© М.А.Альсаккаф, 2006

ОЦЕНКА СОСТОЯНИЯ ЗАГРЯЗНЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ДОЛИНЫ ВАДИ ХАДРАМАУТ ЙЕМЕНСКОЙ РЕСПУБЛИКИ

М.А.Альсаккаф

АзГосНИПИнефтегаз
AZ 1033, Баку, ул. Ага Нейматуллы, 39

В статье приведено обоснование применения рациональных мер охраны подземных вод для каждого участка долины Вади Хадрамаут Йеменской Республики на основании учета особенностей их гидрогеологических условий формирования, химического состава и температуры. Установление закономерностей миграции загрязняющих веществ и взаимосвязи загрязнения подземных вод с экологическим состоянием окружающей природной среды исследуемой территории регламентируется международными нормативами.

Загрязнение подземных вод – это ухудшение их естественных свойств, изменение физико-химических и биологических показателей в результате антропогенного воздействия в количествах, препятствующих естественному самоочищению среды, что делает эти воды частично или полностью непригодными для практического использования. Защищенность подземных вод от загрязнения зависит как от условий их формирования и распространения, гидрогеологического строения исследуемого региона, так и от характера воздействующего источника загрязнения. При оценке защищенности месторождения должен учитываться и оцениваться источник загрязнения: промстоки поверхностного сброса, сельскохозяйственные стоки, закачки загрязняющих веществ в глубокие водоносные горизонты через скважины и другие горные выработки (на южном плато). Так, промышленные, бытовые и сельскохозяйственные стоки могут интенсивно загрязнять подземные воды (Гольдберг, Газда, 1984).

Техногенное загрязнение подземных вод часто приводит к изменению содержания в них не только тех компонентов, которые привносятся вместе с загрязнением, но и тех, которые присутствуют в подземных водах в естественных условиях и вступают во взаимодействие с контаминантами. При этом изменения в содержании естественных компонентов являются косвенным признаком наличия загрязнения, тогда как определить наличие загрязнителя в подземных водах практически не возможно.

В связи с резким возрастанием масштабов техногенного воздействия интенсивно начинают проявляться процессы загрязнения, которым особенно подвержены подземные воды. На исследуемой территории в связи с ростом сельскохозяйственного производства с интенсивным применением удобрений и ядохимикатов, объектов урбанизации, которые прямо или косвенно воздействуют на окружающую среду, а особенно на подземные воды исследуемой территории, необходимо принять меры по охране их от загрязнения и истощения (Гольдберг, Газда, 1984)

Охрана подземных вод требует выполнения комплекса мероприятий, имеющих цель не допустить загрязнения, обеспечить сохранение их качества для эффективного использования.

Обоснование рациональных мер охраны подземных вод для каждого участка (например, Вади Жетма) должно основываться на учете особенностей их гидрогеологических условий формирования, химического состава и температуры. Установление закономерностей миграции загрязняющих веществ и взаимосвязи загрязнения подземных вод с экологическим состоянием окружающей природной среды является научной основой для эффективных мер охраны подземных вод исследуемой территории. При этом изменение качества подземных вод регламентируется действующими международными нормативами, включая йеменские (таблица) (Hadramaut water…, 2002).

Международные нормативы содержаний химических компонентов подземных вод (включая Йеменские)

Характеристика	Между-народные нормативы	Йеменские нормативы		Единицы измерения
		min	Max	
Температура	25	25	25	C°
Цвет	15	15	15	Ед.
Мутность	5.0	1.0	15	
pH	6.5-8.5	6.5-8.5	5.5-9.0	
Электропроводность		450-1000	2500	μ mos/cm
Сумма раствор.веществ	1000	650	1500	Мг/л
Общая жесткость $CaCO_3$	500	500	500	Мг/л
Cl^-	250	200	600	Мг/л
SO_4^{2-}	400	200	600	Мг/л
Na^+	200	200	400	Мг/л
NO_2	0.1			
F^-	1.5	0.3		
Fe^{2+}	0.3	0.3	1.0	Мг/л
Mn^{2+}	0.1	0.1	0.2	Мг/л
CO_2				

Исследуемая территория (рис.) в силу своих природных гидрогеологических условий представляет собой обособленную водобалансовую систему, по степени влияния промплощадки на природную среду можно сделать следующие выводы:

1. Проведение сельскохозяйственных работ (например, г. Сайун) приводит к изменению естественных гидрогеологических условий. Здесь формируется «техногенный» водоносный горизонт, характеризующийся довольно высокой проницаемостью; он слабо защищен сверху водоупорными породами (суглинки, супеси, гравий и т.д.) от возможного проникновения загрязнений; коэффициент фильтрации верхнего слоя на исследуемой территории (данные по основным скважинам) колеблется от 0,18 до 2,20 м/сут; гидрогеохимические условия характеризуются кислородным режимом, что приводит к формированию (макрокомпоненты) вод при pH 7,35 (Отчет по изучению …, 1983 а).
2. На участках рекультивированных и отработанных земель смешение грунтовых вод с инфильтрационными не представляет серьезной угрозы качеству подземных вод.

В целом, общее влияние промышленной зоны исследованной территории не создает трансграничных проблем эколого-гидрогеологического характера. С другой стороны, локальное загрязнение подземных вод в прилегающих зонах, в районах добычи нефти (Южное плато) может создать проблемы на исследуемой территории в недалеком будущем. Установлено, что основными источниками загрязнения подземных вод в районе добычи нефти являются фенольные загрязнения, которые носят в основном поверхностный характер (осадки, утечки и т.д.) (Отчет по изучению …, 1983 б). Учитывая степень и характер распределения пород на исследуемой территории, автором предлагается создание численной миграционной модели для предотвращения нежелательных последствий. Опытно-миграционные работы предназначены для определения миграционных параметров, контролирующих закономерности массопереноса загрязнения в водоносных пластах.



Схематическая карта долины Вади Хадрамаут

Однако в последние годы заметно увеличилась нагрузка на ресурсы водоносного горизонта верхнего мела исследуемой территории. Учитывая реальную ситуацию сухого климата и количество среднегодовых осадков в ближайшем будущем, могут создаться проблемы, связанные с истощением запасов подземных вод. Необходимо также решить задачу по оценке возможного дополнительного питания, обусловленного перетеканием из вышележащего водоносного комплекса и отжатием упругих запасов воды из перекрывающей глинистой толщи; необходима также оценка подтока солоноватых вод из нижележащего водоносного горизонта, что может также отрицательно сказаться на качестве воды. Решению перечисленных задач в данном случае поможет составленная численная модель.

Составленная автором модель даст возможность оценить не только условия работы водозаборных сооружений и прогнозировать изменения в гидродинамическом режиме, но и исследовать возникновение и последствия нештатных ситуаций, связанных с ухудшением качества питьевых вод.

Что касается развития системы мониторинга подземных вод на исследуемой территории, автором также предлагается план натурных исследований, в котором учитывается также необходимость расширения действующей наблюдательной сети при вводе в эксплуатацию новых скважин. Основным целевым назначением наблюдательных контрольных точек является отслеживание качественного состава подземных вод. Точное положение дополнительных наблюдательных скважин целесообразно установить после построения модели определенного участка, на котором можно выделить пути миграции подземных вод.

Для обеспечения экологической безопасности в качестве основного источника водоснабжения на исследуемой территории необходимо провести комплекс исследований, определяющих условия загрязнения подземных вод, и обосновать зону санитарной охраны будущего водозабора.

При этом одними из главных целей гидрогеологических исследований являются систематический контроль, прогноз химического состава подземных вод и оценка условий формирования водопритока.

Другой главной целью дополнительных гидрогеоэкологических работ является оценка влияния техногенных воздействий на геоэкологическое состояние региона в целом, включая прилегающие территории. Предлагаемые задачи можно решить при систематических наблюдениях в единой системе гидрогеоэкологического мониторинга путем решения (с

использованием численного моделирования) прогнозных задач регионального характера.

Для достижения указанных целей автор предлагает следующий спектр задач:

1. Разработать и создать систему комплексного гидрогеоэкологического мониторинга в районе исследуемой территории.
2. Создать на базе современных компьютерных технологий банк данных гидрогеоэкологической информации.
3. Выявить источники загрязнения подземных вод и установить общие закономерности формирования их гидрохимического режима.
4. Разработать предложения и рекомендации по направленности инженерных мероприятий, обеспечивающих управление гидрохимическим режимом водных ресурсов.

Для достижения указанных выше целей автором предлагается создание также численной фильтрационной модели рассматриваемой территории, целью которого является оценка фильтрационных параметров (водопроводимости и емкостных свойств) водоносных горизонтов.

Для решения поставленных выше задач автором предлагаются следующие виды гидрогеоэкологических работ:

1. Натурные гидрогеоэкологические наблюдения (мониторинг); бурение гидрорежимных скважин;
2. Опытно-фильтрационные работы и в ограниченном объеме миграционные;
3. Создание базы данных и постоянно действующей гидрогеологической модели месторождения и сопредельной территории.

Натурные гидрогеоэкологические наблюдения включают в себя комплекс следующих работ:

- замеры уровней (напоров) и температуры воды в гидронаблюдательных скважинах с помощью электроуровнемеров или установленных в них датчиков давления и температуры;
- гидрохимическое опробование подземных вод, отбираемых из гидронаблюдательных и водозаборных скважин;
- гидрохимическое опробование и гидрологические наблюдения на водозаборах;

По результатам химических анализов проб воды, отобранных в процессе гидрогеоэкологического мониторинга, осуществляется контроль качества природных вод. На основе этих анализов создается база данных химического состава вод, проводится обобщение полученных материалов и дается оценка пространственно-временного изменения качества подземных вод на исследуемой территории.

ЛИТЕРАТУРА

ГОЛЬДБЕРГ, В.М., ГАЗДА, С. 1984. Гидрогеологические основы охраны подземных вод от загрязнения. Москва.

Отчет по изучению гидрогеологических и инженерно-геологических условий массива орошения. 1983 а. Дирекция Советско-Йеменских проектов по ирригации (“Москва-Аден 1983”). Министерство сельского хозяйства Йеменской республики.

Отчет по изучению гидрогеологических и инженерно-геологических условий массива орошения. 1983 б. Дирекция Советско-Йеменских проектов по ирригации (“Москва-Аден 1983”). Министерство сельского хозяйства Йеменской республики. Охрана водных и земельных ресурсов, 198.

Hadramaut water resources study, Appendix III, Well inventory study, 2002. Komex International Ltd., Mar 2002.

Рецензент: к.х.н. Р.Ф.Мамедов

© Р.А.Гурбанова, З.Ш.Гусейнова, Э.Д.Мамедов, М.В.Алиева, 2006

КОРРЕЛЯЦИЯ ГИДРОХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ВОД НИЖНЕГО И ВЕРХНЕГО ОТДЕЛОВ ПТ ЮЖНО-КАСПИЙСКОГО БАССЕЙНА

Р.А.Гурбанова, З.Ш.Гусейнова, Э.Д.Мамедов, М.В.Алиева

Институт геологии НАН Азербайджана
AZ 1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29А

В статье на примере различных нефтегазоносных областей Южно-Каспийской впадины рассмотрены региональные гидрохимические условия нижнего отдела продуктивной толщи (ПТ).

Впервые на основе обработки более 600 анализов вод выявлено, что минерализация пластовых вод продуктивной толщи нижнего отдела увеличивается с юга на север, т. е. в сторону регионального воздымания пластов ПТ. Также установлено движение щелочных вод с юга на север. Составлены карты минерализации, содержания нафтеновых кислот, метаморфизации пластовых вод нижнего отдела продуктивной толщи, указывающие на закономерное изменение этих параметров, что имеет существенное значение для выбора направления поисково-разведочных работ в пределах всего Южно-Каспийского бассейна.

Гидрохимическая характеристика пластовых вод верхнего отдела ПТ Южно-Каспийского бассейна (ЮКБ) и региональные особенности ее изменения в пространстве подробно рассмотрены в предыдущей статье авторов (Курбанова и др., 2005). Было установлено, что минерализация, метаморфизация, содержание нафтеновых кислот в пластовых водах верхнего отдела ПТ в региональном плане в соответствии с геологическим строением бассейна закономерно изменяются.

В этой статье рассмотрены региональные особенности изменения гидрохимического состава вод нижнего отдела ПТ и осуществлена корреляция их с водами верхнего отдела ПТ.

Нижний отдел ПТ по литологическому составу, по условиям седиментации осадков, а также по фазовому и физико-химическому составу флюидов резко отличается от верхнего и включает в себя 6 свит. Мощность нижнего отдела ПТ – 700-1200 м. Рядом авторов (Абрамович,1934; Агаларов, 1960; Исмайлов, Идрисов, 1963; Исмайлов, Курбанова, 1986; Курбанова, Гусейнова, 2000) были исследованы гидрохимические особенности вод нижнего отдела ПТ отдельных площадей Азербайджана. Нами впервые на основе многочисленных анализов вод изучены гидрохимические особенности вод в региональном плане. Изменение гидрохимических особенностей пластовых вод нижнего отдела продуктивной толщи в региональном направлении нами систематизировано с учетом их типов и возраста.

В пределах Абшеронского архипелага пластовые воды в нижнем отделе ПТ представлены всеми типами вод по классификации В.А.Сулина. Преобладающим типом является ГКН тип воды. ГКН тип воды залегает в низах ПТ во всех месторождениях Абшеронского архипелага, реже встречаются щелочные воды СН типа. Применение классификации В.А.Сулина намного облегчает задачу распознавания природы этих вод, установления определенных закономерностей в изменении их химического состава и т. д. На месторождениях Абшеронского архипелага в свитах нижнего отдела наряду с щелочными водами залегают также ХК и ХМ типы вод, которые чаще всего встречаются в кирмакинской свите.

Прослеживание изменения состава вод в региональном плане показало, что минерализация ХК, ХМ вод антиклинальной зоны б. Дарвина – о. Пираллахи – Гюрган-дениз – Джануб по направлению регионального погружения слоев с северо-запада на юго-восток повышается в среднем от 19г/л на площади Дарвина до 49 г/л на площади Гюргян-дениз. Далее на восток на площади Джануб происходит дальнейшее повышение минерализации вод (52 г/л).

В рассматриваемой зоне состав щелочных вод и степень их минерализации существенных изменений не претерпевает.

В антиклинальной зоне Хали- Чилов адасы- Н. Дашлары с северо-запада на юго-восток в целом происходит уменьшение минерализации вод (от 26 г/л до 17 г/л), но в этом же направлении сульфатность вод увеличивается от следов до 4,5 г/л.

На Центральном Абшероне в антиклинальной зоне Сабунчи-Балаханы-Раманы-Гум-дениз в изменении состава как высокоминерализованных ХК, ХМ вод, так и слабоминерализованных щелочных вод намечаются определенные закономерности. В направлении регионального погружения слоев на юг изменение состава вод в различных свитах происходит по-разному. В указанном направлении уменьшение минерализации вод отмечается для щелочных вод свит нижнего отдела ПТ. Но подобное уменьшение сохраняется только от Сабунчи-Балаханы-Раманинского (36 г/л) района до площади Зых (20 г/л); далее на юг (площадь Гум-дениз) в свитах нижнего отдела минерализация щелочных вод возрастает до 36 г/л. (рис.1).

На Бакинском архипелаге глубокозалегающие подошвенные горизонты и свиты ПТ характеризуются наличием вод ГКН типа различного происхождения. Эти воды в основном сформированы за счет глубинного питания и смешения, и в подобных случаях их минерализация снижается до 8-12 г/л. Общая минерализация щелочных вод низов ПТ изменяется от 3-10 г/ л до 30-40 г/ л.

Сопоставление гидрохимических показателей по направлению регионального погружения пласта ПТ нижнего отдела Бакинского архипелага показало, что общая минерализация пластовых вод на площади Сангачал-море составляет в среднем 17,6 г/л, на месторождениях Дуванный-море, Хара-Зиря она увеличивается до 25 и 19 г/л.

