Усл. обозначения см. на рис. 7.5

гидродинамических систем месторождения: Южно-Каспийской впадины-Балаханы-Сабунчи-Раманы, Сураханы, Кала, Бибиэбат и другими, где инверсионные гидрохимические возмущения высокоминерализованного хлоркальциевого регионального фона генетически сопряжены с очагами разгрузки опресненных высокотермальных глубинных щелочных вод; Терско-Каспийского прогиба-Карабулак-Ачалуки, Малгобек-Вознесенское, Орлиное, Эльдарово, Хаян-Корт, где положительные концентрационные аномалии в водной среде верхнемелового резервуара пространственно соответствуют участкам интенсивного дренирования нижнемелового и юрского комплексов, зоны Мацен-Бокфлис-Шонкирхен Венской впадины и др.

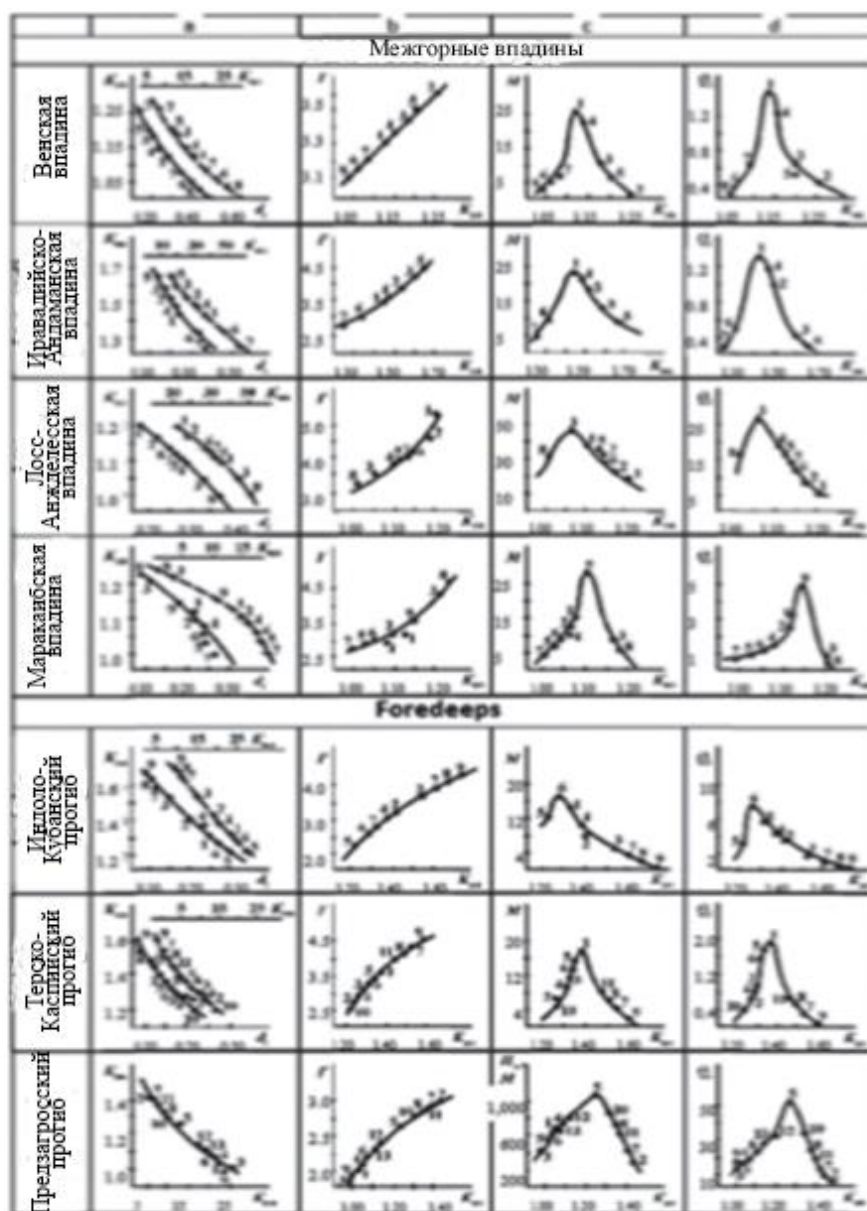


Рис. 8.10. Зависимости между геобарическими условиями локальных структур, степенью их тектонической нарушенности, геотемпературными показателями и плотностью разведанных запасов нефти и газа: а- $G = f(d_i, K_{ин})$; б- $G = f(K_{ан})$; в- $G = f(h_a)$; г- $G = f(H_{sn})$; д- $M = f(G)$; е- $Q_i = f(G)$. Усл. обозначения см. на рис. 7.7

Зависимость второго рода характеризует, как правило, почти или полностью непродуктивные гидравлически замкнутые ловушки, почти или полностью лишенные возможности аккумулировать инжектированные углеводороды и сопутствующие им подземные воды. Наиболее контрастным примером здесь могут служить тектонически изолированные поднадвиговые складки II и III структурных ярусов Внутренней зоны Предкарпатского прогиба (площади Старунь, Оболонь, Нижне-Струтынская, Ольховка, Дзвиняч, Бухтовец, Пнив), где масштабы внедрения высоконапорных мезозойских хлоркальциевых рассолов в олигоценую менилитовую серию, насыщенную опресненными древнеинфильтрационными щелочными водами, были существенно ограничены гидродинамической закрытостью

Таблица 8.9 Уравнения корреляционной связи плотности запасов углеводородов и геотемпературного градиента локальных структур

Регион	Месторождение	Коэффициент корреляции	Уравнения для функций $Q_i = f(\Gamma)$
Южно-Каспийская впадина	Апшеронский полуостров	0.995	$Q_i = 4,45 \left(\frac{\Gamma \Gamma - 1,40 ^2}{ \Gamma - 1,65 \cdot \Gamma - 1,90 ^6} \right)^{0,25} + 0,92 \left(\frac{\Gamma^2}{ \Gamma - 1,90 ^8} \right)^{0,25} - 3,30 \Gamma - 1,90 ^2$
	Апшеронский архипелаг	0.989	$Q_i = \frac{28,43}{\Gamma^2 (\Gamma - 2,90)^{0,25}} + 0,91 (\Gamma^2 \Gamma - 2,90)^{0,25} - 1,90 (\Gamma^2 \Gamma - 2,50)^{0,25} - 1,04 (\Gamma \cdot \Gamma - 2,90)^{0,25}$
	Прибалханская зона поднятий	0.973	$Q_i = \frac{0,68}{\Gamma (\Gamma \cdot \Gamma - 2,00 ^2 \cdot \Gamma - 2,00)^{0,25}} + \frac{3,70}{\Gamma^2} \left(\frac{ \Gamma - 1,80 }{\Gamma^3 \cdot \Gamma - 2,00 } \right)^{0,25} + 0,01 \left(\frac{\Gamma^2}{ \Gamma - 2,00 ^2 \cdot \Gamma - 2,20 } \right)^{0,25}$
	Нижнекуринская депрессия	0.829	$Q_i = \frac{0,68}{\Gamma (\Gamma \cdot \Gamma - 2,00 ^2 \cdot \Gamma - 2,00)^{0,25}} + \frac{3,70}{\Gamma^2} \left(\frac{ \Gamma - 1,80 }{\Gamma^3 \cdot \Gamma - 2,00 } \right)^{0,25} + 0,01 \left(\frac{\Gamma^2}{ \Gamma - 2,00 ^2 \cdot \Gamma - 2,20 } \right)^{0,25}$
Венская впадина		0.991	$Q_i = 0,09 \Gamma^2 \left(\frac{\Gamma^3}{ \Gamma - 3,40 \cdot \Gamma - 3,30 ^4 \cdot \Gamma - 3,50 } \right)^{0,25} - 0,02 \left(\frac{\Gamma \cdot \Gamma - 3,50 }{ \Gamma - 3,40 ^2} \right)^{0,25}$
Иравадийско-Андаманская впадина		0.977	$Q_i = \frac{0,04}{\Gamma (\Gamma^2 \cdot \Gamma - 3,30 ^2 \cdot \Gamma - 3,60)^{0,25}} + 0,34 \left(\frac{\Gamma^2}{ \Gamma - 3,30 } \right)^{0,25} - 1,32 \left(\frac{ \Gamma - 3,30 ^2 \cdot \Gamma - 3,00 \cdot \Gamma - 3,60 }{\Gamma^2} \right)^{0,25} + 0,004 \left(\frac{\Gamma^3 \Gamma - 3,30 }{ \Gamma - 3,00 } \right)^{0,25} + \frac{0,11}{ \Gamma - 3,60 ^{0,25}}$

Продолжение табл. 8.9.

Регион	Месторождени е	Кoeffицие нт корреляц ии	Уравнения для функций $Q_i = f(\Gamma)$
Лос-Анджелесская впадина		0,932	$Q_i = \frac{141,56}{\Gamma^2 \cdot \Gamma - 3,70 ^{0,25}} + 9,78 \left(\frac{ \Gamma - 4,20 }{\Gamma^3 \cdot \Gamma - 3,70 ^2} \right)^{0,25}$
Маракаибская впадина		0,916	$Q_i = 0,11\Gamma \left(\frac{\Gamma^3}{ \Gamma - 3,00 ^2 \cdot \Gamma - 3,50 ^2} \right)^{0,25} - \frac{0,99}{(\Gamma \cdot \Gamma - 3,00 \cdot \Gamma - 3,50 ^2)^{0,25}} + \frac{0,23}{(\Gamma \cdot \Gamma - 3,50)^{0,25}}$
Индо- Кубанский прогиб		0.987	$Q_i = 2,94 \left(\frac{\Gamma}{ \Gamma - 3,00 ^2 \cdot \Gamma - 2,50 ^2} \right)^{0,25} - 5,38 \left(\frac{ \Gamma - 3,50 }{\Gamma \cdot \Gamma - 2,50 ^2 \cdot \Gamma - 3,00 ^2} \right)^{0,25} - 0,70 \Gamma - 3,50 ^{0,25}$
Терско-Каспийский Прогиб		0.961	$Q_i = \frac{4,80}{(\Gamma^2 \cdot \Gamma - 3,50 ^3 \cdot \Gamma - 4,00 ^2)^{0,25}} - \frac{0,78}{(\Gamma \cdot \Gamma - 3,50 ^3 \cdot \Gamma - 4,00)^{0,25}} + \frac{0,02}{(\Gamma - 3,00 \cdot \Gamma - 3,50 ^3 \cdot \Gamma - 4,00 ^2)^{0,25}}$
Предзагорский прогиб		0.936	$Q_i = 1,69 \left(\frac{\Gamma^3 \Gamma - 3,00 }{ \Gamma - 2,50 ^3} \right)^{0,25} - \frac{35,26}{ \Gamma - 3,00 ^{0,25}} - 68,06 \Gamma - 3,00 ^{0,25} + 101,10$

Таблица 8.10 Уравнения корреляционной связи плотности запасов углеводородов и геотемпературного градиента локальных структур

Регион	Месторождение	Корреляционное отношение	Уравнения для функций $Q_i = f(K_{ан})$
Южно-Каспийская впадина	Апшеронский полуостров	0.937	$Q_i = \frac{0,005}{ K_{ан} - 1,02 (K_{ан} - 1,02 \cdot K_{ан} - 1,04 ^2 \cdot K_{ан} - 1,06)^{0,25}}$
	Апшеронский архипелаг	0.989	$Q_i = \frac{58,81}{K_{ан}} \left(\frac{ K_{ан} - 1,05 \cdot K_{ан} - 1,25 ^3}{ K_{ан} - 1,15 } \right)^{0,25} - 3,21 \left(\frac{ K_{ан} - 1,25 ^2}{K_{ан} \cdot K_{ан} - 1,15 ^2} \right)^{0,25} + 0,86 \left(\frac{K_{ан}^5 \cdot K_{ан} - 1,15 ^2}{ K_{ан} - 1,30 } \right)^{0,25}$
	Прибалханская зона поднятий	0.836	$Q_i = 0,24 \left(\frac{K_{ан}^3}{ K_{ан} - 1,25 ^2 \cdot K_{ан} - 1,30 } \right)^{0,25} - 0,18 \left(\frac{ K_{ан} - 1,30 }{K_{ан} \cdot K_{ан} - 1,40 } \right)^{0,25} + 0,43 \left(\frac{K \cdot K_{ан} - 1,40 }{ K_{ан} - 1,30 } \right)^{0,25}$
	Нижнекуринская депрессия	0.836	$Q_i = 0,25 K_{ан} \left(\frac{K_{ан}}{ K_{ан} - 1,34 \cdot K_{ан} - 1,48 } \right)^{0,25}$
Венская впадина		0.969	$Q_i = 0,011 K_{ан}^3 \left(\frac{K_{ан}}{ K_{ан} - 1,10 ^2 \cdot K_{ан} - 1,15 ^2} \right)^{0,25} + 0,002 \left(\frac{K_{ан}^3}{ K_{ан} - 1,10 ^3 \cdot K_{ан} - 1,15 ^2 \cdot K_{ан} - 1,20 } \right)^{0,25}$

Продолжение табл. 8.10.

Регион	Месторожде- ние	Корреля- ционное отноше- ние	Уравнения для функций $Q_i = f(K_{ан})$
Иравадийско- Анда- манская впадина	0.975		$Q_i = \frac{4,91}{K_{ан}} \left(\frac{ K_{ан} - 1,30 ^2 \cdot K_{ан} - 1,60 }{K_{ан} \cdot K_{ан} - 1,45 } \right)^{0,25} - 11,30 \left(\frac{ K_{ан} - 1,30 \cdot K_{ан} - 1,45 ^2 \cdot K_{ан} - 1,60 }{K_{ан}} \right)^{0,25}$ $- \frac{0,16}{(K_{ан}^2 \cdot K_{ан} - 1,45 ^2 \cdot K_{ан} - 1,60)^{0,25}} + 1,47$
Лос-Анджелесская впадина	0.981		$Q_i = 0,79 \left(\frac{K_{ан}^2}{ K_{ан} - 1,05 ^2 \cdot K_{ан} - 1,10 } \right)^{0,25} + \frac{4,22}{K_{ан} (K_{ан}^2 \cdot K_{ан} - 1,05)^{0,25}}$ $- 3,06 K_{ан}^2 (K_{ан} \cdot K_{ан} - 1,05 \cdot K_{ан} - 1,10 \cdot K_{ан} - 1,15)^{0,25}$
Маракаибская впадина	0.995		$Q_i = \frac{0,41}{K_{ан}^2} \left(\frac{ K_{ан} - 1,20 }{K_{ан}^3 \cdot K_{ан} - 1,10 \cdot K_{ан} - 1,15 ^4} \right)^{0,25} - \frac{0,42}{ K_{ан} - 1,15 } \left(\frac{K_{ан} \cdot K_{ан} - 1,20 ^2}{ K_{ан} - 1,10 } \right)^{0,25}$ $- 0,10 \left(\frac{K_{ан} \cdot K_{ан} - 1,20 }{ K_{ан} - 1,15 ^3} \right)^{0,25}$
Индо- Кубанский прогиб	0.959		$Q_i = 67,89 K_{ан} - 1,60 \left(\frac{ K_{ан} - 1,60 }{K_{ан}^2 \cdot K_{ан} - 1,40 } \right)^{0,25} - 10,31 \left(\frac{ K_{ан} - 1,60 ^2}{K_{ан} \cdot K_{ан} - 1,20 \cdot K_{ан} - 1,40 } \right)^{0,25}$ $+ \frac{2,66}{ K_{ан} - 1,60 ^{0,25}} - 4,19$
Терско-Каспий- ский прогиб	0,895		$Q_i = \frac{0,03}{K_{ан} \cdot K_{ан} - 1,40 \cdot (K_{ан} \cdot K_{ан} - 1,30)^{0,25}} + \frac{0,12}{K_{ан}} \left(\frac{ K_{ан} - 1,50 }{K_{ан} \cdot K_{ан} - 1,40 ^3} \right)^{0,25}$ $+ 0,03 \left(\frac{K_{ан}^2 \cdot K_{ан} - 1,40 ^3}{ K_{ан} - 1,50 } \right)^{0,25}$
Предзагросский прогиб	0,961		$Q_i = \frac{2,04}{K_{ан}^3 \cdot (K_{ан} \cdot K_{ан} - 1,15 \cdot K_{ан} - 1,25 ^2 \cdot K_{ан} - 1,35)^{0,25}} + \frac{8,35}{K_{ан} \cdot K_{ан} - 1,25 ^{0,25}}$ $- \frac{16,90}{(K_{ан}^2 \cdot K_{ан} - 1,15 \cdot K_{ан} - 1,25 ^2)^{0,25}}$

Таблица 8.11 Зависимость между температурными условиями недр западного борта Южно-Каспийской впадины и характером их углеводородного насыщения

Глубины, м	Восточный Апшерон			Центральный Апшерон			Западный Апшерон		
	Г, °C/100 м	t °C	Запасы нефти, в %	Г, °C/100 м	t °C	Запасы нефти, в %	Г, °C/100 м	t °C	Запасы нефти, в %
500	2.77	27.3	–	3.22	35.7	12.8	3.27	30.1	5.24
1,000	2.07	39.3	0.70	2.20	48.8	6.7	2.39	43.6	7.95
1,500	1.70	48.6	0.73	1.76	58.6	4.2	1.99	54.5	2.80
2,000	1.49	56.6	3.93	1.51	66.8	1.3	1.75	63.8	1.20
2,500	1.34	63.6	1.05	1.33	73.9	2.5	1.58	72.1	1.40
3,000	1.23	70.0	–	1.21	80.2	2.9	1.45	79.7	0.6
3,500	1.14	75.9	–	1.11	86.0	1.36	1.36	86.7	0.38
4,000	1.07	81.4	0.003	1.03	91.3	0.24	1.28	93.3	0.39
4,500	1.01	86.6	0.012	0.96	96.3	1.6	1.21	99.5	0.44
5,000	0.96	91.6	0.175	0.91	100.9	–	1.15	105.4	–
Среднее	1.49		6.60	1.52		33.6	1.74		20.4
	Апшеронский п-ов (суша)			Апшеронский архипелаг			Апшеронская область		
500	3.11	30.9	18.04	3.36	31.2	0.09	3.15	31.2	18.13
1000	2.20	43.8	15.35	2.44	45.3	8.73	2.24	44.3	24.08
Глубины, м	Восточный Апшерон			Центральный Апшерон			Западный Апшерон		
	Г, °C/100 м	t °C	Запасы нефти, в %	Г, °C/100 м	t °C	Запасы нефти, в %	Г, °C/100 м	t °C	Запасы нефти, в %
1500	1.80	53.7	7.73	2.03	56.4	8.84	1.83	54.3	16.57
2000	1.56	62.1	6.43	1.77	65.9	1.6	1.59	62.9	8.03
2500	1.40	69.5	4.95	1.60	74.3	0.74	1.42	70.4	5.69
3000	1.28	76.1	3.50	1.47	82.0	–	1.30	77.1	3.50

3500	1.18	82.3	1.74	1.37	89.1	–	1.20	83.4	1.74
4000	1.11	88.0	0.633	1.29	95.7	–	1.13	89.2	0.633
4500	1.04	93.4	2.052	1.22	102.0	–	1.06	94.7	2.053
5000	0.99	98.4	0.175	–	–	–	1.01	99.8	0.175
Среднее	1.57		60.6	1.84		20.0	1.60		80.6
	Нижекуринская депрессия			Бакинский архипелаг			Западный борт ЮКб		
500	2.81	25.7	0.12	2.91	27.4	–	3.06	29.6	18.25
1000	2.06	37.6	0.53	2.10	39.6	–	2.19	42.3	24.61
1500	1.71	46.9	1.70	1.73	49.1	–	1.80	52.2	18.27
2000	1.50	54.9	1.80	1.51	57.2	–	1.57	60.6	9.83
2500	1.36	62.0	5.40	1.36	64.4	–	1.41	68.0	11.09
3000	1.25	68.5	1.75	1.25	70.3	2.0	1.29	74.8	7.25
3500	1.16	74.6	1.70	1.16	76.9	1.40	1.20	81.0	4.54
4000	1.10	80.2	0.47	1.09	82.6	1.20	1.12	86.8	2.31
4500	1.04	85.6	0.11	1.03	87.9	0.7	1.06	92.3	2.76
5000	0.99	90.6	0.22	0.98	92.9	0.3	1.01	97.4	0.70
Average	1.50		13.8	1.57		5.60	1.58		100.0

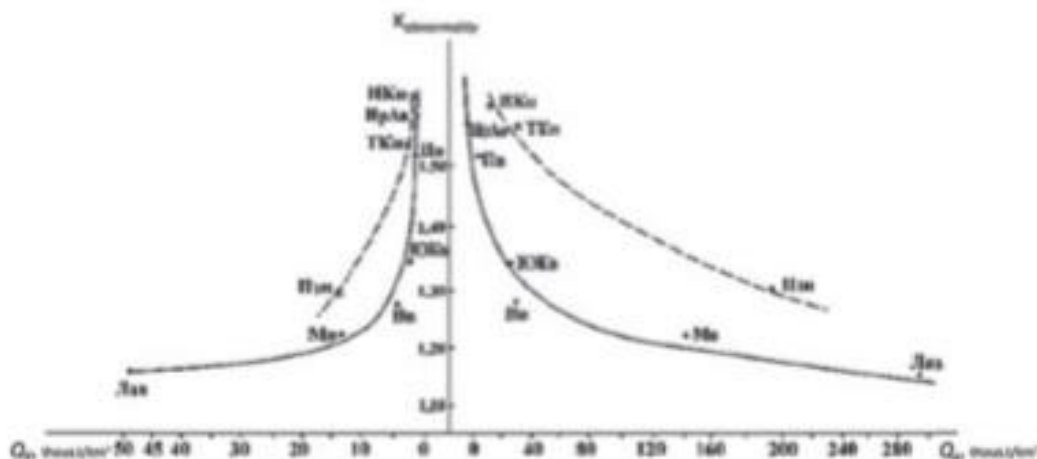


Рис. 8.11. Зависимость плотности и удельных разведанных геологических запасов углеводородов от средних по регионам коэффициентов аномальности пластовых давлений: ЮКв - Южно-Каспийская впадина, Пв - Паданская впадина, Вв - Венская впадина, ИрАв - Иравадийско-Андаканская впадина, Мв - Маракайбская впадина, ЛАв - Лос-Анджелесская впадина, ИКп - Индало-Кубанский прогиб, ТКп - Терско-Каспийский прогиб, Пзп - Предзагорский прогиб

природного резервуара, что привело к формированию высокотермоградиентных пьезомаксимумов под водоупором надвиговой природы.

Систематизация приведенных материалов позволяет установить также, что во всех альпийских регионах в диапазоне оптимальных для образования и сохранения углеводородных скоплений значений геотемпературных градиентов и коэффициентов аномальности пластовых давлений месторождения, как правило, имеют многопластовый характер и этаж нефтегазоносности в них наиболее высок.

В диапазоне минимальных значений термоградиентов и $K_{ан}$, соответствующем обстановке разрушения углеводородных скоплений, сохранившиеся месторождения чаще всего лишены залежей в верхних интервалах разреза из-за их деградации и вымыва подземными водами, внедрившимися из нижних горизонтов осадочной толщи. В диапазоне максимальных значений названных показателей, отвечающем обстановке отсутствия или резко лимитированной аккумуляции углеводородов, образующиеся их скопления в основном малопластовых с весьма небольшим этажом насыщения (см. рис. 8.7, 8.10).

Диагностическим признаком первого варианта является сочетающаяся с крупномасштабным нефтегазонасыщением мозаичность пространственного распределения минерализации, компонентного состава и типов подземных вод; второго- повсеместное развитие в базисных горизонтах и широкое проявление в верхних интервалах разреза месторождений напорных высокотермальных нижних минерализованных жестких или опресненных щелочных вод, сопряженных с остаточной продуктивностью наиболее приближенных к поверхности объектов; третьего- полное или значительное частичное сохранение в природном резервуаре сингенетичных подземных вод при условии отсутствия или спорадическом в нем нефтегазонасыщении.

Выявленные взаимосвязи между характером и степенью углеводородного насыщения, тектоническими условиями и термобарическим режимом- явление не случайное, оно вполне закономерно и указывает на единую во всех регионах первопричину подобной зависимости -

вертикальную миграцию флюидов по системе дизъюнктивов из зон повышенных пластовых температур и аномальных давлений.

Обобщение выполненных в главе исследований позволяет сформулировать следующие выводы:

1. во всех районах устанавливаются четкие количественные зависимости между тектоническими показателями локальных структур и зон нефтегазонасыщения, химизмом и мерой вертикальной мобильности водной среды, термобарическими параметрами поднятий и плотностью запасов углеводородов;
2. Концептуально открываются новые возможности для кардинального улучшения информационной ценности, эффективности и продолжительности процесса разведки/оценки. Они могут быть использованы для решения на необходимом уровне надежности комплекса задач прогнозирования для обнаружения и предварительной количественной оценки запасов нефти и газа на новых дополнительно идентифицированных структурах на основе детальных сейсмических и начальных редких разведочных и оценочных скважин. Эти новые возможности были получены в результате концептуального/имитационного моделирования локальной нефтегазонасыщенности в зонах установленных коммерческих залежей нефти и газа, основанных на механизме поперечного потока/нагнетания, формирующем скопления и месторождения. Моделирование осуществлялось посредством парной и многовариантной корреляции между плотностью запасов углеводородов известных отдельных продуктивных структур и их геотектоническими, геогидродинамическими и геотермобарическими параметрами.

9

Геолого-математические модели нефтегазонакопления в бассейнах альпийских подвижных поясов

9.1. Методические приемы прогноза и оценки запасов углеводородов локальных структур

Механизм впрыска/поперечного потока массообмена во всех альпийских регионах соответствует фактическим схемам распределения следующих параметров:

- распределения параметров тектонической нарушенности локальных структур (d_i , $K_{ин}$);
- показателей вертикальной мобильности подземных вод в их разрезах ($h_a, H_{зп}$);
- геотемпературных градиентов (Γ),
- коэффициентов аномальности пластового давления ($K_{ан}$),
- параметра M и нефтегазоносности природных резервуаров (Q_i) (См. Дурмишян, Рачинский и Макишева, 1971 г.; Рачинский, 1987 г., 1989 г.)

Позволяет использовать рассмотренные в предыдущих разделах их парные корреляции (см. рис. 8.4, 8.6-8.10; табл. 8.4-8.10) для предварительной оценки запасов углеводородов, уточнения перспектив новых и выбора направлений доразведки старых площадей, т.е. указанные зависимости имеют по существу характер объективных поисковых критериев.

Методическим приемом применения в указанных целях графических данных является определение геометрического положения точек, соответствующих новым площадям, участкам складок и т.п., относительно известных по региону функций Q_i -кривых аппроксимации достоверно фиксированных позиций других месторождений района, структур, полей и др. В случаях резкого несоответствия плотности запасов углеводородов точно определенным тектоническим, гидродинамическим, геотемпературным и барическим показателем (фактические точки резко отклоняются от эталонной для района, региона кривой) или при достаточно близких значениях последних, но существенно разнящихся величинах плотности запасов (экстремумная область функции ограничена узким диапазоном изменения средних значений параметров корреляции), следует рекомендовать доразведку этих площадей с задачей прироста промышленных запасов или списания с баланса не подтверждающихся. В обоих вариантах коррекция величин плотности запасов может быть осуществлена посредством вывода проекций фактических точек на эталонную региональную (районную) зависимость.

Математический анализ описанных выше парных зависимостей, устанавливающий нормальный, логнормальный или весьма близкий к ним характер распределения параметров (см. рис. 8.4, 8.6-8.10), позволяет в геологическом аспекте полагать доминирующим в реальной природной обстановке альпийских регионов именно инъекционно-переточный механизм формирования нефтегазоносности.

9.2 Зональные и региональные геолого-математические модели нефтегазоносности бассейнов альпийских подвижных поясов

Множественная корреляция перечисленных выше параметров позволяет в рамках концептуально-имитационного подхода, учитывающего превалирующую роль вертикального флюидомассопереноса, реализовать геолого-математическое моделирование нефтегазонасыщенности локальных структур как функций совокупности названных показателей- определить, $Q_i = f(d_i, K_{ин}, h_a, H_{з.п.}, \Gamma, K_{ан}, M)$

Результаты соответствующих расчетов по методу группового учета аргументов (ГУА) приведены в табл. 9.1. Высокие значения коэффициентов множественной корреляции- 0,830-0,998-свидетельствуют о достаточной корректности предлагаемых моделей и возможности их практического применения при предварительной оценке запасов конкретных локальных структур по данным сейсморазведки (определение площади поднятий) и первых поисковых и разведочных скважин, охарактеризованных набором всех или части необходимых параметров.

Обобщение выполненных в главе исследований позволяет сформулировать следующий вывод:

Наличие множественных зависимостей плотности запасов углеводородов от комплекса геотектонических, гидродинамических, термобарических показателей отдельно по альпийским межгорным впадинам и предгорным прогибам в совокупности (корреляционные отношения, соответственно, 0,815 и 0,788) не только объективно утверждает существование, реализацию и общность определяющего их механизма-вертикального флюидомассопереноса - в пределах каждого из названных геоструктурных элементов, но и устанавливает в общем случае его превалирующую роль в формировании нефтегазоносности во всей альпийской геосинклинальной зоне независимо от вида выполняющих ее тектоно типов.