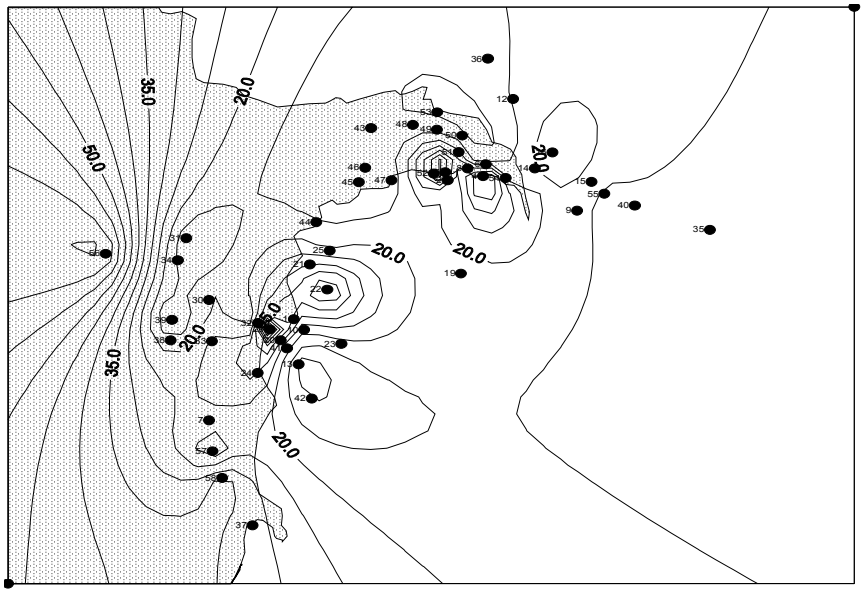


Рис. 1. Изменение общей минерализации (г/л) пластовых вод нижнего отдела ПТ по площади

Список названий пунктов наблюдения:

1. Дашгиль, 2. Гум-адасы, 3.Кянизадаг, 4.Тюркан, 5. Гарачухур, 6.Гала-Дюбенди, 7.Бабазанан, 8.Говсаны, 9. Джануб-2, 10. Алят-дениз, 11. Умид, 12. Б.Дарвина, 13. Пираллахи-адасы, 14. Гюргян-дениз, 5. Чилов адасы, 16. Хали, 17. Санги-Мугань, 18..Дашлы, 19. Бахар, 20. Хамамдаг-дениз, 21. Сангачал-дениз, 22. Булла-дениз, 23. Хара-Зиря, 24. Бяндованд-дениз, 25. Дуванный-дениз, 26. Солахой, 27. Айрантекйан, 28. Каламаддин, 29. Пирсагат, 30. Мишовдаг, 31. М.Харами, 32. Калмас, 33. Кюрсангя, 34. Б.Харами, 35. Гюнешли, 36. Б.Абшеронская, 37. Нефтчала, 38. Гарабаглы, 39. Кюровдаг, 40. Нефт-Дашлары, 41. Гарасу, 42. Балыглы, 43. Бинагады, 44. Кушхана, 45. Локбатан, 46. Пута, 47. Бибиэйбат, 48. Балаханы, 49. Сабунчи, 50. Раманы, 51.Сураханы, 52. Зых, 53. Бузовна-Маштаги, 54. Зыря, 55. Ази-Асланова, 56. Падар, 57.Дуровдаг, 58. Хилли, 59. Хыдырлы

Общая минерализация вод антиклинальной зоны Пирсагат-Хамамдаг-Балыглы изменяется также в пределах 13-64 г/л и так же, как в антиклинальной зоне Дуванный-дениз – Хара-Зиря-дениз, в сторону погружения пластов происходит увеличение минерализации вод. В нижнем отделе ПТ также залегают слабоминерализованные ХК, ХМ воды конденсатного типа.

Таким образом, в направлении с юга на северо-восток, т.е. в сторону регионального воздымания пластов ПТ, наблюдается увеличение минерализации вод.

В Нижне-Куринской впадине по нижним горизонтам ПТ гидрохимическое сравнение пластовых вод произведено на основании весьма ограниченного числа анализов по нескольким площадям, расположенным в различных частях впадины. Здесь имеются в виду такие площади, как Кюровдаг, Гарабаглы, Хиллы, Нефтчала, Мишовдаг, Хыдырлы, Бяндован, Пирсагат и Дашгиль.

На первых 5 площадях нижними горизонтами ПТ являются ХУ-ХХ горизонты, с которыми на остальных площадях, тяготеющих к северо-восточному борту впадины, могут быть сопоставлены интервалы разреза от XV до XVII горизонтов включительно по Гарадагской разбивке. В нижней части разреза ПТ в отличие от верхней пластовые воды менее минерализованы. Общая минерализация их изменяется в основном в пределах 5-35 г/ л и лишь в немногих случаях доходит до 38-42 г/ л (Нефтчала).

Пластовые воды наименее минерализованными являются в Кюровдаге (5-21 г/ л), а наиболее минерализованными – на площадях Хилли (36-39 г/л). Бабазанан (24-37 г /л) и Нефтчала (21-42,7 г/л). В западной части впадины воды нижних горизонтов ПТ по минерализации (в Мишовдаге) занимают промежуточное положение (21-24 г/л). На площадях, тяготеющих к северо-восточной части впадины, минерализация вод изменяется в широких пределах, например, в Бяндоване она составляет 18-44 г/ л, Пирсагате – 11-26 г/ л и Дашгиле – 10-46 г/л. Причем в пределах каждой из перечисленных площадей максимальные значения минерализации характеризуют ХК воды и реже ХМ. Минерализация щелочных вод обычно не превышает 24-25 г/л и лишь в исключительных случаях доходит до 35 г/ л.

Щелочные воды проникли в пласты ПТ по разрывам и жерлам грязевых вулканов аналогично тому, как это имеет место в Бибиэйбате. Эти воды смешивались с жесткими высокоминерализованными водами, разбавляя и местами полностью вытесняя их. Дальность латерального проникновения этих вод зависела, наряду с прочими условиями, также от коллекторских свойств пород. В частности, подобное проникновение в песчаных пластах было больше, нежели - в глинистых. Об этом свидетельствует тот факт, что в пределах разбуренной части структур в глинистых свитах жесткие воды полностью не замещены щелочными. Поэтому из свит нижнего отдела ПТ в КаС ХК, ХМ воды встречаются чаще, чем, например, в НКГ или ПК. Об отсутствии зональности в залегании разнотипного типа вод в ПТ свидетельствуют также колебания стратиграфического уровня залегания разнотипных вод в одном и том же горизонте от IV горизонта сабунчинской свиты на Центральном Абшероне до свиты КаС на морских месторождениях, залегание этих вод в пределах одной и той же структуры в нескольких горизонтах (в Гарачухуре, в Гум-дениз) и т.д.

Наименее слабометаморфизованные щелочные воды залегают в структурных поднятиях Гала, Бузовна-Маштаги, Хара-Зиря. В региональном плане наиболее высокими значениями коэффициента метаморфизации отличаются зоны вклинивания свит нижнего отдела ПТ (Сулутепе, Бинагады, Бибиэйбат, Н. Дашлары) (рис.2).

В региональном плане отмечается интенсивное увеличение содержания нафтеновых кислот в пластовых водах нижнего отдела ПТ (с запада на восток) (рис.3).

В нижнем отделе ПТ залегают в основном щелочные воды ГКН и СН типа, а также относительно слабоминерализованные ХК, ХМ типы вод.

В нижнем отделе ПТ минерализация пластовых вод увеличивается в направлении с юга на север, т.е. в сторону регионального воздымания пластов продуктивной толщи. Также установлено движение щелочных вод с юга на север. Помимо теоретического значения это имеет и практическое значение для выбора направления поисково-разведочных работ в пределах всего Южно -Каспийского бассейна.

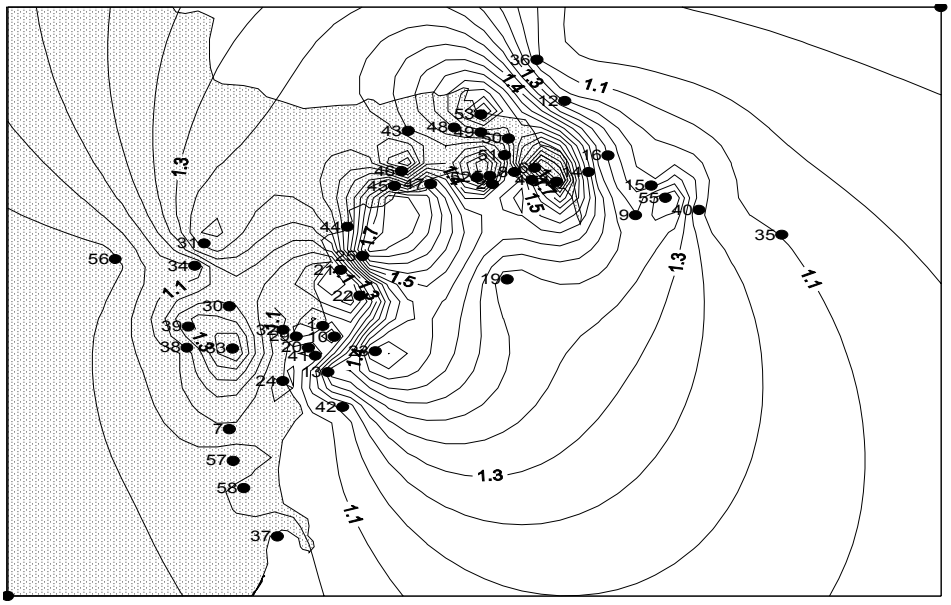


Рис. 2. Изменение по площади коэффициента Сулина (Na/CI>1) пластовых вод нижнего отдела ПТ (название пунктов см. на рис. 1)

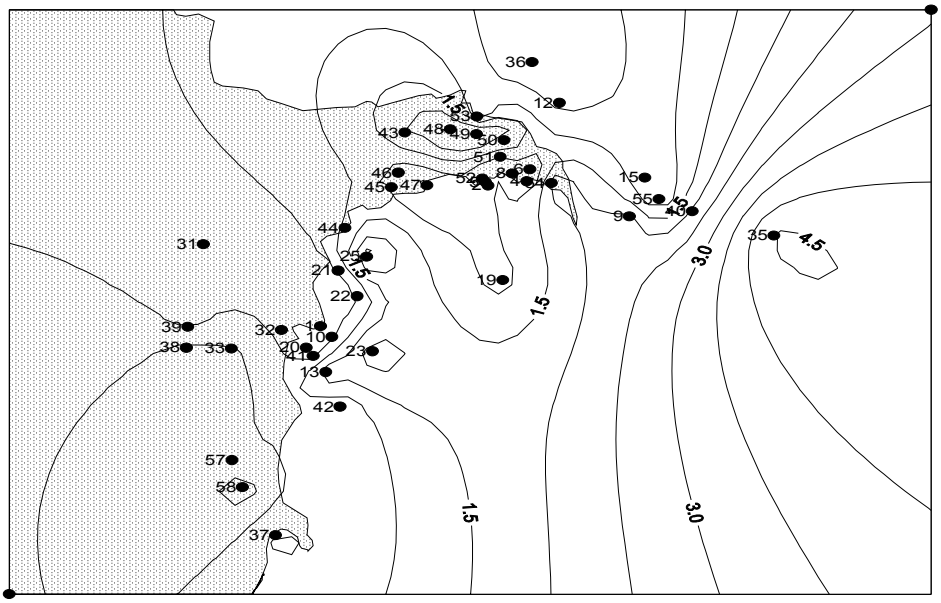


Рис. 3. Изменение по площади содержания нафтеновых кислот (г/л) в пластовых водах нижнего отдела ПТ (название пунктов см. на рис. 1)

Щелочные воды нижнего отдела ПТ слабо метаморфизованы. Значение коэффициента Na/CI >1 колеблется от 1 до 2,2. Значение коэффициента метаморфизации увеличивается от морской части Южно-Каспийской впадины (ЮКВ) в сторону суши Абшеронской нефтегазоносной области. Щелочные воды нижнего отдела ПТ более обогащены нафтеновыми кислотами, содержание которых в нижнем отделе ПТ увеличивается от бортовых частей ЮКВ к ее центральной части.

Таким образом, в результате систематизации анализа вод нижнего отдела ПТ с более чем 6000 скважин с учетом их типов, минера-

лизации, ионно-солевого состава, а также глубин залегания и стратиграфического возраста были выявлены региональные закономерности изменения гидрохимического состава.

Установлено, что щелочные воды в нижележащих горизонтах и свитах ПТ формировались в результате скрытой разгрузки глубинных вод, мигрировавших в ПТ из мезозойских отложений по системам разломов и по каналам грязевых вулканов, согласно гипотезе глубинного питания. Однако не исключается возможность восполнения части запасов щелочных вод нижних горизонтов ПТ за счет возрожденных вод, выжатых из глин в наиболее погруженных частях бассейна осадконакопления Южного Каспия и латерально мигрировавших в северном направлении, сконцентрировавшись в пределах Абшеронской области.

Осуществляя корреляцию гидрохимического состава вод верхнего и нижнего отделов ПТ можно отметить следующие общие и отличительные их черты:

- пластовые воды ПТ верхнего отдела Азербайджана резко отличаются от вод нижнего отдела своим химическим составом и особенностями его изменения как по разрезу, так и по площади отдельных структур;
- в верхнем отделе в основном сосредоточены высокоминерализованные (до 170 г/л) слабосульфатные (до 2 г/л) воды ХК и ХМ типа, степень метаморфизации которых уменьшается до 0,61 – 0,78;
- Со стратиграфической глубиной в ПТ происходит смена высокоминерализованных вод ХК, ХМ типов слабоминерализованными ГКН и СН типами;
- в нижнем отделе ПТ залегают в основном щелочные воды ГКН и СН типа, минерализация которых изменяется от 0,4 г/л до 70 г/л. Значение коэффициента метаморфизации доходит до 2,6, содержание иона SO_4 в щелочных водах в подошвенных свитах нижнего отдела повышается до 9,6-11 г/л;
- В верхнем отделе ПТ в региональном плане отмечается изменение гидрохимических параметров от бортовых к центральным частям впадины. Оно проявляется в уменьшении в этом направлении минерализации и увеличении степени метаморфизации вод и содержания в них нафтеновых кислот.

Аналогичное явление в изменении степени метаморфизации вод и содержания в них нафтеновых кислот наблюдается и в нижнем отделе ПТ, но в связи с движением щелочных вод с юга на север минерализация щелочных вод в этом направлении увеличивается.

ЛИТЕРАТУРА

АБРАМОВИЧ, М.В. 1934. Классификация подземных вод нефтяных месторождений Абшеронского полуострова. Азнефтеиздат, Баку.

АГАЛАРОВ, М.С. 1960. Гидрохимия основных нефтяных месторождений Азербайджана. Азнефтеиздат, Баку.

ИСМАЙЛОВ, К.А, ИДРИСОВ, В.Г. 1963. Залежи нефти и газа Восточного Абшерона. Изд. АН Азерб ССР, Баку.

ИСМАЙЛОВ, К.А., КУРБАНОВА, Р.А. 1986. Гидрохимия переходной зоны Абшеронской нефтегазоносной области. Элм, Баку.

КУРБАНОВА, Р.А., ГУСЕЙНОВА, З.Ш. 2000. Органогидрохимические критерии прогнозирования углеводородных скоплений залежей Азербайджанского сектора Каспийского моря (Абшеронский архипелаг). Шотландия, г.Глазго.

КУРБАНОВА, Р.А. ГУСЕЙНОВА З.Ш. и др. 2005. Региональные особенности изменения гидрохимической характеристики пластовых вод верхнего отдела продуктивной толщи Азербайджана. *Известия НАН Азербайджана, науки о Земле*, 3.

Рецензент: д.г.-м.н. А.А.Фейзуллаев

© Ф.А.Кадиров, 2006

ГРАВИТАЦИОННЫЕ АНОМАЛИИ ЮЖНО-КАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ И ИХ ПРИРОДА

Ф.А.Кадиров

Институт геологии НАН Азербайджана
AZ 1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29А

В последние годы получены новые данные и появились новые идеи относительно структуры Южно-Каспийской впадины (ЮКВ) и истории ее формирования. Однако в целом проблема происхождения впадины как единой структуры до сих пор остается дискуссионной.

В связи с этим в статье оценивается значение прогнозируемой гравитационной аномалии в ЮКВ, которая могла образоваться в результате погружения плиты континентального типа в ее центральной части. Выявлено, что эта аномалия равна -193 мГал и сильно отличается от наблюдаемых в ЮКВ аномалий. Определено, что в ЮКВ гравитационная аномалия, сформированная в результате погружения плиты континентального типа, компенсируется за счет действия размещенного под разделом Мохо слоя пород (мантийные плюмы, мантийные диапиры или выступы астеносферы), значительно более плотного, чем мантия, и располагающегося на глубинах 45-135 км.

Введение

Южно-Каспийская впадина (ЮКВ) является уникальной тектонической структурой. Это связано прежде всего с рекордной глубиной залегания подошвы ее осадочного выполнения и соответственно кровли консолидированной коры (20-30 км). Важной особенностью впадины является необычайно мощное развитие глиняного диапиризма и грязевого вулканизма.

Консолидированная кора ЮКВ в кровле характеризуется сейсмическими скоростями, обычно свойственными нижнему слою континентальной коры либо второму слою океанской коры, что позволяет отнести ее к океанскому или субокеанскому типу. Центральная часть впадины в отличие от ее периферии практически асейсмична, и землетрясения в этой части окаймляют впадину, подчеркивая ее контуры. Несмотря на то, что в ЮКВ наблюдаются крайне низкие значения теплового потока, на фоне этих низких значений выделяются отдельные небольшие участки резко повышенных значений потока, возможно, связанных с деятельностью грязевых вулканов.

ЮКВ в настоящее время привлекает к себе повышенное внимание исследователей в связи со своими исключительно богатыми нефтегазовыми ресурсами. В последние годы получены новые данные и появились новые идеи относительно ее структуры и истории формирования. Однако в целом проблема происхождения впадины как единой структуры до сих пор остается дискуссионной.

В связи с этим в настоящей статье анализируются результаты гравиметрических исследований, приводится расчет гравитационной аномалии, возникшей в результате погружения плиты континентального типа и образования ЮКВ; рассматривается природа наблюдаемых аномалий.

Гравитационные аномалии ЮКВ

Карта гравитационного поля в редукции Буге ЮКВ приводится на рис.1. Анализ гравитационного поля ЮКВ показывает, что здесь значения аномалии изменяются в пределе ±30 мГал. В зоне максимальной мощности осадков (Предэльбурсский прогиб) наблюдается слабая отрицательная аномалия.

Согласно (Артюшков, 1979, 1993; Brunet et al., 2003; Хаин 2005), формирование глубоких впадин внутриконтинентальных морей, в частности впадины Каспийского моря, сходно со схемой образования прогиба на платформах. По этой модели до новейшего погружения на месте ЮКВ была плита континентального типа.

Какую гравитационную аномалию мы должны были бы видеть в модели погружения и образования ЮКВ и какова природа наблюдаемых гравитационных аномалий?

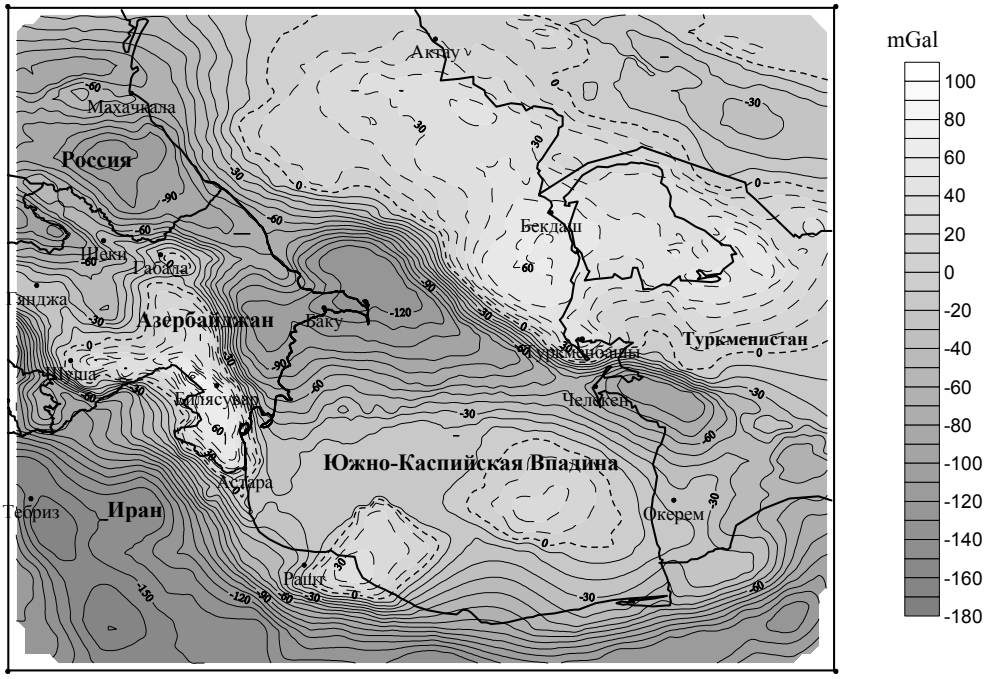


Рис. 1. Гравитационные аномалии ЮКВ и сопредельных областей

Расчеты гравитационных аномалий ЮКВ в модели погружения плиты континентального типа

Для проведения расчетов, позволяющих определить гравитационную аномалию, примем следующую модель глубинного строения Русской платформы и ЮКВ (Аксенович и др., 1962; Knapp et al., 2004).

Строение Русской платформы примем в таком виде: общая толщина коры равна 40 км, "гранитного" слоя – 20 км с плотностью 2,7 г/см^3 и "базальтового" слоя – тоже 20 км, но с плотностью, равной 2,9 г/см^3; плотность подкорового субстрата примем равной 3,3 г/см^3.

В ЮКВ в верхней части разреза под слоем воды со средней мощностью 500 м находится слой осадочных пород толщиной от 10 до 25 км, характеризующийся скоростью прохождения продольных сейсмических волн V_p=3,5 км/с. Средняя плотность этих пород ρ=2,3 г/см^3. Под слоем осадочных пород находится "базальтовый" слой, толщина которого в центральной части ЮКВ составляет 10 км. Скорость продольных сейсмических волн в нем Vp=6,7 км/с, плотность ρ=2,9 г/см^3. "Базальтовый" слой подстилается подкоровым субстратом, в котором Vp=8 км/с, ρ=3,3 г/см^3 (рис. 2).

Проведем сравнение описанного строения земной коры ЮКВ с типичным средним строением коры платформенного типа.

Гравитационные аномалии в редукции Буге на Русской платформе в среднем близки к нормальному значению. Наблюдаемые значения в центральной части южного Каспия также близки к нормальному значению.

Определим, какова должна быть аномалия силы тяжести в ЮКВ, являющейся внутриконтинентальным образованием по сравнению с Русской платформой. При определении величины аномалий гравитационного поля используем формулу для плоскопараллельного слоя.

Сопоставляя модели строения континентальной коры и ЮКВ, мы видим, что при переходе от первой ко второй должны быть сформированы следующие составляющие аномалии силы тяжести.

Верхний слой мощностью 500 м (вода) имеет плотность 1,03 г/см^3, его избыточная плотность по отношению к "гранитному" слою платформы равна 1,67 г/см^3, а значение аномалии – соответственно -35 мГал. Слой осадочных пород мощностью 19,5 км с избыточной плотностью (по сравнению с "гранитным" слоем), равной -0,4 г/см^3, дает аномалию в -326,8 мГал.

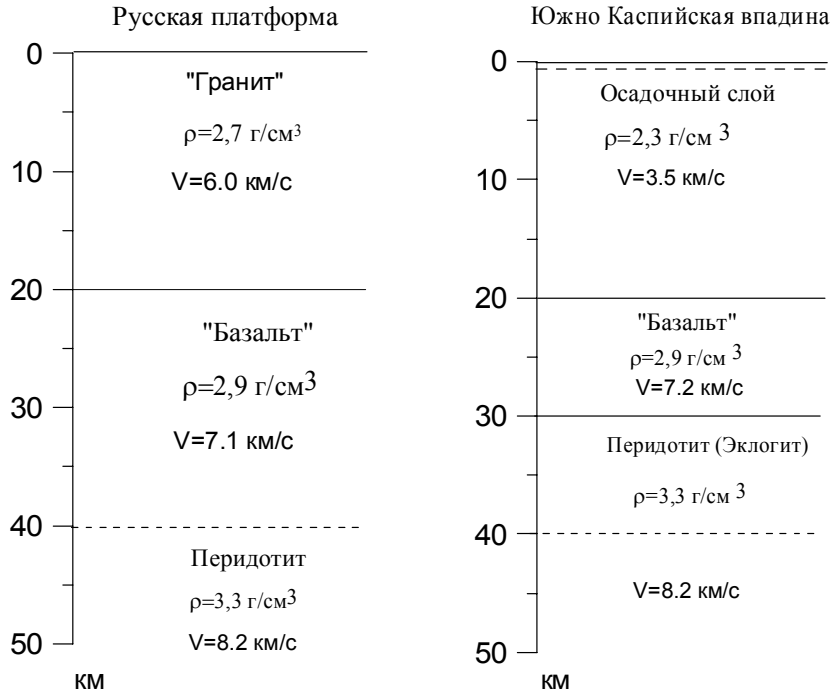


Рис. 2. Модель глубинного строения русской платформы и ЮКВ

"Базальтовый" слой, мощность которого равна 10 км, дает аномалию, равную нулю. Нижний 10-километровый слой подкорового вещества (перидотит, дунит, эклогит и т. п.) с избыточной плотностью, равной -0,4 г/см^3, создает аномалию +168 мГал.

Таким образом, если мы будем считать, что ниже 40 км никаких плотностных неоднородностей и изменений нет, получим общую суммарную аномалию над центральной частью ЮКВ, равную -193 мГал. В действительности же наблюдаемые аномалии близки к нормальному значению. Эти -193 мГал фактически оказываются чем-то компенсированными. Такая компенсация возможна за счет действия размещенных под разделом Мохо слоя пород, значительно более плотного, чем мантия.

Случай 1. Основная причина возникновения и формирования глубокой впадины Каспийского моря заключается в сжатии вещества на глубине, в верхней мантии Земли. Другими словами, уплотненной массой является вещество верхней мантии, претерпевшее полиморфный, электронный или фазовый переход. Учитывая линейную протяженность глубоководной части ЮКВ, мы можем гравитационное действие избыточных масс, размещенных в верхней мантии, рассматривать как действие тела в форме горизонтального цилиндра. Положительное действие масс над его осью равно:

$$\Delta g_{max} = \frac{2\gamma\lambda}{H} = 193\ \text{mQal},$$

где $\lambda=\pi\Delta\rho r^2$- линейная плотность, r- радиус цилиндра, H - глубина оси цилиндра. В частном случае, когда $r=\frac{1}{2}H$ и $\Delta\rho$=0,2 г/см^3, глубина залегания оси цилиндра (середина толщи, в которой произошло сжатие вещества мантии, послужившее причиной формирования ЮКВ) определяется равной 90 км, а область уплотненного подкорового вещества находится на глубине от 45 до 135 км. При $\Delta\rho$=0,3 г/см^3 глубина залегания оси цилиндра определяется равной 62 км.

Случай 2. ЮКВ образовалась в результате погружения континентальной коры. В этом случае мы можем гравитационное действие избыточных масс, размещенных в верхней мантии, рассматривать как действие тела в форме вертикального цилиндра. Положительное действие масс над его осью равно:

$$\Delta g_{max} = 2\pi G\sigma\left[h_2 - h_1 - \sqrt{h_2^2 + R^2} + \right.$$
$$\left. + \sqrt{h_1^2 + R^2} \right] = 193\ \text{mQal},$$

где h_2 - глубина нижней части цилиндра, h_1 - глубина верхней части цилиндра, R- радиус цилиндра. Расчеты, проведенные по этой формуле (когда ρ=0,2 г/см^3) приводятся в таблице:

Таблица

h_1 *(км)*	h_2 *(км)*		
	$R = 60km$	$R = 100km$	$R = 120km$
36	144.37	79.41	73.37
38	157.81	82.94	76.36
40	172.96	86.54	79.39

Область уплотненного подкорового вещества, возможно, находится на глубине от 36 до 87 км.

Располагающийся под ЮКВ под разделом Мохо слой пород, значительно более плотный, чем мантия (мантийные плюмы, мантийные диапиры или выступы астеносферы), имеет большое значение для создания геодинамической модели развития ЮКВ. Возможность существования мантийного плюма в основании ЮКВ и геодинамическая эволюция этой впадины рассматриваются в работе А.Д. Исмаилзаде.

Выводы

В модели погружения плиты континентального типа и образования ЮКВ значение гравитационной аномалии должно составлять -193 мГал. Однако здесь наблюдается слабое гравитационное поле, характерное для земной коры континентального типа. Полагается, что указанная гравитационная аномалия компенсируются за счет действия, размещенного под разделом Мохо слоя пород (мантийные плюмы, мантийные диапиры или выступы астеносферы), значительно более плотного, чем мантия, и располагающегося на глубинах 36-87 км.

ЛИТЕРАТУРА

АКСЕНОВИЧ, Г.И., АРОНОВ, Л.Е., ГАГЕЛЬГАНЦ, А.А., ГАЛЬПЕРИН, Е.И., ЗАЙОНЧКОВСКИЙ, М.А., КОСМИНСКАЯ, И.П., КРАКШИНА, Р.М. 1962. Глубинное сейсмическое зондирование в центральной части Каспийского моря. Изд. Академии Наук СССР, Москва, 152.

АРТЮШКОВ, Е.В. 1979. Геодинамика. Наука, Москва, 328

АРТЮШКОВ, Е.В. 1993. Физическая тектоника, Наука, Москва, 456.

ИСМАИЛЗАДЕ, А.Д. 2002. Мантийные структуры в геодинамической эволюции Южно-Каспийской мегавпадины. Мантийные плюмы и Металлогения. Материалы Международного симпозиума. Петрозаводск-Москва. 102-104.

ХАИН, В.Е. 2005. Проблемы происхождения и возраста Южно-Каспийской впадины и ее возможные решения. *Геотектоника*, 1, 40-44.

BRUNET, M-F., KOROTAEV, M.V., ERSHOV, A.V., NIKISHIN, A.M. 2003.The SCB: a review of its evolution from subsidence modeling. *Sedimentary Geology,* 156, 119–148.

KNAPP, C.C., KNAPP, J. H., CONNOR, J. 2004. Crustal-scale structure of the SCB revealed by deep seismic reflection profiling. *Marine and Petroleum Geology,* 21, 1073–1081.

Рецензент: член-корр. НАН Азербайджана А.Д.Исмаилзаде

© G.G.Kuliev, A.D.Askerov, 2006

ADAMS-WILLIAMSON'S EQUATION WITHIN THE LIMITATION OF NON-CLASSICAL LINEARIZED THEORY

G.G.Kuliev, A.D.Askerov

Geology Institute, Azerbaijan National Academy of Sciences
29A H.Javid Avenue, Baku AZ 1143, Azerbaijan

In the frame of non-classical linearization approach using for determination of the Earth depth density increase, considering along with the physical and geometrical nonlinearity of the deformation and density processes of the geo-environment, the formula pattern – Adams-Williamson's is obtained.

Introduction

For creation of more real models of the Earth and for well-grounded processing and interpretation of the seismic (tomographic, seismologic, etc.) information it's necessary to use alongside with the earth linear physical-mechanical properties and small deformation, the nonlinear physical-mechanical properties, large deformation, geometric and force parameters of the deformed earth.

The non-classical linearized theory on the deformed solid body has already ventured to solve the analogical objectives in tectonophysics. Therefore, it's expedient to draw the given theory onto the determination of the earth innerior structure parameters. Taking into account all necessary parameters within the limit of Parameter Earth Model (PEM) are distinguished by using formula speed of large elastic wave and the formula of density depth increase, in this article by using these formulas the Adam Williamson's equation is obtained. It was demonstrated how the nonlinearity deformation and intensity considerably influence on earth depth density increase. Quantitative corrections to generally a accepted values of density increase obtained within of deformation theories are different and depending on earth physical-mechanical properties reaching the substantial sizes they can bring to compression and de-compression.

Density distribution, debayev's temperature, Grewnayzen parameter, grating part of the heat conductivity coefficient, earth specific entropy, adiabatic temperature, melting temperature and their gradients, contrast entropy and heating effect during the cycle skip, dip of the curved phase equilibrium and the thermal crystallization for mantle and core are the main Earth inner structure parameters in parametrical models (Jarkov, 1983; Magnitskiy, 1965; Ringvud, 1982; Artyushkov, 1993). While the determination it's necessary to know preliminarily the moveout density on entrails depth. Therefore, it's important to determine more exactly this parameter in real conditions. In modern models for definition there used the Adams-Williamson's Equation (Jarkov, 1983).

$$\Delta\rho = \frac{\rho g}{\Phi}\Delta\ell, \qquad (1)$$

where, ρ – structure density in examined depth, g – gravitational acceleration corresponding to given depth, $\Delta\rho$ – moveout density, $\Delta\ell$ – moveout depth, $\Phi = \frac{K_0}{\rho}$ – seismic parameter, $K_0 = \lambda + \frac{2}{3}\mu$ – bulk modulus; λ, μ – elastic module of the second order.

Seismic parameter Φ – helps to open the density formation mechanism and its increase. From other hand it shows the possibilities of usage of information on determination of elastic waves speed. In practice in geophysical researches usually elastic waves speed is determined by the assistance of processing of seismic information on the basis of the linear theory of elasticity in homogeneous isotope earth model approximation in the cases of small deformation. In the frame of classical linearity theory it's accepted that intensity levels don't exceed the limit of linearity elasticity, the deformation is small (lengthening between the two points is considerably less than unity; relative deformation is 1-

2%); the angles of two linear elements during the deformation are nearly remained unchangeable). In scientific literature this situation got the name the first variant of small elastic deformation theory. If to take into account the additional demand to these terms –the submission of relations between the components of stress tensor and deformation to Hook's Law then it's the second variant of small deformation theory. Violation of these terms leads to large (final) deformation theory that is the nonlinearity theory. In the frame of elastic linearity theory

$$\Phi = V_p^2 - \frac{4}{3}V_s^2 \qquad (2)$$

$$\rho V_p^2 = \lambda + 2\mu,\ \rho V_s^2 = \mu \qquad (3)$$

Here, V_p, V_S - accordingly, the velocities of elastic primary and secondary (P and S) waves. In this case (1) is true only within the limit of reliability (3). To enlarge the limit of applicability (1) it's also necessary to take into account the nonlinearity process of deformation and earth intensity while defining the velosities of elastic waves and make corresponding changes in (1) and (3). No more so, the results of the experiments (Klarca, 1969; Bayuk etc., 1982) show that the physical characteristics within the changing thermobaric conditions are remained unfixed (as accepted in linearity theories), but on nonlinearity ones they are changed in considerable intervals. Under these terms the usage of (1) is able to cause significant misrepresent (distort) in scientific notion on Earth inner structure in general, and in qualitative changes of separate parameters too. And that's why, in given article proceeding from the provisions of non-classical linearization theory, for definition of density depth increase was obtained the equation as Adams-Williamson's with due regard for geometrical and physical earth non-linearity deformation and intensity.