Таблица 9.1 Геолого-статистические модели регионального нефтегазонакопления. Уравнения множественной корреляции плотности запасов углеводородов с геотектоническими, гидродинамическими, геотемпературными и геобарическими параметрами локальных структур

Регион	Район	Корреляционное отношение	Уравнения корреляции $Q_i = f(K_{ин}, d_i, M, \Gamma, K_{ан}, h_a, H_{3п})$
Южно-Каспийская впадина	Апшеронский полуостров	0.996	$Q_i = 0.003M \left(\frac{h_a \cdot M^3}{K_{2H}^2} \right)^{0.25} - \frac{181.25}{M} \left(\frac{K_{ан}^3 \cdot h_a \cdot H_{3п}^2}{M^2 \cdot \Gamma} \right)^{0.25} + \frac{59,14}{M^{0,25}} - 19,56$
		0.995	$Q_i = \frac{2570.50}{(\Gamma^2 \cdot K_{ан} \cdot H_{3п} \cdot h_a^2)^{0.25}} - 124.16 \left(\frac{\Gamma^2}{H_{3п}} \right)^{0.25} - 47,87 \left(\frac{K_{ин}}{h_a} \right)^{0.25} - 1.79 K_{ин}^{0,25} - 0.03 \left(\frac{\Gamma \cdot K_{ан}^3 \cdot h_a^2}{K_{ин}} \right)^{0.25} - 0,008 \left(\frac{K_{ин}}{K_{ан} \cdot h_a} \right)^{0.25} - 9.98$
	Апшеронский архипелаг	0.998	$Q_i = 0.004M \left(\frac{h_a \cdot M^2 \cdot \Gamma^2}{K_{ан} \cdot H_{3п}^2} \right)^{0.25} - 0,02 M (M^2 \cdot K_{ин})^{0,25}$
		0.811	$Q_i = 12,33 \left(\frac{K_{ин}^2}{\Gamma \cdot h_a} \right)^{0.25} - 3.40 (K_{ин} \cdot h_a)^{0,25}$
	Прибалханская зона поднятий	0.983	$Q_i = 0.007M^2 \left(\frac{\Gamma}{K_{ин} \cdot K_{ан}^2} \right)^{0.25}$
		0.907	$Q_i = 32,97 \left(\frac{d_i \cdot K_{ин}}{\Gamma \cdot h_a} \right)^{0.25} - 66.75 \left(\frac{d_i}{K_{ин}} \right)^{0,25} + 4.00 \left(\frac{K_{ин}^2}{h_a} \right)^{0,25} - 1,22 \left(\frac{d_i \cdot K_{ан}}{K_{ин}} \right)^{0.25}$

Регион	Район	Корреляционное отношение	Уравнения корреляции $Q_i = f(K_{ин}, d_i, M, \Gamma, K_{ан}, h_a, H_{3п})$

	Нижнекурская депрессия	0.989	$Q_i = 0.06 (H_{3П}^2 \cdot h_a \cdot M^2)^{0.25} - \frac{1.46}{(H_{3П}^2 \cdot h_a \cdot M^2)^{0.25}} + \frac{0.55}{(\Gamma \cdot M)^{0.25}}$
		0.950	$Q_i = 24,91 - 3,78 (H_{3П}^2 \cdot d_i \cdot K_{aH} \cdot \Gamma)^{0.25} - \frac{29,18}{(H_{3П}^2 \cdot d_i \cdot K_{aH} \cdot \Gamma)^{0.25}}$
	Общее	0.813	$Q_i = \frac{3,33}{K_{aH}^2} \left(\frac{K_{иH}^3}{d_i^2 \cdot K_{aH}^2 \cdot h_a} \right)^{0.25} - \frac{1,02}{K_{aH}^2} \left(\frac{h_a \cdot K_{иH}^2}{d_i^3 \cdot K_{aH} \cdot \Gamma} \right)^{0.25} + 20,74 K_{aH}^2 \left(\frac{d_i^2 \cdot K_{aH}^3 \cdot h_a}{K_{иH}^3} \right) - 89,86 \left(\frac{d_i^2}{K_{иH}^3} \right)^{0.25}$
Венская впадина		0.956	$Q_i = 0,33 \left(\frac{M^3}{K_{иH} \cdot \Gamma} \right)^{0.25}$
		0.836	$Q_i = 10,20 \Gamma (K_{aH}^2)^{0.25} - 15,33 \left(\frac{\Gamma^2}{K_{aH} \cdot d_i} \right)^{0.25}$
Иравадийско- Анда-манская впадина		0.986	$Q_i = 0,03M(d_i \cdot M \cdot K_{aH}^3 \cdot K_{иH})^{0.25} - 0,33M^{0.25} - 0,10 \left(\frac{d_i \Gamma}{K_{aH} \cdot K_{иH} \cdot M} \right)^{0.25} + 0,48$
		0.909	$Q_i = 2,30K_{aH} \left(\frac{K_{aH}^3 \cdot K_{иH}}{\Gamma} \right)^{0.25} - \frac{32,12}{(K_{aH}^2 \cdot K_{иH} \cdot \Gamma^2)^{0.25}}$
Лос-Анджелесская впадина		0.999	$Q_i = 0,11M \left(\frac{M \cdot K_{иH}}{K_{aH}} \right)^{0.25} + \frac{952,88}{M} \left(\frac{d_i}{\Gamma \cdot K_{иH}} \right)^{0.25} - 18,33 \left(\frac{d_i}{K_{иH}} \right)^{0.25}$
		0.840	$Q_i = 1,13 (K_{aH} \cdot K_{иH}^3)^{0.25} + \frac{2,54}{(K_{aH} \cdot K_{иH}^3)^{0.25}} + 0,56 (K_{aH} \cdot K_{иH})^{0.25}$
Маракаибская впадина		0.994	$Q_i = 0,06M \left(\frac{K_{иH}}{K_{aH} \cdot d_i} \right)^{0.25} - 1,85 \left(\frac{K_{aH}^3}{\Gamma \cdot M} \right)^{0.25}$

	0.794	$Q_i = 0,62 K_{\text{аН}}^4 \Gamma (K_{\text{аН}} \cdot \Gamma \cdot d_i \cdot K_{\text{ИН}}^3)^{0,25} + 0,45 K_{\text{аН}}^2 \Gamma (K_{\text{аН}}^3 \cdot \Gamma \cdot K_{\text{ИН}}^3)^{0,25} + \left(\frac{d_i}{K_{\text{ИН}} \cdot \Gamma \cdot K_{\text{аН}}^2} \right)^{0,25}$
В целом по впадинам	0,815	$Q_i = \frac{0,02 \Gamma^2 \cdot K_{\text{ИН}}}{K_{\text{аН}}^3} \left(\frac{\Gamma^3 \cdot K_{\text{ИН}}}{d_i \cdot K_{\text{аН}}} \right)^{0,25} - \frac{0,07 \Gamma^2 \cdot K_{\text{ИН}}}{K_{\text{аН}}^3 (d_i \cdot K_{\text{аН}})^{0,25}} + \frac{2,54}{K_{\text{ИН}}^{0,25}}$

Регион	Район	Корреляционное отношение	Уравнения корреляции $Q_i = f(K_{\text{ИН}}, d_i, M, \Gamma, K_{\text{аН}}, h_{\text{а}}, H_{\text{ЗП}})$
Индо-Кубанский прогиб		0.992	$Q_i = 0,008 M \cdot \Gamma \left(\frac{M^3 \Gamma^2}{d_i} \right)^{0,25}$
		0.905	$Q_i = 50,25 \left(\frac{d_i}{\Gamma} \right)^{0,25} - \frac{127,48}{(K_{\text{аН}} \cdot \Gamma \cdot K_{\text{ИН}})^{0,25}} + 13,33 (K_{\text{аН}}^2 \cdot \Gamma)^{0,25}$
Терско-Каспийский прогиб		0.994	$Q_i = 0,11 M (M \cdot \Gamma^3 \cdot K_{\text{ИН}})^{0,25} - 0,43 M (M)^{0,25}$
		0.812	$Q_i = 8,58 \left(\frac{K_{\text{ИН}}^2}{d_i} \right)^{0,25} - 44,54 \left(\frac{K_{\text{аН}} \cdot K_{\text{ИН}}}{\Gamma} \right)^{0,25} + \frac{30,44}{K_{\text{аН}} \cdot K_{\text{аН}}^{0,25}} + 0,06 (\Gamma \cdot d_i \cdot K_{\text{ИН}})^{0,25}$
Предзагросский прогиб		0.993	$Q_i = 14,59 H_{\text{ЗП}} H_{\text{ЗП}} (K_{\text{ИН}} \cdot \Gamma^3 \cdot H_{\text{ЗП}})^{0,25} - 11,57 H_{\text{ЗП}} \left(\frac{\Gamma}{K_{\text{аН}}^2} \right)^{0,25}$
		0.893	$Q_i = 0,005 (K_{\text{аН}} \cdot \Gamma \cdot K_{\text{ИН}})^{0,25} + \frac{0,01}{(K_{\text{аН}} \cdot \Gamma \cdot K_{\text{ИН}})^{0,25}} + 0,005 K_{\text{ИН}}^{0,25} + \frac{0,0002}{(\Gamma \cdot K_{\text{ИН}})^{0,25}} + 50,30$
В целом по прогибам		0.788	$Q_i = \frac{240,94}{\Gamma^3} \left(\frac{K_{\text{аН}}^2}{\Gamma^3 \cdot K_{\text{ИН}}^3} \right)^{0,25} - 0,04 \Gamma^3 \left(\frac{\Gamma^3 \cdot K_{\text{ИН}}^3}{K_{\text{аН}}} \right) + 23,64$

10

Геофлюидодинамические показатели нефтегазоносности локальных структур и зон преимущественного нефте- и газонакопления

10.1. Южно-Каспийская впадина

Задачи по увеличению промышленных запасов и добычи нефти и газа в регионе требуют значительного повышения эффективности поисковых и разведочных работ. В ряду необходимых для этого мероприятий важная роль может быть отведена разработке гидродинамических и гидрогеохимических критериев нефтегазоносности, имеющих убедительное теоретическое обоснование и обеспечивающих тем самым достаточно высокую степень достоверности прогнозов.

Проведенные исследования показывают, что специфическая гидродинамическая и гидрогеохимическая обстановки в мезокайнозойском разрезе региона, сочетающиеся с четкими закономерностями пространственного размещения скоплений углеводородов, создают достаточные предпосылки для прогнозирования по геофлюидодинамическим показателям не только наличия нефти и газа, но и для вполне обоснованных суждений о возможном типе залежей и величинах их запасов.

Теоретической основой возможности использования геофлюидодинамических показателей нефтегазоносности в пределах Южно-Каспийской впадины является обоснованное выше положение о том, что углеводородное насыщение в коллекторах ее мезокайнозойского разреза обусловлено внедрением инородных вмещающим отложениям маломинерализованные щелочные воды глубоких интервалов осадочного разреза, транспортирующих углеводороды. Другим основным положением, обуславливающим применимость геофлюидодинамических показателей нефтегазоносности, является установленная фактическими материалами ассоциативная связь типов углеводородных скоплений с динамической, химическим обликом и компонентным составом контактирующих с ними подземных вод.

В свете проведенных исследований представляется, что основным геофлюидодинамическим фактором, определяющим возможность формирования залежей, месторождений и региональных зон углеводородного насыщения, является обеспечение совокупностью геологических условий и механизмов инъекции в коллекторские резервуары чуждых гидрокарбонатно-натриевых вод, транспортирующих углеводороды, и, соответственно, эмиграции сингенетичных разрезу подземных вод. Иными словами, аккумуляция углеводородов в промышленные скопления может осуществляться лишь в геологической обстановке, способствующей разгрузке геофлюидодинамической системы.

Общими предпосылками обнаружения углеводородного насыщения являются:

- наличие зон разгрузки глубинных гидрокарбонатно-натриевых вод;
- совместное нахождение в пределах одной складки нескольких типов вод различной минерализации. Для крупных скоплений нефти необходимо широкое распространение маломинерализованных щелочных вод;

- наличие в локальных поднятиях пятен маломинерализованных гидрокарбонатно-натриевых вод на общем фоне хлоркальциевых рассолов;
- существование эпигенетических АВПоД в глинистых покрышках над залежами («ореолов вторжения»).

В продуктивной толще среднего плиоцена региона связь парохимии (типа и минерализации подземных вод) с нефтегазоносностью отчетливо усматривается из следующих примеров. В разрезах площадей Балаханы-Сабунчи-Раманы, Сураханы, Карачухур, Зых, о. Песчаный, Зыря, Локбатаи, Нефтяные Камни, Южная и других существует четкая связь между гипсометрическими положениями границ, разделяющих жесткие и щелочные воды в их разрезах, и величинами плотности их запасов- в районах, где указанный раздел занимает наиболее высокое гипсометрическое положение, т.е. в большей части разреза присутствуют щелочные воды, плотность запасов углеводородов максимальна (см, рис. 8.4, 2, а, 3).

В пределах одной свиты или горизонта участкам наибольшего насыщения сопутствуют более щелочные в среде щелочных¹ (или с меньшими значениями коэффициента вторичной солености в среде жестких) наименее минерализованные в данном стратиграфическом интервале воды. Такая картина в Апшеронской нефтегазоносной области наблюдается, в частности, на Балаханы-Сабунчи-Раманинском месторождении, где основное насыщение приурочено к северному крылу складки; в Сураханах и Карачухуре, где в нижнем отделе продуктивной толщи запасы сконцентрированы большей частью на восточных крыльях в Лобатан, Бинагадах и Бузовны, Маштагах, характеризующихся преимущественным насыщением южных крыльев; в Нижнекуринской нефтегазоносной области-на площадях Кюровдаг и Калмас, где в первом случае продуктивно только юго-западное крыло, а во втором-северо-западный тектонический блок в антиклинальной зоне Сангачаль-море-о.Булла (Бакинский архипелаг), где скрытые залежи расположены на северо-восточных крыльях всех поднятий этой структурной линии, и др. **Исключительно наглядно описываемая зависимость проявляется на площадях Апшеронского архипелага, где в характеризующихся спорадическим насыщением складках К. Григоренко и б. Апшеронская в отложениях базисных свит ПК и КаС распространены «переходные» воды с коэффициентом первичной щелочности (или вторичной солености) 3-5 %-экв, почти втрое или более пониженным по сравнению с одноименными продуктивными интервалами соседних структурах о. Жилой, Нефтяные Камни, б. Дарвина, о. Артема, содержащими более крупные скопления нефти.** Совершенно противоположно распределение вод в непродуктивных и слабонасыщенных объектах.

Эти интервалы независимо от стратиграфической принадлежности, как правило, характеризуются распространением жестких высококонцентрированных рассолов хлоркальциевого типа. Примером подобного рода могут служить месторождения Зыря- весь разрез продуктивной толщи до кирмакинской свиты, Южная- сураханская и сабучанская

Приведенными данными устанавливается, таким образом, вполне определенная связь между степенью углеводородного насыщения отдельных поднятий и химическим обликом водной среды. Убедительным подтверждением широкого регионального характера этой зависимости может служить тот примечательный факт, что в целом по Апшеронской нефтегазоносной области свыше 90 % запасов углеводородов находятся в контакте с щелочными водами или с жесткими пластовыми смесями, в которых пришедшая щелочная компонента весьма велика (так называемые «переходные» воды) (Рачинский, 1970 г.).

¹ В отдельных случаях (см. ниже) аналогичная ситуация может возникнуть в скоплениях, разрушенных гидродинамическим фактором. Песчаный-сураханская и сабучинская свиты, Бинагады-верхний отдел продуктивной толщи, Карачухур и Кала-сураханская свита и др. (Ахундов, Мехтиев, Рачинский, 1976 г.; Минский, 1975 г.) .

Отмеченное обстоятельство аргументируется материалами табл. 10.1, где по месторождениям Апшеронского полуострова приведены сведения о пространственном распределении запасов нефти в разрезах локальных структур в сопоставлении со степенью их насыщения щелочными водами.

Из табл. 10.1 видно, что в разрезах отдельных площадей основная масса углеводородов концентрируется в объектах, характеризующихся распространением гидрокарбонатно-натриевых вод ² и приуроченных к 500-метровому базисному интервалу проактивной толщи, составляющему в большинстве районов менее половины мощности этажа нефтеносности. В тех случаях, когда доля запасов в указанном интервале относительно понижена (Балаханы-Сабунчи-Раманы, Сураханы, Бибиэлбат), т.е. запасы распределены по разрезу более равномерно, граница перехода жестких вод в щелочные на этих площадях занимает, как правило, наиболее высокое стратиграфическое и гипсометрическое положение- большая часть разреза занята щелочными водами, отражая тем самым, как и во всех остальных случаях, общую закономерную связь нефтенасыщенности с химизмом подземных вод.

Обращает на себя внимание также тенденция увеличения мощности интервала, занятого щелочными водами (% от мощности этажа нефтеносности), и, соответственно, соотношения запасов нефти в нем в направлении регионального погружения складчатости.

Такая картина наблюдается, в частности, в антиклинальных зонах Балаханы- о. Песчаный и Бузовны, Зыря, где на площадях Сураханы, Карачухур и Кала в интервалах разрезов, насыщенных жесткими пластовыми смесями, с группированы значительные запасы углеводородов. Указанная связь интерпретируется нами как следствие мощных вертикальных перетоков на этих площадях пришлых агентов, и в этом смысле границу перехода следует рассматривать как зону, выше которой присутствие щелочных вод по чисто химическим причинам не приводит к изменению нее снизу щелочные. Строго говоря, все воды продуктивной толщи в условиях ее нефтенасыщенности являются смесями в тех или иных соотношениях сингенетичных и гидрохимического типа пластовых смесей, залегающих в этих интервалах разреза.

Приведенными примерами устанавливается, что нефтегазонасыщенность разреза есть функция и следствие присутствия в нем щелочных вод. Указанная особенность позволяет рассматривать наличие щелочных вод в разрезах локальных структур как в чистом виде, так и в составе жестких пластовых смесей, в качестве индикаторов вероятного углеводородного насыщения.

Рассмотренные выше факторы представляется возможными использовать как качественные (косвенные) признаки углеводородного насыщения разрезов локальных структур продуктивной толщи.

² Положение о связи 90 % запасов УВ продуктивной толщи с щелочными водами или пластовыми волными смесями, где щелочная составляющая достаточно велика, не противоречит данным табл. 7.1, поскольку при ее рассмотрении следует учитывать, что границей, по обе стороны которой присутствуют воды только одного, строго определенного происхождения- седигаментогенные сингенетичные продуктивной толще или внедрившиеся в преимущественно жидкой нефти, обусловленных наличием здесь широко развитой системы тектонических нарушений. В структурах, расположенных гипсометрически ниже по региональному погружению, в связи с лучшей закрытостью и меньшей дислоцированностью масштабы вертикальных перетоков нефти и, соответственно, роль этого процесса в формировании залежей была существенно меньше, что и определило преимущественную ассоциацию основных запасов нефти с щелочными водами.

Для выработки более четких (количественных) гидрохимических показателей, позволяющих прогнозировать наличие скоплений углеводородов с учетом типа предполагаемых залежей, предварительно следует выявить отличительные признаки вод нефтяных, газовых (газоконденсатных) залежей и непродуктивных интервалов.

По результатам сравнительного сопоставления химического пластовых вод нефтяных и газоконденсатных залежей, состава продуктивной толщи региона вырисовывается следующая картина (Мехтиев, Рачинский, Палаудин, 1970 г.): пластовые контурные воды газоконденсатных залежей по сравнению с водами одноименных горизонтов на соседних площадях, содержащих залежи нефти, обычно более минерализованы и характеризуются пониженной щелочностью (или более высокими значениями коэффициентов вторичной солёности в среде жестких вод) (табл. 10.2-10.4). Так например, в Апшеронской нефтегазоносной области (табл. 10.2) общая минерализация контурных вод газоконденсатных залежей КС и ПК свит пл. Зыря составляет, соответственно, 91,6 и 58,6 мг-экв, а коэффициенты первичной щелочности - 5-12 и 16-24,6 %-экв. На соседней пл. Кала КС и ПК свиты содержат нефтяные залежи и минерализация пластовых вод составляет в среднем, соответственно 61,4 и 50,5 мг-экв при коэффициентах первичной щелочности 39 и 42 %-экв.

Аналогичная картина наблюдается при сравнении пластовых вод газоконденсатной залежи НКП свиты пл. Карадаг (общая минерализация 81,8 мг-экв, коэффициент первичной щелочности 5,1 %-экв) и нефтяной залежи одноименного объекта на соседней пл. Локбатан, где эти же показатели составляют 50,0 мг-экв и 36 %-экв (см. табл. 10.2). В этом же районе пластовые воды газоконденсатной залежи ПК свиты пл. Локбатан (южное крыло) имеют минерализацию 48,4 мг-экв и коэффициент первичной щелочности 13,2 %-экв, а на соседней площади Ясамальская долина, где ИК свита насыщена нефтью, минерализация вод составляет 63,0 мг-экв при коэффициенте первичной щелочности 23 %-экв.

Таблица 10.1 Сопоставление условий подвижности щелочных вод в вертикальном разрезе месторождений с концентрацией в них углеводородов

Площадь	Этаж нефтеносности, м	Глубина границы перехода жестких вод в щелочные, м	Расстояние границы перехода от подошвы продуктивной толщи, м	Отношение мощности интервала, занятого щелочными водами, к мощности этажа нефтеносности, %	Запасы нефти в интервале разреза, насыщенном щелочными водами, % от общих запасов месторождения	Запасы нефти в интервале мощностью 500 м от подошвы продуктивной толщи, % общих запасов месторождения	Доля интервала 500 м от мощности этажа нефтеносности, %
Балаханы-Сабунчи-Раманы	1,700	750	1125	66	65	35	30
Сураханы	1,800	1,600	980	54	55	33	28
Карачухур	1,700	1,950	960	57	64	55	30
Зых	1,400	2,400	1,028	73	94	82	36
о. Песчаный	1700	2,250	1,211	71	73	41	30
Бузовны- Маштаги	800	1,500	550	69	98	98	63
Кала	1,800	1,000	1,200	67	65	46	28
Зыря	950	4,100	900	95	96	90	52
Бибизйбат	1,900	1,050	996	52	55	27	26
Локбатан	1,000	1,350	900	90	68	75	50

Таблица 10.2 Сопоставление характеристик подземных вод газоконденсатных и нефтяных залежей месторождений Апшеронского полуострова и Апшеронского архипелага

Район	Месторождение	Свита	Газоконденсатные залежи				Нефтяные залежи			
			A, %-экв.	S ₂ , %-экв.	Σ _{a+k} мг - экв.	RCOO', % от общей щелочности	A, %-экв.	S ₂ , %-экв.	Σ _{a+k} мг - экв.	RCOO', % от общей щелочности
Восточный Апшерон	Зыря	НКГ КС ПК	– 11.8 24.6	10.8 – –	359.8 91.6 58.6	– 15.0 20.0				
	Кала	НКГ КС ПК					– 39.1 41.8	1.5 – –	198.9 61.4 50.5	12.0 3.3 3.2
Юго-Западный Апшерон	Карадаг	св. «перерыва»	9.4	–	45.4	30.0				
		НКП	5.1	–	81.8	55.0				
		ПК	19.0	–	71.4	57.7				
	Локбатан (южное крыло)	ПК	13.2	–	48.4	47.0				
Апшеронский архипелаг	Южная	св. «перерыва»					45.2	–	70.2	6.4
		НКП					36.4	–	57.0	5.6
		ПК					23.3	–	63.0	14.5
	Нефтяные Камни	св. «перерыва»								
		НКП					11.9	–	114.2	11.0
		КС					14.4	–	46.8	10.0
		ПК					25.1	–	52.2	2.0
							32.4	–	48.0	7.2

Таблица 10.3 Минерализация подземных вод в функции характера базового насыщения локальных поднятий (Западный Апшерон, Джейранкечмесская депрессия, Бакинский архипелаг, северо-восточная часть Нижнекуринской депрессии)

Тип залежи	Минерализация, мг-экв			
	V гор.	VII гор.	VIII гор. (НКП _{св})	ПК свита
Нефтяные	35.8	35.3	–	–
Газоконденсатные	60.3	73.0	52.4	51.4
Непродуктивные	65.0	83.2	–	68.9

В Апшеронском архипелаге на пл. Южная минерализация контурных вод газоконденсатной залежи ПК свиты составляет в среднем 48,8 мг-экв, а первичная щелочность - 17 %-экв. На расположенной рядом пл. Нефтяные Камни в той же ПК свите находится нефтяная залежь и при примерно той же минерализации пластовых вод (50,0 мг-экв) первичная щелочность составляет уже 32 %-экв.

Фактические данные по площадям Западного Апшерона, Юго-Восточного Кобыстана (Джейранкечмесская депрессия), Бакинского архипелага и северо-восточной части Нижнекуринской депрессии свидетельствуют, что пластовые воды газоконденсатных залежей и этих районов характеризуются теми же специфическими чертами (см. табл. 10.3).

В табл. 10.3 приведены сведения о минерализации пластовых вод (средние значения) в функции характера фазового насыщения ловушек этих районов. Из таблицы видно, что во всех стратиграфических интервалах разреза пластовые воды, сопутствующие скоплениям газа и конденсата, более минерализованы по сравнению с водами контактирующими с нефтяными залежами одноименных объектов, а воды непродуктивных ловушек, в свою очередь, по величине общей минерализации превосходят воды газоконденсатных залежей.

Воды непродуктивных ловушек, в сопоставлении с водами зоконденсатных залежей, имеют менее щелочной, а в ряде случаев даже жесткий характер (V горизонт пл. Дуванный-море, VII горизонт пл. Аляты-море) и степень их минерализации более высока (табл. 10.4).

Факт резкого уменьшения щелочности и возрастания минерализации пластовых вод в условиях отсутствия углеводородного насыщения представляется исключительно важным, поскольку подтверждает описанный выше механизм связи нефтегазоносности с динамикой подземных вод.

В плане различия по гидрохимическим показателям прогнозируемых типов углеводородных скоплений важная роль наряду величинами щелочности и общей минерализации пластовых вод принадлежит растворимым солям органических кислот, распределение которых в водах, контактирующих с залежами нефти и газа, в зависимости от типов последних различно (табл. 10.5).

Таблица 10.4 Характеристика подземных вод в функции фазового насыщения локальных поднятий

Горизонт, свита	Площадь	Номер скважины	Тип залежи	Кoeffи- циент первичной щелоч- ности (A), %-экв		Мине- рализа- ции, мг-экв.	RCOO	
				Как анализи- ровали	Средний		мг - экв.	% общей щелочно- сти
V	Дуваннный- суша	43	Газоконденсатная	11.0	6.2	80.0	1.3	23.6
	Дашгиль	47	»	1.4	—	40.6	0.3	30.0
	Карадаг	41	Нефтяная	27.4	—	35.8	0.3	5.7
	Дуваннный море	12	непродуктивное	2.7	—	65.0	—	—
VII	Карадаг	215	Газоконденсатная	6.8		46.4	0.8	36.3
	Пирсагат	84	»	12.8		63.8	1.8	41.0
	Дуваннный-суша	63	»	14.2	11.3	84.0	1.3	20.0
	Дашгиль	28	Нефтяная	22.4		50.0	0.2	3.3
	Дуваннный-море	30	»	15.1		54.2	0.3	7.3
	Сангачалы-море	7	»	3.9	18.7	70.6	0.2	10.5
	Дуваннный-море	3	непродуктивный	5.8		77.6	0.2	6.4
	Дашгиль	43	»	7.0		71.0	0.2	6.9
	Аляты-море	4	»	0.4	4.3	113.4	0.2	11.1
			»					
ПК	Карадаг	300	Газоконденсатная	8.1	—	51.4	4.4	97.7
	Котурдаг	57	непродуктивный	2.2	—	112.0	—	—

Еще в 1964 г. при исследовании пластовых вод газоконденсатного месторождения Зыря было констатировано повышенное содержание в них растворимых солей органических кислот (Мехтиев, Ахундов, Рачинский, 1970 г.). Дальнейшее изучение этого вопроса показало, что отмеченное свойство является характерным и присуще пластовым водам всех газоконденсатных залежей Азербайджана. Установлено, что содержание органических кислот (в % от общей щелочности) в водах, сопутствующих газу и конденсату, в большинстве случаев превышает 25 %, достигая в отдельных случаях 70 %, в то время как в водах нефтяных залежей оно всегда менее 15 %. Описанное явление представляется отличительной особенностью газоконденсатных залежей и может служить одним из поисковых признаков.

В последнее десятилетие открыт ряд крупных промышленных скоплений нефти и газа на больших глубинах и из них получены притоки вод, постоянно содержащих то или иное количество сульфатов. Это определяет возможность рассматривать их в качестве объективного гидрохимического параметра глубоких недр, характеризующего обстановку углеводородного насыщения (Рачинский, 1973 г.; Рачинский и Алиев, 1973г.).

Следует сразу же подчеркнуть, что сульфат-ион как поисковый критерий может быть использован преимущественно в качественном смысле, как показатель, указывающий своим присутствием на имевшей место в прошлом в пределах данной площади процесс внедрения щелочных вод, сопровождавших углеводороды (1973г.). Иными словами, присутствие сульфатов в пластовых водах характеризует геологическую обстановку как благоприятную для аккумуляции углеводородов и формирования залежей нефти и газа.

Так как содержание SO_4^{2-} в пластовых смесях продуктивной толщи определяется (при прочих равных условиях) долевым участием в них щелочной компоненты, то связь между сульфатностью вод и нефтегазоносностью носит опосредованный характер, регулируясь в конечном счете величиной щелочности водной среды. В этом отношении весьма показательны площади Бакинского архипелага. Например, на юго-западном крыле месторождение Сангачалы-море в VII горизонте залежь отсутствует и пластовая вода, отобранная с глубины 2081-3058 м (скв. 7), содержит в своем составе 0,3 мг-экв SO_4^{2-} при коэффициенте первой щелочности 3,9 %-экв. На северо-восточном крыле этой же площади, содержащем нефтяную залежь в том же VII горизонте концентрация сульфат-иона в водах достигает на глубине 3200-3300 м 3,0-3,2 мг-экв при щелочности порядка 15 %-экв.

На соседней к юго-востоку площади Дуванный-море в VII горизонте непродуктивного юго-западного крыла содержание сульфатов составляет 0,1 мг-экв, а щелочность равна 5,8 %-экв (скв. 3) тогда как на другом, насыщенном нефтью, крыле эти показатели, соответственно, равны 2,2 мг-экв и 15,1 %-экв. (скв. 30) и др.

Весьма характерно также наличие тенденции повышения содержания сульфатов в водах, контактирующих с газоконденсатными скоплениями, по сравнению с водами, омывающими нефтяные залежи, и водами непродуктивных интервалов, залегающими на тех же гипсометрических отметках. Так, в газоконденсатной залежи VII горизонта площади Карадаг содержание SO_4^{2-} в пластовых водах законтурной зоны составляет в среднем 4,1 мг-экв, а в том же горизонте площади Дуванный-море, содержащем нефтяную залежь, приуроченную к тем же, что и в первом случае, глубинам, концентрация сульфатов меньше примерно в 2 раза и составляет 2,2 мг-экв и др.

Таблица 10.5 Распределение растворимых солей органических кислот в подземных водах нефтяных и газоконденсатных залежей

Месторождение	Горизонт, свита	Тип залежи	RCOO ⁻ , мг-экв		HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻ + RCOO ⁻ + H ₂ BO ₃ ⁻		RCOO ⁻ , % от общей щелочности	
			от	до	от	до	от	до
Балаханы-	ПКв	Нефтяная	0.6	2.4	13.9	17.8	4.3	13.4
Сабунчи-Раманы	ПКн	»	0.1	1.9	10.6	16.9	0.9	11.3
Сураханы	ПК ₁	»	0.1	2.5	9.7	16.8	1.0	15.0
Зых	ПК ₄	»	–	0.1	6.5	6.6	–	1.5
Кала	ПК	»	–	0.4	13.0	11.9	–	3.4
Бузовны	ПК	»	–	0.7	10.4	8.0		8.7
Маштаги	ПК	»	0.3	0.8	9.2	10.3	3.2	7.7
Чахнагляр	ПК	»	–	1.9	3.1	10.3	1.2	9.7
Сулутепе	ПК	»	0.3	0.9	8.6	7.2	3.5	12.5
О.Песчаный	ПКв	»	0.2	0.4	7.7	7.0	2.6	5.7
Зыря	ПКв	Газоконденсатная	0.8	1.6	7.2	5.6	11.1	28.5
	ПКн		0.5	1.3	6.5	6.6	7.7	23.2
Локбатан(южное крыло)	ПК	»	0.6	3.9	8.7	6.7	16.0	58.0
Карадаг	ПК	»	1.8	2.2	3.9	3.8	46.1	57.9
Дуваный	V	»	0.5	1.3	4.2	3.4	12.0	38.0
Дашгиль	VII	»	0.4	0.7	2.6	3.4	15.4	20.6
Карадаг	VII	»	0.3	1.5	21.2	3.6	14.3	41.0
Калмас	I	»	0.1	0.8	0.4	1.1	25.0	72.7
Примечание. В графе min HCO ₃ + CO ₃ + RCOO + H ₂ BO ₃ приведены значения, соответствующие min RCOO по тем же анализам.								

Применительно к отдельным антиклинальным зонам, характеризующимся относительно сходными в своих пределах условиями нефтегазонасыщения - примерно одинаковой на каждой площади величиной запасов углеводородов в единице объема порового пространства, обусловленной более или менее равным присутствием и участием в смеси щелочных внедрившихся вод, в заимосвязь между содержанием сульфатов в пластовых водах и нефтегазоносностью, имеющая в региональном плане сугубо качественный характер, дает возможность для количественной ориентации. Это следует, хотя бы из приведенных выше данных по площадям Бакинского архипелага. В данном конкретном случае содержание в пластовых водах SO₄²⁻ в концентрациях меньше 1,0 мг-экв при коэффициенте первичной щелочности до 8-10 %-экв дает основание уверенно оценивать такие объекты как заведомо непродуктивные.

С учетом изложенного взаимосвязь между сульфатностью вод и их щелочностью и нефтегазонасыщенностью позволяет судить о причинах отсутствия углеводородов в ловушках. В том случае, если пластовые воды не несут в своем составе сульфатов или их содержание на данных глубинах значительно меньше, чем следовало бы из рис. 2.12, то при условии малой щелочности (А) или жесткого характера вод это обстоятельство свидетельствует о том, что данная ловушка никогда в геологическом прошлом не была насыщена углеводородами.

Иная картина наблюдается в водной среде разрушенных гидравлическим фактором углеводородных скоплений. В таких ловушках пластовые воды, как правило, обогащены сульфатами, их щелочность несколько выше (вторичная соленость существенно ниже в среде жестких вод), чем на соседних площадях, сохранивших свои залежи. Подобное явление объясняется тем, что при формировании залежей количество поступающих в ловушку углеводородов несоизмеримо с объемами транспортирующих их подземных вод, и нарушение динамического равновесия в пользу воды неизбежно приводит к вымыву нефти из ловушки.

Примером таких несохранившихся залежей может служить VII горизонт северного крыла площади Дашгиль, ПК свита юго-восточной периклинали и юго-западного крыла площади Котурдаг и др. Небезынтересно отметить, что на этих площадях указанные интервалы характеризуются высокими кажущимися сопротивлениями, свидетельствующими о наличии остаточной нефти. В Апшеронской нефтегазоносной области аналогичная картина наблюдается в нижнем отделе продуктивной толщи юго-западных крыльев структур Фатьмаи-Зыхской антиклинальной зоны, где высокие кажущиеся сопротивления сочетаются с повышенной щелочностью пластовых вод, находящейся на уровне таковой продуктивных объектов. Воды здесь, правда, практически сульфатов не содержат, но это объясняется отсутствием условий, обеспечивающих возможность их сохранения: главным образом относительно небольшими глубинами и по этой причине интенсивным ходом биогенной сульфатредукции.

На том же рис. 2.12 видно, что иногда сульфатность пластовых вод непродуктивных объектов и тектонических блоков бывает довольно высокой, достигая нередко уровня сульфатности вод, контактирующих как со скоплениями нефти, так и с залежами газа и конденсата. В первом случае высокое содержание SO_4^{2-} обычно сопровождается повышенной щелочностью и малой минерализацией пластовых вод, что характерно для разрушенных под воздействием гидравлического фактора углеводородных скоплений. Во-втором - повышенная сульфатность вод, сочетающаяся с их малой щелочностью (жесткостью) и относительной концентрированностью, может быть объяснена малым поступлением пришлых сульфатсодержащих щелочных вод и, соответственно, углеводородов и незавершенностью по этой причине процессов формирования залежей. В этом случае опробованные объекты, как правило, характеризуются крайне ограниченным (непромышленным) газонасыщением, обуславливающим, как было показано выше (при прочих равных условиях), консервацию SO_4^{2-} в водной среде.