About the Earth Density

One of the fundamental parameters of Earth inner structure is the medium density of the Earth entrails. It characterizes the mass quantity in unit volume and is usually experimentally determined by the atmosphere pressure and the room temperature. In the frame of phenomenological approach the unit volume is also significant, and because of it in isotropy and anisotropy model limitations the medium density is accepted stable (unchangeable). Each rock (earth material) alongside with other physical, petrophysical ones has got its own definite density.

With the change of thermobaric conditions the density and as the other medium (rock) physical properties are also undergo changes. Till definite thermobaric level changes (till the phase skip) despite the meaning variations of above mentioned parameters, nevertheless, the tested rocks keep their own denominations (names). For example, granite by the atmosphere pressure and under the pressure of 2 (Гпа), it's called just the same - the granite. However, in numerical sense the physical and density properties, corresponding to these pressures, significant diverge are observed experimentally, in other words, the necessary terms of invariability are broken. Accumulated great deal of experimental results (Klarca, 1969; Bayuk etc., 1982) demonstrates that the changes of the medium physical-mechanical and density properties with the thermobaric alterations have nonlinearity character. The pointed variations are connected with the deformation process and its nonlinearity has geometrical (link between deformations and transference) and physical (link between intensity (pressure) and deformations) nature. That's why only the linearity theories have opportunity to take into account the changes in such fundamental parameters that in classical theory limitation they are considered to unchangeable.

By unit volume invariability, the density variability within the considered volume happens by increasing (compression – density increase) or decreasing (decompression) the mass quantity. Within unchangeable mass quantity, the density variety occurs by changing the size of the unit volume. By their increase the decompression process, but by their decrease- the process of compression will be described (density increase). It's observed that the medium physical-mechanical and density properties within the changing thermobaric conditions stay unfixed, but can vary in considerable intervals. Such condition brings (leads) to ambiguity in solving the aims of inertia in seismic researches. The data of various earths (rock) is found in interval varieties. Such invariability is connected firstly with nonlinearity process of deformation and preliminary earth intensity. The density changes are realized when

the stress - state drops out the boundaries that ground, the base of classical linearity theory.

About the Parametrical Earth models (PEM)

The real models of the Earth inner structure and the so called modern models of PEM leads (brings) to good agreement with the data on field geophysical measurements (Abasov etc, 1992). It's noted that in PEM limitation the density distribution in the Earth depth 670 kilometers is submitted to (1) and the deviation of real data from the results of this equation don't exceed 0,2%. Despite the good correspondence with the data of measurement, (1) doesn't permit to reveal fully the density variety mechanism on depth. Seismic parameter Φ is defined through the velocities of elastic compressional V_p and shear V_s waves according to (2) by (3). In practice the velocities of elastic waves are determined in real Earth where the conditions are considerably complicated than those are required during the withdrawal of (3). Great deal of lab experiments show (Klarca, 1969; Bayuk etc., 1982) that the volume of these kinematics (traveltime characteristics) parameters of elastic waves alongside with physical-mechanical properties significantly depend on nonlinearity physical-mechanical, force and structural parameters of the deformed system. These states are stipulated to use nonlinearity theory. The aim of drawing in the nonlinearity theory, from one hand is to clarify the classical model parameters, and from other hand, to determine the other additional informative parameters on physical-mechanical, force and geometrical properties.

One of the main dignities of PEM alongside with adequate of their theoretical results with the results of measurements, are simplicity of their significant states and theoretical description. On this regard, attracting nonlinearity theory for determination of the Earth inner structure somehow complicates the model construction and diminishes their simplicity. For keeping the simplicity of the theory and clearness of achieved results there were suggested numerous hybrid approaches based on classical theories states and on additional empiric results (lab and field results). In separate cases, especially when the learned processes can stand the visual measurements (engineering geology and geophysics) or even if can stand the direct results evaluation indirect measurements (seismic exploration, seismic tomography and so on), such approaches allow to get not bad practical results, though in theoretical sense they are not accurate. The main practical shortcomings of such approaches are the impossibility to transfer these Law conformities and dependence in concrete cases on other analogical ones. Every time it's needed to carry out lab and field experiments.

In different branches of physics, including the solid (compact) medium in mechanics are met the analogical situations. In comparison with geology these branches mathematically are more formalized, so they give considerable opportunity to advance in working out the fundamental, as well as the practical problems. Significant role in this point belongs to the disturbance theory.

Nearly in all modern Earth models the theoretical principle for determination of its inner structure parameters the density theory is used, and this theory plays great role in investigations of structural geology, tectonics, geodynamics, geophysics and so on. The process of nonlinearity deformation within the disturbance theory is introduced in the forms of stage consistency of indeformed natural, deformed elementary and deformed actual states. The last two stages can embrace as small as well as large deformations, in other words, they can be described as linearity and nonlinearity theories. The density linearity theory is the zero approximation to density nonlinearity theory. In this case linearization is held in small environs of the elementary deformed state. And what is more, in practical applications mainly the second variant of small deformation. Without using additional information from other branches of science, in tectonophysics drawing in the mechanic linearity theory on deformed solid body is theoretically possible to determine only the medium linearity physical-mechanical properties and the primary density (which remains unchangeable during the deformation process). In the frame of this theory the medium petrophysical properties are also determined through the elastic linearity parameters. As an example the (3) can be given. This case embraces the stages of natural and elementary (and this is within the small deformations) deformed states and by outer (external) loading the body reverts to its natural state. Determined just within

these states the constant Liam characterizes the earth linearity physical-mechanical properties (in geology they adequately determine lithology) and according to them the rocks (earth materials) have got names. Therefore, it presents scientific and practical interest in synthesis of properties of linearity physical-mechanical parameters and medium density, when the levels of deformation and intensity are related to the actual state level by the nonlinearity deformation and there's no opportunity to carry out direct quantitative evaluation. To achieve this aim it's suggested to proceed from the non-classical linearization theory.

The non-classical linearized theory of density

Alongside with the classical linearization in small environs of the elementary state, non-classical linearization in small environs of arbitrary (at will) point of actual state is found its large applicability (Biot, 1965; Guz, 1986). And within this approach there appear the linearity approximation in nonlinearity theory. This is the specific first approximation. The specification of it is that this approximation doesn't start from the final point of elementary stage but starts from the small environs of the arbitrary (at will) point of the actual state. In the case of homogenous elementary intensive stage the main equations on movement of non-classical linearization theory by their outward shapes are identical with those that in classical theory. This identity is formal. Firstly, the constant coefficients in these equations are formed by linearity and nonlinearity physical-mechanical properties, force, geometrical parameters and medium density, describing all previous process of deformation and disturbance in small environs of examined point. Secondly, these equations are obtained concerning on disturbances. At the same time the equation of the classical theory is obtained concerning the transference of the elementary state, and the coefficients characterize only the linearity physical-mechanical properties of the earth and density. Hence, the non-classical and classical linearization theories describe considerably different from each other processes. So far as only the first was obtained by more successive and strict linearization, but when determining the parameters of the Earth inner structure the preference is given to non-classical approach, the more so, it's enough simple in use.

The non-classical linearization approach allowed theoretically to predict about the existence of whole planetary folds, lateral faults in the earth's interior, possibility of formation and development of sedimentary basins only by means of the inner energetic, destruction of the earth's interior structure by exfoliation and so on (Kuliev etc., 1989; Kuliev etc., 1991; Abasov etc., 1992; Kuliev etc., 1995; Kuliev etc., 1996a; Kuliev etc., 1996b; Kuliev, 1998a; Kuliev etc., 1998; Kuliev and Jabbarov, 1998; Kuliev, 1998b; Kuliev, 1998c; Kuliev, 1998d; Kuliev, 2000; Kuliev and Jabbarov, 2000; Kuliev and Djevanshir, 2000; Abasov etc, 2000; Kuliev, 2005). Within the frame of the given approach the conception of non-stability in geodynamics is presented according to that all the processes and phenomena are examined not in traditional geology, but as in a new geophysical medium. It's introduced that the traditional geological medium within the geological time is already under the impact of cosmogenous, exogenous (at the same time, the technogenous) and endogenous physical fields of various nature and the learned processes and phenomena happen in this background, that is the learned processes are examined in the form of disturbance relatively to the background (elementary) state parameters. This state is reflected in the linearization method, in the structure of main equations and edge conditions and in the methods by which the researched objectives are going to be solved (Guz, 1986; Kuliev, 2005).

The most general formula for the definition of kinematic and dynamic characteristics of reflected and refracted elastic waves in triaxial stressed medium within the three-dimensional linearized elastodynamics with involving of different elastic potentialities for compressive anisotropic medium in the case of small and large deformations is got in (Kuliev and Jabbarov, 1998). It's accepted that the directions of the elastic symmetry of the anisotropy medium, main intensity and the wave front transmission differ from each other. The elastic wave speed is defined as

$$2\rho V_{\alpha}^{2} = \omega_{3333} + \omega_{3113} +$$
$$+ \left(\omega_{1111} + \omega_{1331} - \omega_{3333} - \omega_{3113}\right)\sin^{2}\theta_{\alpha} \pm \Omega_{\alpha};$$

$$\Omega_\alpha = \left\{\left[(\omega_{1111} - \omega_{1331}) \times \sin^2\theta_\alpha - \right.\right.$$
$$\left. - (\omega_{3333} - \omega_{3113})\cos^2\theta_\alpha\right]^2 +$$
$$\left. + 4(\omega_{1333} + \omega_{3113})^2 \sin^2\theta_\alpha \cos^2\theta_\alpha\right\}^{\frac{1}{2}}$$
$$\rho V_{SH}^2 = \omega_{1221}\sin^2\theta + \omega_{3223}\cos^2\theta, \qquad (4)$$

Where the symbol "+" in front of Ω corresponds to quasi-compressional P wave and in this case $V_\alpha = V_p$; but the symbol " – " in quasi-shear SV wave and then $V_\alpha = V_{sv}$; ω_{ijnm} – the tensor components of the fourth level characterizing the medium linearity and non-linearity physical- mechanical properties and the elementary intensive state, they're defined by concretization of the structure of the elastic potentialities; θ_α – the angle of incidence, quasi-compressional wave P and quasi-shear wave; index α is chosen as following: $\alpha = 0$ for incidence quasi-P waves in the first medium; $\alpha = 1$ for reflected quasi-P waves in the first medium; $\alpha = 2$ for passing quasi -P waves of the second medium; $\alpha = 3$ for incidence quasi-SV waves of the first medium; $\alpha = 4$ for passing quasi-SV waves of the second medium; the word "quasi" means that the waves are distributed in previously intensive isotropic and anisotropic mediums. When the intensity is absent, they pass on to usual waves.

For concluding the equation like Adams Williamson with due regards the medium intensity and non-linearity process deformation let's consider the case $\theta = 0$ within the comprehensive compression. Then,

$$\rho V_s^2 = \rho V_{sv}^2 = \rho V_{sh}^2 = \omega_{3223} \text{ and } \rho V_p^2 = \omega_{3333}. \qquad (5)$$

According to the (5), for the definition of the seismic parameter Φ, under the (2), we found

$$\Phi = \rho^{-1}\left(\omega_{3333} - \frac{4}{3}\omega_{3223}\right). \qquad (6)$$

In this case the equation of Adams-Williamson has such an affect

$$\Delta\rho = \frac{\rho^2 g}{\omega_{3333} - \frac{4}{3}\omega_{3223}}\Delta\ell, \qquad (7)$$

which is main in learning density increase of the earth material with the increase of the depth with advance consideration of the medium intensity, physical and mechanical non-linearity deformation. Analogically can be learned the non-compressed models of the elastic with the application of the approach generalized on continuous loading of elastic-plastic models and quasi-statistical approach of viscoelastic medium models (Guz, 1986).

In the considered problem the geodynamic aspect is characterized with the specificity of the deformation process realization in various geological mediums, geological conditions under the influence of different force/power factors of cosmogenous, exogenous and endogenous nature. The specific role plays the deformation ability of various earth materials from different lithological and stratigrahpic groups. In connection with it, in geodynamic problems it's necessary in appropriate accordance to model the law on earth's material deformation. Here by analogy of the deformed solid body mechanics is considered that by sufficient level of accuracy these laws can be established by the help of elastic potentialities for compressed and non-compressed mediums.

In the limit of such approach while defining the component $\omega_{ij\alpha\beta}$ there are allocated three different variants depending on deformation size in elementary state, that is, in the state before the wave processes appear:

a) large (final) elementary deformation theory

$$\omega_{ij\alpha\beta} = \lambda_j\lambda_\alpha\left[\delta_{ij}\delta_{\alpha\beta}A_{i\beta} + \right.$$
$$+ (1-\delta_{ij})(\delta_{i\alpha}\delta_{j\beta} + \delta_{i\beta}\delta_{j\alpha})\mu_{ij}\left.\right] +$$
$$+ \delta_{i\beta}\delta_{j\alpha}S^0_{\beta\beta}, \qquad (8)$$

b) the first variant of small elementary deformation theory (shift and lengthening are small in comparison with unit)

$$\omega_{ij\alpha\beta} = \lambda_j\lambda_\alpha\left[\delta_{ij}\delta_{\alpha\beta}A_{i\beta} + \right.$$
$$+ (1-\delta_{ij})(\delta_{i\alpha}\delta_{j\beta} + \delta_{i\beta}\delta_{j\alpha})\mu_{ij}\left.\right] +$$
$$+ \delta_{i\beta}\delta_{j\alpha}\sigma^0_{\beta\beta}, \qquad (9)$$

c) the second variant of the small elementary deformation (in additional to the first variant of the small elementary deformations is considered that the tensor intensity and deformation components are submitted to Hook Law).

$$\omega_{ij\alpha\beta} = \delta_{ij}\delta_{\alpha\beta}A_{i\beta} + \\ + (1-\delta_{ij})(\delta_{i\alpha}\delta_{j\beta} + \delta_{i\beta}\delta_{j\alpha})\mu_{ij} + \\ + \delta_{i\beta}\delta_{j\alpha}\sigma^0_{\beta\beta}. \qquad (10)$$

In (8)-(10): λ_i (i=1,2,3) - lengthening coefficient lengthways of the coordinate axis x_i; δ_{ij} - Cronerker's symbols; $S^0_{\beta\beta}$ - co-variants containing Lagrange intensity tensor concerning the basic vectors of the elementary state; $\sigma^0_{\beta\beta}$ - coefficient of the usual intensity tensor. The sizes $A_{i\beta}$, μ_{ij} and $S^0_{\beta\beta}$ (or $\sigma^0_{\beta\beta}$) are existed for each variant (8)-(10) under certain form. Especially, in the case of hyper-elastic isotopic materials, that is, in hypothesis about the existence of an elastic potentiality Φ^0, they are defined by

$$A_{i\beta} = \left(\Sigma_{ij}\Sigma_{\beta\beta} + 2\delta_{i\beta}B_{ii}\right)\Phi^0;$$
$$\mu_{ij} = B_{ij}\Phi^0;\ S^0_{\beta\beta} = \Sigma_{\beta\beta}\Phi^0;$$
$$\Phi^0 = \Phi\left(A^0_1, A^0_2, A^0_3\right), \qquad (11)$$

where the following differential expressions are entered

$$\Sigma_{ii} = \frac{\partial}{\partial A^0_1} + 2\varepsilon^0_{ii}\frac{\partial}{\partial A^0_2} + 3\left(\varepsilon^0_{ii}\right)^2\frac{\partial}{\partial A^0_3};$$
$$B_{ij} = \frac{\partial}{\partial A^0_2} + \frac{3}{2}\left(\varepsilon^0_{ii} + \varepsilon^0_{jj}\right)\frac{\partial}{\partial A^0_3}. \qquad (12)$$

In (11), (12) A^0_i (i=1,2,3) –the algebraic invariants of Green deformation tensor in elementary state; ε^0_{ij} - containing the Green deformation tensor that are defined by various ways within the small and large deformation theory. While researching the natural distribution of elastic waves in the states of elementary deformation, two cases of plane harmonic waves are distinguished. In the first case - the distance changes between the material particles because of elementary deformation aren't taken into account, and the wave velocity distribution is called the "natural" velocity (Trurston and Brugger, 1964). In the second – the distance changes between the material particles because of elementary deformation are taken into account, the wave speed/velocity distribution is called the "real" velocity. In connection with the above said, comparing the theoretical results based on (7), on the results of the experimental (lab) and field seismic researches, it's necessary to distinguish all these nuances. For further researches it's necessary to concretize the structure of the elastic potentiality. The experiments carried out previously in compressed mediums (Trurston and Brugger, 1964) and analyses of the results (Guz, 1986) showed that for the explanation of the observed acoustoelastic effect onto the wave theory, the elastic potentialities containing the three algebraic invariants of Green deformation tensor must be involved in it, which predetermine the calculation of the nonlinearity process of deformation. The acoustoelastic effect describes the variety of the character and the velocity reaction degrees distribution of various polarization of the shear elastic wave on preliminary medium intensity. Due to it for getting quantity estimation, later the case on compressed medium submitted to Murnagan's type of elastic potential is considered. In this case (7) acquired the form

$$\Delta\rho = \frac{\rho^2 g\Delta l}{K_0 + PN} \approx \frac{\rho^2 g\Delta l}{K_0}\left(1 - \frac{NP}{K_0}\right), \qquad (13)$$

here the designations are accepted: 1. "Natural" speeds a) the theory of large (final) and the first variant of small elementary deformation theory and II. "Real" speeds: b) the second variant of small elementary deformation theory.

$$N = -\frac{1}{3} - N_1;$$
$$N_1 = \frac{2n}{3K_0};\ \ n = \frac{1}{3}c + 3a + 3b, \qquad (14)$$

In the case: II "Real" speeds: a) theory of large (final) and the final variant of small elementary deformation theory

$$N = -1 - N_1 \qquad (15)$$

And in the case: I. "Natural" speeds b) The second variant of small elementary deformation theory

$$N = \frac{1}{3} - N_1 \cdot \qquad (16)$$

Here – the constant a,b,c – the third order elasticity modules introduced to the theory through the Murnagan's type of elastic potential.

So, not breaking down the generality of all theories and variants mentioned above, moveout density by increasing the depth in Earth interior can be defined by the help of the following equation:

$$\Delta\rho \approx \frac{\rho^2 g\Delta l}{K_0}\left[1+\frac{P}{K_0}\left(\frac{m}{3}+\frac{2n}{3K_0}\right)\right], \qquad (17)$$

here m= 1 at (9); m=3 at (10); m= - 1 at (11).

From these results proceeds that in the case of physical non-linearity absence $(N_1 = 0)$ the change character of the parameter $\frac{K_0\Delta\rho}{\rho^2 g\Delta l} - 1$ is proportional to the change $\frac{P}{K_0}$, and the proportionality coefficient for various deformation theory variants is different. From the (13), (16) and (17) proceeds that in the case of б) in I, if the influence of physical non-linearity ($a = b = c = 0$) isn't taken into account, so the pressure size growth leads to moveout density reduction. Apparently, the given result is connected with inaccuracy of deformation process approximation in small elastic deformation only by involving in the geometrical non-linearity (at the same time the usage of Hook Law is demanded). In the case of three-dimensional tasks this is the rough approach. In mechanics, thin-walled bodies' research processes (plates and crust) in many applications such approaches are sufficiently used, where the occurrence of geometrical non-linearity is connected with large flexibility of thin-walled constructions.

From the (17) is followed that depending on size of numerical importance and the parameter mark n and m, with the growth $\frac{P}{K_0}$, joint impact/influence of physical and geometrical non-linearity on moveout density can be various.

Numerical results and discussion

By the external form (17) for "natural" and "real" velocity/speed and for various variants of the deformation theory doesn't differ. However, the elastic modules have significantly various qualitative meanings for these velocities/speeds and for the variants of the deformation theory as well. That's why according to the calculation due to the (17) all the same various results are got for these theories and variants. For example, proceed from the data (Guz, 1986)) that for organic glass with the n size in the case of "real" velocity/speed within the frame of large deformation and the first variant of small elementary deformation theory is equal to $38{,}21\cdot10^3$ МПа, but within the frame of the second variant of small elementary deformation theory is equal to $10{,}78\cdot10^3$ МПа. Hence, they differ from each other 3,54 times. The pressure size module for this material is $K_0 = 5{,}31\cdot10^3$ МПа. Some qualitative results about the influence of pressure changes on moveout density are reflected in the fig. 1. From the given results is seen that by the growth of pressure the size of moveout density is reduced within the frame of all analyzed deformation theory variants and within the notion of harmonic waves. Hence, the speed of compression process is reduced. In the case with "real" velocity/speed (fig. 1 line 1) this reduction, in other words, the compression process, by achieving certain size $\frac{P}{K_0}$, stops. The future pressure growth brings to uncompression process. The difference in quantitative results for various variants of deformation theory is considerably sufficient. In the case with "natural" velocity/speed (fig. 1 line 2) this phenomenon isn't observed. The dotted line corresponds to Adams-Williamson's equation. Here given results are applied within the limit of $\frac{P}{K_0} \le 0{,}36$ as by violating this setting with organic glass then "inner" instability process takes place (Biot, 1965; Guz, 1986) and dependences of non-classical linearization approach in the elastic deformation level are not applied.

While evaluating the quantitative numbers got in the frame of non-classical linearization approach, the most reliable one can be considered

the results that correspond to the case $m = 3$, as in this case the shapes of the waves are modeled more grounded and the deformations in theoretical aspect are approximated more systematically and strictly. Accordingly the second and third ones out of this case can be considered $m = 1$ and $m = -1$. According to this note is achieved that in the case $m = 1$, the results for the organic glass are underestimated for 14, 8%, and in the case $m = -1$ - 33,4% with the comparison of results of the case $m = 3$. If we suppose that according to the case $m = 3$, transition from the compression zone on to the uncompression zone happens in the depth 1000km, then according to the cases $m = 1$ и $m = -1$ is got that this transition is realized in the depth 852 km and 666 km, in other words, the accepted simplification is considerably rough/rude. So, in the frame of non-classical linearization approach more adequate modeled shapes of seismic waves and more exact approximation of deformation (that is, accounting of physical, geometrical non-linearization and the deformation size) are of great importance in qualitative and quantitative respects.

In literature information for rock on nonlinear elastic properties got in the frame of dynamic approach (that is by the usage of velocity/speed of elastic waves) isn't so wide (or much) (Aleksandrov etc., 1993; Bakulin and Protoseniya, 1982; Yin and Rasolofosaon, 1994). And what is more here isn't mentioned at measurement of which velocities – "natural" or "real"- they were determined. When it concerns the research of velocity/speed of elastic waves at changeable pressure, naturally to assume that the "real" velocities/speeds are measured. That's why while using these main data it's expedient to accept them as "real" velocities/speeds. In (Yin and Rasolofosaon, 1994) were sited quantitative meanings of linear and nonlinear elastic modules for some rocks of Mexican bay. According to these explanations the following is available for white granite Sierra

$$\lambda = 13{,}31 \cdot 10^3\ МПа,$$
$$\mu = 21{,}23 \cdot 10^3\ МПа;$$
$$a = -8{,}64 \cdot 10^3\ МПа,$$
$$b = 19{,}75 \cdot 10^3\ МПа,\ c = -77{,}49 \cdot 10^3\ МПа.$$

The analogical data are given in (26) for quartz within the Foicht approach.

$$\mu = 44{,}6 \cdot 10^3\ МПа;\ K_0 = 38{,}3 \cdot 10^3\ МПа;$$
$$a = -80{,}88 \cdot 10^3\ МПа;$$
$$b = 10{,}95 \cdot 10^3\ МПа;$$
$$c = -64{,}48 \cdot 10^3\ МПа$$

.

Using these data, results (Guz, 1986) and the given article, (14) was carried out calculation to define the moveout density with increasing/growing pressure. The results of calculations are given in the fig. 2. Dotted line is turned out by the classical formula Adams-Williamson's; line 1 belongs to quartz, and line 2 to white granite Sierra. Evidently, the density moveout character and velocity with the growth pressure sufficiently different for various earth materials and changes made in classical meaning (dotted line) of density moveout for various earth materials can be considerable. For quartz skip from density area on to indensity one was found. The given results here, analogical with the case on organic glass, can be applied accordingly while implementing the terms of $\frac{P}{K_0} \le 1{,}5$ and $\frac{P}{K_0} \le 1{,}16$ for granite and quartz.

Conclusion

According to the results the deformation nonlinearity and the differentiation of medium intensity make great impact on moveout density at the Earth's depth. The character of this impact for various mediums can essentially differ, that is, in one case the skip from compression area on to uncompression one can be realized, but in other cases only the process of compression can occur. For defining structure without taking into account such mechanisms of development and changes in the size density characteristics, can lead to doubtful results and ideas.

Influence of seismic parameter F in the case of the Earth's non-homogeneous models (Properties of geomaterials and physics of the Earth, 2000) is the same with the homogeneous models, that's non-homogeneity is related with the temperature field.

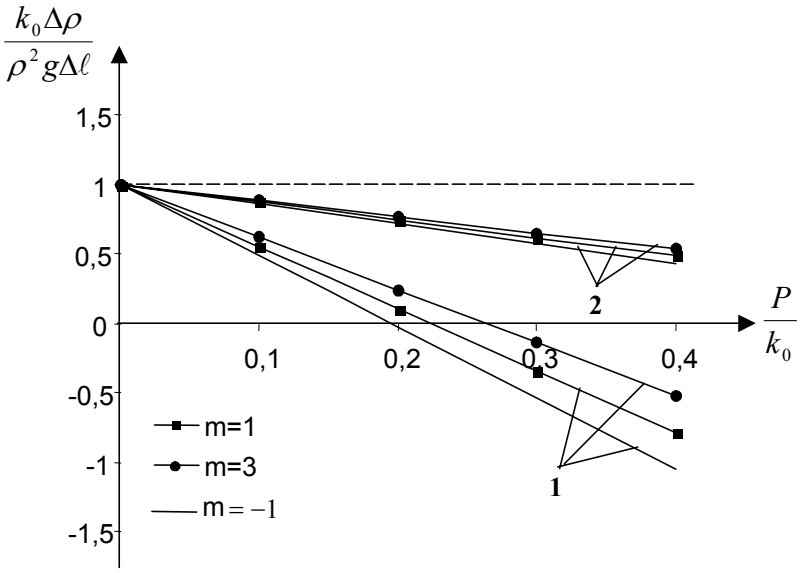


Fig. 1. Qualitative results about the pressure change impact on moveout density of organic glass.

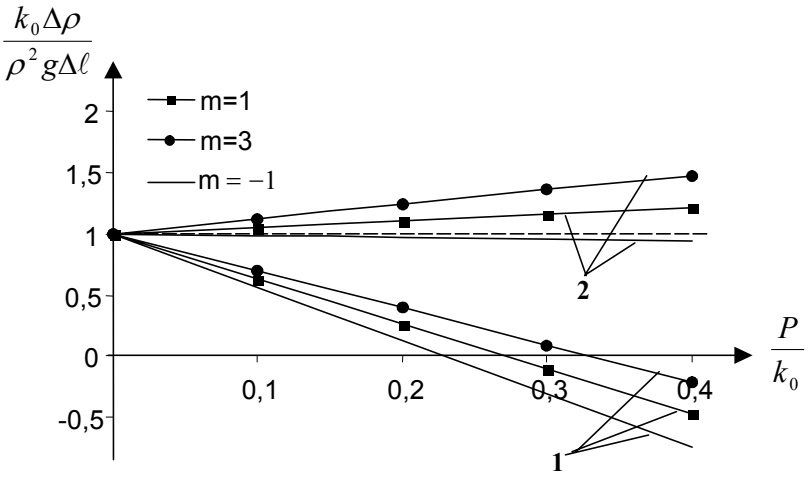


Fig. 2. Density changes of granite and quartz at increasing pressure according to non-classical linearization theory

Thus, enjoying the non-classical approach allows accurately define the character of material density distribution at depth, found out the mechanism of its formation and shed additional light on Earth depth structure. At suitable modeling the shapes of harmonic waves, that's in the case of applying the "real" velocity/speed within the limit of all variants of elementary deformation theory, a new phenomenon was predicted: with pressure growth at the Earth depth for separate types of geological subsurface the skip of compression process on to uncompression one can be realized

LITERATURE

ABASOV, M.T. et.al. 1992. *Geotectonics*, 26, 3, 90-101.

ABASOV, M.T., KULIEV, G.G., DJEVANSHIR, R.D. 2000. *Vestnik Ross. Acad. Nauk,* 70, 2, 129-135.

ALEKSANDROV, G.T., PRODAYVODA, G.T., MASLOV, B.P. 2001. *Dokl. Ross. Akad. Nauk,* 380, 1, 109-112.

ARTYUSHKOV, E.V. 1993. Physical Tectonics (in Russian). Nauka, Moscow, 457.

BAKULIN, V.N., PROTOSENIYA, A.G. 1982. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, 263, 2, 314-316.

BAYUK, E.I., VOLAROVICH, M.P., LEVITOVA, F.M. 1982. The rock elastic anisotropy under high pressures (in Russian). Nauka, Moscow, 170

BIOT, M.A. 1965. Mechanics of incremental deformations. New-York: Willey, 504.

GUZ, A.N. 1986. Elastic waves in bodies with elementary pressures (in Russian). Naukova Dumka, Kiev, 536.
JARKOV, V.N. 1983. The Earth Inner structure (in Russian). Nauka, Moscow, 416.
KLARCA YOUNGER S. 1969. Reference book on physical constants of rock. Mir, Moscow, 543.
KULIEV, G.G et al. 1998a. *Proceedings of Azerbaijan academy of sciences, sciences of Earth.* 4, 97-102.
KULIEV, G.G. 1998b. Extended volume 1 abstracts, 60th EAGE Conference and Technical Exhibition, 8-12 June, Leipzig, Germany, 081.
KULIEV, G.G. 1998c. *Geophysics news in Azerbaijan*, Bulletin, 1, 5-6.
KULIEV, G.G. 1998d. *Proceedings of Azerbaijan academy of sciences, the sciences of Earth,* 4, 134-140.
KULIEV, G.G. 2000. *Dokl. Ross. Akad. Nauk*, 370, 4, 534-537.
KULIEV, G.G. 2005. *Proceedings of Azerbaijan National Academy of Sciences the Sciences of Earth,* 1, 21-34.
KULIEV, G.G. et al. 1989. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, 305, 4, 926-929.
KULIEV, G.G. et.al. 1991. *Transaction (doclady) of the USSR Academy of Sciences. Earth science section*, 320, 7, 106-109.
KULIEV, G.G., DJEVANSHIR R.D. 2000. Abstracts 31st Intern.Geological Congress, Rio-de Janeiro, Brazil.
KULIEV, G.G., DJEVANSHIR, R.D., ABASOV, M.T. 1995. *Dokl. Ross. Akad. Nauk*, 340, 2, 222-224.
KULIEV, G.G., DJEVANSHIR, R.D., ABASOV, M.T. 1996a. Abstract, 30th Intern. Geolog. Congress, Beijing, China, 2, 257.
KULIEV, G.G., DJEVANSHIR, R.D., ABASOV, M.T. 1996b. *Transaction (report of the USSR Academy of Sciences. Earth science section,* 343, 5, 71-75.
KULIEV, G.G., JABBAROV, M.D. 1998. *Proceedings of Azerbaijan Academy of Sciences. The Sciences of Earth,* 2, 103-112.
KULIEV, G.G., JABBAROV, M.D. 2000. *Dokl. Ross. Akad. Nauk*, 370, 5, 672-674.
MAGNITSKIY, V.A. 1965. The Earth inner structure and physics (in Russian). Nedra, Moscow.
Properties of geomaterials and physics of the Earth / Kalinin V.A. 2000. Selected works. M.:RAS UIEP, 334.
RINGVUD, A.E 1982. The origin of the Earth and the Moon (in Russian). Nedra, Moscow.
TRURSTON, R., BRUGGER, K. 1964. *Phys. Rev. A*., 133, 6, 1604-1610.
YIN, H., RASOLOFOSAON, P.N.J. 1994. 64 SEG meeting Los Angeles, Expanded Abstracts, 3, 4, 1129-1132

© Т.Н.Кенгерли, 2006

ДИФФЕРЕНЦИРОВАННО-СМЕЩЕННЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПЛАСТИНЫ В ИНФРАСТРУКТУРЕ ГОВДАГ-СУМГАЙЫТСКОГО ПОКРОВНОГО КОМПЛЕКСА ЮГО-ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА

Т.Н.Кенгерли

Институт геологии НАН Азербайджана
AZ 1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29А

В статье на основании результатов последних геолого-геофизических исследований дается обзор геологического строения Говдаг-Сумгайытской подзоны. Она рассматривается в составе тектонически расслоенного альпийского чехла Юго-Восточного Кавказа как сложный аллохтонный комплекс, состоящий из разномасштабных тектонических пластин меловых и палеоген-миоценовых (исключая понт) пород и сформировавшийся в миоценовый этап тектогенеза. Дается описание внутреннего строения и взаимоотношений выделенных автохтонного, паравтохтонного, аллохтонного и неоавтохтонного комплексов. Делается вывод о площадном развитии покрова (в отличие от ранее выделявшихся в пределах подзоны отдельных аллохтонных пластин) и его прослеживании в пределы Абшеронской области.