В свете всего изложенного становится очевидной необходимость пересмотреть ранее существовавшие представления об отсутствии сульфатов в пластовых водах как благоприятном показателе при разведке и рассматривать появление иона SO_4 в составе водной среды в качестве положительного поискового критерия. При прочих равных условиях, максимальное содержание иона SO_4 , характерно для зон преимущественного газонакопления.

Результаты обобщения материалов по характеристике пластовых вод продуктивной толщи дают основание для следующих выводов:

- углеводородное насыщение в продуктивной толще всегда связано с присутствием гидрокарбонатно-натриевых вод в чистом виде или их смесей с жесткими;
- пластовые воды газоконденсатных залежей по сравнению сводами нефтяных залежей обычно более минерализованы, характеризуются пониженной щелочностью (или более высокими значениями вторичной солености в среде жестких вод), высоким содержанием растворимых солей органических кислот и сульфатов;
- воды непродуктивных объектов по сравнению с пластовыми водами газоконденсатных залежей более минерализованы, характеризуются низкой первичной щелочностью, отсутствием сульфатов и органических компонентов;
- в части разреза продуктивной толщи, содержащей газоконденсатные залежи и насыщенной гидрокарбонатно-натриевыми водами, коэффициенты первичной щелочности не превышают обычно 23 %-экв, нефтяные залежи чаще всего характеризуются значениями этого показателя порядка 25 %-экв и выше. В водах непродуктивных объектов первичная щелочность имеет наиболее низкие значения (3-5 %-экв), а в ряде случаев эти интервалы насыщены даже жесткими водами;
- воды с максимальными значениями первичной щелочности (40-50 %-экв), как правило, сопутствуют залежам нефти;
- в водах газоконденсатных залежей процентное содержание в растворимых солей органических кислот в составе общей щелочности всегда выше 25 %, тогда как в нефтяных оно значительно меньше (3-10 %).

Отмеченные особенности носят региональный характер и, как показывают фактические данные, существуют в отложениях красноцветной толщи Западной Туркмении (Курбанмурадов, 1963 г.).

Применение рассмотренных выше критериев в реальных геологических условиях конкретных структур наиболее эффективно при использовании метода сравнительных сопоставлений. Суть его состоит в том, что сопоставляются гидрохимические разрезы структур, находящейся в разведке и ближайшей к ней, расположенной выше по региональному подъему в пределах той же антиклинальной зоны с установленной промышленной нефтегазоносностью. Если в одноименных горизонтах разведываемой структуры минерализация пластовых вод выше и щелочность (А) в 1,5-2 раза меньше (вторичная соленость на 5-10 %-экв выше) таковой в соседней нефтенасыщенной ловушке, то при условии повышенного содержания в водах растворимых солей органических кислот (более 25 % от общей щелочности) и сульфатов есть все основания полагать наличие во вскрытом интервале скоплений газа и конденсата. Значения же коэффициента первичной щелочности порядка 35-45 %-экв в среде гидрокарбонатно-натриевых вод указывает на вероятность наличия в данном объекте залежи нефти.

Так обстоит дело с прогнозированием типа залежей в пределах отдельных локальных поднятий. Не менее важным является рассмотрение гидрогеологических и гидрохимических критериев выделения региональных зон преимущественно нефте-и газонакопления.

В качественном отношении указанные критерии для региональных зон будут иметь такой же характер, что и для локальных структур, т.е. зоны преимущественного газонакопления будут характеризоваться повышенной в целом минерализацией пластовых вод и пониженной долей участия в водных пластовых смесях щелочной составляющей. (В зонах преимущественного нефтенакпления картина будет, соответственно, обратная). В пределах локальных промышленно насыщенных структур этих зон, пластовые воды будут

характеризоваться высокой сульфатностью и присутствием значительных количеств органических кислот (нафтенных).

В гидрогеологическом отношении зоны преимущественного газонакопления должны характеризоваться относительно застойными гидродинамическими условиями, обуславливающими слабую подвижность щелочных вод в вертикальном разрезе локальных структур. Необходимыми предпосылками являются слабая дислоцированность пород, отсутствие существенных дизъюнктивных нарушений, создающих очаги для вертикальной разгрузки флюидов, наличие условий для сохранения газоконденсатных скоплений.

Фактическим подтверждением возможности практического применения указанных критериев в продуктивной толще является рост в направлении ее регионального погружения минерализации пластовых вод, уменьшение их щелочности, увеличение содержания растворимых солей органических (нафтенных) кислот и ионов SO_4 , что хорошо совпадает с основной закономерностью – увеличением газонасыщенности, обуславливающим переход в том же направлении нефтяных залежей в газонефтяные и далее в газоконденсатные.

Наряду с рассмотренными выше гидрохимическими критериями, позволяющими прогнозировать наличие углеводородных скоплений и типы залежей, в свете проведенных исследований представляется возможным рекомендовать к внедрению в практику поисковых работ и комплекс гидрогеологических (гидродинамических) показателей, позволяющих количественно оценивать объемы (запасы) углеводородов, аккумулированных структурными ловушками. В основу подобных оценок могут быть положены описанные в шестой главе корреляционные связи между плотностью запасов углеводородов, показателями особенностей тектонического строения структур- d_i , $K_{ин}$ и параметрами динамичности подземных вод- индикаторами масштабов внедрения щелочных вод в разрезы локальных поднятий- h_a , Γ , $K_{ан}$ и др. (см, рис. 8.4, 8.7, 8.9) Определенные по данным первичных разведочных скважин значения указанных параметров могут с учетом геофизических материалов, характеризующих размеры складок, дать представление об объемах сосредоточенных в них углеводородов.

Комплекс гидрогеологических и гидрохимических критериев углеводородного насыщения в продуктивной- красноцветной толще Южно-Каспийской впадины приведен далее в табл. 11.3.

В связи с тем, что к настоящему времени в палеоген-миоценовом и мезозойском комплексах промышленные скопления природного газа пока не выявлены, на данном этапе не представляется возможным достаточно точно определить специфику подземных вод, контактирующих с залежами подобного типа. Поэтому рассматриваемые ниже гидрогеологические и гидрохимические критерии для указанных стратиграфических интервалов следует в известной мере считать предварительными.

В палеоген-миоценовых отложениях Северного и Юго-Западного Кобыстана, характеризующихся в целом высокой обнаженностью слагающих стратиграфических подразделений, значительной тектонической нарушенностью локальных структур и интенсивной грязевулканической деятельностью, существование крупных скоплений природного газа представляется маловероятным. Это однако не исключает возможности наличие газовых и газоконденсатных залежей в зонах более глубокого погружения указанного комплекса в Юго-Восточном Кобыстане и на Западном Апшероне.

Учитывая генетическое единство механизмов формирования залежей углеводородов в среднем плиоцене (продуктивная толща) и палеоген-миоценовых отложениях, благоприятными в отношении газонасыщенности предпосылками следует считать относительно малую динамичность подземных вод, обусловленную отсутствием значительных очагов длительной разгрузки флюидов и гидрокарбонатно-натриевый или сульфатнонатриевый тип подземных вод в условиях полной изоляции разреза от инфильтрации вод с поверхности. В первом случае оптимальными значениями коэффициента первичной щелочности следует

считать 1-7 %-экв и минерализацию порядка 60-70 мг-экв, во втором-коэффициент вторичной солености до 4 %-экв и минерализацию 70-90 мг-экв. Более высокие значения первичной щелочности характеризуют нефтенасыщенные объекты, хлоркальциевый и хлормagneиный типы, соответственно, - непродуктивные и слабогазонасыщенные интервалы. В целом при поисках зон газонакопления в палеоген-миоценовых отложениях особое внимание следует уделять выявлению региональных участков распространения щелочных вод, как наиболее вероятных улик возможного газонасыщения.

Вследствие недостаточной изученности критерии по мезозою также носят оценочный характер. Из приведенных в предыдущих главах данных следует, что, несмотря на широкое распространение маломинерализованных щелочных вод, ассоциирующих с проявлениями углеводородов, мезозойские отложения юго-восточного погружения мегантиклинория Б. Кавказа, при прочих равных условиях, относительно менее перспективны на нефть и газ, чем одноименные интервалы в Апшеронской и Кобыстанской нефтегазоносных областях, а также в зонах гравитационных максимумов Нижнекуринской впадины. Этот вывод обосновывается весьма активным гидродинамическим режимом в первом из упомянутых регионов и высокой тектонической нарушенностью его локальных структур. Оба эти фактора в конкретных геологических условиях региона играют скорее отрицательную роль, неспособствуя сохранению залежей. В противоположность названному району мезозойские отложения Апшерона, Кобыстана и Нижнекуринской впадины залегают на больших глубинах, менее дислоцированы и находятся в более благоприятной гидрогеологической обстановке, определенной меньшей мобильностью подземных вод. Эти обстоятельства обеспечивают лучшую сохранность углеводородных скоплений от дегазации и разрушения движущимися водами.

Учитывая генетическую приуроченность нефтегазоносности к областям распространения щелочных вод, среднеюрские отложения последних трех районов представляются в региональном плане перспективными.

В противоположность назван учет рассмотренных гидрогеологических и гидрохимических критериев газонасности в сочетании с комплексом других общегеологических предпосылок, из числа которых важнейшими являются (Дурмишян, Мурадян и Рачинский, 1972 г.):

- длительность процессов генерации и миграции углеводородов;
- увеличение газомещающей способности ловушек по мере их тектонического погружения на большие глубины;
- термодинамические особенности фазовых превращений флюидов;
- возможность миграции нефти и газа в единой газовой фазе;
- роль перекрывающих покровов в формировании и сохранении залежей от дегазации и разрушения, увеличение мощности покровов в направлении регионального погружения складчатости;
- особенности тектонического развития региона и специфика тектонического строения зон внешних обрамлений и погруженных участков Южно-Каспийской впадины;
- широкое развитие явлений грязевого вулканизма, сопровождающихся выделением значительных объемов углеводородных газов, свидетельствующих о наличии огромных их запасов в недрах;
- ослабление дизъюнктивной дислокации с погружением складчатости;
- закономерная приуроченность газовых (газоконденсатных) скоплений к наиболее погруженным ловушкам и последовательное возрастание в направлении регионального погружения газонасыщенности продуктивных пластов;

- генетическая связь зон развития аномально высоких пластовых давлений с районами распространения газовых (газоконденсатных) скоплений позволяет выделить в мезокайнозойском разрезе западного борта Южно-Каспийской впадины следующие возможные зоны преимущественного газонакопления:
- по продуктивной толще: Южно-Апшеронскую (структуры Карадаг, Локбатан-море, Бахар, Зыря, Шахдениз, б. Зевина-Петрова-Апшерон) и Бакинского (Кобыстан-Куринского) архипелага (структуры Булла-море, б. Андреева, Хамамдаг-море, о. Свиной, б. Персианина, б. Камень Игнатия, б. Корнилова-Павлова (Сабаил), о. Обливной, б. Кумани, б. Погорелая Плита, б. Головачева, б. Карагедова, б. Борисова, Куринский Камень-1, Куринский Камень-2, Южно-Куринская);



Рис. 10.1. Южно-Каспийская впадина (западный борт), карта перспективных зон преимущественного газонакопления: 1 - нефтяные месторождения, находящиеся в разработке; 2 - газонефтяные месторождения, находящиеся в разработке; 3 - газовые и газоконденсатные месторождения, находящиеся в разработке; 4 - ЗПГ по ПТ; 5 - ЗПГ по МЗ; 6 - ЗПГ по Рg-Мп

- по палеоген-миоценовым отложениям: Юго-Восточного Кобыстана и Бакинского архипелага (структуры Дуванный-суша, Дуванный-море) и Прикуринскую (структуры Каламалын, Б. Харам и, Падар и бортовые зоны гравитационных максимумов Нижнекуринской впадины, где можно ожидать выявления залежей стратиграфического типа);
- по мезозойским отложениям: Юго-Восточного погружения мегантиклинория Б. Кавказа (структуры Куркачидагская, Восточно-Кабандагская, Насоснинская и др.) и Кобыстанскую (структурная зона южнее Шейтанудского поднятия) (рис, 10.1) (Дурмишян, Мурадян и Рачинский, 1972 г.).

10.2. Другие регионы Альпийской складчатости

Обобщение и систематизация гидрогеологических показателей. По другим геосинклинальным регионам как функции промышленного углеводородного насыщения позволяют рекомендовать в поисково-разведочную практику комплекс критериев нефтегазоносности локальных структур и выделения зон преимущественно нефте- и газонакопления, позволяющий осуществлять отдельный прогноз по фазовому состоянию залежей (табл. 10.6) и количественную оценку их запасов (см. рис. 8.6, 8.8, 8.10).

Приведенные в главе материалы позволяют констатировать, что при наличии комплекса необходимых и достаточных фактов в качестве объективных общих предпосылок вероятности выявления углеводородного насыщения в осадочных разрезах альпийских геосинклинальных регионов могут рассматриваться:

- обязательное существование зон разгрузки седиментогенных подземных вод, сингенетичных потенциально продуктивным резервуарам;
- совместное нахождение в пределах коллекторских толщ, оцениваемых как предположительно нефтегазоносные, подземных вод и их смесей, различающихся по минерализации, ионно-солевому составу и стратиграфической принадлежности;
- существование в верхних интервалах разреза перспективных локальных поднятий ареалов вторжения подземных вод нижнего гидрогеологического этажа;
- наличие эпигенетических АВПоД в глинистых покрышках над вероятными залежами углеводородов («ореолов вторжения»).

Таблица 10.6 Комплекс гидрогеологических показателей нефтегазоносности локальных структур бассейнов альпийских подвижных поясов

Тектонический мегаэлемент	Бассейн	Типы месторождений							
		Нефтяные				Газовые (газоконденсатные)			
		$K_{ин}$	d_j	Γ	$K_{ан}$	$K_{ин}$	d_j	Γ	$K_{ан}$
Межгорные впадины	Венский	10–22	0.20–0.40	3.20–3.50	1.07–1.20	3–10	0.10–0.20	3.50–3.60	1.20–1.25
	Иравадийско-Андаманский	15–45	0.15–0.40	2.70–4.00	1.30–1.60	10–15	0.10–0.15	4.00–4.50	1.60–1.70
	Лос-Анджелесский	5–45	0.17–0.35	3.00–5.50	1.00–1.20	2–5	0.10–0.15	5.50–6.00	1.25–1.30
	Маракаибский	5–18	0.10–0.25	2.75–4.25	1.00–1.20	2–5	0.07–0.10	4.25–4.60	1.20–1.25
	Индо-Кубанский	10–22	0.12–0.30	2.30–3.75	1.22–1.55	5–10	0.05–0.10	3.75–4.00	1.55–1.65
Предгорные прогибы	Терско-Каспийский	5–17	0.08–0.22	2.75–4.50	1.25–1.55	2–5	0.05–0.08	4.50–5.00	1.55–1.60
	Предзагросский	5–25	–	1.80–3.00	1.00–1.42	2–5	–	3.00–3.25	1.40–1.50

Продолжение табл. 10.7.

Тектонический мегаэлемент	Бассейн	Непродуктивные ловушки			
		$K_{ин}$	d_j	Γ	$K_{ан}$
Межгорные впадины	Венский	<5 и >25	<0.10 и >0.40	<3.15 и >3.60	<1.05 и >1.30
	Иравадийско- Андаманский	<10 и >45	<0.10 и >0.40	<2.70 и >4.50	<1.30 и >1.70
	Лос-Анджелесский	<2 и >50	<0.10 и >0.40	<3.00 и >6.00	>1.30
	Маракаибский	<2 и >18	<0.07 и >0.25	<2.70 и >4.60	>1.30
Предгорные прогибы	Индоло-Кубанский	<5 и >25	<0.05 и >0.30	<2.25 и >4.00	<1.20 и >1.65
	Терско-Каспийский	<2 и >17	<0.05 и >0.25	<2.70 и >5.00	<1.20 и >1.65
	Предзагросский	<2 и >30	–	<1.75 и >3.50	>1.50

11

Опыт регионального ситуационного анализа, концептуальной оценки ресурсов и технологии принятия стратегических решений при планировании и производстве геологоразведочных работ (на примере Южно-Каспийского бассейна)

В последние годы в связи с открытием в ЮКБ отдельных крупных месторождений нефти, газа и конденсата стала очевидно его возрастающая роль в мировом топливно-энергетическом балансе. Как крайность, без достаточного обоснования получили даже определенное распространение взгляды некоторых исследователей на регион как на геополитическую нефтегазовую альтернативу ведущим добывающим странам Персидского залива. В связи с этим представляется необходимым объективно оценить его углеводородный потенциал, определить его роль, место и значение в региональном и глобальном масштабах, оптимизировать геологоразведочный процесс.

Геологическое описание региона приведено в гл.1.

Установленный различными видами геолого-геофизических и буровых работ фонд локальных структур ПТ (КТ) ЮКБ по состоянию на 01.01.2006 г. насчитывал 531 поднятие, в том числе в море-274, на суше-257. Из них пребывало в разведке-206; в море-86, на суше- 120. Открыто месторождений-113 и площадей с притоками УВ различной интенсивности-42, в том числе в море, соответственно-41 и 25, на суше-72 и 17. Текущие на эту дату коэффициенты разведанности и успешности по морю-0,314 и 0,477, по суше-0,467 и 0,600, по бассейну в целом-0,388 и 0,548. Общее количество неразведанных структур по региону-325 (61,2 %), в море-188 (68,6 %), на суше-137 (53,3 %). По отдельным странам бассейна коэффициент разведанности составляет: море -Азербайджан - 0,456, Туркменистан-0,173, Иран -0,100, суша, соответственно-0,930; 0,468;0,042. Из приведенных цифр видно, что в целом в ЮКБ наименее изученной является его акваториальная часть, и именно здесь с большей вероятностью при прочих равных условиях можно было бы ожидать открытие новых месторождений нефти, газа и конденсата.

За период с середины 1850 на 2006 г. из ПТ (КТ) региона (Азербайджан и Туркмения; в иранской части бассейна добыча не производится) извлечено порядка 2,63 млрд т углеводородов в нефтяном эквиваленте (н.э.), в том числе 1,87 млрд т нефти, 40,4 млн т конденсата, 719,19 млрд м³ свободного и нефтяного («попутного») газа. (Эти цифры относятся к Азербайджану и Туркменистану; в иранской части бассейна нет добычи).

Государства ЮКБ - Азербайджан, Туркменистан, Иран и функционирующие в них национальные нефтяные компании и международные нефтегазовые корпорации в ближайшей и среднесрочной перспективах планируют развернуть в регионе нефте-газодобывающую отрасль мировой значимости. Уже в 2010 г. годовая добыча нефти в Азербайджане предполагается в объеме порядка 50-55 млн т, газа-30 млрд м, в Туркмении-48 млн и 20 млрд м³. В Иране при условии подтверждения запасов возможный уровень добычи, исходя из

среднегодовых по стране в целом темпов отбора-порядка 1,2-1,4 % от извлекаемых запасов, может составить, по нашим оценкам, до 10 млн т 9 млрд м³. Суммарно по бассейну в целом-около 120 млн т и 60 млрд м³ в год (табл. 11.4).

Реализация указанных уровней добычи предполагает наличие и подготовку соответственной им реальной сырьевой базы, что в свою очередь требует объективной оценки доказанных (разведанных) запасов- категории $A+B+C_1$ и C_2 , перспективных (возможных)- категория C_3 и прогнозных (вероятных)-категория D_1 ресурсов. Существующие же оценки УВ потенциала (сумма доказанных запасов, извлекаемых перспективных и прогнозных ресурсов - категория $A+B+C_1+C_2+C_3+D_1$) бассейна резко неоднозначны и отличаются в отдельных случаях почти на порядок. Подобная ситуация в значительной степени определяет весьма низкую в последнее время успешность геологоразведочных работ (ГРП) в регионе и высокую степень геологических рисков.

Табл. 11.1 демонстрирует экспертные оценки промышленного потенциала УВ по странам и бассейну в целом и их динамику во времени. В составе УВ всеми экспертами констатировано более чем двукратное преобладание газовой составляющей над нефтяной. Характерен весьма широкий диапазон оценок Азербайджан – 2,76-30,00; Туркменистан – 1,23-16,50; Иран 1,00-3,09, бассейн в целом-6,66-49,59 млрд т н.э. Отмечается четкая тенденция их снижения во времени-по мере пополнения имеющейся геологической информации.

Доминирование у некоторых азербайджанских, туркменских, иранских геологов Багир-заде, Керимов и др., 1987 г.; Багир-заде, Нариманов, 1988г.; Керимов, Гаджиев, Гасанов, 1999г. и отдельных западных и российских экспертов (Адамс, 2000 г.; Глумов и др., 2004 г.) представлений, что все (или большинство) поднятий практически неизученной глубоководной зоны Южного Каспия (районы складчатостей Южно-Апшеронского прогиба, центральной и южной частей Бакинского архипелага, вала Абиha, Сары. Чикшлярского пояса структур, Ленкорано-Горганского прогиба) и Туркменской структурной террасы являются потенциальными месторождениями, привело в ряде случаев, как показали результаты ГРП последних лет, к не вполне корректному отождествлению извлекаемого потенциала УВ отдельных стран и бассейна в целом (см. табл. 11.1) с доказанными запасами УВ Ирака- 18,92, ОАЭ- 19,47, Кувейта-15,84 и даже Ирана-43,65, и Саудовской Аравии-43,40 млрд тн.з. [Official Energy statistic from US Government, 2005].

Примечательно, что максимальные величины потенциала по странам заявлены в основном их государственными структурами (ГНКАР-SOCAR, ГК «Туркменнефть», Министерство Нефти ИРИ), зарубежными фирмами, работающими по их заказу (US Western Geophysical), правительственными службами США (US Department of Energy, US Department of State), аналитиками Европейского Союза (INOGATE Programme European Commission) главным образом в начальный период становления независимости постсоветских стран (1992-1995 гг.), минимальные независимы экспертами, не связанными контрактами с государственными органами. Поскольку указанные расхождения вследствие относительно небольших масштабов ГРП, проведенных в регионе в 1990-2005 гг., в значительной мере не могут быть соотнесены со степенью его разведанности на ту или иную дату экспертизы, представляется допустимым полагать возможное присутствие в заявленных в основном государственными структурами заинтересованных стран максимальных величинах потенциала бассейна некоторой политической (геополитической) компоненты (Адамс, 2000 г.).

Таблица 11.1 Экспертные оценки углеводородного потенциала Южно-Каспийского нефтегазоносного бассейна (доказанные запасы + извлекаемые перспективные) и прогнозные ресурсы

Организация-эксперт	Год проведения экспертизы	Азербайджан	Туркмения	Иран	ЮКБ
		УВ, млрд т н.э.			
Иранская национальная нефтяная компания (NIOC), Министерство нефти ИРИ	2001			1.91	
Государственный резервный баланс Туркменистана	1998		12.35		
Аналитический обзор «Нефть и газ в Туркменистане». TIOGE	1999		12.21		
Интернет-издание SIBNET.tm	2001	3.00	6.30–7.30	1.20–1.30	10.50–11.60
Интернет-издание RusEnergy.com	2003	10.00			
Стратегия социально-экономических преобразований в Туркменистане до 2010 года	2001		16.50		
Азербайджанская Международная Операционная Компания (АМОК)	2004	5.06			
ООО "Environmental Solutions International"	2006	4.52	1.23	1.80	7.54
Расчетный диапазон	1988–2006	2.76–30.0	1.23–16.50	1.00–3.09	6.66–49.59

С другой стороны, появление этих высоких цифр, а равно больших геологических ожиданий, может рассматриваться как эффект недостаточно обоснованной экстраполяции в будущее успехов ГРП 60-80-х гг., когда были открыты довольно ограниченным числом поисковых скважин и при весьма слабой геофизической подготовке структур к бурению (в основном различными модификациями методов МОВ и КМПВ) крупнейшие в Южном Каспии месторождения Сангачалы-Дуванный-море-о. Булла, Булла-море, о. Песчаный, Бахар, Нефтяные Камни, Гюнешли, Чираг, Азери, Кяпаз, б. Ливанова -восточная, б. Баранова, б. Жданова, б. Губкина, б. ЛАМ.

Итоги ГРП 1995-2006 г. не дают однако оснований для полных весьма оптимистических прогнозов. Как известно, в этот период работы в море проводились на основе 18 заключенных правительствами Азербайджана (15) и Туркменистана (3) контрактов по разделу продукции (PSA) с иностранными компаниями. По состоянию на 01.01.2006 г. в Азербайджане из них действовали - 3, приостановлены из-за неурегулированности территориального спора с Ираном о принадлежности площадей- 2, аннулированы по результатам отрицательного тестирования проектных объектов - 10 контрактов; в Туркменистане все 3 контракта-действующие (табл. 11.2).

При этом важно подчеркнуть, что на момент подписания соглашений все операторы проектов располагали практически полным пакетом геологической документации, накопленной

за многие годы ГРП в регионе, и почти все контрактные блоки и площади еще до постановки глубокого бурения были подготовлены под него сейсмикой 2D и 3D, позволяющей с учетом специфики разреза бассейна достаточно надежно моделировать природные резервуары-ловушки и закладывать первые поисковые и разведочные скважины на оптимальных с точки зрения возможности выявления скоплений УВ участках локальных поднятий.

В указанный период в азербайджанской части акватории глубокое бурение было проведено на 15 структурах и только на одной из них-Шахдениз-British Petroleum (BP) первой же опережающей разведочной скважиной (SDA-01) было выявлено крупнейшее месторождение газа и конденсата с запасами газа порядка 1,2 трлн м³. (Следует особо подчеркнуть, что на этой площади поисковое бурение было начато еще в 80-х годах азербайджанскими организациями и у местных геологов, обосновавших необходимость ее разведки, никогда не возникало сомнений в высоких перспективах газоносности этого поднятия. Только отсутствие технических возможностей проведения буровых работ на участках с большими глубинами моря в то время не позволит им самостоятельно открыть это месторождение.) На остальных 14 площадях было пробурено 16 скважин с глубинами 3840-7087 м, в 7 из которых опробованные объекты (пл. Ашрафи, Дан Улдузу, Карабах, Нахчыванлы-восточная часть Северо-Апшеронской зоны поднятий Апшеронского архипелага, Зафар-южная часть складчатости Бакинского архипелага-север глубоководной впадины), несмотря на получение из них притоков УВ, операторами проектов с учетом существовавших на дату производства ГРП мировых цен на энергоносители, отсутствия необходимой инфраструктуры и величины выявленных запасов признаны коммерчески неэффективными: 9 скважин при тестировании присутствия УВ вообще не установили (пл. Атешгах, Янан Тава, Кюрдаши, Араздениз, Талыш-дениз-западная часть Бакинского архипелага, пл. Нахчыван - север глубоководной впадины, пл. Огуз-Апшероно-Прибалханский порог, пл. Апшерон -Южно-Апшеронский прогиб).

По результатам ГРП этого периода не подтвердились предполагавшиеся ресурсы УВ в объеме 4,33 млрд т н.э., в том числе 930 млн т нефти и 3,4 трлн м³ газа. Общие затраты компаний-операторов составили при этом порядка \$1 млрд, в том числе на геофизические работы-примерно \$110 млн, на бурение почти 55 тыс. п.м.-около \$830 млн (см. табл. 11.2).

В туркменской части акватории глубокое поисковое бурение 2005 г. вообще не проводилось-действующие здесь компании Petronas Charigali и Dragon Oil осуществляли лишь доразведку на ранее выявленных месторождениях Апшероно-Прибалханской зоны поднятий. Только в середине 2005 г. датская компания Maersk Oil приступила к бурению первой поисковой скважины с проектной глубиной 5000 м на пл. Гардашлыг (восточная часть Северо-Апшеронской зоны поднятий), которая при опробовании дала отрицательные результаты, не выявив признаков присутствия УВ, что в некоторой степени лимитирует перспективы западнее расположенных структур азербайджанского сектора моря (пл. Вургун, Уфуг и др.).

В иранском секторе акватории в середине 90-х годов было пробурено 6 глубоких поисковых скважин, позже еще несколько (всего 12). Большинство из них при тестировании не дали серьезных положительных результатов-притоки УВ отсутствовали или были признаны коммерчески нерентабельными. Следует подчеркнуть, что информация по Ирану носит практически закрытый характер и известно лишь, что ГРП в его части Южного Каспия проводила Иранская национальная нефтяная компания ИННК (NIOC) с участием британской фирмы Lasmo и англо-голландской Royal Dutch/Shell, а также консорциум LUKoil Overseas-Norsk Hydro (блок Анаран). Несмотря на известные отрицательные результаты опробования ряда скважин, тем не менее, по нуждающимся в уточнении заявлениям генерального директора Департамента по нефти и газу Каспийского моря Министерства нефти ИРИ М. Хагхани и заместителя главы ИННК М.Мирмoeзи, «В последние годы в иранских территориальных водах Южного Каспия в ходе ГРП, охвативших площадь 10 тыс. км², обнаружены богатые

месторождения нефти и газа, геологические запасы которых оцениваются ИННК в 10 млрд баррелей нефти (1,35 млрд т) и 560 млрд м³ газа.» [Интернет-изд. IRAN-ги,2005]. Более полные сведения по этому району не приводятся и названные цифры нуждаются в дополнительных подтверждениях.

Причины геологических и обусловленных ими экономических неудач, постигших в последние годы операторов проектов в азербайджанском секторе моря, поставивших под сомнение величину его ранее продекларированного потенциала, целесообразность продолжения ГРП и определивших некоторое снижение инвестиционного интереса к региону в целом, кроются, видимо, не столько в относительно малых объемах поискового бурения, опробования и преждевременной окончательной негативной оценке конкретной структуры по результатам тестирования первой же проведенной скважины (пл. Апшерон, Нахчыван, Зафар-Машал, Талыш-дениз, Кюрдаши и др.), как полагают местные геологи, неучитывающие, с нашей точки зрения, высокое качество сейсмических и каротажных исследований и промысловых испытаний этих скважин и их наиболее благоприятное положение на структурах - в основном в присводовых и повышенных крыльев зонах, сколько, и это основное, - в отсутствии креативности в подходах и системных стратегических просчетах геологического консалтинга и соответствующих служб компаний-операторов проектов, опиравшихся на свой опыт проведения ГРП в других бассейнах и не учитывающих в должной мере геологическую уникальность ЮКБ, мысливших категориями его отдельных контрактных блоков и площадей и не уделявших должного внимания системному анализу и синтезу имеющихся материалов зональных закономерностях регионального, зонального, локального пространственного размещения природных УВ в ПТ (КТ) в общих масштабах бассейна, опыту и результатам ранее проведенных поисковых работ, а также в отсутствии критического подхода к качеству, объективности и достоверности геологической информации, предоставленной местными государственными организациями инвесторам на стадии подготовки лицензионных соглашений PSA.

Действительно, еще в период 60-80-х гг. в прибрежной полосе Нижнекуринской депрессии (пл. Кызылагач) и в западной части азербайджанской акватории Каспия - в центральной и южной антиклинальных зонах Бакинского архипелага и на западе южно-апшеронского шельфа (Южно-Апшеронский прогиб)-местными

Таблица 11.2 Состояние контрактов на разведку и разработку месторождений Южно-Каспийского Бассейна

№ п/п	Контрактный блок (структура)	Консорциум (компании, фирмы)	Начало действия контракта, год	Дата аннулирования контракта, год/Состояние контракта	Предполагаемые инвестиции в проект, млрд долл.	Продекларированные извлекаемые ресурсы нефти-конденсата (млн т) / газа (млрд м ³)	Причина аннулирования контракта	Затраты, млн долл.	Глубина моря, м
1	Ашрафи-Дан Улдузу	NAOK (BP; Unocal; Itochu; Delta Hess; SOCAR)	1997	2000	2,0-2,5	20-40/-	Отсутствие коммерческих запасов	110,0	160-180
2	Карабах	CIPCO (I.ukAgip; Pennzoil-Devon; Lukoil; Agip; SOCAR)	1996	1999	2,0	40/-	То же	140,0	180
3	Нахчыван	SOCAR	1992	1993		30/10	То же		100
4	Умид	Occidental Petro- Icum;SOCAR	1995	1997	2,5	-/215	То же	7,5	50-200
5	Ленкаран-дениз - Талыш-дениз	Total FinaElf; OIEK; Wintershall; SOCAR	1997	2003	2,0-4,0	110/-	Отсутствие У В насыщения	40,0	50-100
6	Кюрдашн - Аран-деннз	Agip; Mitsui; TP AO; Repsol; SOCAR	1998	2003	2,0	140/-	То же	10,0	25
7	Огуз	ExxonMobil; SOCAR	1997	2002	2,0	120/-	То же	5,5	50-100
8	Апшерон	COPAL (Chevron; TotalFinaElf; SOCAR)	1997	2003	3,5-4,0	120/2000	То же	126,5	250-650
9	Атешгах - Янан-Тава - Муган-дениз	JAOC (SOCAR; Japex; Inpex; Itochu; Teikoku)	1999	2004	2,0	75-90/-	То же	35,5	5-75
10	Нахчыван	ExxonMobil; SOCAR	1997	2006	2,0	120/170	То же	98,0	200-300
	Зафар-Машал	EAOC (ExxonMobil; ConocoPhillips; SOCAR)	2000	2006	2,0	140/1000	Отсутствие коммерческих запасов	142,0	450-950
Всего: 17		11			235	915-950/3395		715,0	

Продолжение таб.11.2

12	Инам	BP; Shell; SOCAR, KNOC	1998	Действует	1,7-2,0	90-100/100		65,0	30-200
13	Алов-Шарг-Араз	BP-Statoil; Exxon Mobil; SOCAR; TPAO; Alberta Energy	1999	Приостановлен	9,0	300/-			450-700
14	Савалан-Далга - Ле-рик-дениз-Джануб	BP; SOCAR	1999	Приостановлен	2,0	120/-			250-400
15	Шахдениз	BP; Statoil; Total- FinaElf; SOCAR; OIEC; TPAO; LU KOIL	1996	Действует	4,0	390/1600			50-650
16	Азери-Чираг-Гюнсшли	AIOC (BP; Chevron; Inhex; SOCAR; Statoil; ExxonMobil; TPAO и др.)	1994	Действует	14.5	950/95			100-150
17	Гарадашлыг	Maersk Oil; Turkmenneft;	2002	Действует	1,0	120/150			100-150
18	б. ЛАМ- б. Жданова	Dragon Oil PLC; Turkmenneft	1995	Действует	1.5	250/200			3-30
19	б-ки Ливанова-б. Баринова-б. Губкина	Petronas Charigali, Turkmenneft	1996	Действует	2,0	300/200-1000			15-100
	Всего: 20	8			35,8	2520-2530/ 2345-3145			
	Всего: 37	19			59,3	3435-3480/ 5740-6540		1000,0	

организациями на 14 площадях (Хамамдаг-дениз, Гарасу, Санги-Мугань, Ульфат, Аран-дениз, Дашлы, Сабаил, Бяндован-дениз, Янан Тава, Атештях-дениз, Гил адасы, Умид, Сейяр, Локбатан-дениз) было пробурено более 20 глубоких (до 6755 м) поисковых и разведочных скважин с задачей вскрытия и опробования объектов в свите, «перерыва» (VII горизонт по местной номенклатуре) и низах балаханской свиты, представлявшихся регионально нефтегазоносными. При испытании только в одной из них на пл. Гарасу (скв. 25) был получен относительно краткосрочный более или менее стабильный приток тяжелой нефти, установивший наличие здесь небольшой тектонически экранированной со всех сторон полуразрушенной залежи.

Все остальные скважины на 13 площадях этих районов дали практически отрицательные результаты. Малоэффективными оказались ГРП в этот период и в Северо-Апшеронской зоне поднятий (пл. Агбурун-дениз, Гошадаш, Мардакян-дениз, Гарби Апшерон, Шимали Апшерон, Шарги Апшерон, Хари, Гилавар), где не было обнаружено крупных скоплений УВ. С такими же итогами завершились поисковые работы в восточной и южной частях бассейна, где на трех структурах туркменского шельфа (пл. Огурчинская, Западно-Эрдеклинская, им. Ферсмана) все 7 скважин (глубиной до 5732 м) оказались непродуктивными, равно как и пробуренная в тот же период в иранском секторе (пл. Энзели-море) скв. Хазар-1 (глубина 5570 м).

Таким образом, к концу 1980-х годов могло сложиться понимание того, что ряд факторов являются сочетанием лишь **необходимых**, но отнюдь не **достаточных** факторов для формирования промышленной нефтегазоносности. Эти факторы:

- региональное нефтегазонасыщение каких-либо свиты или горизонта ПТ (КТ);
- наличие контрастных структурных ловушек;
- вполне хороших и удовлетворительных коллекторов (дебиты пластовых вод в ряде скважин при опробовании VII горизонта на Бакинском архипелаге достигали 570-1500 м³/сут- пл. Аран-дениз, Сабаил),
- глинистых покрышек достаточной мощности.

Должно было стать очевидным, что главным здесь являются не общегеологические качественные показатели- ловушка, экран, коллектор, «материнские» породы, характеризующие лишь **гипопетическую вероятность** присутствия УВ, а строгие, индивидуальные для каждого нефтегазоносного района, количественные взаимосоотношения тектоно-структурных, геотермобарических, гидродинамических, фильтрационно-емкостных и гидрогеохимических параметров природных резервуаров, определяющие **реальную возможность** их заполнения нефтью и/или газом (Рачинский, 1972 г.; 1990 г.; 1996 г.; 2008 г.).

С учетом результатов проведенных работ уже к началу 90-х гг. к очень высокой оценке потенциала ПТ (КТ) бассейна Южного Каспия следовало бы подходить критически и с большой осторожностью. Необходимо было уже тогда обратить самое пристальное внимание (хотя бы на эмпирическом уровне) на следующие ставшие к тому времени очевидными геологические акты:

- основные объемы жидких углеводородов в регионе приурочены к интервалу глубин до 5 км, ниже преимущественным распространением пользуются скопления газа и конденсата;
- в направлении регионального погружения складчатости происходит смена нефтяных и нефтегазовых залежей газонефтяными и газоконденсатными и общее увеличение газонасыщенности разреза со стратиграфической и гипсометрической глубиной;

- промышленная нефтегазоносность в регионе позиционирована в основном за внешним периметром глубоководной области акватории в виде полосы, приближенной по конфигурации к кольцевой шириной 20-50 км (исключение составляет пл. Шахдениз-см. ниже), охватывающей оншорную зону бортовых обрамлений бассейна и непосредственно прилегающий шельф (см.рис. 1.1);
- во всех нефтегазоносных районах бассейна месторождения локализируются на достаточно ограниченных участках его территории, заключенных, как правило, между двумя ближайшими параллельно протягивающимися региональными глубинными разломами. На западе (Нижнекуринская депрессия)- это сегмент между Западно-Каспийским и Восточно-Азербайджанским разломами, на севере (Кобыстан, Джейранкечмесская депрессия, северная зона Бакинского архипелага, Апшеронский полуостров и южно-апшеронский шельф) - полоса между Алжикабул-Мардакянским и Сангачал-Огурчинским разломами, на северо-востоке (Апшероно-Прибалханский порог)- между Апшероно-Прибалханским и продолжением Сангачал-Огурчинского, на востоке (Гограньдаг-Чикишлярский район)- между Аладаг-Мессерианским и Западно-туркменским, на юге (Мазандаранский прогиб и прилегающий шельф)- между Предмалокавказским и Предэльбурским разломами;
- локальные структуры Северо-Апшеронской зоны поднятий Апшеронского, центральной и южной частей Бакинского архипелагов, западной части южно-апшеронского, туркменского и иранского шельфов не обнаружили присутствия в своих коллекторах сколько-нибудь значительных промышленно эффективных запасов УВ;
- разведанные «пустые» структуры указанных районов окаймляют по внутреннему периметру Северо-Апшеронскую впадину и центральную ванну Южного Каспия;
- в центральной и южной частях складчатости Бакинского архипелага и на южно-апшеронском шельфе в направлении с севера на юг к центру бассейна-происходит резкая глинизация разреза ПТ и ухудшение качества коллекторов;
- пределах Сары-Чикишлярского и Ленкорано-Горганского структурных поясов в связи с возрастанием роли местных источников сноса терригенного материала (горные сооружения Талыша, Эльбурса, Копетдага) литофациальный облик ПТ (КТ) претерпевает значительные негативные трансформации, выражающиеся в развитии здесь специфических талышской, предэльбурской, горганской, атрекской ее фаций, характеризующихся слабой отсортированностью осадков, резким сокращением их мощности, весьма высокой глинистостью, ухудшением фильтрационно-емкостных показателей;
- в направлении от бортовых обрамлений бассейна к его центральной глубоководной части плотность начальных геологических запасов УВ локальных структур (Q_d млн т н.э./км²) последовательно уменьшается до практически полного отсутствия углеводородного насыщения;
- локальные структуры территорий, расположенных к северу от Аджикабул-Мардакянского, Апшероно-Прибалханского, к югу от Сангачал-Огурчинского субширотных и к западу от субмеридионального Западно-туркменского глубинных разломов, крупномасштабных промышленных углеводородных скоплений не содержат;
- в акваториальной части бассейна не выявлено ни одно месторождение, где кровля ПТ (КТ) на своде поднятия залегала бы на глубинах, превышающих 1700-1750 м. (Единственным исключением является пл. Шахдениз с глубиной залегания кровли ПТ 1875 м на своде поднятия, о причинах чего см. ниже.).

Своевременный учет этих очевидных моментов позволил бы компаниям-операторам избежать геологических и финансовых издержек заключения ныне аннулированных по причине получения отрицательных результатов контрактов с Государственной нефтяной компанией Азербайджанской Республики (ГНКАР-SOCAR) на разведку и разработку заведомо непродуктивных поднятий западной и южной частей Бакинского архипелага: в 1997 г. блока Лянкяран-дениз - Талыш-дениз (Total-Fina Elf, OIEK, Wintershall), пл. Нахчыван (ЕххонMobil); в 1998 г. Блока Кюрдаши-Араз-дениз (Agip, Mitsui, ТРАО); в 1999 г. Блока Атештяг- Янан Тава-Мугандениз (JAOC-консорциум японских компаний Japex, Inpex, Itochu, Teikoku); в 2000 г. блока Зафар - Машал (ЕАОС - консорциум компаний ЕххонMobil, ConocoPhillips).

В ходе ГРП на всех названных площадях оказались неподтвержденными предполагавшиеся ресурсы в объеме 1,77 млрд т н.э., в том числе нефти-600 млн т, газа-1,17 трлн м³. Полученные результаты не внушают большого оптимизма и в отношении действующего контракта по соседней пл. Инам (BP, Shell) с прогнозируемыми запасами нефти 90-100 млн т и приостановленного контракта по расположенному в той же южной части блоку площадей Савалан-Далга-Лерик-дениз-Джануб (BP), где заявлен ожидаемый прирост запасов нефти порядка 120 млн т и 100 млрд м³ газа. Не стал неожиданным и отрицательный результат в скв. 1 пл. Огуз Апшероно-Прибалханского порога (ЕххонMobil), где предполагалось наличие до 120 млн т нефти, по причине давно известного здесь отсутствия замкнутой структурной ловушки. «Пустой» также оказалась пл. Апшерон (крайняя восточная часть Южно-Апшеронского прогиба), где консорциум COPAL в составе фирм Chevron и TotalFina-Elf пробурил «сухую» скважину глубиной 6700 м, рассчитывая на запасы нефти порядка 120 млн т и газа более 2 трлн м³ (см. табл. 11.2).

Последний случай представляется в геологическом плане особо симптоматичным-на пл. Апшерон, казалось бы, присутствует весь комплекс необходимых условий для формирования крупного скопления УВ: четко выраженное, контрастное крупное и относительно слабо нарушенное брахиантиклинальное поднятие, синхронное по зарождению и последующему развитию с соседними продуктивными структурами; вполне удовлетворительного качества коллекторы; относительная близость к ареалу палеодельты Волги; наличие в верхней части разреза мощных глинистых покрышек; раскрытость структуры в направлении предполагаемой зоны генерации УВ-центральной части бассейна; расположение между газоконденсатным месторождением- гигантом Шахдениз и группой крупнейших нефтегазовых месторождений Нефтяные Камни-Гюнешли-Чираг-Азери.

Тем не менее, проверенное тестирование скважины не показало наличие во вскрытом разрезе промышленных УВ. Аналогичная геологическая ситуация имела место на площадях Умид, Сейяр, Нахчыван, Зафар-Машал, Огурчинская им. Ферсмана, Западно-Эрдеклинская, Энзели-море. Сопоставление названных непродуктивных поднятий с другими нефтегазосодержащими структурами региона, находящимися примерно в такой же геологической позиции (Булламоре, Бахар, Шахдениз, Чираг, Азери и др.), выявляет между ними одно общее принципиальное различие- на всех этих непродуктивных площадях поверхность ПТ (КТ) залегает на глубинах более 1800 м (пл. Нахчыван-2000 м, Зафар-Машал-3200 м, Сейяр-2980 м, Апшерон-2400 м, Огурчинская-3000 м, Западно-Эрдеклинская-2800 м, им. Ферсмана-3800 м, Энзелиморе-2400 м), тогда как на всех поднятиях, содержащих залежи нефти и газа, она почти всегда менее указанной величины.

С целью выявления влияния факторов гипсометрического положения поверхности ПТ (КТ) ($H_{ПТ(КТ)}$ -м) и степени ее размыва (эрозии) ($h_{ПТ(КТ)}$ -м) на нефтегазоносность была проведена корреляция этих параметров с геологических запасов УВ категории $A+B+C_1$ (Q_d млн т. н.э/км²) на отдельных поднятиях по всем районам региона, показавшая, с одной стороны, что с ростом глубин залегания кровли комплекса плотность запасов последовательно уменьшается через

интервал относительного снижения их коммерческой эффективности (например, пл. Умид-кровля ПТ 1700 м, Булла-море-2-1750 м, возможно, пл. Бабек- 1800 м) до нулевых значений с параллельной сменой нефтегазовых и газонефтяных скоплений залежами газа и конденсата; с другой- оптимизацию условий аккумуляции УВ в относительно слабо эродированных и не глубокопогруженных по ПТ (КТ) структурах, где плотность запасов во всех районах максимальна (см. рис. 11.1).

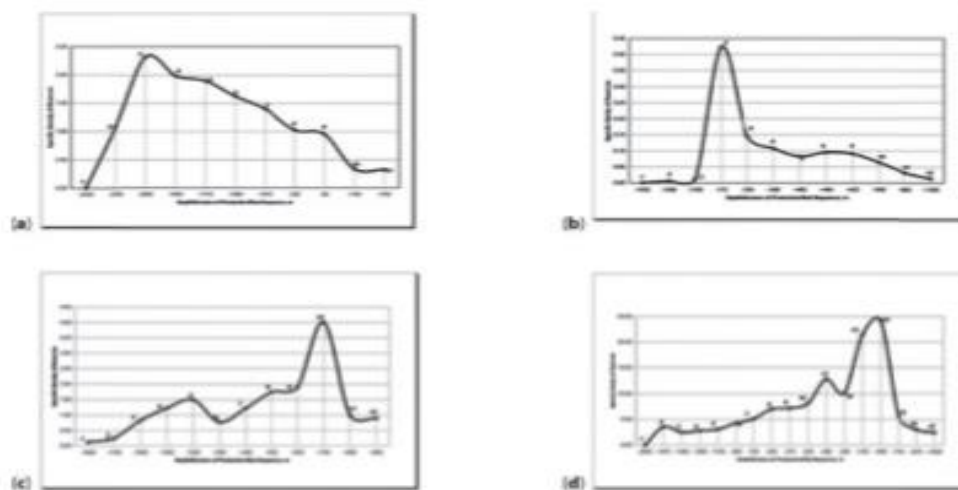


Рис. 11.1. Корреляция удельных плотностей начальных ресурсов на месте (миллион тонн нефтяного эквивалента) ↔ с глубиной / эрозией ПТ (КТ) (отрицательные числа - глубина до вершины PS / RS; положительные числа - количество эрозии PS / RS).

а) Нижнекуринская депрессия (1-Падар; 2-Кюрсангья; 3-Кюровдаг; 4-Карабаглы; 5-Мишовдаг; 6-Калмас; 7-Нефтехала; 8-Хилли; 9-Агзебир-Бяндован; 10-Каламадин; 11- Бабазанан); б) Центральный и Южный районы Бакинского архипелага и прилегающей территории (1-Сабаиль; 2-Бяндован Дениз; 3-Дашлы; 4-Пирсагат; 5-Гарасу; 6-Санги-Мугань'; 7-Аташкях-Дениз; 8-АранДениз; 9-Янан Тава; 10-Инам; 11-Хамамдаг-Дениз; 12-Котурдаг); в) Северный район Бакинского архипелага и прилегающий район (1-Умид; 2-Булла-Дениз-2; 3-Булла-Дениз; 4-Дуванний-Дениз-2; 5-Остров Булла; 6-Алят-Дениз; 7-Кянизадаг; 8-Дуванная Земля; 9-Дашгиль; 10-Дуванний-Дениз; 11-Сангачал-Дениз; 12-Карадаг); г) Апшеронский полуостров и Южно-Апшронский шельф (1-Сеяр; 2-Шах-Дениз; 3-Бахар; 4-Зыря; 5-Джануб-1; 6-Гусан; 7-Гум-адасы; 8-Гала; 9- Зых; 10-Гарачухур; 11-Сураханы; 12-Бузовна-Маштага; 13-Бибейбат; 14-Балаханы-Сабунчи-Раманы; 15-Локбатан-Пути; 16-Бинагады-Чакнаглияр; 17-Сулутепе);

Геологический смысл этой корреляции заключается в следующем-минимальные с плотностью балансовых начальных в на наиболее эродированных складках отражают обстановку диссипации УВ скоплений, на наиболее погруженных- крайне затрудненных условий их формирования; соответственно, максимальные величины этого показателя характеризуют оптимальные условия формирования залежей и месторождений.

Указанные связи опосредованно устанавливают причинно-следственную сопряженность УВ насыщения локальных структур с условиями и обстановками дренажа (разгрузки) их геогидродинамических систем, ареалах которых реализуется, как правило, нефтегазоаккумуляция (Дюнин и др., 2005г.; Рачинский, 1989 г.; 1990 г.; 1996 г.). Учет этого момента (на фоне резкой глинизации разреза ПТ (КТ) вследствие максимальной удаленности района от областей сноса терригенного материала) приводит к заключению, что большинство поднятий центральной погруженной зоны бассейна, характеризующихся глубоким погружением

(более 1800 м) поверхности ПТ (КТ), повсеместным развитием исключительно высоких сверхгидростатических пластовых и близких к геостатическому поровых давлений и, соответственно, весьма застойным флюидообменом или почти его отсутствием, не внушают оптимизма в отношении своих перспектив. К

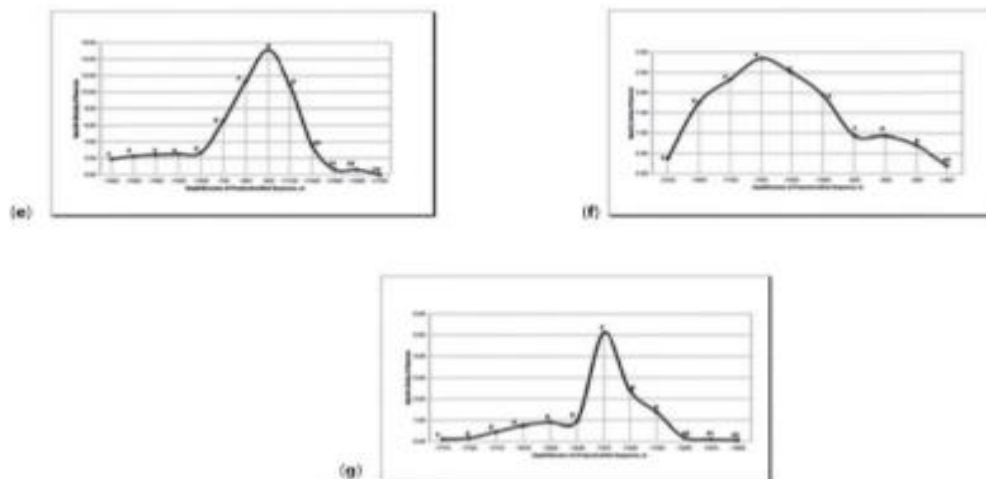


Рисунок 11.1 (продолжение) д) Апшеронская подзона Апшерон-Балханского поднятий (1-Кяпаз; 2-Машрыков (Ливанов-запад); 3-Эйвазов Аллаторзи (Ливанов-центральный); 4-Диярбекир (Баринов); 5-Магтымгулы (Ливанов-Восток); 6-Азери; 7-Гюнешли; 8-Чираг; 9-Нефит Дашлары; 10-Пальчих тапаяси; 11-Ази Асланов адаасы; 12-Чиров адаасы; 13-Хали); е) Балханская подзона Апшерон-Балханского поднятий (1-Овал-товал (Комсомольское); 2-Бурун; 3-Барсагельмес; 4-Готурдепе; 5-Небитдаг; 6-Джейтун (ЛАМ); 7-Челекенянгуммез (Купол); 8-Джигалыбег (Жданов); 9-Гарагель-Дениз (Губкин); 10-Челекен); ж) Зона Гогерендаг-Чикишляр (1-Чикишляр; 2-Экизак; 3-Ордекли; 4-Гамышильджа-восток; 5-Бугдайли; 6-Бугдайли-юг; 7-Керпедже; 8-Гамышильджасут; 9-Кеймир; 10-Гогерендаг; 11-Окарем; 12-Гамышильджа).

таким, в частности, могут быть отнесены пл. Савалан с гипсометрией кровли ПТ 2800 м и ряд соседних поднятий.

В рамках развиваемой нами концепции не следует исключать в то же время возможность существования в глубоководной зоне отдельных газоконденсатных месторождений, приуроченных к в достаточной степени сильно дислоцированным дизъюнктивами структурным ловушкам и гидродинамически привязанных к крупным региональным разломам, обеспечивающим необходимую степень дренажа природных резервуаров, и таким образом компенсирующих негативное влияние фактора гипсометрии поверхности ПТ (КТ). Наглядным подтверждением этого может служить приуроченное к региональному Шахово-Азизбековскому разлому месторождение Шахдениз, где кровля ПТ залегает на глубине 1875 м. С этих позиций для постановки первоочередных поисков наиболее привлекательными представляются отдельные полосообразно ориентированные поднятия, непосредственно тяготеющие как к названной дислокации, так и к Центрально Каспийскому, Сефидруд-Карабогазскому, Западно-Туркменскому, меридиональным и Сангачал-Огурчинскому, Мильско-Чикишлярскому, Предмалокавказскому субширотным разломам, особенно к участкам их пересечения. К таким структурам, в частности, могут быть отнесены: в зоне складчатости вала Абиha-пл. им. Азизбекова (D-6), пл. им. Д. Мамедкулизаде (D-8), пл. им. Дж. Джабарлы (D-17), пл. им. Мушвига (D-31), где глубины кровли ПТ составляют 3000-3400 м;

в зоне Сары-Чикишлярской складчатости-Западно-Чикишлярская и, не исключено, пл. им. Ханлара (глубины кровли КТ 3000 и 4400 м) (см. рис. 1.1).

В отношении возможной газоконденсатоносности наиболее предпочтительными представляются сопряженные с диагональным разломом вала Абиха и разделенные крупноамплитудными поперечными разрывами площади контрактного блока Алов (D-15)- Шарг (D-13)- Араз (D-19), где кровля ПТ залегает на глубинах 2200-3200 м. Очевидно, что ввод в разведку всех названных поднятий, расположенных на участках моря с батиметрией дна до 700 м, характеризующихся глубинами залегания предполагаемых продуктивных объектов порядка 7 км и более, значительной удаленностью от берега, отсутствием необходимой инфраструктуры в основном должен определяться уровнем рентабельности проектов, зависимой от долгосрочных фьючерсных цен на УВ. Также следует учитывать, что все эти площади находятся в зоне преимущественного газонакопления и важнейшей проблемой целесообразности постановки на них в ближайшей перспективе ГРП будут обеспечение транспорта газа и наличие его потребителей.

Для оценки реальных геологических перспектив нефтегазоносности бассейна, выбора оптимальных направлений и повышения эффективности глубокого бурения, опыт и результаты проведенных в регионе ГРП требуют обязательного учета того чрезвычайно важного момента, что все разведанные «пустые» структуры региона, окаймляющие по периметру ступенчато-блоково построенную глубоководную зону акватории, и наиболее приближенные к ее центру (см. рис. 1.1), объективно являются индикаторами осуществления в ПТ (КТ) генерации УВ и механизмов реализации последующих миграционно-аккумуляционных процессов. С этих позиций роль центральной ванны Южного Каспия, сочиняющейся с бортовыми обрамлениями бассейна посредством тектонических, стратиграфических и литологических несогласий, и постулируемой отдельными исследователями как основной очаг нефтеазогенерации в регионе и латеральной миграции флюидов вверх по восстанию пластов (Али-заде, 2005 г.; Бабаян, Семенович, 1996 г.; Багир-заде, Керимов и др., 1987 г.; Керимов и др., 1999 г.), предстает достаточно ограниченной, лимитируя тем самым как перспективы выявления все наиболее погруженных ловушек крупных скоплений нефти и газа, так и реальность их аккумуляции в вышезалегающих поднятиях в рамках концепции автохтонности УВ вмещающим отложениям и доминирования внутрирезервуарного механизма их перемещения по схеме дифференциального улавливания.

Подтверждением последнего является последовательный рост в направлении от зон бортовых обрамлений к центральной глубоководной части бассейна напряженности гидродинамической системы ПТ (КТ)-ограничения миграционных процессов, констатируемый развитием в ней кульминационных сверхгидростатических пластовых (АВПД) и приближенных к геостатическим поровых (АВПоД) давлений. Поскольку углеводородное насыщение разреза ПТ (КТ) контролируется в региональном плане глубинными разломами осадочного чехла, а его распределение по площади пространственно соответствует зонам их развития, обеспечивающим миграционную сообщаемость нефтегазопроизводящих комплексов мезозой - палеоген-миоцена и аккумулирующих УВ интервалов плиоцена, преобладающая роль в бассейне крупномасштабного вертикального межформационного флюидомассопереноса в формировании региональной, зональной и локальной нефтегазоносности становится очевидной, требующей внесения корректив в геологоразведочный процесс.

Следует особо прокомментировать и мнение некоторых азербайджанских геологов о приуроченности значительных ресурсов нефти и газа в ПТ (КТ) глубоководной центральной части Южного Каспия к интервалу глубин 7-9 км и необходимости поисков их скоплений на этих глубинах. Предложения об их освоении сейчас или в ближайшем будущем с точки зрения рентабельности подобных проектов требуют детального анализа. При рассмотрении этих предложений обязательно должны быть проанализированы и учтены отрицательные

результаты ГРП в регионе, полученные в последние годы на несколько меньших глубинах на площадях, окаймляющих этот рекомендуемый район акватории (см. выше).

Представляется, что необходим комментарий и к мнению исследователей, полагающих обязательность связи углеводородного насыщения в ПТ (КТ) региона с ареалами развития фаций русловых и дельтовых систем палеорек. Здесь следует иметь в виду, что по результатам проведенных ГРП на участках их локального распространения: Палео-Куры и Палео-Пирсагат-структуры, соответственно, южной и центральной антиклинальных зон Бакинского архипелага; Палео-Волги-Северо-Апшеронская зона поднятий и крайняя восточная часть Южно-Апшеронского прогиба; Палео-Амударьи-структуры суши и моря Кызылкумского прогиба крупномасштабное нефтегазонасыщение практически не имеет места. В рамках этой концепции центральная глубоководная ванна Южного Каспия не может представлять интереса в отношении своих перспектив, так как палеodelьтовые системы в бассейне в большинстве случаев не выходят за пределы прибрежной шельфовой полосы и континентального склона.

Образование залежей и месторождений по вышеописанной модели доминирующего воздействия процессов гидродинамического дренажа резервуаров, обеспечивающего создание свободных поровых пространств, способных аккумулировать мигрирующие. УВ, естественно, может реализовываться лишь в локальных поднятиях относительно раннего окончательного структурного оформления - до проявления основной - верхней плиоцен-антропогеновой- фазы поступления УВ в ПТ(КТ) из очагов и зон их генерации в подстилающих комплексах. Очевидно также, что в рамках этой концепции структуры более позднего заложения вполне могут оказаться «пустыми», несмотря на накопления нефти и газа факторов. Если учесть, что в направлении от внешних бортовых обрамлений ЮКБ к его центральной погруженной части возраст локальной складчатости ПТ (КТ) последовательно «омолаживается», то перспективы этой части акватории представляются еще более ограниченными.

Переходя к количественной оценке современного состояния сырьевой базы бассейна, следует учитывать следующее обстоятельство. До последнего времени в регионе в силу высокой степени его изученности основными приемами количественной оценки перспективных и прогнозных ресурсов являлись различные модификации объемного метода, в частности, способ сравнительных геологических аналогий в его различных вариантах-посредним плотностям запасов, приходящихся на единицу площади или объема пород и на «усредненную структуру». В обоих случаях на оцениваемые площади расчетного участка корреспондировались с различными поправочными коэффициентами параметры структур ближайшего эталонного с установленной нефтегазоносностью. При этом принималось, что все неразведанные поднятия как района с установленной нефтегазоносностью, так и оцениваемых соседних с ним, также потенциально должны содержать залежи УВ.

В рамках такого подхода *априорно* исключалась возможность существования рядом с крупным скоплением УВ идентичной ему по формальным геологическим признакам «пустой» структуры. Подобное положение автоматически ранжировало все поднятия расчетных участков потенциально продуктивными, что в конечном счете привело к появлению явно завышенных оценок извлекаемого УВ потенциала бассейна на уровне 12-16 млрд т н.э. и более. Поскольку эти эксперты не располагали критериями четкой дифференциации структур на «пустые» и продуктивные, их коррекция величин потенциала во времени происходила, как правило, не за счет изменения количества поднятий на расчетных участках, а путем изменения значений показателей, входящих в формулу объемного метода подсчета ресурсов.

Очевидная некорректность подобного подхода предполагает необходимость разработки и внедрение достоверного комплекса качественных критериев и количественных показателей углеводородного насыщения, учитывающих особенности миграции УВ, формирования их скоплений, фазовое состояние, условия консервации и диссипации залежей и месторождений.

Качественные критерии УВ насыщения. Систематизация и обобщение всех приведенных выше материалов (гл. 7, 8) позволяют сделать вывод, что при наличии прочих необходимых и достаточных факторов общими геофлюидодинамическими предпосылками вероятности промышленной нефтегазоносности структур ПТ-КТ ЮКб на рекогносцировочной (оценочной) стадии и стадии предварительных поисков являются:

- совместное мозаичное присутствие в коллекторских пластах и пачках локальных поднятий, предположительно оцениваемых как потенциально нефтегазонасыщенные, подземных вод существенно различающихся по минерализации, компонентному составу, стратиграфической принадлежности и их разнородных смесей;
- наличие в верхних интервалах жесткого высоко минерализованного разреза ПТ-КТ прогнозируемых структур ареалов внедрения-гидрогеохимических аномалий, резко отличных по ионно-солевому составу и минерализации гидрокарбонатно-натриевых подземных вод нижнего гидрогеологического этажа;
- инверсионный характер гидрогеохимического профиля в разрезах присводовых зон локальных поднятий – уменьшение минерализации с глубиной и параллельная смена типов вод от жестких к щелочным - на фоне регионального присутствия водной среде периферических участков складок компонентно и по минерализации стабильных по вертикали жестких хлоркальциевых соленых вод и рассолов;
- существование в пределах отдельных крупных разобщенных региональными (нередко взаимопересекающимися) разломами гидравлически изолированных. гидротектоноблоков (ступеней) характеризующихся фоновым распределением пониженных термоградиентов при относительно высоких температурах и значительных аномально высоких пластовых (АВПД) и внутрислово-(АВПД) давлений, локальных относительных бароминимумов и термомаксимумов, сочетающихся с гидрогеохимическими, изотопными, палинологическими возмущениями соответствующих полей и отвечающих разноинтенсивным местным очагам дренажа гидродинамических субсистем. Развитие АВПД в разуплотненных высокопористых флюидонасыщенных глинистых покрывах-экранах над вероятными пластовыми сводовыми залежами УВ большой высоты-«ореолов вторжения»;
- существование возмущающих гидрогеологическое поле территории работ (региона, области района, площади) зон, ареалов и локальных глубинных и поверхностных очагов переточно-инъекционной разгрузки нижних термальных щелочных вод и сингенетичных жестких хлоркальциевых соленых вод и рассолов прогнозируемых как продуктивные резервуары;
- распространение на территории работ грязевого вулканизма, поверхностных и субмаринных нефти-, газо-, битумопроявлений.

Количественные показатели УВ на факт формирования нефтегазоносности ПТ-КТ под доминирующим влиянием гидродинамических открывает возможности для количественной оценки запасов, ресурсов и фазового состояния УВ в отдельных районах и на площадях как функции параметров рассмотренных в предыдущих главах (см.гл.7,8,9) компонент общего геофлюидодинамического поля ЮКб. Методологической основой реализации подобного подхода является вероятностно-статистическая фиксация граничных показателей геологической среды, определяющих, «окно» («ограду») возможностей формирования месторождений нефти, газа и конденсата или отсутствия УВ насыщения.