В современных реконструкциях (Баранов и др., 1990; Дотдуев, 1986; Хаин, 2001 и др.) Большой Кавказ рассматривается как сложное складчато-покровное сооружение с послойно-дисгармоничным строением земной коры, которая распадается на ряд дифференцированно-смещенных тектонических пластин. В пределах юго-восточного сегмента горного сооружения наиболее сложно построенной представляется Говдаг-Сумгайытская подзона, являющаяся крайним южным структурным элементом Загатала-Говдагского прогиба мегазоны Южного склона и обособляющаяся на подступах к долине р.Вандамчай в лежачем крыле Гайнар-Гозлучайского надвига. Подзона вырисовывается в виде раскрывающегося на восток клина преимущественно верхнемеловых флишевых образований, испытывающих по простиранию региональное погружение с появлением в синклинальных прогибах палеогена и миоцена и в отдельных мульдах на востоке также маломощного плиоцена. Нижний мел, представленный слоями не древнее барремских, выступает лишь в замках и крыльях ряда антиклиналей на западе и северо-западе подзоны.

В тектоническом отношении подзона на поверхности выражена полосой развития чешуйчатых структур в виде разномасштабных тектонических пластин, надвинутых друг на друга с севера на юг. В процессе позднеальпийской эволюции часть пластин была полностью либо частично дезинтегрирована с сохранением изолированных фрагментов как аллохтонных тел различного масштаба. Некоторые из них были оконтурены и описаны как тектонические покровы еще в 30-50-е годы прошлого столетия Н.Б.Вассоевичем, И.А.Воскресенским, М.Ф.Молчановым, А.Н.Соловкиным, А.Н.Шардановым и В.Е.Хаиным. В 60-70-х годах количество установленных покровов было дополнено усилиями А.В.Вихерта, Б.М.Исаева, М.Ф.Мирчинка, А.М.Шурыгина и некоторых других исследователей региона. Впервые предположение об аллохтонной природе всего мел-миоценового структурно-вещественного комплекса Говдаг-Сумгайытской подзоны было высказано Б.М.Исаевым и Т.Н.Кенгерли (Исаев и др., 1981), которые на основании полевых наблюдений и региональных реконструкций выделили Басгал-Пирекюшкюльское шарьяжное построение миоценового (штирийская и аттическая фазы) этапа тектогенеза. Несколько позже региональный характер покровообразования в данной полосе был признан и другими геологами (Григорьянц и др, 1982; Салаев и др., 1983). Последующие геологические и геофизические (КМПВ, МОВЗ, МТЗ в сочетании с интерпретацией геофизических полей) исследования, проводившиеся непосредственно автором либо при его прямом участии, дали дополнительную информацию в подтверждение данного предположения (Кенгерли, Ахундов, 1988; Kengerli

ve b., 1994; Кенгерли, 1997; Кенгерли, 1999). Результаты полевых работ и обобщения геолого-геофизических данных позволяют в деталях осветить строение аллохтонного комплекса с выделением и прослеживанием частных покровных пластин по всему его простиранию.

Говдаг-Сумгайытская подзона представляется сложно построенным покровным комплексом протяженностью до 145 км и амплитудой до 25 км и более, наложенным на палеоцен-миоценовую (исключая понт) автохтонную серию северного крыла Кахети-Вандам-Гобустанской мегазоны и погружающимся на востоке под плиоцен-четвертичный осадочный чехол Абшеронского полуострова (рис.1). Покровной сутуре отвечает Гайнар-Гозлучайский надвиг, в зоне которого наблюдается ряд круто наклоненных на юг тектонических чешуй. Согласно Г.И.Баранову и др. (1990), описываемый комплекс является гомологом Алисисгори-Чинчвельских покровов Кахетии и Чвежипсинского покрова Северо-Западного Кавказа, формируя совместно с ними трансрегиональное Чвежипсе-Говдагское шарьяжное построение.

Перед фронтом покровных пластин картируются паравтохтонные чешуи, сложенные палеоцен–миоценовыми (исключая понт) породами. Они аллохтонно покрывают схожие по составу и возрасту образования, являясь перемятыми пластичными фрагментами автохтонного комплекса, сорванными со своего основания и продвинутыми далеко на юг в процессе шарьирования «говдагских» пластин. При этом к востоку от меридиана р.Агсучай под аллохтонные и паравтохтонные чешуи погружаются полностью северный борт и частично центральная часть Кахети-Вандам-Гобустанской мегазоны, а обособление на южном крыле последней (междуречье рр. Гирдыманчай и Агсучай) изолированного фрагмента первичного шарьяжа (Басгальский покров) указывает на истинную начальную амплитуду тектонического перекрытия.

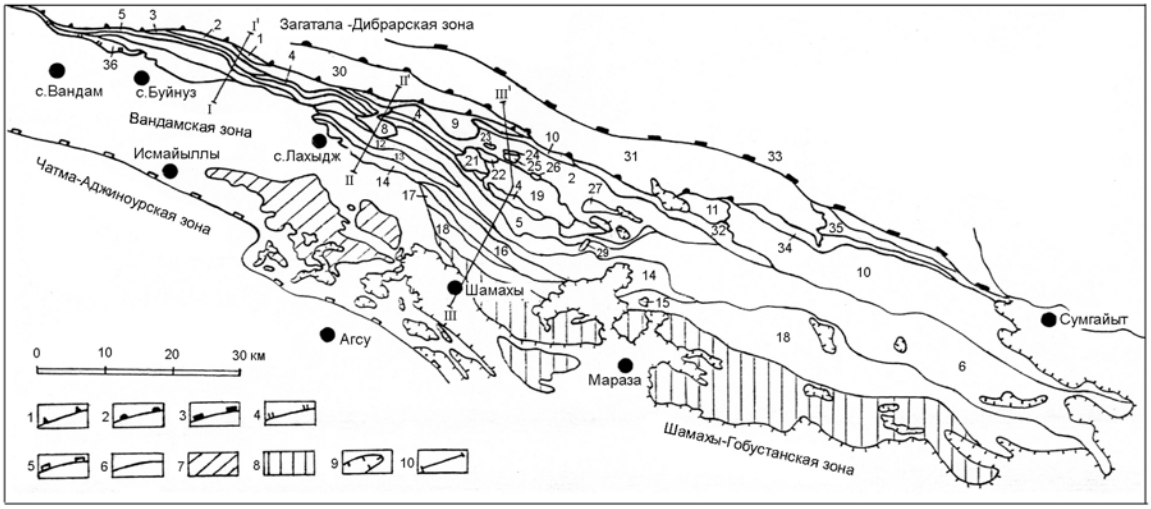


Рис. 1. Тектоническая схема полосы развития тектонических покровов Загатала-Говдагской зоны. Составил Т.Н.Кенгерли.

1-6 – Разрывные нарушения: 1 – Гайнар-Гозлучайский надвиг; 2 – Илису-Аладашский надвиг; 3 – Алтыагачский надвиг; 4 – Мамрух-Галаджигский надвиг; 5 – Ганых-Айричай-Алятский надвиг; 6 – границы аллохтонных пластин; 7 – Басгальский покров и его останцы; 8 – полоса развития паравтохтонных чешуй Шамаха-Гобустанской зоны; 9 – неоавтохтонный комплекс; 10 – линии геологических профилей (см.рис.3).

Аллохтонные пластины: 1-29 – Говдаг-Сумгайытская подзона:

1 - Бугурская; 2 – Чандахарская; 3 – Говдагская; 4 – Варнинская; 5 – Валасинская; 6 – Шакямдагская; 7 – Чюрюкчайская; 8 – Гарагушдаг-Беимлинская; 9 – Матрак-Сардахан-Кайхинская; 10 – Шихандагская; 11 – Тударская; 12 – Химранская; 13 – Аханская; 14 – Джафалачайская; 15 – Набурская; 16 – Чухурюрдская; 17 – Галайбугуртская; 18 – Ангяхаранская; 19-29 – пластины Гызмейданского покрова: 19 – Астраханская; 20 – Нем Гобинская (Мокрой Балки); 21 – Арчиманская; 22 – Хохлацкая; 23 – Гурд Яйлагская; 24 – Ширалидагская (Шаралевская); 25 – Гумдагская (г.Песчаная); 26 – Лалайская (Лалхинская); 27 – Шихларская; 28 – Тюрфинская; 29 – Гурудагская (г.Сухая); 30-35 – Загатала-Дибрарская подзона: 30 – Загатала-Буровдалская; 31 – Балакен-Бабадагская; 32 – Аладашская; 33 – Дибрар-Яшминская; 34 – Кемишдагская; 35 – Куркачидагская; 36 – Дуруджинская подзона.

Автохтонный комплекс. Роль автохтона играет трансгрессивно залегающий на мезозойских вулканогенно-осадочных образованиях палеоген-миоценовый (исключая понт) комплекс Дашагыл-Лахыджского прогиба (подзоны), отвечающего северному крылу Кахети-Вандам-Гобустанской мегазоны. Автохтонный комплекс впервые обнажается на левом берегу р.Аглыгчай (р.Халхалчай) в 2 км к северо-востоку от окраины с.Халхал, где майкопские глины перекрывают дислоцированные образования верхнего мела, а на севере приведены в тектонический контакт со средней юрой Дуруджинской пластины по Мамрух-Галаджикскому надвигу. После её тектонического выклинивания к востоку от р.Сангярчай майкоп приходит в непосредственное соприкосновение с верхним мелом Говдаг-Сумгайытской подзоны. На всем последующем простирании контакт имеет тектоническую природу с явными признаками надвигания мезозойских масс на погружающиеся в северных румбах третичные отложения.

Хорошо отпрепарированный разрез автохтона наблюдается у с.Истису в нижнем течении р.Джангучай (одного из правых притоков р.Гейчай), где у уреза реки обнажаются круто поставленные флишоиды нижнего мела в вандамской фации, на которые с резким угловым и азимутальным несогласием полого ложатся образования майкопской свиты (рис.2). В основании последней несколько южнее (на северной окраине с.Чайговушан) наблюдаются зеленовато-серые аргиллиты, песчаники и мергели верхнего эоцена, залегающие на верхнемеловых туфопесчаниках, а к востоку от названного села у уреза р.Гейчай в основании разреза обнажаются также пестроцветы палеоцена. Палеоген автохтона собран в опрокинутую на юг полную складку, осложненную малоамплитудными взбросо-надвигами и мелкими складками.

В пределах Джульянской котловины к востоку от Ахохчай-Зангичайского водораздела обнажающаяся ширина автохтона, представленного фаунистически охарактеризованными отложениями верхний палеоцен-олигоцена, резко возрастает (до 5,0-5,5 км в сравнении с 0,5-2,5 км по более западным пересечениям), что объясняется дезинтеграцией на этом участке фронтальных чешуй аллохтонного комплекса с выводом на поверхность более северных частей автохтона. Тектоника автохтона здесь сопоставима с наблюдаемой в бассейне р.Гейчай.

На водоразделе между рр.Мюдричай и Гирдыманчай и далее на восток аллохтонный комплекс вновь наращивает свою ширину за счет возрождения фронтальных тектонических пластин, что объясняется региональным погружением структурного плана в юго-восточном направлении под воздействием Гирдыманчай-Вельвелячайской флексуры. На правобережных склонах Гирдыманчайской долины в районе ур.Багымджа выступают останцы (крупный и несколько мелких) интенсивно перемятых и раздробленных верхнемеловых пород, залегающих на мелкогофрированных образованиях майкопа, которые выступают во фронте, тылу и подошве этих останцев. Латеральное расширение границ аллохтона с соответствующим возрастанием амплитуды шарьирования сопровождается тектоническим перекрытием северной прогнутой части автохтона, ширина выходов которого к востоку от с.Лахыдж вновь резко сокращается, и вплоть до меридиана с.Галайбугурт, что на р.Гырхбулаг (один из истоков р.Агсучай), он выступает во фронте аллохтонного мела в виде узкой (200-500 м) полосы круто (50-75^0) погружающихся на север и северо-восток майкопских аргиллитов и песчаников, отороченных с юга вулканогенно-осадочным мелом Ниалдагского хребта.

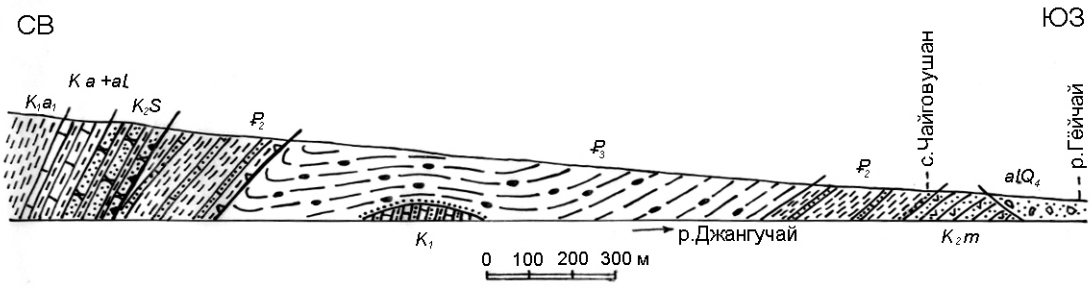


Рис. 2. Геологический профиль вдоль левого берега р.Джангучай. Составил Т.Н.Кенгерли.

На водоразделе рр.Гырхбулаг и Селибасан южное крыло автохтона окончательно погружается под аллохтонный мел и выступающие по его фронту паравтохтонные чешуи из палеоцен-миоценовых пород. Факт тектонического перекрытия третичных толщ подтверждается бурением на площадях Ангяхаран Мельхам, Чухурюрд, Гызмейдан (Астраханка), где в подошве сложнопостроенного покровного комплекса на различных глубинах (800-2500 м) были вскрыты характерные образования олигоцен-нижнего миоцена (рис.3). Микрофаунистический анализ пелитового материала указывает на присутствие обломков из палеогеновых пород в брекчиях Гызмейданской (Астраханской) группы грязевых вулканов, а также из пород среднего-верхнего (исключая понт) миоцена в брекчиях более восточных Гасымкендского, Кехнагядынского и Куркачидагского грязевых вулканов, размещенных в поле развития аллохтоннго мела (Григорьянц и др., 1982). Материалы геофизических исследований косвенно подтверждают присутствие тектонически погребенного палеоген-миоцена и большую горизонтальную амплитуду и толщину аллохтонного покрытия к востоку от меридиана гор. Шамаха (рис.4).

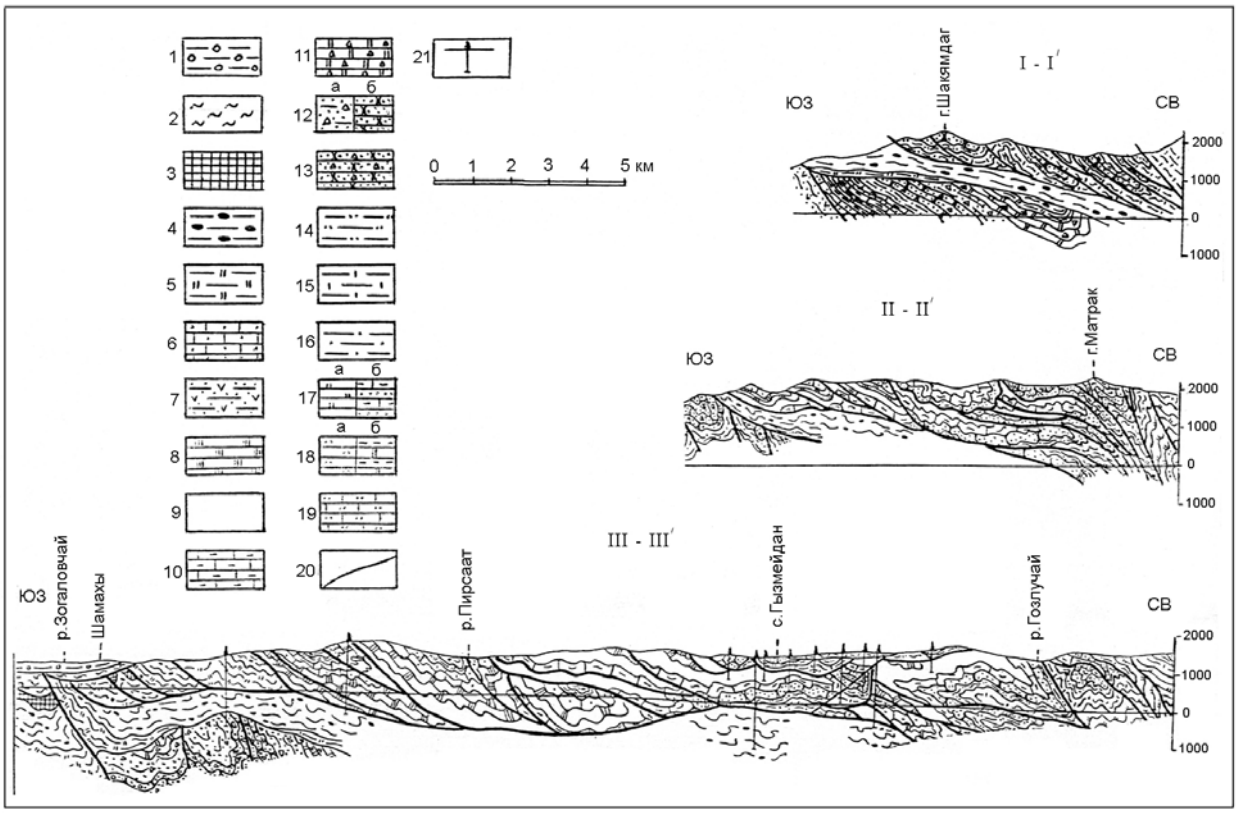


Рис. 3. Геологические профили через Говдаг-Сумгайытский покровный комплекс по траверсам г.Шакямдаг (I-I`), г.Матрак (II-II`) и Шамаха-Гызмейдан (III-III`). Составил Т.Н.Кенгерли.