Анализ, интерпретация и синтез материалов по 90 месторождениям и 25 непродуктивным поднятиям региона, охватывающим все его тектонические пояса, литофациальные зоны и подзоны, выполненные путем парных и многомерных корреляций параметра плотности утвержденных ГКЗ начальных геологических запасов УВ категории $A+B+C_1(Q)$ от 33 геолого-физических показателей локальных структур характеризующих тектоноструктурную, литофациальную, фильтрационно-емкостную, гидрогеохимическую, гидродинамическую, геотемпературную, геобарическую обстановки их разрезов (Рачинский, 2007 г.; 2008 г.) позволяют констатировать и симулировать обстановки миграции, аккумуляции УВ, консервации и диссипации их скоплений. Трендовые интерполяция параметра плотности запасов хорошо разведанных поднятий позволила уточнить их запасы УВ категории $A+B+C_1$, а экстраполяция на слабоизученные и неопроискованные структуры Южного Каспия- произвести их оценку в рамках категорий перспективных или прогнозных ресурсов (см. табл. 11.4) и графически позиционировать пространственное положение в бассейне изолинии нулевой нефтегазоносности ПТ(КТ).

Очевидно, что выполненные подобным образом оценки являются по своей идеологии минимальными. Тестирование подобного подхода на ряде хорошо изученных площадей и территорий региона показало достоверность примененного метода на уровне корректности 95 %.

Табл. 11.3 иллюстрирует диапазон вариаций наиболее репрезентативных на начальной стадии ГРП тектоноструктурных, литофизических, гидродинамических, гидрогеохимических, геотемпературных, геобарических и фильтрационно-емкостных показателей, отвечающий как обстановкам формирования и размещения разнофазных скоплений нефти, газа и конденсата, так и условиям, при которых УВ насыщение вообще не имеет места.

Гипсометрия поверхности и подошвы, толщина, величина размыва-эрозии ПТ (КТ), крутизна и удельная разбитость складок достаточно просто определяются по данным двух-и трехмерной сейсмики; глинистость разреза, коэффициенты аномальности пластовых и поровых давлений, глубины кровли зон их развития, отношение толщин зон АВПД и АВПоД к мощности ПТ(КТ), градиент порового давления на поверхности ПТ(КТ) определяются по каротажу первых скважин;

Гидродинамические, геотемпературные, гидрогеохимические, фильтрационно-емкостные параметры резервуара устанавливаются по результатам тщательного и полного тестирования скважин и объектов.

Оценка с этих позиций неразведанных поднятий центральной ванны Южного Каспия, характеризующихся весьма глубоким погружением кровли продуктивной серии, высоким содержанием глин в разрезе- до 90-95 % общей толщины, повсеместным развитием АВПД и АВПоД кульминационной интенсивности, ставит под серьезное сомнение перспективность на нефть и газ их большей части. С другой стороны, материалы табл. 11.3 устанавливают интервал значений параметров складок (геологическое «окно», «ограду»), внутри которого их насыщение различными флюидами наиболее вероятно.

Учет всего вышеизложенного позволяет разработать принципиально отличный от существующих алгоритм поисково-разведочного процесса в регионе, обеспечивающий более высокие надежность прогноза региональной, зональной и локальной нефтегазоносности, его эффективность и минимизацию геологических и экономических рисков.

На первом этапе осуществляются анализ и последующий синтез всей накопленной информации по тектоноструктурному состоянию природных резервуаров конкретных районов и зон, позволяющие количественно оценить их параметрику.

Таблица 11.3 Предельные значения геологических параметров локальных структур Южно-Каспийского бассейна, определяющих при совокупном учете наличие и отсутствие промышленного углеводородного насыщения (геологические «окно» и «ограда» продуктивности)

Критерии	Параметры	Размерность	Символ	Тип месторождений						
				Нефтяные, нефтегазовые, газонефтяные						
				Нижнекуринская депрессия	Юго-Восточный Кобыстан, Джейранкеч-месская депрессия, Алятская гряда, Бакинский архипелаг		Апшеронский полуостров и южно-апшеронский шельф	Апшероно-Прибалханский порог		Гогрань-даг-Чикишлярская складчатая зона
					северная зона	центральная + южная зоны		Апшеронская подзона (море)	Прибалханская подзона (море и суша)	
Тектоно-структурные	Глубина залегания поверхности ПТ (КТ)	м	$T_{PS(RS)}$	0–2080	0	0	0–850	0	0–2200	1050–1400
	Глубина залегания подошвы ПТ (КТ)	м	$B_{PS(RS)}$	2,790–5,600	3,400–3,475	3,550–4,500	940–3,700	1,675–2,400	2,700–5,900	3,800–4,000
	Толщина ПТ (КТ)	м	$h_{PS(RS)}$	2,790–4,130	3,400–3,475	3,550–4,500	940–2,850	1,675–2,400	2,750–3,700	2,600–2,725
	Толщин экранирующего ПТ (КТ) акчагыльского яруса	м	h_{AK}	0–110	0	0	21–60	0	0–135	200–250
	Мощность эрозионного размыва ПТ (КТ)	м	$E_{PS(RS)}$	700–750	300–950	250–1,350	0–1,050	1,125–1,680	0–600	0

Продолжение табл. 11.3.

	Отношение высоты структуры к её площади -крутизна	м/км ²	K_i	13.9–28.0	58.1– 58.8	61.7–79.6	25.0–134.3	50.6–59.9	3.0–8.0	6.0–7.5
	Удельная разбитость поднятия	км ² /к м ²	d_i	0.365–0.77 5	0.205– 0.230	0.160– 0.215	0.150– 0.235	0.16– 0.262	0.180– 0.360	0.090–0.100
Лито физические	Средняя пористость разреза ПТ (КТ)	%	$P_{PS(RS)}$	21.6–25.4	22.5– 22.7	16.0–19.2	20.0–24.5	23.7–25.5	17.8–24.5	20.5–22.8
	Средняя проницаемость разреза ППТ (КТ)	10 ⁻⁶ м ²	$K_{PS(RS)}$	0.102–0.18 0	0.320– 0.330	0.085– 0.107	0.156– 0.257	0.201– 0.255	0.095– 0.205	0.068–0.092
	Глинистость разреза ПТ (КТ)	%	$C_{PS(RS)}$	58.9–65.8	60.5–70.2	72.5–80.2	31.5–55.0	31.7–46.0	53.0–74.0	54.0–64.0
	Песчанистость разреза ПТ (КТ)	%	$S_{PS(RS)}$	34.2–41.1	29.8–30.5	19.8–7.5	45.0–68.5	54.0–68.3	26.0–47.0	36.0–46.0
Гидро-геохимические	Диапазон общей минерализации подземных вод ПТ (КТ)	г/л	Σ_{a+k}	9.0–157.5	16.7–43.6	19.0–94.3	15.0–141.5	71.3–106.7	15.0– 295.0	20.7– 224.4
	Коэффициент метаморфизации подземных вод ПТ (КТ)	безразмерный	rNa/rCl	0.680– 1.481	0.705– 1.126	0.190– 1.375	0.700– 3.237	0.830– 1.640	0.940– 1.465	0.885–1.211
	Коэффициент первичной щелочности воды (по Палмеру)	%-экв	A_1	0–15	0–20	0–10	0–45	0–20	0–20	0–20
	Коэффициент вторичный солёности (по Палмеру)	%-экв	S_2	0–12	0–20	0–25	0–20	0–15	0–20	0–15
	Содержание сульфат-иона в подземных водах	мг- экв/ 100 г	rSO_4^{2-}	0.10–3.00	0.50– 4.00	0.20– 7.50	0.20–5.50	0.10–4.00	0.20– 6.00	0.40–10.00

Продолжение табл. 11.3.

	Количество органических кислот общей щелочности	%	$r\text{RCOO}^-$	0–15.0	5.0–10.0	5.0–10.0	5.0–15.0	5.0–15.0	2.0–10.0	2.0–5.0
Гидро-геодинамические	Глубина зоны перехода типов подземных вод	м	H_{tz}	350–3600	2530–2615	2550–3830	50–3250	420–1560	1000–5100	3100–3500
	Расстояние зоны перехода типов вод от подошвы	м	D_{tz}	2000–2440	860–870	670–1000	450–890	840–1260	750–1350	500–700
	Отношение мощности интервала разреза, занятого щелочными водами, к общей толщине ПТ(КТ)	%	h_A	35.7–87.4	24.7–25.7	14.9–28.2	12.2–94.7	35.0–75.0	12.0–47.0	12.5–18.0
	Градиент концентрации подземных вод	г/л/км	$\Sigma a + k/h_{PS(RS)} rNa/ rCl/ h_{PS(RS)})$	19.5–38.5	7.9–8.2	13.7–16.8	36.0–72.9	33.1–38.2	53.0–74.0	58.0–75.0
	Градиент метаморфизма подземных вод	1/км		0.085–0.165	0.105–0.121	0.084–0.118	0.550–0.892	0.19–0.237	0.085–0.210	0.050–0.130
Геотермальные	Температура на срезе-1000 м.	°C	t_{-1000}	33.0–43.0	33.0–47.0	37.0–45.0	37.0–59.0	55.5–59.5	45.0–55.0	51.0–54.5
	Средний геотерпатурный градиент	°C/км	G	15.35–17.12	13.30–13.50	11.90–13.00	11.40–17.15	13.78–14.27	14.40–16.70	15.50–16.70
	Приведенная к подошве ПТ (КТ) температура	°C/км	$t_{PS(RS)}$	19.0–23.2	19.8–24.7	22.0–25.0	24.0–63.0	30.0–43.0	19.4–29.7	25.5–26.5
	Приведенная к подошве ПТ (КТ) тепловой поток	10^{-8} кал/см ² .с/км	$q_{PS(RS)}$	65.8–76.0	21.0–21.5	12.0–18.5	24.0–110.0	17.2–28.1	28.0–47.0	29.2–32.2

Продолжение табл. 11.3.

Геобарические	Коэффициент сверхгидростатичности пластовых давлений	МПа/ МПа	P_{ADP}	1.210– 1.425	1.165– 1.180	1.260– 1.310	1.030– 1.140	1.08– 1.111	1.320– 1.540	1.480–1.600
	Глубина поверхности зоны АВПД	м	D_{ADP}	950–2100	980– 1225	900–1180	875–935	1250– 1350	640–860	1450–1600
	Отношение толщины зоны АВПД к толщине ПТ (КТ)	%	M_{ADP}	20.0–83.0	62.0–77.0	67.0–81.5	1.5–75.0	20.0–60.0	68.0–89.0	58.0–64.0
	Коэффициент аномальности первого давления (АВПоД)	МПа/ МПа	P_{APP}	1.310– 1.770	1.630– 1.640	1.718– 1.785	1.210– 1.555	1.15– 1.320	1.720– 2.000	1.550–1.850
	Глубина поверхности зоны АВПоД	м	D_{APP}	880–1595	1020– 1035	850–1025	855–925	1050– 1240	590–740	950–1100
	Отношение толщины зоны АВПоД к толщине ПТ (КТ)	%	M_{APP}	42.9–84.3	69.6–70.6	71.1–81.1	1.6–76.9	26.0–56.2	72.0–90.0	75.0–77.0
	Градиент порового давления на поверхности ПТ (КТ)	МПа/ МПа	G_{APP}	0.012– 0.1510	0.0143– 0.0145	0.0135– 0.0140	0.0112– 0.0162	0.0108– 0.0119	0.0145– 0.0205	0.0190– 0.0200

Продолжение табл. 11.3.

Тип месторождений										
Нефтяные, нефтегазовые, газонефтяные										
Критерии	Параметры	Размерность	Символ	Нижнекуринская депрессия	Юго-Восточный Кобыстан, Джейранкечмеская депрессия, Алятская гряда, Бакинский архипелаг		Апшеронский полуостров и южно-апшеронский шельф	Апшероно-Прибалханский порог		Гограньдаг-Чикишлярская Складчатая зона
					северная зона	центральная + южная зоны		Апшеронская Подзона (море)	Прибалханская подзона (море и суша)	
Тектоно-структурные	Глубина залегания поверхности ПТ (КТ)	м	$T_{PS(RS)}$	90–2890	0–1800	175–1100	1150–1800	600–1600	600–2150	1400–1800
	Глубина залегания подошвы ПТ (КТ)	м	$B_{PS(RS)}$	4260–6010	3450–7300	4875–6400	4500–6250	3600–4950	3500–5000	4000–4250
	Толщина ПТ (КТ)	м	$h_{PS(RS)}$	3000–4170	3450–4800	4700–5300	3350–4375	2750–3350	2950–3700	2450–2600
	Толщина экранирующего ПТ (КТ) акчагыльского яруса	м	h_{AK}	75–130	60–75	40–60	60–95	50–65	65–135	250–300

	Мощность эрозионного размыва ПТ (КТ)	м	$E_{PS}(RS)$	0	0–960	0	0	0	0	0
	Отношение высоты структуры к ее площади - крутизна	м/км ²	K_j	9.05–22.1	5.1–58.8	27.4–46.1	12.9–19.0	7.0–34.4	3.0–6.5	3.5–6.0
	Удельная разбитость поднятия	км ² /км ²	d_j	0.270–0.620	0.090–0.205	0.065–0.160	0.100–0.150	0.070–0.160	0.180–0.350	0.060–0.090
Лито Литофизические	Средняя пористость разреза ПТ (КТ)	%	$P_{PS}(RS)$	20.0–24.0	15.1–22.6	13.4–15.6	16.2–18.6	17.5–21.4	18.5–24.5	18.8–20.5
	Средняя проницаемость разреза ППТ (КТ)	10 ^{–6} м ²	$K_{PS}(RS)$	0.075–0.150	0.030–0.325	0.033–0.053	0.108–0.140	0.077–0.155	0.105–0.205	0.036–0.068
	Глинистость разреза ПТ (КТ)	%	$C_{PS}(RS)$	61.6–67.0	69.7–98.0	82.5–90.0	62.0–73.0	63.5–78.8	53.0–73.0	64.0–72.0
	Песчанистость разреза ПТ (КТ)	%	$S_{PS}(RS)$	33.0–38.4	2.0–30.3	10.0–17.5	27.0–38.0	21.2–63.5	28.0–47.0	28.0–36.0
Гидро-геохимически	Диапазон общей минерализации подземных вод ПТ (КТ)	г/г	Σ_{a+k}	6.0–159.1	14.9–119.4	19.9–147.5	15.7–352.9	21.2–195.7	15.0–295.0	15.4–246.1

	Коэффициент метаморфизации подземных вод ПТ (КТ)	безразмерный	rNa/rCl	0.870–0.890	0.630–2.080	0.660–1.770	0.650–4.820	0.700–1.815	0.715–1.465	0.880–1.343
	Коэффициент первичной щелочности воды (по Палмеру)	%-экв	A_1	0–5	0–10	0–3.5	0–20	0–15	0–10	0–20
	Коэффициент вторичной солёности (по Палмеру)	%-экв	S_2	0–15	0–25	0–30	0–25	0–20	0–25	0–20
	Содержание сульфат-иона в подземных водах	мг-экв/100 г	rSO_4^{2-}	1.00–7.00	1.00–10.00	0.50–12.00	0.80–12.00	0.20–10.00	1.50–9.00	0.40–15.00
	Количество органических кислот общей щелочности	%	$rRCOO^-$	20.0–25.0	15.0–20.0	15.0–20.0	20.0–25.0	15.0–20.0	15.0–20.0	5.0–15.0
Гидро-геодинамические	Глубина зоны перехода типов подземных вод	м	H_{tz}	1940–4310	2585–6820	4100–5925	4090–5910	2500–4360	2630–5100	3500–3850

	Расстояние зоны перехода типов вод от подошвы	м	D_{tz}	1700– 2320	480–865	475–600	340–410	580–770	750–1050	400–500
	Отношение мощности интервала разреза, занятого щелочными водами, к общей толщине ПТ(КТ)	%	h_A	28.3– 54.5	6.6–25.1	7.4–12.3	5.4–9.5	11.7–23.0	12.0–30.0	9.0–12.5
	Градиент концентрации и подземных вод	г/л/км	$\Sigma_{a+k}/$ $h_{PS(RS)}$	34.5– 40.5	8.1–14.4	18.8–21.8	73.5–74.2	40.5–47.5	57.0–74.0	75.0– 90.0
	Градиент метаморфизма подземных вод	1/км	$r_{Na}/$ $r_{Cl}/$ $h_{PS(RS)}$	0.134– 0.187	0.112– 0.259	0.141– 0.210	0.871– 0.885	0.265– 0.331	0.095– 0.210	0.130– 0.180
Геотемпературы	Температура на срезе- 1000 м.	°C	t_{-1000}	29.7– 39.5	27.0– 33.0	27.0–37.0	32.0–37.0	51.5–55.5	32.0–52.0	41.5– 51.0
	Средний геотерпепату рный градиент	°C/км	G	15.70– 18.40	13.30– 18.00	13.80– 16.30	18.90– 19.20	18.95– 19.20	14.70– 16.70	16.70– 19.00

	Приведенная к подошве ПТ (КТ) температура	°C/км	$t_{PS(RS)}$	18.7–21.0	18.0–23.0	18.1–21.0	19.0–24.0	26.0–30.0	19.4–26.0	24.0–25.5
Геобарические	Коэффициент сверхгидростатичности пластовых давлений	МПа/МПа	P_{ADP}	1.290–1.500	1.175–1.630	1.350–1.530	1.155–1.170	1.270–1.485	1.350–1.540	1.600–1.775
	Глубина поверхности зоны АВПД	м	D_{ADP}	750–1400	790–1000	675–900	855–875	875–1150	640–825	1300–1450
	Отношение толщины зоны АВПД к толщине ПТ (КТ)	%	M_{ADP}	67.0–86.5	85.0–89.0	78.2–88.4	80.0–87.0	70.0–90.0	76.0–89.0	64.0–69.0
	Коэффициент аномальности первого давления (АВПоД)	МПа/МПа	P_{APP}	1.485–1.935	1.635–2.060	1.890–2.070	1.610–1.710	1.450–1.600	1.775–2.000	1.850–2.050
	Глубина поверхности зоны АВПД	м	D_{APP}	750–1235	725–1025	675–825	830–845	700–960	590–740	825–950

	Отношение толщины зоны АВПоД к толщине ПТ (КТ)	%	M_{APP}	71.0– 87.5	70.3– 90.1	83.1– 89.4	81.2– 86.7	71.3– 85.8	80.0– 90.0	77.0– 81.0
	Градиент порового давления на поверхности ПТ (КТ)	МПа/ МПа	G_{APP}	0.0133– 0.0162	0.0144– 0.0179	0.0147– 0.0178	0.0169– 0.0179	0.0122– 0.0141	0.0155– 0.0205	0.0200– 0.0210

Продолжение табл.11.3

Низкопотенциальные и непродуктивные структуры										
Критерии	Параметры	Размерность	Символ	Нижнекуринская депрессия	ГП Кобыстан, Джейранкечмская впадина, хребет Алятская гряда, Бакинский архипелаг		Апшеронский полуостров и южно-апшеронский шельф	Апшероно-Балханский Силл		Гограньдаг-Чикишлярская складчатая зона
					северная зона	Центральная + Южная зона		Апшеронская подзона (море)	Балханская подзона (море+суша)	
Тектоно-структурные	Глубина залегания поверхности ПТ (КТ)	м	$T_{PS}(R, S)$	>2900	>1700	>1300	>1800	>1750	>2150	<1050 и >1800
	Глубина залегания подошвы ПТ (КТ)	м	$B_{PS}(R, S)$	<1900 и >6200	<2800 и >7300	<3550 и >6850	<850 и >7500	<1675 и >5375	<2700 и >5900	<3800 и >4250
	Толщина ПТ (КТ)	м	$h_{PS}(R, S)$	<2800 и >4700	<3000 и >5500	<3550 и >5550	<850 и >5250	<1675 и >3525	<2750 и >3700	<2450 и >2725
	Толщина экранирующего ПТ (КТ) акчагыльского яруса	м	h_{AK}	>260	>75	>70	>120	>65	>135	<200 и >300
	Мощность эрозионного размыва ПТ (КТ)	м	$E_{PS}(R, S)$	>1000	>1000	>1350	>1250	>1700	>600	–
	Отношение высоты структуры к ее площади -крутизна	м/км ²	K_j	<3.0 и >36.0	<4.0 и >84.0	<25.0 и >80.0	<7.0 и >175.0	<5.0 и >60.0	<3.0 и >8.0	<3.5 и >7.5

Продолжение табл.11.3

	Удельная разбитость поднятия	км ² /км ²	d_j	<0.125 и >0.800	<0.090 и >0.230	<0.065 и >0.215	<0.100 и >0.235	<0.070 и >0.262	<0.180 и >0.360	<0.060 и >0.100
Литофизические	Средняя пористость разреза ПТ (КТ)	%	$P_{PS(RS)}$	<17.5 и >26.0	<15.0 и >23.0	<13.3 и >19.2	<16.2 и >24.7	<16.5 и >25.5	<17.8 и >24.5	<18.8 и >22.8
	Средняя проницаемость разреза ППТ (КТ)	10 ⁻⁶ м ²	$K_{PS(RS)}$	<0.050 и >0.190	<0.030 и >0.355	<0.032 и >0.107	<0.103 и >0.265	<0.062 и >0.255	<0.095 и >0.205	<0,036 и >0,092
	Глинистость разреза ПТ (КТ)	%	$C_{PS(RS)}$	<58.0 и >68.0	<67.0 и >98.0	<72.5 и >92.5	<31.0 и >75.0	<31.7 и >80.0	<53.0 и >74.0	<54,0 и >72,0
	Песчанистость разреза ПТ (КТ)	%	$S_{PS(RS)}$	<32.0 и >42.0	<2.0 и >33.0	<7.5 и >27.5	<25.0 и >69.0	<20.0 и >68.3	<26.0 и >47.0	<28,0 и >46,0
Гидрогеохимические	Диапазон общей минерализации подземных вод ПТ (КТ)	г/л	Σ_{a+k}	< 6.0 и >160.0	<10.0 и >120.0	<15.0 и >150.0	<15.0 и >350.0	<20.0 и >200.0	<15.0 и >295.0	<15,0 и >250,0
	Коэффициент метаморфизации подземных вод ПТ (КТ)	без раз мер ный	$r_{Na/rCl}$	<0.680 и >1.520	<0.660 и >2.080	<0.620 и >1.840	<0.620 и >5.730	<0.700 и >1.815	<0.715 и >1.465	<0,885 и >1,345
	Коэффициент первичной щелочности воды (по Палмеру)	%- экв	A_1	>15.0	>20.0	>10.0	>45.0	>20.0	>20.0	>20,0
	Коэффициент вторичный солености (по Палмеру)	%- экв	S_2	>15.0	>25.0	>30.0	>25.0	>20.0	>25.0	>20,0

Продолжение табл.11.3

	Содержание сульфат-иона в подземных водах	мг-экв/ 100 г	rSO_4^{2-}	<0.05 и >10.00	<0.01 и >15.00	<0.01 и >12.00	<0.01 и >12.00	<0.01 и >10.00	<0.01 и >10.00	<0,01 и >15,00
	Количество органических кислот общей щелочности	%	$rRCOO^-$	<0.05 и >25.00	<0.05 и >25.00	<0.05 и >20.00	<0..10 и >25.00	<0.10 и >20.00	<0.10 и >20.00	<0,05 и >15,00
Гидро-геодинамические	Глубина зоны перехода типов подземных вод	м	H_{tz}	<200 и >5400	<2100 и >6800	<2550 и >6425	<100 и >6500	<400 и >1660	<1000 и >5100	<3100 и >3850
	Расстояние зоны перехода типов вод от подошвы	м	D_{tz}	<400 и >2500	<480 и >950	<425 и >1000	<340 и >920	<560 и >1250	<750 и >1350	<400 и >700
	Отношение мощности интервала разреза, занятого щелочными водами, к общей толщине ПТ(КТ)	%	h_A	<6.0 и >95.0	<6.5 и >30.0	<6.2 и >28.2	<5.0 и >97.5	<11.0 и >75.0	<12.0 и >47.0	<9,0 и >18,0
	Градиент концентрации подземных вод	г/ л/ к м	$\Sigma_{a+k}/h_{PS(RS)}$	<15.0 и >45.0	<4.0 и >15.0	<10.8 и >21.9	<30.0 и >74.0	<33.5 и >48.7	<53.0 и >74.0	<58,0 и >90,0
	Градиент метаморфизма подземных вод	1 / к м	$rNa/rCl/h_{PS(RS)}$	<0.060 и >0.200	<0.050 и >0.260	<0.084 и >0.219	<0.525 и >0.890	<0.195 и >0.352	<0.085 и >0.210	<0,050 и >0,180

Продолжение табл.11.3

Геотемпературные	Температура на срезе-1000 м.	°C	t_{-1000}	<29.5 и >43.0	<27.0 и >47.0	<27.0 и >45.0	<32.0 и >59.0	<51.0 и >59.5	<32.0 и >55.0	<41,0 и >55,0
	Средний геотерпатурный градиент	°C/км	G	<15.00 и >18.40	<12.50 и >18.00	<11.90 и >16.70	<14.50 и >18.40	<13.80 и >23.00	<14.40 и >16.70	<15,50 и >19,00
	Приведенная к подошве ПТ (КТ) температура	°C/км	$t_{PS(RS)}$	<18.5 и >23.3	<18.0 и >25.0	<16.5 и >23.0	<19.0 и >63.0	<26.0 и >43.0	<19.4 и >29.7	<24,0 и >26,5
	Приведенная к подошве ПТ (КТ) тепловой поток	10^{-8} кал/ см ² -с/ км	$q_{PS(RS)}$	<11.0 и >26.0	<12.7 и >22.8	<9.5 и >18.5	<17.0 и >110.0	<24.0 и >47.0	<10.8 и >39.6	<26,5 и >32,2
Геобарические	Коэффициент сверхгидростатичности пластовых давлений	МПа/ МПа	P_{ADP}	<1.200 и >1.580	<1.130 и >1.630	<1.260 и >1.540	<1.025 и >1.173	<1.085 и >1.490	<1.320 и >1.540	<1,480 и >1,775
	Глубина поверхности зоны АВПД	м	D_{ADP}	<750 и >2100	<790 и >1225	<730 и >1080	<855 и >935	<875 и >1350	<640 и >860	<1300 и >1600
	Отношение толщины зоны АВПД к толщине ПТ (КТ)	%	M_{ADP}	<58.0 и >68.0	<67.0 и >98.0	<72.5 и >92.5	<31.0 и >75.0	<31.7 и >80.0	<530.0 и >74.0	<54.0 и >72.0
	Коэффициент аномальности первого давления (АВПоД)	МПа/ МПа	P_{APP}	<1300 и >2050	<1620 и >2060	<1720 и >2090	<1200 и >1750	<1150 и >1630	<1720 и >2000	<1550 и >2050

Продолжение табл.11.3

	Глубина поверхности зоны АВПД	м	D_{APP}	<710 и >1770	<725 и >1100	<665 и >1025	<825 и >965	<650 и >1240	<590 и >740	<825 и >1100
	Отношение толщины зоны АВПоД к толщине ПТ (КТ)	%	M_{APP}	<30,0 и >88,0	<67,0 и >90,0	<71,0 и >90,5	и >88,0 <0,0100 и	<26,0 и >88,0	<72,0 и >90,0	<75,0 и >81,0
	Градиент порового давления на поверхности ПТ(КТ)	МПа/МПа	G_{APP}	<0,0120 и >0,0180	<0,0141 и >0,0179	<0,0135 и >0,0179	>0.0180	<0,0108 и >0,0143	<0,0145 и >0,0205	<0,0190 и >0,0210

На втором этапе детально исследуется геофлюидодинамическая обстановка территории прогноза и объектов проектируемых работ с количественной фиксацией пространственных флуктуаций параметров гидрогеохимического, гидродинамического, геобарического, геотемпературного, литофациального полей.

На третьем этапе устанавливаются качественные связи и количественные корреляции между параметрами архитектуры ловушек и совокупностью характеристик их геолого-физических полей.

На четвертом этапе по известным месторождениям выявляются общие закономерности площадного распространения нефтегазоносности с оценкой параметра плотности запасов (Q_d) конкретных структур.

На пятом этапе с использованием аппарата парных и множественных корреляций устанавливаются связи функции со всеми ранее определенными ее аргументами и конструируется картографическая геологоматематическая модель нефтегазоносности, дающая возможность для интерполяций (уточнения разведанных запасов) в известных границах реальной продуктивности и допустимых экстраполяций (вероятностной оценки запасов) на слабо изученные территории с установкой пространственного положения изолинии отсутствия нефтегазонасыщения.

Предлагаемая последовательность работ позволяет с достаточной степенью надежности визуализировать наиболее перспективные для первоочередной постановки ГРП локальные поднятия и достаточно уверенно выделять районы слабых, весьма слабых и отсутствия геологических ожиданий.

Очевидным преимуществом метода является также возможность использования в его рамках результатов тестирования самых первых (опорных, рекогносцировочных, предварительно-поисковых, опережающих) скважин и данных обязательных сейсмики 2D и 3D, параметрирующих особенности строения локальных структур, т.е. получать необходимое геологическое обеспечение уже на начальной стадии прогнозирования нефтегазоносности и планирования очередности и специфики поискового процесса - в условиях существенно лимитированной геологической информации.

С применением описанной методологии по состоянию 01.01.2006 г. были оценены пересчитанные с начальных геологических на текущие доказанные запасы УВ по 107 открытым в бассейне месторождениям и 42 разведанным площадям с явными признаками присутствия нефти, газа и конденсата. По региону целом запасы категории $A+B+C_1$ в ПТ (КТ) во всем интервале гипсометрических глубин ее залегания - 0-8,5 км составляют: нефти-872,53 млн т, конденсата-195, 13 млн т, газа- 2145,44 млрд м³, углеводородов- 3213,1 млн т н.э.; запасы категории C_2 , соответственно-1020,38 и 208,62 млн т, 2028,29 млрд м³ и 3257,29 млн т н.э.

Поскольку запасы последней градации в рамках примененного метода их расчета по степени своей корректности достаточно близки категории C_1 , представляется допустимым рассматривать далее доказанные запасы стран и бассейна как сумму всех категорий- $A+B+C_1+C_2$.

В Азербайджане, Иране основная часть указанных объемов сконцентрирована в море- 95,45 % и 83,5 %, в Туркмении-на суше-67,4 %.

По отдельным видам углеводородной продукции ситуация по странам выглядит следующим образом: в Азербайджане суммарные категорийные запасы нефти составляют 946,74 млн т, конденсата-348,23 млн т, газа-2632,87 млрд м, УВ-3927,83 млн т н.э.; в Туркмении, соответственно, - 272,77 и 40,61 млн т, 752,87 млрд м³, 1066,25 млн т н.э.; в Иране-673,4 и 14,91 млн т, 788 млрд м³, 1476,31 млн т н.э.; по бассейну в целом: нефть- 1892,91 и 403,75 млн т, 4173,73 млрд м³, 6470,39 млн т н.э.(табл. 11.4).

По состоянию на 01.01.2006 г. коэффициенты выработки извлекаемых запасов «нефть + конденсат» и газа (отношение текущих извлекаемых запасов к начальным) составляют по

суше и морю, соответственно: Азербайджан-0,952 и 0,527, 0,291 и 0,122; Туркмения-0,710 и 0,294, 0,044 и 0,035 (см. табл. 9.4). Из приведенных цифр следует, что в обеих странах наибольшие перспективы для наращивания добычи УВ имеют их морские секторы.

Достаточно серьезным резервом прироста извлекаемых запасов нефти и конденсата на весьма истощенных месторождениях суши может явиться повышение за счет широкого внедрения вторичных и третичных методов эксплуатации продуктивных пластов коэффициентов их нефте- и конденсатоотдачи.

Согласно Государственным балансам запасов средний коэффициент извлечения жидких УВ в Азербайджане принят порядка 35 %, в Туркмении -41 %. Увеличение на 1 % их значений в первом случае соответствовало бы приросту текущих остаточных запасов примерно на 30, во втором-на 15 млн т. На морских площадях Азербайджана и Туркменистана рост запасов нефти и газа промышленных категорий в ближайшей перспективе может быть обеспечен в первую очередь за счет доразведки нижней части разреза ПТ месторождений Азери, Чираг, Гюнешли, Кяпаз, Шахдениз и площадей с установленной нефтегазоносностью-Ашрафи. Карабах, Дан Улдузу, Нахчывани, поднятий контрактных блоков 1 и 11 в туркменской акватории Прибалханской зоны. На суше в этом плане положительные результаты наиболее ожидаемы на ряде не полностью разведанных структур Нижнекуринской депрессии (Азербайджан) и Гограньдар-Никишлярской зоны поднятий (Западная Туркмения).

Выполненные оценки позволяют полагать, что по ПТ (КТ) еще неоткрытые перспективные (C_3) и прогнозные (D_1) ресурсы извлекаемых УВ в Азербайджане в сумме составляют 589, 17, в Туркмении-159,94, в Иране-

Таблица 11.4 Структура объемов углеводородов Южно-Каспийского нефтегазоносного бассейна

Страна	Территория	Накопленная добыча на 01.0.2006 г.			Запасы категории А+В+С ₁ +С ₂						Коэффициент выработки начальных извлекаемых запасов		
		Нефть (Н)+конденсат (К) млн т	Газ Млрд м ³	УВ, млн т н.э.	Н+К, млн т		Газ Млрд м ³		УВ, млн т н.э.		Н+К	Газ	УВ
Азербайджан	Суша	961.21	136.22	1097.43	2,901.34	0.60	269.40	18.31	3,170.74	25.47	0.952	0.527	0.866
					47.74		122.08		169.82				
	Море	511.94	349.01	860.95	3,974.96	178.64	3,007.53	1,289.20	6,982.49	2,034.47	0.291	0.122	0.186
					1,247.23		2,510.78		3,758.01				
	Всего	1473.15	485.23	1958.38	6,876.30	179.24	3,276.93	1,307.51	10,153.23	2,059.94	0.532	0.156	0.333
					1,294.97		2,632.86		3,927.83				
Туркменистан	Суша	427.24	226.43	653.67	1,465.96	5.25	802.24	126.28	2,268.20	171.85	0.710	0.294	0.476
					174.49		544.60		719.09				
	Море	6.47	7.53	14	424.24	12.95	226.35	143.50	650.59	226.62	0.044	0.035	0.034
					138.89		208.27		347.16				
	Всего	433.71	233.96	667.67	1,890.20	18.20	1,028.59	269.78	2,918.79	398.47	0.580	0.237	0.385
					313.38		752.87		1,066.25				

Примечание. 1-я строка - исходные количества, ресурсы, потенциал; 2-я строка - текущие извлекаемые запасы, ресурсы, потенциал на 01.01.2006 г

Продолжение табл.11.4

Страна	Территория	Ресурсы категории Сз + Д ₁			Потенциал А- В+С ₁ +С ₂ +С ₃ +Д ₁			Уровни добычи 2010 г.		Обеспеченность	
		н + к, млн т	Газ, млрд м ³	УВ, млн т н.э.	н + К, млн т	Газ, млрд м ³	УВ, млн т н.э.	Н + К, млн т	Газ, млрд м ³	Н + К	Газ
										лет	
Азербайджан	Суша	20,63	26,81	47,44	2921,97	296,21	3218,18	4	3	14	47
		7,16	18,31	25,47	54,90	140,39	195,29				
	Море	428,10	593,37	1021,47	4403,06	3600,90	8003,96	59	27	24	107
		187,08	376,62	563,70	1434,31	2887,40	4321,71				
	Всего	448,73	620,18	1068,91	7325,03	3897,11	11222,14	63	30	24	101
		194,24	394,93	589,17	1489,21	3027,79	4517,00				
Туркмени- стан	Суша	64,63	113,54	178,17	1530,59	915,78	2446,37	28	15	7	42
		26,17	81,69	107,86	200,66	626,29	826,95				
	Море	61,17	54,82	115,99	485,41	281,17	766,58	20	10	8	24
		20,83	31,25	52,08	159,72	239,52	399,24				
	Всего	125,80	168,36	294,16	2016,00	1196,95	3212,95	48	25	8	35
		47,00	112,94	159,94	360,38	865,81	1226,19				
Иран	Суша	4,50	38,36	42,86	40,50	278,36	318,86	1	3	17	88
		2,24	36,44	38,68	17,15	264,44	281,59				
	Море	202,93	194,75	397,68	1549,73	784,22	2333,95	9	6	86	124
		101,01	185,00	286,01	774,41	745,00	1519,41				
	Всего	207,43	233,11	440,54	1590,23	1062,58	2652,81	10	9	83	112
		103,25	221,44	324,69	791,56	1009,44	1801,00				
ЮКБ	Суша	89,76	178,71	268,47	4493,06	1490,35	5983,41	33	21	8	49
		35,57	136,44	172,01	272,71	1031,12	1303,83				
	Море	692,20	842,94	1535,14	6438,20	4666,29	11104,49	88	43	27	90
		308,92	592,87	901,79	2368,44	3871,92	6240,36				
	Итого	781,96	1021,65	1803,31	10931,26	6156,64	17087,90				
		344,49	729,31	1073,80	2641,15	4903,04	7544,19	121	64	22	77

324,69; по бассейну в целом- 1073,80 млн т. н.э. В том числе в акватории сконцентрировано: в Азербайджане-95,7 %, в Туркмении-32,6 %, в Иране-88,1 % по региону в целом-82,8 % (см. табл. 9.4).

При этом большая часть прогнозных ресурсов газа и конденсата в Азербайджане предполагается на отдельных морских поднятиях вала Аби́ха (блок Алов-Шарг-Араз)-порядка 330 млрд м³ и 50 млн т; перспективных ресурсов нефти-25,5 млн т на суше Нижнекуринской депрессии и 185 млн т-на неразведанных площадях Северо-Апшеронской зоны поднятий Апшеронского архипелага (пл. Арзу, Айнара, Хамдем, Севиндж и, возможно, др.) (Следует иметь в виду, что удаленные от суши поднятия последнего района имеют в основном небольшие размеры, оцененные в каждом из них запасы в абсолютном выражении относительно невелики. По этим причинам в настоящее время при существующих мировых ценах на УВ могут пока представляться недостаточно привлекательными в плане коммерческой рентабельности их освоения в ближайшей перспективе, что не исключает однако возможной целесообразности их промышленного использования по мере обострения мировой ситуации с энергоносителями).

Открытие новых залежей УВ в Туркмении с перспективными ресурсами примерно 110 млн т н.э. предполагается в основном на непробывавших в разведке структурах Гограньдаг-Никишлярской зоны поднятий (суша) и с прогнозными ресурсами- на отдельных морских поднятиях Сары-Чи́кишлярского складчатого пояса- примерно 50 млрд м³, в Иране- в акватории Ленкорано-Горганского прогиба- 185 млн т н.э. по степени достоверности они представляются промежуточными между категориями перспективных и прогнозных ресурсов.

С учетом всего изложенного начальный геологический потенциал ЮКБ. может быть оценен в 17,09 млрд т н.э. (см. табл. 11). На долю Азербайджана приходится 11,22 (65,7 %), в том числе в море - 8,00; Туркмении-3,21 (18,8 %), море-0,77; Ирана- 2,65 (15,5 %), море-2,33 млрд т н.э. В общем объеме потенциально жидкая его фаза (нефть + конденсат) составляет 10,93 млрд т, газообразная-6,15 трлн м³; по странам бассейна, соответственно: Азербайджан-7,32 и 3,90 (море-4,40 и 3,60); Туркмения-2,02 и 1,19 (море-0,49 и 0,28); Иран-1,59 и 1,06 (море-1,55 и 0,78).

Общий извлекаемый потенциал УВ ПТ (КТ) региона во всем диапазоне глубин ее залегания - 0-8,5 км по состоянию на 01.01.2006 г., по нашим оценкам, составляет: Азербайджан- 4,52 (59,9 %), Туркмения-1,23 (16,3 %), Иран-1,80 (23,8 %), ЮКБ в целом-7,54 млрд т н.э. При этом на его акваториальную часть приходится: Азербайджан - 4,32 (69,2 %), Туркмения-0,40 (6,4%), Иран-1,52 (24,4 %), бассейн в целом-6,24 млрд т. н.э. (82,8 %). По отдельным странам региона в при надлежащих им морских секторах сосредоточены: в Азербайджане-95,6 %, в Туркмении-32,5 %, в Иране-84,3 % от соответствующих потенциалов.

При условии 100%-ной подтверждаемости извлекаемых запасов и ресурсов, и достижении запланированных на 2010 г. уровней добычи обеспеченность их по Азербайджану составляет: нефть + конденсат-24, газ-101 год; Туркмения, соответственно,-8 и 35 лет, Иран-83 и 112 лет. Наиболее напряженная ситуация имеет место на месторождениях суши-14 лет в Азербайджане и 7 лет в Туркмении (см. табл. 9.4), что в условиях относительно малой вероятности открытия здесь новых крупных месторождений требует для поддержания добычи реализации, как было отмечено выше, обширного комплекса мероприятий по совершенствованию техники и технологии эксплуатации скважины залежей, увеличению нефтеотдачи пластов.

Доля региона в мировых доказанных запасах категории A+B+C₁+C₂: нефть и конденсат-1,38 %, газ-2,44 %, УВ-1.91 % (табл. 11.4). По объему УВ потенциала Южный Каспий (2,2 %) сопоставим с бассейном Северного моря, где его величина составляет 6,87 млрд т н.э. или примерно 2 % от мировых.

Выполненное исследование позволяет констатировать, что бассейн Южного Каспия по уровню своих извлекаемых ресурсов и перспективам добычи может выступать в качестве достаточно значительного регионального агента на европейском углеводородном рынке.

При оценке с точки зрения современной геофлюидальной динамики необходимо учитывать следующее: потенциал местных структур в самой глубокой части Южно-Каспийского бассейна. Мы имеем в виду сооружения на глубине от 250 до 1000 м, где поверхность ПТ (КТ) находится на глубине от 2000 до 4500 м. Важно помнить, что все «непродуктивные» структуры, расположенные на глубоководной части ступенчатого блока и расположенные ближе всего к его центру, представляют собой объективное указание на реализацию процессов генерации УВ и последующих процессов миграции и накопления в рамках продуктивной ПТ (КТ). Центральная часть Южного Каспия удалена от областей происхождения обломочного материала, поэтому в разделе ПТ (КТ) содержится большое количество глины. Он соединяется с боковыми рамками бассейна с помощью высокоамплитудных боковых блоков тектонических, стратиграфических и литофациальных несоответствий. В этом смысле роль глубокого центрального бассейна представляется ограниченной. Таким образом, это ограничивает вероятность обнаружения больших скоплений нефти / газа в его наиболее ослабленных ловушках. Это также ограничивает возможность существования скоплений нефти/газа в вышележащих структурах в соответствии с концепцией автохтонии УВ с вмещающими залежами и доминированием их миграции, как это предусмотрено моделью дифференциального улавливания.

Последнее утверждение подтверждается непрерывным увеличением от бортов бассейна к его центру интенсивности гидродинамической системы в ПТ (КТ). Это выражается в ограничении миграционных процессов, что проявляется в развитии в ПТ (КТ) экстремальных АВПД и почти геостатических АВПоД (Керимов и Рачинский, 2010 г.).

Сочетание всех указанных обстоятельств не дает оснований для оптимизма в отношении потенциала большинства местных структур в глубоководных районах. В то же время возникают газоконденсатные месторождения, связанные со структурными ловушками, сильно разрушенными и деформированными грязевым вулканизмом и гидродинамически связанными с крупными региональными разломами. Эти дефекты обеспечивают необходимую степень естественного дренажа пласта, таким образом компенсируя отрицательный эффект большой глубины до поверхности ПТ (КТ).

С этих позиций для постановки первоочередных поисков наиболее привлекательными представляются отдельные полосообразно ориентированные поднятия, непосредственно тяготеющие как к названной дислокации, так и к Центрально-Каспийскому, Сефидруд-Карабогазскому, Западно-Туркменскому меридиональным и Сангачал-Огурчинскому, Мильско-Чикишлярскому, Предмалокавказскому субширотным разломам, особенно к участкам их пересечения. К таким структурам, в частности, могут быть отнесены: в зоне складчатости вала Абиха - пл. им. Азизбеков (D-6), Шафах (D-8), Азиман (D-10), пл. им. Дж. Джабарлы (D-17), пл. им. Мушвига (D-31), где глубины кровли ПТ составляют 3000-3400 м; в зоне Сары-Чикишлярской складчатости — Западно-Чикишлярская и, не исключено, пл. им. Ханлара (глубины кровли КТ 3000 и 4400 м).

В отношении возможной газоконденсатоносности наиболее предпочтительными представляются сопряженные с диагональным разломом вала Абиха и разделенные крупноамплитудными поперечными разрывами площади контрактного блока Алов (D-15) — Шарх (D-13) — Араз (D-19), где кровля ПТ залегает на глубинах 2200-3200 м и глубина влажности 450–700 м.

Контрактный блок на юге Бакинского архипелага, в состав которого входят структуры Савалан (D-23), Далга (D-44), Лерик-Дениз (D-74) и Джануб (D-43), не столь перспективен из-за

резкого ухудшение литофаций и параметров пласта. Вершина ПТ записана на минус 1 600–2 800 м, а глубина влажности составляет 250–400 м.

Вышеуказанное представляет собой скептическое представление о высоком нефтегазоносном потенциале ПТ (КТ) в самой глубокой области Южного Каспия. Он может быть повышен до умеренного оптимизма, если в прогнозе насыщения углеводородом будет принят совершенно иной взгляд на временные рамки образования ловушек и скоплений.

Согласно этой точке зрения, глубоко затопленные природные резервуары в центральной части ЮКБ не обязательно могут быть оценены пессимистично и могут иметь шанс быть заполненными углеводородами. Необходимым условием является то, что накопление произошло до активного оседания региона, когда произошло лавинное отложение верхнего апшероно-андрегенного ряда. Последовательность достигает толщины 2,55 км в структуре Научная, 2,978 км в Сеяре, 3,5 км в Мушвиге (D-31), 3,8 км в Туркменабате, 5,6 км в Абиде (D-29), 6,0 км в Натаване (D-22), 6,4 км в Санани (D-28) и т. д. Это означает, что вершина ПТ (КТ) была на глубине до 1700–1800 м, обеспечивая эффективный дренаж жидкой массы (см. выше).

Необходимым элементом в этом типе геологической среды является завершение тектонического плана зоны (блока, ступени) и окончательная структура и расположение разломов на локальных максимумах. По времени все это синхронно с основной фазой миграции УВ во всем ЮКБ, которая произошла во время стратиграфического интервала плиоцена (акчагил-нижний апшерон). В этом могут помочь удовлетворительные коллекторские свойства потенциально продуктивных интервалов на глубинах до 8,5–9 км (Буряковский, Чилингар и др., 2001) ¹ и надежные герметизирующие свойства толстой вышележащей осадочной серии, сохраняющей скопления УВ.

Гипотетически возможным вариантом в рамках предложенной модели является следующая геологическая ситуация. Предположим, что структура ловушки еще не полностью сформировалась как естественный резервуар до начала основной и конечной фазы миграции УВ. Таким образом, мигрирующие жидкости обошли его без промедления до краевого падения. Естественно, что в таком случае ловушка будет пустой, даже если присутствуют все другие необходимые и достаточные факторы скоплений УВ.

Также очевиден случай, когда ловушка была разрушена на значительную глубину, поэтому скопления, в которых она находилась, были полностью деградированы (месторождения Гирмаку, Тафмай, Хамамдаг-Дениз, Гарасу, Санги-Муган, Ульфат и другие).

При нынешнем уровне знаний более или менее надежные количественные оценки запасов, ресурсов и геологического потенциала глубоководной части Южно-Каспийского бассейна представляются преждевременными. Это потребует проведения многочисленных инвазивных исследований. Эти исследования должны включать полный набор региональных спутниковых рекогносцировочных съемок; полнофункциональная морская газо- и геохимическая съемка с отображением локальных аномалий на региональном фоне; надежная идентификация и картографирование геологических сред и глубинных зон тепломассообмена; комплексные исследования подводного грязевого вулканизма; стратиграфические скважины и региональные геофизические исследования высокого разрешения. Это позволило бы интегрировать палеотектонические, палеоструктурные и палинспастические реконструкции в цифровую модель нефтегазовой геологии бассейна. Эта модель должна быть изменена и формализована (с использованием методов программирования) на основе вышеупомянутых концепций гидродинамики. В случае положительного результата, нефтегазоносный потенциал ЮКБ может быть существенно повышен.

Исходя из всего вышесказанного, логично предположить, что ПТ (КТ) в ЮКБ была насыщена углеводородами в ходе двухэтапного ступенчатого процесса. Доминирующей формой насыщения углеводородами в боковых структурах бассейна, поднимающегося вверх,

является *текущая* миграция. В погруженной глубоководной части бассейна, где коллекторы ПТ (КТ) расположены на глубине от 7 до 9 км, их основное нефтегазонасыщение, вероятно, было завершено к моменту лавинного осаднения постплиоценовой серии, т. е. в *акчагыльско-раннее апшеронское время*. Поэтому первоочередными задачами на этапе предварительной (оценочной) разведки в регионе должно быть выявление в действующей структуре плана центрального бассейна и картографирование отдельных антиклинальных поясов, зон, блоков и областей, локальные структуры которых были структурно завершены до этапа наиболее интенсивного постраннего апшеронского седиментогенеза.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Материалами предыдущих глав и разделов доказана доминирующая роль геофлюидодинамических процессов в миграции УВ, формировании их залежей и месторождений, консервации и диссипации скоплений нефти, газа и конденсата. Выполненные анализ и синтез весьма значительного по объему геоинформационного массива по 10 сложно построенным различным тектонотипов бассейнам альпийских подвижных поясов позволили количественно оценить параметры их геолого-физических полей (гидрогеохимического, геобарического, геотемпературного, гидродинамического, литофациального, углеводородного), вариации их в едином пространственно-временном континууме, выявить причинно-следственный характер взаимосвязей функциональных переменных, определить реальную возможность повышения достоверности прогноза региональной, зональной и локальной нефтегазоносности, разработать комплекс качественных показателей и количественных параметров углеводородного насыщения в различных геологических обстановках.

Основными выводами настоящей работы следует признать следующие:

1. Альпийские геосинклинальные межгорные впадины и передовые прогибы характеризуются сложным ступенчато-блоковым строением; последовательным опусканием отдельных блоков от периферии к их центриклиналям; контактом по разобщающим разломам различных стратиграфических составляющих и литологических разностей разреза; выполнением преимущественно глинистой фацией (до 90-95 %); региональной невыдержанностью, пространственной неоднородностью, линзовидным строением, фациальной и фильтрационной изменчивостью коллекторов; выклиниванием по региональному восстанию складчатости отдельных стратиграфических составляющих разреза; интенсивным развитием тектонических нарушений, зон трещиноватости, диапиризма и грязевого вулканизма.
2. Гидрогеохимическое поле альпийских геосинклинальных регионов носит явно выраженный мозаичный характер, отличается существенной пространственно-временной неоднородностью, отражает ступенчато-блоковое строение осадочного чехла, формируется под превалирующим влиянием синхронных периодам тектонической активности и фазам неотектогенеза мощных межформационных перетоков флюидов как результат реализации процессов смещения в разнящихся долевых соотношениях подземных вод различной стратиграфической принадлежности.
3. Геобарическое поле альпийских регионов характеризуется весьма напряженным состоянием - практически повсеместным пространственным развитием аномально высоких поровых и пластовых давлений полигенной природы. В коллекторах локальных поднятий они чаще всего формируются как следствие вертикального проникновения в гидравлически изолированные объемы высоконапорных флюидов из базисных интервалов осадочного разреза и геотектонического сжатия замкнуто-упругих природных резервуаров; в мощных глинистых толщах-главным образом как результат их литостатического и тектонострессового уплотнения при ограниченном оттоке поровых флюидов и дегидратационных катагенетических процессов, сопровождающихся выделением в свободную фазу дополнительных объемов поровых вод; в глинистых покрывках над залежами углеводородов-засчет ореольного проникновения в них из последних флюидов с избыточным давлением.

4. Мощные погружающиеся глинистые толщи в ходе своей геологической истории последовательно проходят стадии фильтрационной и диффузионной консолидации и катагенетического дегидратационного разуплотнения. В рамках разработанной модели функционирование геогидродинамических систем по элизионной схеме вероятно только на фильтрационной стадии уплотнения глинистых интервалов.
5. Пространственное распределение коэффициентов аномальности пластовых и поровых давлений, ориентация и степень реализации их градиентов, при учете прочих условий необходимости и достаточности, трассируют направление миграции природных флюидов, могут использоваться в качестве критериев прогноза углеводородного насыщения, оценки его качественной и количественной сторон.
6. Кумулятивная релаксация упругой энергии мощных неравномерно консолидированных неплотных вязкопластичных глинистых серий с АВПоД является существенным фактором формирования региональной и локальной складчатости, дизъюнктивной дислокации, покровно-шарьяжной тектоники, соотношений структурных планов компетентных и некомпетентных толщ, диапиризма и грязевого вулканизма.
7. Геотемпературное поле и тепловой режим альпийских регионов четко дифференцируются по признаку истории их геотектонического развития, скорости седиментации и мощности осадочного выполнения - территории с чертами геосинклиналей, минимальным темпом современного осадко-накопления и мощностью осадочного чехла характеризуются существенно повышенными тепловыми потоками и температурами гипсометрических срезов по сравнению с миогеосинклинальными районами больших скоростей современного компенсированного седиментогенеза и мощностью осадочных пород.
8. В суммарном тепловом потоке локальных структур доля его конвективной компоненты составляет 7-20 % и определяется в основном параметрами скважности флюидопроводящих каналов, условиями циркуляции и разгрузки подземных термальных вод нижних интервалов разреза. Влияние конвективной составляющей формирует как функцию меры дизъюнктивной дислоцированности региональную и локальную неоднородность теплового поля и мозаичный характер пространственного распределения пластовых температур, отвечающие тектоническим особенностям отдельных блоков, ступеней, антиклинальных зон и единичных поднятий.
9. Инфильтрационный водообмен в альпийских бассейнах весьма незначителен по масштабам, охватывает незначительную часть их территорий, имеет локальное проявление, развит только в узких зонах и полосах периферийных обрамлений, примыкающих к сопредельным горным сооружениям, и на небольших по площади участках обнажающихся коллекторов в пределах денудированных складок.
10. Элизионный водообмен в коллекторах как функция оттока поровых флюидов из смежных уплотняющихся глинистых толщ подлежит реализации и возможен в диапазоне глубин порядка до 2000 м; в более глубоких интервалах количество отнимаемых флюидов из единицы объема пород и в единицу времени не может обеспечить непрерывный латеральный водоток в направлении от центральных частей впадин и прогибов к их периферии.
11. В осадочных разрезах бассейнов альпийских подвижных поясов доминирующей формой движения подземных вод и облигатно ассоциирующих с ними углеводородов является пульсационно-инъекционная субвертикальная миграция по плоскостям проводящих дизъюнктивов, зонам повышенной трещиноватости, контактов диапировых внедрений, эруптивам грязевых вулканов,

- литофациальным несогласиям и другим нарушениям сплошности пород, осуществляющаяся в периоды активизации неотектонических процессов.
12. Специфический характер флюидомассопереноса в альпийских бассейнах определяет объективную реальность существования нового типа природных геофлюидодинамических систем переточно-инъекционных, характеризующихся преимущественно сквозным перемещением высоконапорных подземных гидротерм на фоне существенно лимитированного латерального движения. Подобная форма флюидомассопереноса типична для глубоких недр стратисферы. Осадочные разрезы отдельных регионов представляют собой единые геогидродинамические системы, гидравлически сообщающие их базисные зоны питания с приповерхностными интервалами-зонами разгрузки.
 13. Углеводородное насыщение недр альпийских регионов имеет в основном вторичный характер, осуществляется как следствие функционирования, переточно-инъекционных геофлюидодинамических систем и обогатно приурочено к зонам и интервалам разгрузки их водонапорных комплексов, сопряженным с участками развития флюидопроводящих нарушений сплошности пород. Наличие последних является необходимым условием формирования промышленной нефтегазоносности.
 14. Пространственное распределение нефтегазоносности в глубоких горизонтах альпийских бассейнов имеет в основном локальный характер, контролируемый степенью развития дизъюнктивной тектоники, обеспечивающей крупномасштабное проникновение в коллекторские резервуары высоконапорных термальных флюидов из углеводородопроизводящих зон базисных интервалов осадочных разрезов.
 15. В пределах рассмотренных регионов зоны преимущественного нефте- и газонакопления, а также отдельные месторождения, пространственно приурочены к локальным участкам разгрузки глубинных подземных вод, выражающимся в виде геогидрохимических, пьезометрических, геотемпературных, изотопных, палинологических и прочих возмущений соответствующих полей.
 16. В зонах, участках и районах, где геологическая обстановка способствует интенсивному внедрению в разрез глубинных флюидов и эмиграции на поверхность сингенетических вод аккумулирующих резервуаров, группируются, как правило, нефтяные месторождения, формирующие зоны преимущественного нефтенакпления; в условиях затрудненных инъекций и эмиграции формируются зоны преимущественного газонакопления.
 17. Концептуальное геолого-статистическое моделирование нефтегазонакопления, отвечающее механизму функционирования переточно-инъекционных геогидродинамических систем и разработанное на базе геогидрохимических, пьезометрических, гидравлических, геотемпературных и других показателей, позволяет с достаточной степенью надежности решать как прогностические интерполяционные задачи оценки перспектив и запасов углеводородов локальных поднятий и региональных зон и в пределах известных нефтегазоносных районов и областей, так и экстраполировать общие трендовые тенденции на неопроискованные районы и площади.
 18. Применительно ко всем рассмотренным регионам разработаны качественные критерии и количественные структурно-тектонические, гидрогеохимические, геобарические, геотемпературные и гидрогеодинамические показатели выделения зон преимущественного нефте- и газонакопления и комплекс оптимальных геофлюидодинамических условий высоковероятной нефте- и газонаосности локальных структур.

19. Разработана методика количественной оценки запасов природных углеводородов как функции геофлюидодинамических процессов.

Концептуальной новизной проведенного исследования являются следующие положения:

- система представлений авторов о формировании существующей картины нефтегазонасыщения в альпийских геосинклинальных регионах под относительно незначительным влиянием инфильтрационной (до глубин 0,2-0,5 км) и элизионной (в основном до глубин 2 км) составляющих гидродинамического режима; в диапазоне больших глубин- под воздействием главным образом пульсационно-инъекционного преимущественно субвертикального - по нарушениям сплошности пород – движения флюидов, осуществлявшегося в основном в стадии активизации неотектонических процессов;
- разработанный авторами комплекс воззрений о формировании промышленного углеводородного насыщения в альпийских геосинклинальных регионах как о результате геофлюидодинамических процессов- дренажа природных резервуаров, реализации нефтегазонакопления главным образом как следствия функционирования переточно-инъекционных геогидродинамических систем, его обязательной преимущественной локализации в диапазоне глубин в основном до 3,5-4 км в условиях, обстановках, ареалах контрастных местных пространственно ассоциирующих и генетически сопряженных возмущений региональных гидрогеологических полей;
- авторские концепции адекватного геолого-математического моделирования процессов и обстановок миграции, аккумуляции углеводородов и диссипации их скоплений, методика прогнозирования размещения и количественной оценки потенциальных ресурсов и промышленных запасов нефти и газа в условиях ограниченной геологической информации на первых этапах ГРП, рациональный комплекс поисковых геофлюидодинамических критериев и показателей региональной, зональной и локальной нефтегазоносности.

Использованная литература

1. Abasov, M.T., Agayev, A.B. and Listengarten, B.M. 1969. Oil accumulations drive in Azerbaijan. News of the Universities, Oil and Gas, 7.
2. Abramovich, M.V. 1916. Lake Beyuk-Shor in Baku vicinity. Surface and subsurface, 6.
3. Abramovich, M.V. et al. 1934. Classification of subsurface water in the oil fields of Apsheron Peninsula. ONTI-Aznefteizdat, Baku.
4. Afanasyev, Yu.T and Tomkina, A.V. 1981. Specifics of Oil and Gas occurrences in deeply-buried deposits. Thermobaric conditions and exploration operations in super-deep depressions. Moscow, Nauka.
5. Agabekov, M.G. 1963. Geologic structure of oil fields of Azerbaijan and their formation. Baku, Azerneshr.
6. Agalarov, M.S. 1960. Hydrochemistry of main oil fields in Azerbaijan. Baku, Azerneshr.
7. Agalarov, M.S., Kurbanzadeh, A.M. and Abilov, R.G. 1966. Formation waters of the Mesozoic deposits in Pricaspian-Kubin area. Proc. AzNIIDN. Moscow, Nedra. Issue XVI.
8. Agalarova, D.A. 1960. Roots of mud volcanoes in Azerbaijan. Baku, Azernefteizdat.
9. Akhmedov, G.A. 1977. Geology and Oil and Gas Occurrences of Kobystan. Baku, Azernefteizdat.
10. Akhmedov, G.A., Salayev S.G. and Ismaylov, K.A. 1961. Prospects of exploration for Oil and Gas in Mesozoic deposits of Southeastern Caucasus. Baku, Azerneshr.
11. Akhundov, A.R. 1957. Change in salinity and salt composition of formation waters in V and adjacent IV and VI horizons of Balakhany-Sabunchi-Ramany field. Proc. Academy of Sciences Azerbaijan SSR. Series Geology and Geography and Oil, 11.
12. Akhundov, A.R., Mekhtiyev, U.Sh. and Rachinsky, M.Z. 1976. Reference Book on ground waters of oil-gas and gas-condensate fields in Azerbaijan. Baku, Maarif.
13. Alferov, S.E. and Kurenkov, N.G. 1973. Mesopotamian trough. In: Issues of tectonics and Oil and Gas occurrences of foredeep troughs. Moscow, Nedra.
14. Aliyev, A.I. and Djafarov, R.R. On the issue of estimating abnormally-high formation pressure. Proc. VNIGRI, Leningrad.
15. Aliyev, M.M., Zabanbark, A. 1977. Geology and Oil and Gas occurrences in Iran. Baku, Elm.
16. Aliyev, A.K. 1960. Geology and Oil and Gas Occurrences in the Kura-Araks area. Baku, Azerneshr.
17. Aliyev, A.G. and Akhmedov, G.A. 1968. Reservoirs of Oil and Gas in Mesozoic and Tertiary deposits of Azerbaijan. Baku, Azernefteizdat.
18. Ali-zadeh, A.A., Putkaradze, A.L. and Salayev, S.G. 1968. Zones of Oil and Gas accumulation in Cenozoic deposits of Azerbaijan. Baku. Publishers of Academy of Sciences of Azerbaijan SSR.
19. Altovsky, M.E. 1958. Physicochemical processes in formation of ground waters. Proc. Laboratory of Hydrogeological Issues in the name of F.P.Savarensky. Moscow, Vol. 16.
20. Anikiyev K.A., Bronevitsky, A.V. and Taliyev, S.D. 1985. Abnormally high formation pressure in Oil and Gas fields of East Fore-Caucasus. VIEMS Review. Moscow, 16(5).
21. Anikiyev, K.A. 1977. On geologic grounds of forecast of super-high formation pressures and complications in deep drilling. Proc. VNIGRI, 397.
22. Anikiyev, K.A. 1964. Abnormally high formation pressures in Oil and Gas fields. Leningrad, Nedra.
23. Apresov, S.M. 1947. Role of faults in oil fields. Baku, Azernefteizdat.
24. Askerov, A.G. and Listengarten, V.A. 1966. Genetic types of lakes on Apsheron Peninsula and conditions of formation of salt composition in their waters. Sci. Notes of AGU in the name of Kirov. Series Geology and Geography, 5.
25. Athy, L.F. 1930. Density, porosity and compaction of sedimentary rocks. Bull. AAPG, v.14,

No.1, 1-24.

26. Avakova, N.P. 1970. Agburun Fm. (Upper Campanian-Maastrichtian) clay mineralogy in Shemakha-Kobystan area. Materials of VIII All-Union plenum for study and utilization of clay in the USSR. Baku, Elm.
27. Ayollo, G.S. 1968. Breakdown of Miocene waters in Binagady-Chakhnaglyar- Sulutepe group of fields. NTS. Series Oilfield business, 1.
28. Baba-zadeh, B.K. 1964. Classification of accumulations and fields of Oil and Gas in Azerbaijan and rational technique of their appraisal. Moscow, Nedra.
29. Babinets, A.E. and Malskaya, R.V. 1975. Geochemistry of saline waters in Carpathian region. Kiyev, Naukova dumka.
30. Bagir-zadeh, F.M. 1969. Formation of Middle Pliocene Oil and Gas accumulations in equatorial part of the South Caspian depression. Baku, Azerneshr.
31. Bagir-zadeh, F.M., Kerimov, K.M. and Salayev S.G. 1988. Deep structure and Oil and Gas occurrences of the South Caspian Megadepression. Baku, Azerneshr.
32. Bakirov, A.A. 1959. Oil and Gas areas of America. Moscow, Gostoptekhizdat.
33. Bakirov, A.A., Varentsov, M.I. and Bakirov, E.A. 1970. Oil and Gas provinces and areas of foreign countries. Moscow, Nedra.
34. Barbat, V.F. 1961. Los Angeles Basin in California. Distribution of oil. Moscow, Gostoptekhizdat.
35. Bars E.A. et al. Hydrogeological patterns in the placement of Oil and Gas accumulations. Moscow, Nedra.
36. Baturin, V.P. 1945. On the origin of oil. Bull. Of Moscow Society for Explorers of Nature. New Series, Geology. Moscow, vol. 20, 1/2.
37. Bedcher, A.M. and Solovyev, I.I. 1956. Characterization of geothermal gradient in oil fields of Kuban and application of thermal studies for the solution of oilfield issues. Abstracts of reports at First All-Union Conference for geothermal studies in USSR. Moscow, Academy of Sciences USSR.
38. Beka, K. and Vysotsky, I.V. 1976. Geology of Oil and Gas. Moscow, Nedra.
39. Belyakov, L.V. 1968. On role of pore water pressure in mechanism of large overthrust nappes. Geotectonics, 4.
40. Berry F.A.F. 1969 Origin and tectonic significance of high fluid pressures in the California coasts ranges. J.Petrol Technol.v.21, No. 1.
41. Berry F.A.F. 1969 Relative factors influencing membrane filtration effects in geologic environments. Chem. Geol. v.4.
42. Blokh, A.M. 1969. Structure of water and geologic processes. Moscow, Nedra, 216 pp.
43. Boldizar T. 1968 Geothermal data from the Vienna Basin. The Geophys. Res. - 1968. - V. 69, 24.
44. Boldizhar, T. 1975. Production of geothermal energy from water horizons in sedimentary rocks in Hungary. Study and utilization of geothermal resources. Moscow, Mir.
45. Bondarenko, N.F. 1973. Physics of ground water flow. Leningrad, Gidrometeoizdat. Borger H.O. 1952 Bull. AAPG. V. 36.
46. Bro, Ye.G. 1980. Effect of catagenesis on physical properties of clastic rocks and ground water salinity. Leningrad, Nedra.
47. Brod, I.O. 1960. Current view of the formation and distribution patterns of Oil and Gas aggregations. Geology Oil and Gas, 11.
48. Bukhartseva, V.P., Mirchink, M.V. et al. 1962. Experience in application of math statistics in studies of local structures in Volga-Urals Oil and Gas Province. Moscow, Publishers ZNIITEIneftegaz.
49. Buneyev, A.I., Kryukov, P.A. and Rengarten, E.V. 1947. Experience of squeezing- out the solutions from sedimentary rocks. DAN USSR, vol. 57, 7.
50. Burshtar, M.S. 1973. Fundamentals of formation theory of Oil and Gas accumulations.