1 – верхний плиоцен (акчагыльский ярус); 2 – верхний миоцен (понтический ярус); 3 – средний и верхний миоцен (тарханский, чокракский горизонты и диатомовая свита); 4 - олигоцен-нижний миоцен (майкопская свита); 5 – палеоцен и эоцен (сумгайытская и коунская свита); 6 – нижний палеоцен, даний (ильхидагская свита); 7 – маастрихт (вандамская свита); 8 – верхний кампан-маастрихт (агбурунская свита); 9 – сантон-нижний кампан (юнусдагская свита); 10 – верхний турон-коньяк (кемчинская свита); 11 – верхний турон, коньяк, сантон, кампан, маастрихт и даний (нерасчлененные); 12 – сеноман-нижний турон (а – ельгядикская и намазгяхская свиты; б – кемишдагская свита и заратский горизонт); 13 – альб (лахыджская и джульянская свиты); 14 – верхний апт-альб (ханагинская, алтыагачская и кюлюлинская свиты), 15 – нижний апт; 16 – апт, нерасчлененный (кехнадахарская и агбулагская свиты); 17 – баррем (а – халчайская свита; б – гендобская свита); 18 – готерив (а –гайтарская свита; б – гырхбулагская свита); 19 – берриас-валанжин (кепучская свита); 20 – разрывные нарушения; 21 – скважины.

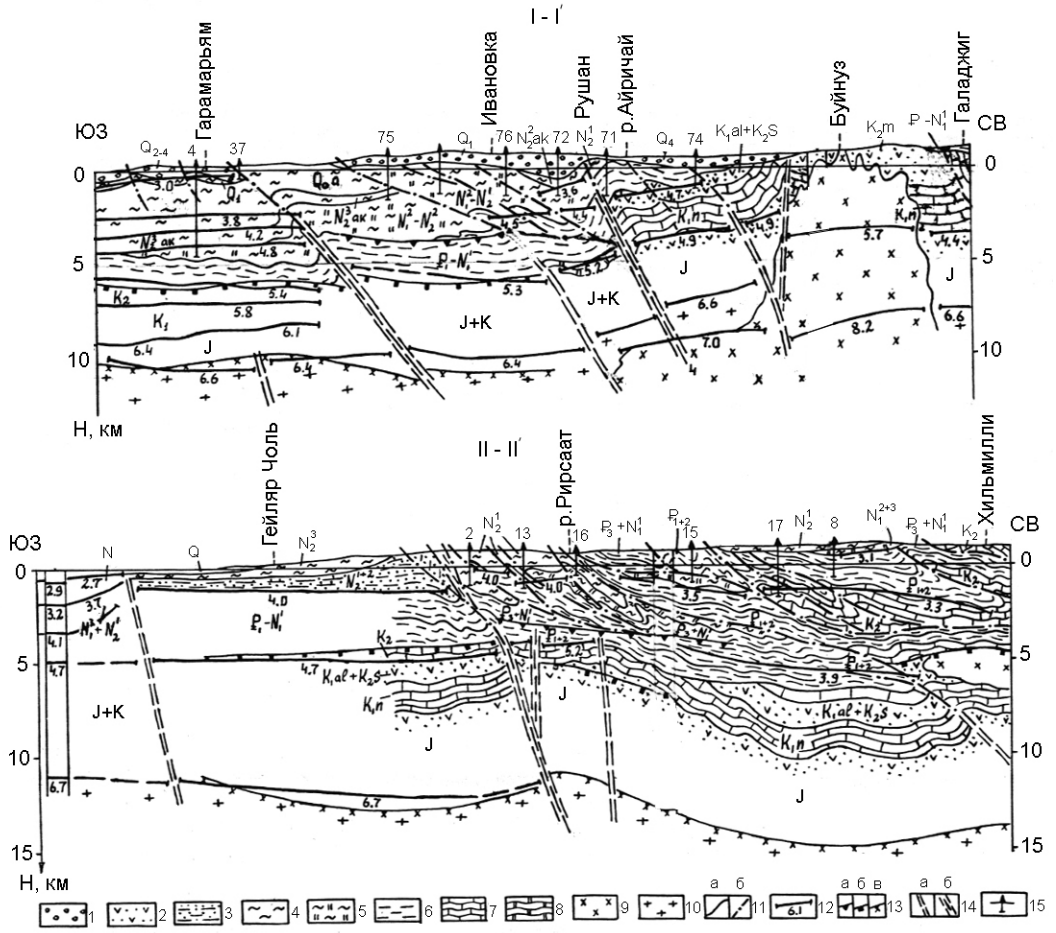


Рис. 4. Геолого-геофизические профили через Вандамское поднятие по траверсам Гарамарьям – Галаджиг (I-I') и Гейляр Чоль – Хильмилли (II-II'). Составил Т.Н.Кенгерли.

1 – гравийно-галечниковые отложения; 2 – вулканогенно-осадочные отложения; 3 - песчаники и глины; 4 – глины, пески и песчаники; 5 – глины, известняки и песчаники ; 6 – глины, аргиллиты, песчаники; 7 – терригенно-карбонатный флиш; 8 – известняки; 9 – интрузивные тела; 10 – метаморфические породы доюрского фундамента; 11 – границы в осадочном чехле: стратиграфические (а) и тектонические (б); 12 – сейсмические границы и граничные скорости; 13 – геоэлектрические границы: а – в кайнозойском комплексе, б – в мезозойском комплексе, в – по поверхности доюрского фундамента; 14 – глубинные разломы: а – проникающие в консолидированную кору, б – достигающие мантии; 15 – скважины.

Особое положение занимает Басгальский покров, в подошве которого по периметру и в тектонических окнах выступают паравтохтонные линзы палеоцен-эоценовых глин, наложенных в различных частях на размытую поверхность образований от верхнемеловых (в вандамской фации) до понтических, а также глины сарматского возраста (Сардахарский овраг, Аджичайское тектоническое окно) и понта (Гычатанский овраг, район с.Нуран). Все это свидетельствует о завершении формирования Басгальского фрагмента Говдаг-Сумгайытского шарьяжа в более позднюю в сравнении с основным аллохтонным массивом стадию тектонической активности.

Аллохтонный комплекс. Пакет покровных пластин появляется в Вандамчай-Гейчайском междуречье и прослеживается через зону Говдага, верхние течения рр. Гирдыманчай, Пирсаат и Гозлучай на территории Северного Гобустана, на восточной периферии которой уходит под трансгрессивный плиоцен Абшеронского полуострова. К востоку от р.Гирдыманчай на данном пакете отдельными изолированными телами размещены более мелкие пластины - Беимлинская, Гызмейданская и др. (см. рис.1).

Нижний аллохтонный пакет представляет собой систему сильно сжатых и опрокинутых на юг складок, степень сжатия которых убывает, а запрокинутость возрастает с запада на восток. В этом же направлении наблюдаются виргация складчатости и омоложение разреза, связанные с региональным погружением структурного плана. Продольная тектоническая расслоенность придает аллохтону чешуйчатый облик с развитием разновеликих тектонических пластин, надвинутых одна на другую с севера на юг. Чешуйчатые надвиги, ограничивающие с юга каждую пластину, сливаются в подошве аллохтонного комплекса в единую поверхность базального срыва, по которой происходило перемещение масс в южном направлении. Эта поверхность, экранирующая снизу всю систему описываемых покровов, выступает на эрозионном срезе в качестве Занги-Гараджюзлинского фронтального надвига Говдаг-Сумгайытского шарьяжа. Подошва покровного комплекса там, где ее удается наблюдать, представлена сильно деформированными, развальцованными и перетертыми в основном пластичными породами от баррем-апта до кампана. Фронтальный надвиг шарьяжа (именуемый на западе Зангинским) зарождается в междуречье рр. Дамирапаранчай и Вандамчай как южная ветвь Гайнар-Гозлучайского нарушения и с возрастающей амплитудой прослеживается до р.Пирсаат, после которой уходит под трансгрессивный плиоцен Сюнди-Маразинской мульды. К востоку от р.Гырхбулаг (верховья р.Агсучай) надвиг выступает во фронте наиболее южной Ангяхаран - Тувинской аллохтонной пластины, в строении которой последний раз участвует верхний мел в дибрарской фации (Ангяхаранская и Тувинская антиклинали).

На восток от Сюнди-Маразинской мульды фронтальному надвигу отвечает Гараджузлинское нарушение. Известный Герадильский надвиг представляется частным дизъюнктивом, осложняющим южное крыло аллохтонного комплекса и протягивающимся субпараллельно Гараджузлинскому нарушению во фронте более северной полосы доминирующих выходов верхнего мела. Ограничивая в Северном Гобустане наиболее протяженную Шакямдагскую пластину с юга, Герадильский надвиг прослеживается в ее фронтальной части далеко на запад, смыкаясь с собственно Зангинским надвигом на южном склоне Говдагского хребта.

В зависимости от степени дезинтегрированности фронтальной части шарьяжа плоскость Занги-Гараджузлинского надвига испытывает контрастные изгибы к северу или к югу. В связи с этим на эрозионном срезе фронтальные пластины при подходе к надвигу то обрываются, то вновь возникают на некотором расстоянии по простиранию аллохтонного комплекса. Однако в целом по мере регионального погружения структур с запада на восток наблюдается последовательное увеличение амплитуды Занги-Гараджузлинского надвига с наращиванием южного борта шарьяжа за счет появления новых чешуй. Параллельно с этим возрастает суммарная толщина аллохтонного комплекса до 4,0 км и более на востоке. Последовательное сокращение поперечных размеров шарьяжа с востока на запад объясняется ступенчатым воздыманием его подошвы и выведением на денудационный уровень все более глубоких горизонтов аллохтонных масс, что способствовало их дезинтеграции на орогенной стадии тектогенеза. В ступенчатом воздымании ведущая роль принадлежит правым сбросо-сдвигам преимущественно СЗ-ЮВ-го либо субмеридионального простираний (Гирдыманчай-Пирсаат-Сальянская зона правых сдвигов): выклинивание очередной аллохтонной пластины обычно выглядит как коленообразный изгиб (или горизонтальная флексура) плоскости фронтального надвига, что в действительности отвечает торцовому замыканию этой пластины по простиранию.

В верховьях рр.Гейчай, Гирдыманчай и Пирсаат аллохтонной комплекс состоит из ряда сжатых, относительно узких элементарных пластин, каждая из которых представляет собой двойную складку - разорванную в южном крыле гребневидную антиклиналь, сопряженную на северном крыле с несколько более широкой синклиналью. Пластины дополнительно осложнены дисгармоничными складками высокого порядка и разрывными нарушениями продольной и поперечной направленности. В ядрах антиклиналей вскрываются слои от баррема до коньяка, надстраиваемые в крыльях и смежных синклиналях

более высокими горизонтами мела и палеоценом. В зонах надвигового сочленения пластин часто оказываются зажатыми тектонически разлинзованные клинья из пород лежачих либо висячих крыльев надвигов. На крайнем западе пластины представляют собой более или менее сохранившие свою конфигурацию полные складки, опрокинутые на юг, что придает аллохтонному комплексу изоклинально-чешуйчатый характер. Но по мере продвижения на восток северные опрокинутые крылья, а часто и замки синклинальных фрагментов каждой южной пластины часто срезаются фронтальным надвигом более северной пластины. В результате аллохтонный комплекс представляется в виде пакета из моноклинально погружающихся на север полос с повторяющимся (в нормальном либо опрокинутом залегании) литолого-стратиграфическим разрезом слагающих их пород.

Региональное погружение структур на восток с омоложением поверхностного выполнения Говдаг-Сумгайытского аллохтонного комплекса сопровождается также изменениями в тектонике образующих его покровных пластин. При общем сохранении общекавказского направления структурного плана к востоку от долины р.Пирсаат, на территории Северного Гобустана обнаруживаются заметные отклонения (завороты, изгибы и т.д.) в простирании ограничивающих покровные пластины надвигов, а также дислокаций (складчатых и разрывных), осложняющих их внутреннее строение. Схождение и расхождение тектонических контактов обуславливают колебания в ширине пластин, а резко выраженная продольная волнистость шарниров складок приводит к обособлению изолированных брахиантиклиналей и брахисинклиналей по простиранию отдельных пластин. Ряд пластин характеризуется виргацией складок с появлением дополнительных дислокаций, ответвляющихся от основных структур или направленных к ним под углом. Эти складки укорочены, часто кулисообразно замещают друг друга и дополнительно ветвятся. В бассейне р.Гозлучай, синклинали становятся широкими и пологими, часто обладают коробчатой формой и плоским дном. Антиклинали остаются более узкими, но среди них наряду с крутыми, сжатыми и опрокинутыми к югу отмечаются веерообразные складки с опрокидыванием и надвиганием слоев в обе стороны от их оси, а также более спокойные, относительно пологие и симметричные поднятия. В ряде случаев наблюдается опрокидывание и надвигание фронтальных антиклиналей аллохтонных пластин в сторону смежных с севера более глубоких синклиналей. На подступах к Абшерону по осевым разрывам некоторых антиклиналей происходят диапировые прорывы пластичных масс юнусдагской свиты.

Неоавтохтонный комплекс. Материалы геологических наблюдений, данные бурения, а также микрофаунистические определения, в т.ч. из брекчий грязевых вулканов, в пределах Говдаг-Сумгайытского шарьяжа и зоны его корней позволяют утверждать, что в строении аллохтона и автохтона участвуют отложения не моложе меотических. Образования понта с размывом ложатся на различные горизонты миоцена и более древних пород, участвуя в строении синклинальных структур средним и верхним подъярусами.

В современной структуре понтическая покрышка сохранилась на небольших участках: в пределах Сюнди-Маразинской наложенной мульды, к северу от нее - в Гюмбидагской, Шихларской, Гарагядигской и Сарыбулагской брахисинклиналях, а также Беюк- и Кичик-Сиякинских и Маяшской мульдах на востоке. На восточном погружении аллохтонного комплекса, в пределах Западного Абшерона, понтические отложения несогласно ложатся на глинистые сланцы меотиса и с заметным угловым несогласием перекрываются продуктивной толщей. На территории Центрального и Восточного Абшерона по данным глубокого бурения образования понта с глубоким размывом залегают на отложениях от сарматских до палеоценовых включительно. Таким образом, трансгрессивные образования понта, «запечатывающие» полосу контрастного сочленения автохтонных и аллохтонных структур на юге и зону корней на севере и фиксирующие верхний возрастной предел шарьирования, формируют неоавтохтонный комплекс Говдаг-Сумгайытской подзоны.

Для генетически связанного с Говдаг-Сумгайытским аллохтоном Басгальского покрова роль неоавтохтона исполняют ненарушенные образования акчагыла, «запечатываю-

щие» его фронтальный контакт с палеогеном автохтона. Тот факт, что субстрат, подстилающий покровную пластину, сложен породами палеогена и миоцена (включая понт), затронутыми глубокой эрозией, свидетельствует о более длительном процессе его шарьирования, завершение которого фиксируется более молодым неоавтохтонным чехлом.

ЛИТЕРАТУРА

БАРАНОВ, Г.И., БЕЛОВ, А.А., ДОТДУЕВ, С.И. 1990. Большой Кавказ. *Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования.*Наука, Москва.

ГРИГОРЬЯНЦ, Б.В. и др. 1982. Новые данные о проявлениях покровной тектоники на Юго-Восточном Кавказе. *Известия АН Аз.ССР, серия наук о Земле,* 1, 32-37.

ДОТДУЕВ, С.И. 1986. О покровном строении Большого Кавказа. *Геотектоника,* 5, 94- 106.

КЕНГЕРЛИ, Т.Н. 1997. Соотношение поверхностной и глубинной структуры Шамахы-Гобустанского нефтегазоносного района. *Труды 4-го Международного конгресса Международной Экоэнергетической Академии, т.1.* Баку, 319-321.

КЕНГЕРЛИ, Т.Н. 1999. Шарьяжная тектоника нефтегазоносных районов Юго-Восточного Кавказа. *Новейшая тектоника и ее влияние на формирование и размещение залежей нефти и газа.* Nafta-Press, Баку.