Moscow, Nedra.

51. Burshtar, M.S. and Mashkov, I.V. 1963. Conditions of formation and patterns in placement of Oil and Gas accumulations. Moscow, Gostoptekhizdat.
52. Burst J.F. 1969 Diagenesis of Gulf Coast clayey sediments and its possible relation to petroleum migration. Bull. AAPG. V. 53, No. 1.
53. Buryakovsky, L.A., Chilingar, G.V. and Shin, S. 2012 Fundamentals of the Petrophysics of Oil and Gas Reserves, Shrivner/Willey, 374 pp.
54. Buryakovsky, L.A., Chilingar, G.V. and Aminzadeh, F. 2001 Petroleum Geology of the South Caspian Basin. Gulf Publ. Co., 442 pp.
55. Carlson A.J. 1930 Geothermal variation in oil fields of Los Angeles Basin, California. Bull. AAPG. V. 14, No. 8.
56. Chakhmachev V.A. 1983. Geochemistry of the migration process in hydrocarbon systems. Moscow, Nedra.
57. Chakhmachev V.A. and Vinogradov, T.L. 1972. Geochemical specifics in hydrocarbon composition of Tersk-Sunzha area oils. Geochemistry, 4.
58. Chapman R.E. Petroleum Geology. - Amsterdam-Hew York, 1973.
59. Chapman, R.I. 1983. Geology and water. Leningrad, Nedra.
60. Chilingar, G.V., Serebryakov, V.A. and Robertson, J.D. 2002 Origin and Prediction of Abnormal Formation Pressures. Elsevier, Amsterdam, 373 pp.
61. Chilingar, G.V., Buryakovsky, L.A., Eremenko, N.A. and Gorfunkel, M.V. 2005 Geology and Geochemistry of Oil and Gas. Elsevier, Amsterdam, 370 pp.
62. Collins A.G. Geochemistry of oilfield waters: Developments in Petroleum Science. Amsterdam E.A., Elsevier Sei. Publ. Co., 1975.
63. Colombo, U., Gazzarini, F. and Gonfiantini, R. 1967. Determination of the C^{13}/C^{12} isotope ratio in natural gases of Italy and geochemical interpretation of the obtained results. Organic Geochemistry. Moscow, Nedra, Issue 1.
64. Compaction of deposits. Issues of petroleum geology as illuminated by foreign scientists. Moscow, Gostoptekhizdat.
65. Craig, K. 1923. Oil exploration. Moscow-Leningrad, GONTI.
66. Daibekova, E. et al. 1966. Experience of integrated litho-geophysical study of the Lower Cretaceous deposits at the Begimdag prospect. Proc. AzNII DN, XVI. Moscow, Nedra.
67. Dannington, G.V. 1961. Formation and destruction of oil aggregations in the Northern Iraq. Distribution of oil. Moscow, Gostoptekhizdat.
68. Dickey, P. and Hunt, J. 1975. Geochemical and hydrogeological methods in exploring litho-stratigraphic traps. Stratigraphic and lithological accumulations of Oil and Gas. Moscow, Nedra.
69. Dickinson G. 1953 Geological aspects of abnormal reservoir pressures in the Gulf Coast Region of Louisiana. Bull. AAPG. V. 37. No. 2.
70. Djibuti, S.S. 1962. Geothermal conditions of ground waters in the West Turkmenistan Oil and Gas Basina. Moscow, Academy of Sciences USSR Publishers.
71. Dlabac M., Michalicek M. Hlubinne vody labskeho obzoru (torton). CS. casti Videnske Panve. Vestn. Ustred Ustavu Geol. - 1969. - V. 44. - No. 2.
72. Dobrynin, V.M. and Serebryakov, V.A. 1987. Abnormally high formation pressure forecasting techniques. Moscow, Nedra.
73. Dolenko, G.N. 1962. Geology of Oil and Gas in the Carpathians. Kiyev, Academy of Sciences USSR Publishers.
74. Dolenko, G.N. 1974. Oil and Gas occurrences in Czechoslovakia. Geology and geochemistry of combustible minerals. Kiyev, Naukova dumka, 37.
75. Dolenko, G.N. 1974 Oil and Gas occurrences in Austria. Geology and geochemistry of combustible minerals. Kiyev, Naukova dumka, 40.

76. Dolenko, G.N., Kiselev, A.E. and Gurzhiy, D.V. 1978. Patterns in granular reservoirs of Oil and Gas at great and super-great depths in the Carpathian trough. *Geol. Journal*, 5.
77. Dunnington H.V. 1967 Aspects of diagenesis and shape change in stylolite limestone reservoirs. In: 7th World Petroleum Congress, Proc. V. 2. London: Elsevier.
78. Dunnington H.V. 1967 Stratigraphic distribution of oil fields in the Iraq - Iran - Arabian Basin. *J. Inst. Petrol.* 1967. V. 53. No. 250.
79. Durmishyan, A.G. 1972. On the role of abnormally high formation pressures in the formation of structures and Oil and Gas accumulations in the South Caspian depression. *Proc. Academy of Sciences USSR, Geology*, 5.
80. Durmishyan, A.G. and Rachinsky, M.Z. 1972. Dynamics of ground waters and hydrocarbon saturation in the Mesozoic deposits of the South Caspian depression. Abstracts of reports at All-Union Conference on Issues of regional dynamics of artesian waters. Leningrad.
81. Durmishyan, A.G. and Rachinsky, M.Z. 1973. Genetic associations between ground waters and hydrocarbon aggregations in Middle Pliocene deposits over the west flank of the South Caspian depression as an indicator of specifics in their formation: *Deposition VINITI*, No. 7337-73.
82. Durmishyan, A.G., Muradian, V.M. and Rachinsky, M.Z. 1972. Recommendations for directed exploration of gas and gas-condensate fields in Trans-Caucasian republics. *VNIIGaz Publishers*.
83. Durmishyan, A.G., Muradian, V.M. and Rachinsky, M.Z. 1973. Ground waters in the Mesozoic deposits of the southeastern plunge of the Caucasus Major. *News of the Universities. Geology and Exploration*, 6.
84. Durmishyan, A.G., Muradian, V.M. and Rachinsky, M.Z. 1973. Recommendations for directed exploration of gas and gas-condensate accumulations based on patterns of abnormally high formation pressures (Azerbaijan and Georgia). *Moscow, VNIIGaz Publishers*.
85. Durmishyan, A.G., Muradian, V.M. and Rachinsky, M.Z. 1974. Genetic and morphologic specifics in structures of the South Caspian depression containing Oil and Gas-condensate accumulations. *Geology Oil and Gas*, 6.
86. Durmishyan, A.G., Muradian, V.M. and Rachinsky, M.Z. 1976. Recommendations on directed exploration for gas fields based on AHFP in Oil and Gas areas of the Northern Caucasus and Crimea. *Moscow, VNIIGaz Publishers*.
87. Durmishyan, A.G., Muradian, V.M. and Rachinsky, M.Z. 1980. Abnormally high pressure and forecast of Oil and Gas occurrences. *Soviet Geology*, 2.
88. Durmishyan, A.G., Muradian, V.M. and Rachinsky, M.Z. 1982. Abnormally high pore pressure as a factor in the formation of plicative and disjunctive dislocations. *Azeri Petroleum Husbandry*, 1.
89. Durmishyan, A.G., Rachinsky, M.Z. and Malysheva, T.A. 1971. Effect of faults on Oil and Gas occurrences in the Productive Sequence on local structures of flank zones of the South Caspian depression. *NTS. Oil and Gas geology and geophysics*, 5.
90. Durmishyan, A.G., Zulfugarov, S.M. and Rachinsky, M.Z. 1970. On the issue of patterns 1Apsheon Oil and Gas area. *Collected works: Geology and exploration of gas and gas-condensate fields*, 5.
91. Dyunin, V.I. 1965. Study technique of deep underground runoff. *Moscow, Nedra*.
92. *Enciclopedia del petrolio e del gas naturale*. Ed. C. Colombo, 1967.
93. Eremenko, N.A. and Chilingar, G.V. 1996 *Geology of Oil and Gas, On the Verge of Centuries*. Nauka, Moscow, 176 pp.
94. Eyvazov, E.G. 1969. Classification of waters in the Miocene deposits of Binagady and Sulutepe fields. *Azerbaijan Petroleum Husbandry*, 7.
95. Eyvazov, E.G. 1971. Oil and Gas potential in the Miocene deposits of East Apsheon and the nature of «relic» waters in the Productive Sequence. *Azerbaijan Petroleum Husbandry*, 10.
96. Faif, U., Price, N. and Thompson, A. 1981. *Fluids in Earth's crust*. Moscow, Mir.
97. Falcon, N.L. 1961. Oil fields of the SW Iran and their interrelation with sedimentary Basins.

Distribution of oil. Moscow, Gostoptekhizdat.

98. Fertil, W.H. 1980. Abnormal formation pressure. Moscow, Nedra.
99. Feth J.H., Rogers S.M., Roberson C.E. 1961 Aqua de Ney, California spring of unique chemical character, *Geochim. et Cosmochim. Acta.* - 1961. - V. 22.
100. Formation fluid pressure. Group of authors. Leningrad, Nedra.
101. Gabinet, M.P. 1980. Clay minerals and flysh catagenesis in the Ukrainian Carpathians. *Mineralogical Collected Works. Issue I*, 34.
102. Gattenberger, Yu.P. 1971. Hydrogeology and hydrodynamics of ground water. Moscow, Nedra.
103. Gavrilov, V.P. 1975. Effect of faults on formation of zones of Oil and Gas accumulation. Moscow, Nedra.
104. Gavrilov, Ya.V. 1939. Experience in estimation of salt reserves in Lake Masazyr. *Proc. Of Gubkin Geol. Inst., AzFAN. Baku*, V. 16.
105. Geodekian, A.A. 1968. Geologo-geochemical specifics of Oil and Gas formation in the South Caspian depression. Moscow, Nedra.
106. Geodekian, A.A. and Zabanbark, A. 1985. Geology and distribution of oil-gas resources in the World Ocean. Moscow, Nauka.
107. Ginis, Yu.V. 1966. Hydrogeological conditions and hydrochemistry of iodine-bro- mine waters in the Kura lowlands and prospects of exploration for new fields. Dissertation. Baku, 1966.
108. Glushko, V.V. at al. 1963. Tectonics, evolution and conditions of Oil and Gas field formation in the Carpathian trough. Materials on geology and Oil and Gas occurrences in Ukraine. Moscow, Gostoptekhizdat.
109. Goldberg, V.M. and Skvortsov, N.P. 1986. Permeability and flow in clays. Moscow, Nedra.
110. Gorin, V.A. and Buniat-zadeh, Z.A. 1971. Deep-seated faults, gas-oil volcanism and Oil and Gas accumulations on the west flank of the South Caspian Depression. Baku, Azerneshr.
111. Gortani, M. 1965. Current status in studies of the tectonic structure of Italy. *Tectonics of Alpine area*. Moscow, Mir.
112. Graham, V., Haserington, G. and Old, V. 1956. Effect of oil recovery restriction on the status of oil reservoirs in Iran. *Proc. IV Internat. Petrol. Congress. Well drilling and Oil and Gas production*. Gostoptekhizdat, vol. III.
113. Gramberg, I.S. 1968. Main trends in the diagenetic transformation of the pore waters and of the absorbed complex of marine clayey deposits. Physical and chemical processes and facies. Moscow, Nauka.
114. Gretener P.E. 1969 Fluid pressure in porous media - its importance in geology. A Review. *Bull. Canadian petroleum geology*. V. 17, No. 3.
115. Gretener P.E. 1976 Pore pressure: fundamentals, general ramifications and implications for structural geology. AAPG continuing education program course. Note Series No. 4. Tulsa, Okla., American Association of Petroleum Geologists.
116. Grigorenko, Yu.N., Chilingar, G.V., Sobolev, V.S., Andiyeva, T.A. and Zhukova, L.I. 2012 Petroleum Accumulation Zones on Continental Margins. Scrivener/ Willy, 440 pp/
117. Grigoryants, B.V., Muradian, and V.M., Tagiyev, E.A. 1970. Structural interrelation between the Mesozoic and Cenozoic along the southern periphery of Kusaro- Divichin superposed trough. *Azeri Petroleum Husbandry*, 7.
118. Grigoryants, B.V., Muradian, V.M. and Guseinov, G.A. 1968. Role of faults in localizing oil accumulations in Mesozoic deposits on the SE Caucasus. *Geology Oil and Gas*, 7.
119. Grigoryants, B.V., Muradian, V.M. and Tagiyev, E.A. 1967. Buried Mesozoic structure in near-shore band over axial zones of the Southeastern Caucasus. *Azeri Petroleum Husbandry*, 12.
120. Grigoryants, B.V., Muradian, V.M., and Tagiyev, E.A. 1969. On the issue of a stepwise structure of the Southeastern Caucasus. *Azeri Petroleum Husbandry*, 12.

121. Grizzle, M.A. 1923 Geochemical relationship of waters endocentered in the Huntington Beach field, California. State Min. Bull. No. 6.
122. Gubkin, I.M. 1934. Doctrine of oil. Moscow- Leningrad, GONTI.
123. Gubkin, I.M. 1950. Tectonics in the SE part of Caucasus in connection with Oil and Gas occurrences in that area. Selected works, vol. I. Moscow, Academy of Sciences USSR Publishers.
124. Gudok, N.S. 1960. Flow properties in low-permeability rocks. *Geology Oil and Gas*, 11.
125. Gullikson, D.M., Caraway W.H. 1961 Chemical analysis and electrical resistivity of selected California oil field waters. US. Bur. Mines. Rept. Inv. 5736.
126. Gurbanov, R.S., Moldavsky, V.S. and Rachinsky, M.Z. 1966. Some hydrochemical specifics in 1st horizon of the Productive Sequence, Kyurovdag field. *Azeri Petroleum Husbandry*, 2.
127. Gurevich, A.E. 1969. Water, Oil and Gas migration processes. Leningrad, Nedra.
128. Gurevich, A.E. 1980. Practical guide for the studies of ground waters flow in the search for economic minerals. Leningrad, Nedra.
129. Gurevich, A.E., Kapchenko, L.N. and Kruglikov, N.M. 1972. Theoretical fundamentals of petroleum hydrogeology. Leningrad, Nedra.
130. Hall, C. and Warman, G. 1973. Oil fields of the Asmari Group in Iran. *Geology of giant Oil and Gas fields*. Moscow, Mir.
131. Hay R.L. 1966 Zeolites and zeolite reactions in sedimentary rocks. *Geol. Soc. America Spec. Paper.* - 1966. - No. 85.
132. Hedberg H.D., Sass L.C., Funhouser H.J. 1947 *Bull AAPG*. V. 31. No. 12
133. Heglia S. 1979 Migration of fluids in sedimentary Basins. *Bull. AAPG*. V. 63. No. 4.
134. Hubbert M.K., Rubey W.W. 1959 Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. Part 1: Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting. *Bull. AAPG*. 1959. V. 70.
135. Hubbert, M.K. 1958. Hydrodynamical conditions of oil field formation. Moscow, GosINTI.
136. Hunt, J. 1982. Geochemistry and geology of Oil and Gas. Moscow, Mir. *International Petroleum Encyclopedia*. 1976 Tulsa, OK USA.
137. Ismaylov K.A., Indrisov, V.F. et al. 1974. Evaluating the role of geologo-geochemical factors in changing oil composition and properties in the Productive Sequence of the Apsheron area. *Materials on geology of Oil and Gas in Azerbaijan*. Baku, Elm.
138. Ismaylov, K.A. and Kurbanova, R.A. 1986. Transition hydrochemical zone in the Productive Sequence of the Apsheron Oil and Gas area. Baku, Elm.
139. Jensen J. 1934 *AAPG Sidney Powers Memorial Volume*.
140. Jensen J. California oil-field waters. 1934 *Problems of Petroleum Geology*, Tulsa, OK USA, Am. Ass. Octr. Geol.
141. Jones, P. 1975. Geothermal resources of the North-Mexican Basin. Study and utilization of geothermal resources. Moscow, Mir.
142. Joung A., Monaghan P.H., Schweisberger R.T. 1977 Calculation of ages of hydrocarbons in oils: Physicals chemistry applied to petroleum geochemistry. *Bull. AAPG.* - 1977. - No. 7.
143. Kalinin N.A. et al. 1977. Oil and Gas resources in capitalist and developing countries. Leningrad, Nedra.
144. Kalinko, M.K. 1964. Main patterns in the distribution of Oil and Gas in the Earth's crust. Moscow, Nedra.
145. Kalinko, M.K. 1969. Oil and Gas occurrences in the world offshore. Moscow, Nedra.
146. Kalinko, M.K. 1987. Geology and geochemistry of naphtids. Moscow, Nedra, 1987.
147. Kapchenko, L.N. 1974. The association between oil, brines and salts in Earth's crust. Leningrad, Nedra.
148. Kapchenko, L.N. 1978. Transformation of Oil and Gas ion-salt composition of ground waters in Basins at montmorillonite dehydration. *Geology Oil and Gas*, 7.

149. Kapchenko, L.N. 1983 Hydrogeological fundamentals of Oil and Gas accumulation theory. Leningrad, Nedra.
150. Kapounek, J., Koelbl, L., Weinberger P. 1963 Results of new exploration in the basement of the Vienna Basin. YI WPC, Sect. 1, Paper 2, Franfort/Main.
151. Kartsev, A.A. 1972. Hydrogeology of Oil and Gas fields. Moscow, Nedra.
152. Kartsev, A.A. 1978. Hydrogeologic conditions of Oil and Gas accumulation. Proc. Acad. of Sciences USSR, Geology, 10.
153. Kartsev, A.A. and Vagin, S.B. 1973. On the role of «inter-laminar» waters in clay minerals in ground water formation. News of the Universities. Geology and Exploration. No. 3.
154. Kartsev, A.A., Vagin, S.B. and Baskov, E.A. 1969. Paleo-hydrogeology. Moscow, Nedra.
155. Kartsev, A.A., Vagin, S.B. and Matusevich, V.M. 1986. Hydrogeology of Oil and Gas Basins. Moscow, Nedra.
156. Kashkay, M.A. 1952. Mineral springs in Azerbaijan. Baku, Azerbaijan SSR Academy of Sciences Publishers.
157. Kaufmann, A. 1958 Zur Hydrologic und Entolung der Lagerstatte Agerklaa, Erdoel Z., Bd. 74.
158. Kedrova, V.T. 1962. Physicochemical study of brines and ooze deposits in Lake Masazar. Proc. Azeri Institution for resort and physiotherapy in the name of Kirov, Issue 8. Baku.
159. Kening, J. 1975 Geothermal resources in western states of the USA. Study and utilization of geothermal resources. Moscow, Mir.
160. Kerimov, K.M., Pilchin, A.N. and Ibragimov. 1980 Influence of thermodynamic factors on abnormally high pore pressure in sedimentary rocks. Azeri Petroleum Husbandry, 2.
161. Kerimov, V.Yu. 1987. Exploration and development of Oil and Gas accumulations in stratigraphic and facies-change traps. Moscow, Nedra.
162. Kerimov, V.Yu., Rachinsky, M.Z. and Kerimov, A.A. 1989. Geo-fluid-dynamic factors in the formation of faults, regional and local folded forms in Alpine foldbelt regions. News of the Universities. Geology and exploration, 8.
163. Kerimov, V.Yu., Rachinsky M.Z., - 2011. Geofluid dynamics of oil and gas occurrences in mobile belts. Nedra, Moscow
164. Kertai, D. 1959. Oil and Gas fields in Hungary. XX Internat. Geol. Congress. Moscow, Gostoptekhizdat, vol. III.
165. Khain, V.E. 1950. Geotectonic evolution of the Southeastern Caucasus. Baku, Azernefteizdat.
166. Khalifa-zadeh, Ch.M. and Akhundov, Yu.A. 1970. Mineralogy and genesis of Middle Jurassic argillites in the East and Southeast Caucasus. Materials of VIIIth All-Union plenum for studies and utilization of clays in the USSR. Baku, Elm.
167. Khalilov, E.D., Dadashev, R.M. and Rachinsky, M.Z. 1982. On the issue of the utilization of tectonic waters for water flooding. Azeri Petroleum Husbandry, 5.
168. Khanin, A.A. 1963. Residual waters in Oil and Gas reservoirs. Moscow, Gostoptekhizdat.
169. Khatskevich, N.I. 1956. Some data on the character of waters in the Mesozoic deposits of Azerbaijan. Proc. AzNII DN. Issues of geology, geophysics and geochemistry. Baku, Azernefteizdat, Issue 4.
170. Kheirov, M.B. and Daidbekova, E.A. 1971. On stability of clay minerals at elevated pressures and temperatures. Materials of IXth All-Union plenum for studies and utilization of clays in the USSR. Science and Technology. Minsk.
171. Kheirov, M.B. and Khalilov, N.Yu. 1972. On mineral composition of clays in the Lower group of Productive Sequence, Baku Archipelago. Azeri Petroleum Husbandry, 11.
172. Kheirov, M.B., Khalilov, N.Yu. and Kerimov, A.A. 1973. Study of clays in the Apsheron Stage of the Baku Archipelago. Sci. Records of Series IX, 2.
173. Khenkina, A.M. 1961. Seismic data on tectonics of deposits underlying the Productive Sequence in the Apsheron oil area. Azeri Petroleum Husbandry, 6.

174. Khenkina, A.M. 1964. Synthesis of seismic results on the SE coast of the Caspian Sea. Report on theme 18/1981. Azneft File Library.
175. Khenkina, A.M. 1967. Comparison of geologo-geophysical maps in the Oil and Gas-prospective offshore of the Southern Caspian, 1:1,000,000. Azneft File library.
176. Khitarov, N.I. and Pugin, V.A. 1966. Montmorillonite in conditions of elevated temperatures and pressures. *Geochemistry*, 7.
177. Khodikov, A.E. and Valukonis, G.Yu. 1968. Formation and geologic role of the ground water. Leningrad, LGU Publishers.
178. Khodikov, A.E. and Valukonis, G.Yu. 1972. On geologic patterns in ground water flow. Materials of interdisciplinary conference. Hydrodynamics of deep waters in the artesian Basins. Leningrad.
179. Khodikov, A.E. and Valukonis, G.Yu. 1972. On lower applicability limits of the Darcy's law and ground waters flow rates in deep horizons: Materials of interdisciplinary conference. Hydrodynamics of deep waters in the artesian Basins. Leningrad.
180. Kholodov, V.N. 1983. Post-depositional transformations in elision Basins. Moscow, Nauka.
181. Kidwell, A.L. and Hunt, J.M. 1961. Oil migration in young deposits of Pedernalis prospect in Venezuela. Distribution of Oil. AAPG Symposium. Moscow, Gostoptekhizdat.
182. Kissin, I.G. 1964. East Fore-Caucasus Artesian Basin. Moscow, Nauka.
183. Kissin, I.G. 1967. Hydrodynamic anomalies in the underground hydrosphere. Moscow, Nauka.
184. Kissin, I.G. 1982. Earthquakes and ground waters. Nauka.
185. Kissin, I.G. and Pakhomov, S.I. 1967. The effect of high temperature on the formation of the ground water chemical composition. *Geochemistry*, 3.
186. Kissin, I.G. and Pakhomov, S.I. 1970. On the main trends in ground water metamorphism as affected by high temperatures. *Proc. Acad. of Sci. USSR, Geology*, 12.
187. Klemm, H.D. 1978. Geothermal gradients, heat flows and Oil and Gas occurrences. Oil and Gas occurrences and global tectonics. Moscow, Nedra.
188. Koelbl, L. 1958 Die Tiefenwasser des erdoilfeldes Matzen. *Erdoil Z. V. XII. - Bd. 74. - No. 12*.
189. Koelbl, L. 1967 Entstehung dur Diagenese von Tiefenwassern aus dem kalkalpinen Untergrund des Wiener Beckens. *Erdoil-Erdgas Z. V. 83. No. 3*.
190. Kolesik, M. 1966. Oil and Gas occurrences in Viennese Basin in the ChSSR territory. *Geology Oil and Gas*, 7.
191. Kolodiy, V.V. 1969. Hydrogeology of the Pliocene deposits in West Turkmenistan Oil and Gas area. Moscow, Nedra.
192. Kolody, V.V. 1983. Ground water of oil-gas provinces and their role in oil migration and accumulation. Kiyev, Naukova Dumka.
193. Kolodiy, V.V. 1985. Fresh and low-salinity water deep horizons in Oil and Gas waterhead Basins. Collected articles. *Proc. Low-salinity water deep horizons in Oil and Gas provinces*. Kiyev, Naukova Dumka.
194. Kolodiy, V.V. and Kudelsky, A.V. 1972. Hydrogeology of mountainous areas, adjacent troughs and depressions. Kiyev, Naukova Dumka.
195. Kolodiy, V.V. Compensation and solution waters of oil, gas-condensate and gas fields. Kiyev, Naukova Dumka.
196. Kononov, V.I. 1965. Effect natural and artificial sources of heat on the formation of chemical composition of ground water. Moscow, Nauka, 1965.
197. Konstantov, S., Malyshek, V. and Tumillo-Denisovich, B. 1929. Actual data on brine evaporation in conditions of Baku climate. *Azeri Petroleum Husbandry*, 12.
198. Koronovsky, N.V. 1987. On the formation of anticlinal Oil and Gas traps in folded piedmonts (foredeep troughs). Tectonics and criteria of Oil and Gas occurrences in local traps. Moscow, Nauka.
199. Kortsenshtein, V.N. 1984. Dissolved gases of Earth's subsurface hydrosphere. Moscow,

Nedra.

200. Kortsenshtein, V.N., Kiryashkin, V.M. and Filin, A.S. 1970. New data on hydrogeology of Mesozoic water complexes in the East Fore-Caucasus. Proc. VNIIGaz. Hydrogeology of gas areas in the Soviet Union. Moscow, Issue 33/41, 3.
201. Kotov, V.S. 1963. Hydrogeology and geochemistry appraisal prospects in the Azov-Kuban Basin. Files KF VNIIneft. Krasnodar.
202. Kotov, V.S., Yermolayev, E.G. and Fedotova, S.A. 1973. Explanatory note to the catalogue of formation pressures and temperature of sedimentary rocks in the Mesozoic-Cenozoic of the Azov-Kuban Oil and Gas Basin. File KrasnodarNIPIneft. Krasnodar.
203. Krasintseva, V.V. 1968. Hydrochemistry of chlorine and bromine. Moscow, Nauka.
204. Krejci-Graf, K. 1962 Uber oilfeldwasaer. Erdol und Kohle. No. 2.
205. Krejci-Graf, K. 1934 Zur Geochemie der olfeldwasser. Petroleum, V. 30, No. 18.
206. Krejci-Graf, K., Hecht P., Pasler W. 1957 Uber olfeldwasser des Wiener Beckens. Geol. JB. Bd. 74-161.
207. Krishnan, M.S. 1964. Geology of India and Burma. Moscow, IL.
208. Krotova, V.A. 1975. Interconnection between hydrogeological and tectonic factors and their effect on the formation and distribution of hydrocarbon aggregations. Hydrogeological conditions of formation, preservation and placement of Oil and Gas accumulations. Leningrad, Nedra.
209. Kryukov, R.A., Zhukov, A.A. and Rengarten, E.V. 1962. Changes in composition of the solutions squeezed-off clays and ion-exchange resins. DAN USSR. Vol. 144, 6.
210. Kuchapin, A.V. 1953. General features in geologic structure and oil fields of Burma. Proc. VNIGNI. Gostoptekhizdat. Issue 3, Moscow.
211. Kucheruk, E.V. and Lakesny, O.M. 1987. Hydrodynamical characterization of horizons with AHFP on Kerch Peninsula. Geology Oil and Gas, 10.
212. Kucheruk, E.V. and Lyustikh, T.E. 1986. Forecasting and evaluating abnormal formation pressures based on geophysical studies. Moscow, VINITI.
213. Kucheruk, E.V. and Shenderay, L.P. 1975. Current view on the nature of abnormally high formation pressures. Moscow, VINITI.
214. Kudryakov, V.A. 1976. Formation of Oil and Gas accumulations as elements of geohydrodynamical system. Tashkent, FAN.
215. Kulbicki G. 1973 Probleme de la migration primaire. Rev. Assoc. Franc. Techn. Petrole. No. 222.
216. Kurbanmuradov, A. 1963. Deep water in the SW Turkmenistan and potential Oil and Gas occurrences. Ashkhabat. Academy of Sciences TSSR Publishers.
217. Kuznetsov, S.I., Ivanov, M.V. and Lyalikov, N.A. 1962. Introduction to geologic microbiology. Moscow, Academy of Sciences USSR Publishers.
218. Kvet Radan. 1971 Hydrogeochimie a sedimentarni geochemie Videnske Panve. Sb, Geol. Ved. Hig. V. 8.
219. Lagunova, I.A. 1973. Formation ground water chemical composition in mud volcanoes of Kerch-Taman area. Abstract of PhD thesis. Leningrad.
220. Lagunova, I.A. and Kapchenko, L.N. 1981. Hydrogeochemical patterns in the placement of Oil and Gas accumulation zones within young plates. Geology Oil and Gas, 12.
221. Lane, H.W. 1949 Drilling practices in Iran. Oil and Gas Journ. V. 48, No. 13.
222. Levorsen, A. 1970. Geology of Oil and Gas. Moscow, Mir.
223. Lindtrop, N.T., Anfilatova, E.A. and Dmitriyeva, E.A. Geologic patterns in distribution of large foreign Oil and Gas fields. Leningrad, Nedra.
224. Lipetsky, V.F. 1974. Oil and Gas migration at great depths. Kiyev, Naukova dumka.
225. Livingstone, D.A. 1963 Chemical composition of rivers and lakes. US. Geol. Surv. Prof. Paper. 440 pp.

226. Lomtadze, V.D. 1954. On the role of clay deposits compaction process in ground water formation. DAN, USSR. V. 98, No. 3.
227. Lozinsky, V.A. 1968. On the chemical composition of Oil and Gas fields buried waters in the Carpathians. Collected articles: Processes of Earth's crust evolution and economic deposits in the Dnieper-Don depression. Abstracts of reports, Section III, Kiyev-Poltava.
228. Lozinsky, V.D. and Bankovsky, V.P. 1972. Hydrochemical cross-section of the Internal zone in the Carpathian trough. *Geology Oil and Gas*, 11.
229. Lynch M.S., Lepak C.B. 1966 Cretaceous is now deep objective in lake Maracaibo. *World Oil*. V. 162, No. 6.
230. Magara, K. 1982. Compaction of rocks and migration of fluids. Moscow, Nedra.
231. Mamedov, A.A. 1970. Bentonite and hydro-mica-montmorillonite clays in the Mesozoic of Southeastern Caucasus. Collection of materials of VIII All-Union Plenum on clay study and utilization in the USSR. Baku, Elm.
232. Martinez, A. 1973. Giant fields in Venezuela. *Geology of giant Oil and Gas fields*. Moscow, Mir.
233. Martynov, V.G., Kerimov, V.Yu., Shilov, G.Ya., Rachinsky M.Z.. - 2013. Geofluid pressure and its role in oil and gas exploration. «INFRA-M», Moscow
234. Mayyuga, M. 1973. Geology and exploration/appraisal history of California giant field Wilmington. *Geology of Giant Oil and Gas Fields*. Moscow, Mir.
235. Mekhtiyev, Sh.F. and Rachinsky, M.Z. 1967. Hydrochemical parameters of fault conductivity. *Proc. Academy of Sciences Azerbaijan SSR, Geology, Geography and Oil*, 1.
236. Mekhtiyev, Sh.F. and Rachinsky, M.Z. 1967. On a possible formation mechanism of Oil and Gas accumulations and on causes regular changes in oil and waters properties in the Apsheron area. *DAN Azerbaijan SSR*, V. XXIII, No. 12.
237. Mekhtiyev, Sh.F. and Rachinsky, M.Z. 1968. On the evaluation of enclosing rock lithology on the formation water chemical composition and salinity in the Productive Sequence of the Apsheron Oil and Gas area. *DAN Azerbaijan SSR*, V XXIV, No. 11.
238. Mekhtiyev, Sh.F., Issues of oil genesis and formation of oil-gas accumulations. Baku, Academy of Sciences Azerbaijan SSR Publishers.
239. Mekhtiyev, Sh.F., Akhundov, A.R. and Rachinsky, M.Z. 1970. Formation waters of gas-condensate accumulations in Azerbaijan. Baku, Elm.
240. Mekhtiyev, Sh.F., Geodekian, A.A. and Rachinsky, M.Z. 1973. Geothermal regime in the South Caspian Depression. *Soviet Geology*, 3.
241. Mekhtiyev, Sh.F., Geodekian, A.A. and Tsaturyants, A.B. 1977 *Geothermy of Oil and Gas Areas in Azerbaijan and Turkmenistan*. Moscow, Nauka.
242. Mekhtiyev, Sh.F., Grigoryants, B.V. and Buniat-zadeh, Z.A. 1987. Tectonics and Oil and Gas occurrences in mud volcanism zones. *Tectonics and criteria of Oil and Gas occurrences in local traps*. Moscow, Nauka.
243. Mekhtiyev, Sh.F., Rachinsky, M.Z. and Akhundov, A.R. 1966. On the issue of the causes of hydrochemical inversion in the Productive Sequence. *DAN Azerbaijan SSR*, V. XXII, No. 9.
244. Mekhtiyev, Sh.F., Rachinsky, M.Z. and Fridman, D.P. 1968. Hydrogeological and hydrochemical specifics in accumulations of the NKP Fm. in the SE Apsheron. *Sci. notes AGU in the name of Kirov, Geology*, 1.
245. Mekhtiyev, Sh.F., Rachinsky, M.Z. and Fridman, D.N. 1971. Formation waters of VIIth horizon and NKP Fm. in the SW Apsheron and their association with quantitative hydrocarbon distribution in the accumulations. *DAN Azerbaijan SSR*, V. XXVII, No. 11-12.
246. Mekhtiyev, Sh.F., Rachinsky, M.Z. and Kuliyeu. K.G. 1984. On the issue of the sulphate ion distribution in ground water of the Pliocene deposits in the Lower Kura depression. *News of the Universities: Oil and Gas*, 2.
247. Mekhtiyev, Sh.F., Rachinsky, M.Z. and Polaudin, G.A. 1970. Distinctive indications of

formation waters in Oil and Gas-condensate accumulations of the Productive Sequence in SE Apsheron and SE Kobystan (Azheiranchekmes Depression), Baku Archipelago and NE part of the Kura lowland. News of the Universities. Oil and Gas, No. 5.

248. Mekhtiyev, Sh.F., Tsaturyants, A.B. and Rachinsky, M.Z. 1968. On a probable scheme of formation of stacked fields and conditions of gas (gas-condensate) and oil accumulations formation. Sci. Notes AGU in the name of Kirov. Geology, No. 6.

249. Mekhtiyev, Sh.F., Yakubov, A.A. and Rachinsky, M.Z. 1968. Geothermal indicators of hydrocarbon migration and formation water flow in the Productive Sequence of the Apsheron Oil and Gas area. Geology Oil and Gas, 6.

250. Melikova, A.I. 1970. On argillite mineralogy in the Cretaceous deposits of southern slope of the Caucasus Major in Azerbaijan. Collection of materials VIII All-Union plenum on study and utilization of clays USSR. Baku, Elm.

251. Melik-Pashayev, V.S. 1959. Geology of marine oil fields in the Apsheron Archipelago. Moscow, Gostoptekhizdat.

252. Melik-Pashayev, V.S., Khalimov, E.M. and Seregina, V.N. 1983. Abnormally high formation pressure in Oil and Gas fields. Moscow, Nedra.

253. Mencher E., Fichter H.J. et al. 1953 Geology of Venezuela and its oil fields. Bull. AAPG. V. 37. No. 4.

254. Michalicek M. 1971 Haftova hydrogeochemie centralne Karpatskeho polozi Videnske panve. Sb. Geol. Vied. ZK14.

255. Mikhaylov, I.M. 1987. Potential energy of the formation fluids. Moscow, Nauka.

256. Miklos V. 1962 Zur entstenuung der thermen des Wiener beckens Mitt. Geol. Gesellt Wien. Bd. 55.

257. Milanovsky, E.E. and Khain, V.E. 1963. Geology of the Caucasus. Moscow, MGU Publishers.

258. Milanovsky, E.E. and Khain, V.E. 1964. Caucasus Major, Caucasus foredeep trough, Kura and Rioni intermontane depression. Proc. Internat. Geol. Congress, Tectonics of Europe. Moscow, Nauka-Nedra.

259. Miller, D.B., Edwards, K.D. and Walcott, P.D. 1961. Distribution of oil aggregations in the Maracaibo Basin of Venezuela. Distribution of Oil. Moscow, Gostoptekhizdat.

260. Minsky, N.A. 1975. Formation of oil-bearing rocks and migration of oil. Moscow, Nedra.

261. Mirchink, M.F. 1935. Tectonic Issues of the Southeastern Caucasus. Baku, Azernefteizdat.

262. Mogilevskaya, T.M. 1981. Abnormally high formation pressure in deep deposits of the West Fore-Caucasus. Thermobaric conditions and exploration in superdeep depressions. Moscow, Nauka.

263. Moldavsky, B.S. and Guseynov, G.M. 1971. On hydrochemical zoning in the Miocene deposits of West Apsheron. News of the Universities. Oil and Gas, 10.

264. Moldavsky, B.S. and Solomonov, B.M. 1967. Hydrochemical characterization of the Mesozoic deposits in the Pricaspian-Kubin Oil and Gas area. Geology Oil and Gas, 3.

265. Mukhin, Yu.V. 1965. Processes of clay deposits compaction. Moscow, Nedra.

266. Mukhin, Yu.V. 1968. Evaluating amounts of pore solutions squeezed out of clay deposits under natural conditions. Pore solutions and their study techniques. Minsk. Science and technology.

267. Muradian. T.I. 1968. Lithofacies characterization of the Upper Cretaceous deposits on anticlinal structures Kurkachidag, Kabandag and Nasosnaya. News of the Universities. Oil and Gas, 8.

268. Mustafayev, T.Kh. 1967. Hydrogeology and hydrochemistry in association with Oil and Gas occurrences in the Kura lowland (the example of Kyurovdag and Karabagly). PhD thesis. Baku.

269. Nalivkin, V.D., Lazarev, V.S. and Neruchev, S.G. 1975. Criteria and techniques for qualitative estimation of Oil and Gas occurrences in large territories. Review. Geologic technique for the exploration and appraisal of Oil and Gas fields. Moscow, VIEMS.

270. Neruchev, S.G. 1969. Oil source rocks and migration of oil. Leningrad, Nedra.

271. Nesterov, I.I. 1965. Compaction of clay rocks. Soviet geology, 12.

272. Nikanorov, A.M. 1977. Gas-liquid inclusions in minerals as the basis for paleo- hydrogeological reconstructions. DAN BSSR, 9.
273. Nikanorov, A.M., Tarasov, M.G. and Fedorov, Yu.A. 1983. Hydrochemistry and formation of ground waters and brines. Leningrad. Gidrometeoizdat.
274. Nikanorov, A.M., Volobuyev, G.P. and Bartsev. O.B. 1974. Paleo-hydrogeological reconstructions of Oil and Gas Basins. Moscow, Nedra.
275. Nikonorov, A.M. and Miroshnikov, M.V. (Editors). 1970. Underground waters in the North Caucasus Oil and Gas fields. Reference Book. Ordzhonikidze, Ir.
276. Novosiletsky, R.M. 1975. Geo-hydrodynamical and geochemical conditions for the formation of Oil and Gas accumulations in the Ukraine. Moscow, Nedra.
277. Ogilvy, N.A. 1959. Issues in the theory of geotemperature fields in application to geothermal ground water appraisal exploration techniques. Issues of geothermy and practical utilization of Earth's heat. Moscow, Academy of Sciences USSR Publishers, V. 1.
278. Oil and Gas of the foreign fields. 1977 Reference Book. Moscow, Nedra.
279. Oil Fields of Royal Dutch - Shell Group in Western Venezuela. 1948 Bull. AAPG. V. 32.
280. Orlov, A.A. 1980. Abnormal formation pressure in Oil and Gas areas of the Ukraine. Lvov. Vishcha shkola.
281. Orlov, A.A. 1981. Analysis of the tectonic factor effect on the formation pressures in hydrocarbon accumulations of the Ukraine. Geology Oil and Gas, 2.
282. Orlov, A.A. and Kornilov, D.N. 1986. On the associations between neotectonic motions and super-hydrostatic pressures in the Tersk-Caspian Trough. Azeri Petroleum Husbandry, 2.
283. Osadchy, V.G., Kuskov, G.A. and Kovalik, V.V. 1979. Marine geothermal survey. Kiyev, Naukova Dumka.
284. Osadchy, V.G., Lurye, A.I. and Yerofeyev, V.F. 1976. Geothermal criteria of Oil and Gas occurrences. Kiyev, Naukova Dumka.
285. Ozerny, O.M. 1981. Patterns in AHFP distribution in the southern Ukraine. Geology Oil and Gas, 6.
286. Ozerny, O.M. 1985. Analysis of AHFP causes in deposits Maikopian formation of the Kerch Peninsula. Geology Oil and Gas, 11.
287. Pakhomov, S.I. and Kissin, I.G. 1968. New data on carbon dioxide geochemistry in depth ground waters. DAN USSR, vol. 180, 2.
288. Palmer Ch. 1924 California Oil Field Water. Econ. Geol. V. XIX. No. 7; 1925. - V. XX. - No. 7.
289. Perry E.A., Hower J. Late-stage dehydration in deeply buried politic sediments. Bull. AAPG. - 1972. - V. 56. - No. 10.
290. Philippi G.T. 1974 Dicussion on the paper: «Depth of oil origin and primary migration e review and critique» by R.J. Codell-Authors Reply. Bull. AAPG. 1974. V. 58. No. 1.
291. Pinneker, E.V. 1977. Issues of regional hydrogeology (Patterns in distribution and formation of ground waters). Moscow, Nauka.
292. Polac, B.G. 1954. Geothermal specifics in the area of current volcanism. Moscow, Nauka.
293. Potapov, I.I. 1954. Apsheron oil area. Baku, Academy of Sciences Azerbaijan SSR Publishers.
294. Powers M.C. 1976 Fluid-release mechanisms in compacting marine mudrocks and their importance in oil exploration. Bull. AAPG. V. 51. No. 7.
295. Preobrazhensky, A.S. 1934. Outline of the Apsheron Peninsula soils. Proc. AzoFAN USSR. Baku, V. VI.
296. Raaben, V.F. 1978. Distribution of Oil and Gas in regions of the world. Moscow, Nauka.
297. Rachinsky, M.Z. 1992. On the issue of ground water flow parameters determination in the sediment section of the South Caspian Depression. News of the Universities. Oil and Gas, 1-2.
298. Rachinsky, M.Z. 1969. On a particular feature of the formation waters in the oil legs of gas-condensate accumulations in Azerbaijan. NTS. Oil and Gas Geology and Geophysics, 3.

299. Rachinsky, M.Z. 1970. On the issue of hydrochemical inversion in the Pliocene of the Apsheron Oil and Gas area. *Geology Oil and Gas*, 10.
300. Rachinsky, M.Z. 1971. Hydrochemical and hydrogeological indicators of Oil and Gas occurrences on local structures in the Productive Sequence over the northwestern flank of the South Caspian Depression. *NTS. Oil and Gas Geology and Geophysics*, 7.
301. Rachinsky, M.Z. 1973. On the sulphates in formation waters of the Productive Sequence over the west flank of the South Caspian Depression. *Geology Oil and Gas*, 3.
302. Rachinsky, M.Z. 1981. Condensation water of gas and gas-condensate accumulations. Moscow, Nedra.
303. Rachinsky, M.Z. 1982. Some aspects of formation, placement and forecast of Oil and Gas occurrences. *Azeri Petroleum Husbandry*, 3.
304. Rachinsky, M.Z. 1983. Compaction processes in clays, their role, place and significance in oil-gas-accumulations and formation of hydrodynamic regime in the deep subsurface. *Geology and Geochemistry of Combustible Minerals*, Issue 59. Lvov.
305. Rachinsky, M.Z. 1987. Geotemperature regime of the Alpine fold-belt zones in association with hydrogeological environment in natural reservoirs and distribution of Oil and Gas occurrences. *News of the Universities. Geology and Exploration*, 4.
306. Rachinsky, M.Z. 1989. Geobaric regime of the Alpine fold-belt zones in associations with hydrogeological environment in natural reservoirs and placement of regional and local Oil and Gas occurrences. *News of the Universities. Geology and Exploration*, 1.
307. Rachinsky, M.Z. 1989. Hydrogeological factors in the formation and placement of Oil and Gas occurrences in the South Caspian depression. *News of the Universities. Geology and Exploration*, 2.
308. Rachinsky, M.Z. and Akhundov, A.R. 1968. On the sulphate content of formation waters in deep accumulations of Oil, Gas and Condensate. *Proc. Academy of Sciences Azerbaijan SSR. Series Earth Sciences*, 1.
309. Rachinsky, M.Z. and Aliyev, A.I. 1973. On sulphates in the formation waters of Middle Pliocene deposits in the South Caspian depression. *NTS. Oil and Gas Geology and Geophysics*, 4.
310. Rachinsky, M.Z. and Aslanov, B.D. 1973. On geochemical age of condensates and oils in the Middle Pliocene deposits of the South Caspian Depression's west flank. *Collected articles on Geology and Exploration of Gas and GasCondensate Fields*, 3.
311. Rachinsky, M.Z. and Kuliyeu K.G. 1984. On the nature of hydrochemical inversion in the South Caspian Depression. *News of the Universities. Geology and Exploration*, 12.
312. Rachinsky, M.Z. and Muradian, V.M. 1977. AHFP patterns in the sediment cover over the west flank of the South Caspian Depression. Abnormally high formation pressure and techniques of AHFP forecast in while drilling. *Proc. VNIGRI. Moscow, Nedra*, Issue 397.
313. Rachinsky, M.Z. and Muradian, V.M. 1983. Thermobaric formation and placement model of Oil and Gas occurrences in the South Caspian Depression. In: *Issues of offshore drilling of Oil and Gas wells*. Riga, VNIImorgeo.
314. Rachinsky, M.Z. 1972 Distribution of deuterium in formation waters of the Productive Sequence Apsheron Oil and Gas area. *Collected works on Geology and exploration of gas and gas-condensate fields*. - 1972. - № 4.
315. Rachinsky, M.Z., Dzhabadov, A.A. and Fridman, D.N. 1973. Ground waters of the Oligocene-Miocene deposits in the Umbaki oil-gas field. *Azeri Petroleum Husbandry*, 11.
316. Rachinsky M.Z., Chilingar G.V., - 2007. Raw-material base of the of South-Caspian Basin: results of 1990-1995 exploration, geologic evaluation of the potential and a quantitative estimate. *Azerbaijan Petroleum Husbandry*, No. 1
317. Rachinsky M.Z., Chilingar G.V. and Gorfunkel M.V. - 2008. Oil and Gas Potential of South-Caspian Basin. *Energy Sources Jornal, Part A*, v.29, issue 1
318. Rachinsky M.Z., Chilingar G.V. and Gorfunkel M.V. - 2008. Compaction of Clays as Factor in

the Formation of Hydrodynamic Regime and Hydrocarbon Migration and Accumulation. Energy Sources Journal, part A, v.30, issue 7

319. Rachinsky M.Z., Chilingar G.V. - 2013. Evaluation of oil and gas fields in deeply- buried sediments of South Caspian Depression. Geosciences, N3
320. Rachinsky, M.Z., Fridman, D.M. and Chernomordikov, M.Z. 1966. Associations between lithofacies features of the deposits and formation water and oil properties on the example of NKP formation (south flank of the Lokbatan-Putan-Kushkhan structure). NTS. Oil and Gas Geology and Geophysics, 9.
321. Rachinsky, M.Z., Vezirova, R.Kh. and Fridman, D.N. 1972. Ground waters in the Oligocene-Miocene deposits of the northwest flank of the South Caspian Depression. News of the Universities, Oil and Gas, 2.
322. Rachinsky, M.Z., Zulfugarov, S.M. and Pisenbaum, Ya.B. 1972. Hydrochemistry of the Neftyaneye Kamni field and its connection with hydrocarbon distribution in the accumulations. Sci. notes AGU in the name of Kirov. Geology, 5.
323. Reference book 1976 Oil and Gas Fields of foreign countries. Moscow, Nedra, 1976.
324. Renic B.C. 1925 California Oil-Fields Waters. Econ. Geol. V. 20. No. 7.
325. Renz, G.G., Oldenburg, G., Dalmes, K.F. et al. 1961. East Venezuela Basin. Distribution of oil. Moscow, Gostoptekhizdat.
326. Reznikov, A.N. 1970. Geochemical specifics of gas-condensates and oils in catagenesis zones. PhD Thesis. Baku.
327. Rocco, T. and Jaboli, D. 1961. Geology and Oil and Gas occurrences in the Po River Basin. Distribution of oil. Moscow, Gostoptekhizdat.
328. Russel, W.A. 1958. Fundamentals of petroleum geology. Moscow, Gostoptekhizdat. Salayev S.G. 1961. Oligocene-Miocene deposits in the SE Caucasus and their Oil and Gas occurrences. Baku, Academy of Sciences Azerbaijan SSR Publishers.
329. Salle, K. and Debizer, Zh. 1976. Formation of oil accumulations. Moscow, Nedra.
330. Samedov, F.I. and Buryakovskiy, L.A. 1966. Petroleum hydrogeology of the Apsheron Archipelago. Baku, Azerneshr.
331. Samedov, F.I., Akhundov, A.R. and Rachinsky, M.Z. 1963. On some issues of association of formation waters chemical composition with enclosing rocks lithology, Azeri Petroleum Husbandry, 5.
332. Savkevich, S.S. 1971. On a possible association between leaching secondary porosity with the Oil and Gas window. News of AN USSR, Geology, 6.
333. Schmidt G.W. 1973 Interstitial water composition and geochemistry of deep Gulf Coast Shales and sandstones. Bull. AAPG. V. 57. No. 2.
334. Schoeller H. 1956 Geochimie les eaux souterraines. - Paris.
335. Schrockenfuchs G. 1975 Hydrogeologie, geochimie und hydrodynamik der for- matinswasser des raumes Matzen-Schonkirchen-Tief. Erdoel-Erdgas-Z. 1975. V. 91. - No. 9.
336. Seidov, A.G., Alizadeh, Kh.A. and Gadiyeva, T.M. 1970. Specifics of clay mineral composition in the Cretaceous deposits of the SE Caucasus Major. In: Collection of materials of VIIIth All-Union plenum on the study and utilization of clays in the USSR. Baku, Elm Publishers.
337. Sergiyenko, S.I. 1971. Hydro-geothermal regime of subsurface in the East ForeCaucasus. Moscow, Nauka.
338. Shakhmaliyeva, L.Sh. 1970. Electron microscope and X-ray analyses of clays in the Sumgait formation of the NE Kobystan. Materials of VIIIth All-Union plenum on the study and utilization of clays in the USSR. Baku, Elm.
339. Shaulov, M.A. 1968. On formation conditions of Oil and Gas accumulations in the Anastasyev-Troitsk field. Geology Oil and Gas, 10.
340. Shaulov, M.A. and Fedotova, SA. 1975. Hydrogeological aspects in the formation of gas-oil accumulations of the IVth Horizon in the Anastasyev-Troitsk Field. Geology Oil and Gas, 5.

341. Shchepak, V.M. 1965. Hydrogeological conditions in the external zone of Carpathian Trough in connection with Oil and Gas occurrences. PhD thesis, Kiev.
342. Shcherbakov, A.V. 1968. Geochemistry of thermal waters. Moscow, Nauka.
343. Sheich-zadeh, I.A. 1940. Outline of lakes in the Apsheron Peninsula. Proc. Geographic Institute of the Academy of Sciences, Azerbaijan SSR. Baku, V. II.
344. Sheklin, J. 1966. Tectonics of Iran. Geotectonics, 1.
345. Shikhalibeili, E.Sh., Gasanov, A.G. and Tagiyer, R.E. 1984, On the issue on structure and formation of the South Caspian Depression (based on new data). Essays on geology of Azerbaijan. Baku, Azerneshr.
346. Shikhlin, A. Sh. 1967, Geology and prospects of Oil and Gas occurrences in Pliocene deposits of the Lower Kura Depression. Baku, Azerneshr.
347. Shishkina, O.V. 1960. Change in salt composition of ooze waters in process of diagenesis. Chemistry of sea. Moscow, Nauka.
348. Shishkina, O.V. 1972. Geochemistry of the marine and oceanic ooze waters. Moscow, Nauka.
349. Shurygin, .M. 1962. Conditions of structure formation in the central part of SE Caucasus. Moscow, AN USSR Publishers.
350. Shuvalov, P.E. 1977. Patterns of AHFP distribution in the subsurface of SW Turkmenistan. Proc. VNIGRI: Abnormally high formation pressure and techniques of AHFP forecast in drilling. Leningrad.
351. Sidorov et al. 1987. Current Earth's crust motions and Oil and Gas occurrences (on an example of the Tersk-Caspian foredeep trough). Moscow, Nauka.
352. Slavin, V.I. and Bruk, L. 1987. Main hypotheses of AHFP origin and their classification. Study of geologic section and AHFP forecast. Proc. VNIGRI, Leningrad.
353. Smirnov, Ya.B. 1980 The Heat Flow and Geotemperature Maps of the USSR Territory. Moscow, Nauka.
354. Smirnov, Ya.B. 1972. Earth's heat flow and issues fold-belt energy. Energy of geologic processes. Moscow, Nauka.
355. Smith J.B. 1931 Venezuelan Oil-Field Waters. Bull. AAPG. V. 15. No. 8.
356. Smith, G.E., Erdman, J.G. and Morris, D.A. 1972. Oil migration, accumulation and preservation in Earth's crust. Collection: Current status of studies in genesis, formation and preservation of Oil and Gas accumulations. Moscow, VNIIOENG Publishers.
357. Spitsin, V.I., Glazunov, M.P. and Mulyar, V.M. 1972. Study of an abnormal water by the technique of neutron-activation analysis. DAN USSR, vol.202, 1.
358. Stanulis, V.A. and Khludnev, V.F. 1987. Some unsolved issues of geology and oil -gas occurrences in the Tersk-Sunzha area (North Caucasus, Tersk-Caspian foredeep trough). Geology and economic deposits in the Caucasus Major. Moscow, Nauka.
359. Strakhov. E.M. 1962. Fundamentals of theory of lithogenesis. Moscow, Academy of Sciences USSR Publishers, V. III.
360. Sukharev, G.M. 1979. Hydrogeology of Oil and Gas fields. Moscow, Nedra.
361. Sukharev, G.M. and Krumbold, T.G. 1962. Some data on ground water genesis of the Azerbaijan Productive Sequence. DAN USSR. V. 145, No. 5.
362. Sukharev, G.M., Miroshnikov, M.V. 1963. Ground water of Oil and Gas fields in the Caucasus. Moscow, Gostoptekhizdat.
363. Sulin, V.A. 1935. Waters of the USSR oil fields. Moscow- Leningrad, OHTI.
364. Sulin, V.A. 1948. Hydrogeology of oil fields. Moscow- Leningrad, Gostoptekhizdat.
365. Sultanov, A.D. 1958. Lithology of the Productive Sequence on the Apsheron Peninsula. Moscow, Academy of Sciences USSR Publishers.
366. Sultanov, A.D. 1960. Lithology of the Cretaceous deposits in the SE Caucasus Major. Baku, Academy of Sciences Azerbaijan SSR Publishers.

367. Sultanov, B.I. 1936. Changes in chemical composition of waters as affected by gas and oil. Baku, Azernefteizdat.
368. Sultanov, B.I. 1950. On one type of petroleum accumulations outline (crestal waters). DAN Azerbaijan SSR, 9.
369. Sultanov, B.I. 1961. Deep condensation water and conditions of its formation. DAN Azerbaijan SSR, 12.
370. Suter H.H. Bull AAPG. - 1947. - V. 31.
371. Sutherland, J. 1975. Boscan Field, East Venezuela. Stratigraphic and facies change accumulations of Oil and Gas. Moscow, Nedra.
372. Tageyeva, N.V. and Tikhomirova, M.M. 1962. Geochemistry of pore waters in diagenesis of marine deposits. Academy of Sciences USSR Publishers.
373. Tainsh H.R. 1950 Tertiary Geology and Principal Oil Fields of Burma. Bull AAPG. V. 34. No. 55.
374. Tamrazian, G.P. 1954. On patterns in changes of water chemical composition in the Maikopian Fm. in the Caucasus. DAN USSR, V. 16, No. 6.
375. Tauson, V.O. and Aleshina, V.I. 1932. On sulphate reduction by bacteria in in the presence of hydrocarbons. Microbiology, V. 1, No. 3.
376. Tectonic structure of Azerbaijan and Caspian Depression. Baku, Academy of Sciences of Azerbaijan SSR Publishers.
377. Templeton R.R. and McCollom C.R. 1924 Santa Fe Springs Field, California. Bull. AAPG. - V. 8. No. 2.
378. Teodorovich, G.I. 1970. Mixed-layer minerals in sedimentary rocks as depth indicators of their catagenetic transformation. DAN USSR, V. 191, No. 5.
379. Tertsagi, K. 1961. Theory of soil mechanics. Moscow, Gosstroyizdat.
380. Tissot, B. and Welte, D. 1981. Formation and distribution of oil. Moscow, Mir.
381. Tkhostov, B.A. 1966. Initial formation pressure and geo-hydrodynamical systems. Moscow, Nedra.
382. Tomkina, A.V. 1981. Interconnection between formation pressures and temperatures at great depths. Thermobaric conditions and geologic exploration in super-deep Depressions. Moscow, Nauka.
383. Tomkina, A.V. 1981. Thermobaric conditions in super-deep Depressions of North Caucasus. Thermobaric conditions and geologic exploration in super-deep Depressions. Moscow, Nauka.
384. Tsaturyants, A.B. and Rachinsky, M.Z. 1966. On the issue of formation water desalination in gas-condensate fields, DAN Azerbaijan SSR, V. XXII, No. 2.
385. Tsaturyants, A.B. and Rachinsky, M.Z. 1970. On the desalination of formation waters in gas-condensate accumulations. Collection of articles: Theory of technological process in drilling and oil production. Baku, Elm.
386. Ulitkin, I.A. 1955. Observations of raising bottom of a construction pit. Hydrotechnical construction, 6.
387. Urazov, G.G. 1919. Baku iodine lakes. Materials for the study of Russian natural manufacturing forces. Petrograd.
388. Vadas, E. 1964. Geology of Hungary. Moscow, Mir.
389. Valukonis, G.Yu. and Khodkov, A.B. 1973. Geologic patterns in ground water, Oil and Gas flow. Leningrad, LGU Publishers.
390. Valukonis, G.Yu. and Khodkov, A.B. 1979. Role of ground waters in the formation of economic deposits. Leningrad, Nedra.
391. Valyashko, M.G. 1964. Genesis of brines in the sediment cover. Chemistry of the earth crust. Moscow, Publishers of the Academy of Sciences of the USSR, vol. 1.
392. Van-Orstrand, C.E. 1934 Temperature gradients. Problems of Petroleum Geology. Amer. Assos. of Petrol. Geol. - Tulsa.

393. Van-Orstrand, C.E. 1941 Temperature of the earth in relation to oil location temperature, its measurements and control in science and industry, Reinhold Rubl. Corp.
394. Varentsov, M.I. 1948. Geology and Oil and Gas occurrences of Viennese Basin. Collected geologic works devoted to the memory of Academician I.M. Gubkin. Moscow, Gostoptekhizdat.
395. Vartanan, G.S. and Kulikov, G.V. 1982. Hydro-geo-deformational field of Earth. DAN USSR, vol. 262, 2.
396. Vassoyevich, N.B. 1960. Experience constructing the type curve of gravity compaction of clay deposits. News Petroleum Technology. Series Geology, 4.
397. Ver Wiebe, W.A. 1957 North American Petroleum.
398. Ver-Plank, W.E. 1958 Salt in California. Division of mines. Bull. 175, S-Francisco.
399. Ver-Wibe, V.A. 1959. How they find oil. Moscow, Gostoptekhizdat.
400. Volobuyev, G.P. 1986. Forecasting hydrogeological environments in Oil and Gasproducing areas. Moscow, Nedra.
401. Volobuyev, G.P. and Sokirko, L.E. 1982. Current view of brines in the Upper Jurassic deposits of Tersk-Sunzha area. Issues of geology and Oil and Gas occurrences on the NE Caucasus and Trans-Caucasus. Grozny, SevKavNIPIneft Publishers. Issue 37.
402. Vsevolozhsky, V.A. 1983. Underground runoff and water balance of the platform structures. Moscow, Nedra.
403. Vysotsky I.V. 1979. Geology of natural gas. Moscow, Nedra.
404. Vysotsky I.V. and Vysotsky V.I. 1986. Formation of oil, gas and gas-condensate fields. Moscow, Nedra.
405. Vysotsky I.V., Olenin V.B. and Vysotsky, V.I. 1984. Oil and Gas Basins of foreign countries. Moscow, Nedra.
406. Vysotsky V.I. 1971. Formation of oil fields in folded areas. Moscow, Nedra.
407. Vysotsky V.I. and Faingersh, L.A. 1969. Formation of oil in the Viennese Basin. Geology Oil and Gas, 12.
408. Vysotsky V.I. and Kucheruk, E.V. 1978. Current status of the doctrine on Oil and Gas Basins, Part II. Main types of Oil and Gas Basins and specifics in distribution of Oil and Gas accumulations. Moscow, VINITI.
409. Weaver, D.K. 1931 Encroachment of edge-water of Santa Fe Springs. Petroleum Division. Petroleum development and technology. Amer. Inst. Min. Met. Engr.
410. Yakobson, G.P. 1973. Paleo-hydrogeological and current hydrogeological patterns in the formation and placement of Oil and Gas fields. Moscow, Nedra.
411. Yakubov, A.A. 1948. Mud volcanoes in Azerbaijan and their association with oil fields. Baku. AN Azer. SSR Publishers.
412. Yakutseni, V.P. 1961. Hydrogeology of the SE North Caspian Depression. Moscow, Gostoptekhizdat.
413. Yeremenko, N.A. (Editor), 1984. Reference book "Geology of Oil and Gas". Moscow, Nedra.
414. Yeremenko, N.A. and Neruchev, S.G. 1968. Primary migration in the process of deposits subsidence and lithogenesis. Geology Oil and Gas, 9.
415. Yermolayev, V.G., Kotov, V.S. and Rogozhin, D.I. 1960. Hydrogeology and geochemistry of the Mesozoic deposits in the Azov-Kuban Trough as factors in Oil and Gas field formation. Files of SKGU. Yessentuki.
416. Young, G., Beluys, A. and Renz, G. 1959. Geology of sedimentary Basins and oil fields of Venezuela. XX Internat. Geol. Congress. Moscow, Gostoptekhizdat. V. III.
417. Zaytsev, I.K. and Tarasov, V.M. 1972. Basic ideas in hydrodynamic of artesian Basins and their analysis. Hydrodynamics of deep zones in artesian Basins (Materials of inter-disciplinary thematic conference, Leningrad).
418. Zeynalov, M.M. 1960. Mud volcanoes in the South Kobystan and their association with gas-oil

fields. Baku, Azneftneshr.

- 419. Zhemerov, V.S. 1958. Change in water composition in the process of producing from oil horizons in Lokbatan. *Geology of Oil*, 11.
- 420. Zinenko, I.I. 1975. Study of hydrogeological conditions in the Carpathian troughs in associations with the appraisal and development of gas fields. PhD Thesis. Kharkov.
- 421. Zkhus, I.D. and Bakhtin, V.V. 1979. Lithogenetic transformation of clays in zones of abnormally high formation pressures. Moscow, Nauka.
- 422. Zokhrabova, V.R. 1970. Specifics of mineral composition of bentonite and their enclosing Koun clays in the Kobystan area. *Collected works: Materials of VIIIth All-Union plenum for the study and utilization of clays in the USSR*. Baku, Elm.
- 423. Zorkin, L.M. 1973. *Geochemistry of gas formation waters in Oil and Gas Basins*. Moscow, Nedra.
- 424. Zorkin, L.M., Subbota, M.I. and Stadnik, E.V. 1982. *Oil and Gas exploration hydrogeology*. Moscow, Nedra.