КЕНГЕРЛИ, Т.Н., АХУНДОВ, А.Б. 1988. Поверхностные и глубинные структуры южного склона Большого Кавказа. *Советская геология,* 10, 42-52.

ИСАЕВ, Б.М., ГАДЖИЕВ, Т.Г. АЛИ-ЗАДЕ, С.А., КЕНГЕРЛИ, Т.Н. 1981. Тектонические покровы и олистостромовые комплексы Юго-Восточного Кавказа. *Геотектоника,* 1, 70-84.

САЛАЕВ, С.Г. и др. 1983. Оценка перспектив нефтегазоносности мезозойских отложений Среднекуринской впадины и Апшероно-Гобустанской области. Элм, Баку.

ХАИН, В.Е. 2001. Тектоника континентов и океанов (год 2000). Научный мир, Москва.

KENGERLİ, T.N., ŞEKİNSKİ, E.M., ZAMANOV, Y.C. 1994. Büyük Kafkasyanın yer kabuğunun tektonik katmanlara ayrılması ve petrol-qaz ve filiz yataqlarının keşfi problemleri. *Türkiye 10 Petrol Konqresi ve Sergisi Bildirileri.* İstanbul, 92-103.

Рецензент: член-корр. НАН Азербайджана А.Д.Исмаилзаде

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

© Ф.Г.Дадашев, А.Я.Кабулова, А.М.Дадашев, А.В.Полетаев, 2006

К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ УГЛЕВОДОРОДНЫХ ГАЗОВ ЮЖНО-КАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ ПО ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ

Ф.Г.Дадашев, А.Я.Кабулова, А.М.Дадашев, А.В.Полетаев

Институт геологии НАН Азербайджана
AZ 1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29А

Базируясь на концептуальных принципах методики интерпретации изотопного состава УВ газов, предложенной М. Шоеллом, был произведен анализ УВ газов грязевых вулканов, нефтяных месторождений, донных осадков, газогидратов ЮКВ.

В результате этих исследований подтвержден вывод о том, что изученные газы образованы в результате биогенного, термокаталитического преобразования органического вещества и ассоциированы с жидкими углеводородами. Установлены различия в изотопном составе углерода и водорода в зависимости от изучаемого объекта.

Изотопный состав различных химических элементов природных газов дает дополнительный материал для суждения об их генетической природе. Интерпретация результатов изотопных анализов осуществляется различными методами, которые можно объединить в две группы: геологическую и геохимическую. Геологическая интерпретация предусматривает изучение изменения изотопного состава газа по площади нефтегазоносных районов в зависимости от стратиграфического возраста, глубины залегания и др. факторов, что было проведено Валяевым Б.М., Гулиевым И.С., Дадашевым Ф.Г., Дадашевым А.А., Зорькиным Л.М., Кабуловой А.А. и др. Геохимические методы предусматривают изучение процессов фракционирования изотопов и их соотношения с химическим составом природных газов (Галимов, 1973; Алексеев и др., 1978; Clayton, 1991; Schoell, 1983 и др.).

Анализ различных геохимических методик позволил отдать предпочтение методике, разработанной М. Шоеллом (1983, рис. 1, стр. 2226 - 2227). Ниже дадим ее краткое описание (рис. 1). Методика предусматривает сопоставление изменения величины изотопа углерода метана $\delta^{13}Ссн_4$ в зависимости от изменения содержания суммы тяжелых углеводородов $С_{2+}$, изотопа водорода $\delta Dсн_4$, изотопа углерода этана $\delta^{13}Сс_2н_6$ и коэффициента отражательной способности витринита (R_0). Используя перечисленные параметры, исходя из теоретических представлений о генезисе и результатов анализов газа (более 500) различных регионов мира, были построены диаграммы (рис. 1 a, b, c, d), на которых выделены поля, характеризующие различные генетические особенности природных газов.

На диаграмме 1 а показаны главные фазы газо- и нефтеобразования в зависимости от изотопной величины $\delta^{13}Ссн_4$ и отражательной способности витринита. На последующих диаграммах соответствующими условными обозначениями указано расположение полей с различной генетической и изотопной характеристикой газов.

На диаграммах (рис. 1 b, c) указано поле биогенных газов с выделением подзон, морских и континентальных источников. Состав изотопов углерода биогенных газов во всех нефтегазоносных районах мира однороден. Он характеризуется интервалом -60 ÷ -75 ppt и ниже по изотопу углерода CH_4, а также в интервале -250 ÷ -150 ppt по изотопу водорода. В зависимости от содержания

δD_{CH_4} выделяются поля морских и континентальных углеводородных газов. Термины «ранняя», «поздняя» используются для указания на последовательное изменение стадии диагенеза в газах. В термокаталитической области формирования газов выделены три стадии: первая (T), протекающая в течение и частично после генерации нефти. Газы этой стадии характеризуются изотопом углерода метана от -60 ppt до -40 ppt. Вторая стадия, верхняя главная фаза газообразования TT(m) с содержанием изотопа углерода метана от -45 до -30 ppt, начинается после главной фазы нефтегазообразования. Источники и процессы образования газов в пределах указанных стадий изучены недостаточно. Наиболее просто предположить, что нефтяной газ генерируется в основном из превращения нефтей, а сухой газ верхней газовой фазы образуется из органического вещества пород. Сказанное не исключает возможности образования газов из обоих источников. Ранее образование газов из нефтей характеризовалось истощением тяжелых изотопов. Это позволило определить область T_0 как область первичных нефтяных газов ранней стадии формирования. Следует отметить, что содержание гомологов метана чувствительно ко многим вторичным процессам. Использование (C_{2+}) как генетически зависимого свойства базируется на факте, что содержание C_{2+} в газах является высоким на пиковых нефтяных уровнях формирования и уменьшается с увеличением зрелости газов.

Сопоставление связанных и несвязанных с нефтью газов показано на диаграмме (рис. 1 c) с учетом изотопов водорода. Образование метана в период формирования жидких углеводородов характеризуется величиной δD_{CH_4}, равной ≈ -180 ÷ -300 ppt. Эта зависимость хорошо прослеживается для всех исследованных нефтеносных территорий. В метановых сухих газах величина изотопа водорода увеличивается с увеличением зрелости органического вещества.

На диаграммах выделена нижняя главная фаза газообразования - TT(h). М. Шоелл считает, что в этой фазе газообразования в формировании газов существенную роль играют угольные пласты нефтегазоносного бассейна.

На диаграммах, кроме полей газов различной генетической природы, указаны зоны смешанных и миграционных газов. Смешивание первичных газов - важный и общий процесс. Процесс смешивания газов с различным содержанием $\delta^{13}C_{CH_4}$ происходит пропорционально их содержанию и кончается линейным изменением в их изотопном составе. На диаграммах эти зоны отмечены тонкими линиями и буквой M. Они отмечаются между полями биогенных и термокаталитических газов, между первой и второй зонами генерации газов.

Миграционные газовые поля предусматривают изменение химического состава, в частности этана, при незначительных изменениях изотопии метана. В этой ситуации миграция заканчивается параллельным изменением содержания тяжелых углеводородных газов, указанным на диаграмме стрелкой (Ms). При глубинной миграции метана (стрелка Md) могут иметь место два эффекта: глубинный сухой метан, который был сформирован ниже зоны нефтяного окна, может мигрировать и стать как бы «транспортом» для гомологов метана. Поверхностная миграция заканчивается наличием сухих газов с изотопным составом метана около -50 ÷ -40 ppt, тогда как глубинная миграция может привести к увеличению содержания жирных газов с относительно повышенным изотопным составом метана -40 ÷ -35 ppt.

В Институте Геологии Национальной Академии Наук Азербайджана совместно с фирмами Бритиш Петролеум, Статойл, Амоко за последние 10 лет проведены работы по изучению изотопии углеводородных газов Южно-Каспийской впадины. Были получены новые данные об изотопии углерода метана, этана, пропана, бутана, водорода метана, углерода и кислорода углекислого газа. Вместе с литературными данными в настоящей статье использованы 163 анализа изотопного состава углеводородных газов, в том числе нефтяных, газоконденсатных, газовых залежей, грязевых вулканов, донных отложений и газогидратов. Эти данные были нанесены на вышеописанные диаграммы М. Шоелла, что позволило обсудить генетическую характеристику исследуемых газов.

Распределение изотопных данных на диаграммах показывает, что они сконцентрированы в пределах различных полей. Так газы донных отложений Каспийского моря характеризуются низкими концентрациями углеводородных газов, в особенности гомологов метана. В пробах были определены содержания метана от $0{,}82\times10^{-3}$ % до 11944×10^{-3} % и этана от 0 до $0{,}448\times10^{-3}$ %. В пересчете на углеводородный состав эти величины соответственно изменяются в пределах 76,82 – 100 % и 0 – 23,18 %. Изотопный состав углерода метана $\delta^{13}Ссн_4$ характеризуется преимущественно легким углеводородом и изменяется в широких пределах от -109,1 ppt до -71,1 ppt. Из 29 образцов изученных газов в 7 пробах $\delta^{13}Ссн_4$ изменяется в пределах -86 ÷ -109,1 ppt и в 22 пробах - в пределах -76,7 ÷ -71,7 ppt. На диаграмме 1 b приведены данные по газам, характеризующимся величиной $\delta^{13}Ссн_4$ более -75 ppt, которые располагаются в пределах поля биогенных газов. Донные осадки, в которых были отобраны использованные газы, характеризуются одинаковыми литолого-геохимическими параметрами, поэтому утяжеление изотопного состава по углероду и увеличение содержания этана можно объяснить поступлением части углеводородных газов из нижезалегающих коренных пород.

Газы нефтяных, газоконденсатных, газовых месторождений охарактеризованы 45 пробами, отобранными на 30 месторождениях. Состав газов в основном представлен углеводородными компонентами: метаном 73,5 – 99,8 % и суммой его гомологов – 0,11 – 20,01 %. Кроме углеводородов присутствуют углекислый газ, азот, аргон, гелий, сероводород и др. Закономерности изменения химического состава газа в зависимости от геологического строения подробно изложены в работе (Дадашев, 1965). Изотопный состав углерода метана изменяется в пределах -60,3 ÷ -37,2 ppt, этана – в пределах -40,3 ÷ -26,0 ppt, дейтерия метана в пределах -267 ÷ -154 ppt. Результаты анализов проб газа были нанесены на диаграммы (рис. 1 b, c, d). Из диаграммы (1 b) следует, что пробы газов нефтегазовых залежей преимущественно распространяются в зонах, соответствующих главной фазе нефте- и газообразования. По мере облегчения изотопного состава углерода метана пробы газа располагаются в зоне, где газы образуются параллельно генерации жидких углеводородов и в меньшем количестве располагаются в зоне миграции газов. Аналогичная картина отмечается на диаграмме 1 c, где дана зависимость между изотопами углерода и водорода метана. На диаграмме 1 d газы залежей в основном попадают в миграционную зону и в меньшем количестве в зону TT(m).

Следует обратить внимание и на некоторые особенности расположения газов отдельных залежей в пределах различных газовых полей. Так, газы чисто газового месторождения Дуванный и газоконденсатных месторождений Бахар, Булла-дениз, Калмас и Зыря на диаграммах располагаются в зонах распространения газов нефтяных месторождений. Это говорит об их едином источнике образования. Подавляющее число проб газа стратиграфически приурочено к коллекторам продуктивной толщи. Небольшое число проб газа относится к отложениям чокракского горизонта, майкопской серии и коунской свиты. Газы коунской свиты относятся к газам, генерируемым в главной фазе газообразования. Газы майкопских отложений приурочиваются на диаграммах 1 b, c к миграционным газам и на диаграмме 1 d к газам, образовавшимся на ранней стадии генерации газов и в результате крекинга нефтей и органического вещества. Несколько обособленно на диаграммах располагаются точки, соответствующие газам чокракского горизонта Умбакинского, Сиязаньского месторождений и миоценовых пород Гарадага. Перечисленные газы отличаются значительным облегчением изотопа углерода метана и располагаются вблизи зоны биогенных газов в зоне диагенеза и миграционных газов. Этим они значительно отличаются от газов продуктивной толщи и газов майкопских отложений.

Газы грязевых вулканов были изучены в 45 пробах 42 вулканов. По химическому составу эти газы характеризуются высоким содержанием метана – до 100 % и низким содержанием его гомологов от 0 до 1,0 %, и только в 6 пробах их содержание составляет 1,1 – 6,5 %. Изотоп углерода метана изменяется от -59,3 до -36,6 ppt, а изотоп углерода этана - от -29,6 до -23,3 ppt. Величина изото-

па водорода метана изменяется от -236 до -159 ppt. На диаграммах М. Шоелла газы грязевых вулканов занимают примерно те же поля, что и газы залежей углеводородов. Заметное отличие заключается в том, что газы грязевых вулканов на диаграмме 1 b резко смещены к оси «у» в связи с низким содержанием суммы тяжелых углеводородов. Основная часть проб приурочивается к термокаталитической зоне образования углеводородов и миграционной зоне. Меньшее количество попадает в диагенетическое поле и одна проба - в биогенное.

Кроме перечисленных, были исследованы 4 пробы газогидратов, отобранных на подводных грязевых вулканах Буздаг и Элм. По химическому составу газы газогидратов в основном представлены метаном 77,1 – 95,3 % и суммой его гомологов 3,81 – 22,43 %. Величина изотопа углерода метана изменяется в пределах -55,7 ÷ -44,8 ppt и этана -28,4 ÷ -25,7 ppt. Приведенные на диаграммах данные позволяют считать, что газы изученных газогидратов по изотопному составу близки к газам нефтяных месторождений и характеризуются как миграционные.

Изложенные выше данные об изотопном составе углеводородных газов Азербайджана позволяют в зависимости от генезиса отнести их к газам биогенным и термокаталитическим, причем последние связаны с главной фазой газообразования и формирования вместе с генезисом жидких углеводородов в главной фазе нефтеобразования. Кроме того, после своего образования газы участвовали в миграционных процессах и перемешивании их состава. Как уже отмечалось, газы чокракского горизонта и миоценовых отложений попадают в зону диагенеза, что говорит о формировании их состава на небольших глубинах. Не исключено, что их обособленное положение на диаграммах, возможно, связано с особенностями исходного материала, но это мало вероятно.

Таким образом, на примере газов Южно-Каспийской впадины еще раз подтвердились представления о зональности нефтегазообразования. На существование зональности и генетической модели нефтегазообразования в земной коре указывалось неоднократно. Большинство геологов придерживается схемы, впервые предложенной В.А. Соколовым в 1948 году. Им выделяются биохимическая, переходная, термокаталитические нефтяная и газовая зоны, а также глубинная газовая зона 12 – 15 км и более (Соколов, 1971). Согласно этой гипотезе, основная масса УВ образуется в зоне катагенеза в результате преобразования ОВ пород. Термокаталитическая зона охватывает разрез осадочной толщи ниже 1-2 км. В.А. Соколов в ней выделяет две подзоны: верхнюю или нефтегазовую и нижнюю или метановую. Указанные зоны постепенно переходят одна в другую, а глубина их расположения зависит от геотермического градиента. Основным фактором преобразования органического вещества в жидкие и газообразные углеводороды является температура. В.А. Соколов, исходя из экспериментальных данных, считает, что эти преобразования могут происходить при температурах 30 – 100 ^{0}C и выше. Придерживаясь гипотезы В.А. Соколова, Н.Б. Вассоевич внес в нее уточнения. По его мнению, основная масса нефти генерируется в главную фазу нефтегазообразования (ГФН) в интервале глубин 2 – 4 км при температуре 70 – 150 ^{0}C. Этот же интервал активной генерации нефти в осадочных породах отмечен в работах А.М. Акрамходжаева, Е.Н. Рогозина, Л.И. Капченко и др. Вместе с тем существует представление об универсальности или более широких возможностях газообразования по сравнению с нефтегазообразованием. Н.В. Вассоевич (1974) отмечает, что газообразование предшествует нефтегазообразованию, сопутствует ему и продолжается после его завершения.

В конце 60-х годов и начале 70-х в литературе появились статьи, посвященные изучению изотопов углерода УВ газов (Алексеев, 1974). Было установлено, что в зависимости от условий генерации углеводородные газы характеризуются строго определенным изотопным составом (таблица), что является одним из диагностических признаков их генезиса, позволяющим дополнить существующие мнения о зональности и характере нефтегазообразования в земной коре.

Изотопный состав углеводородных газов различных зон нефтегазообразования

Наименование зон преобразования ОВ	***$\delta^{13}C$, ppt***
Биохимическая	от -55,0 до -95,0
Переходная	от -55,0 до -65,0
Термокаталитическая	от -36,0 до -58,0

Изучение изотопного состава УВ газов Южно-Каспийской впадины подтвердило ранее высказанные представления и дало дополнительные сведения о генезисе углеводородных газов. В разрезе мезокайнозойской осадочной толщи выделены газы биохимического, диагенетического и термокаталитического генезиса. В частности, из приведенных данных следует, что газы газовых, газоконденсатных, нефтяных залежей, грязевых вулканов и газогидратов на диаграммах располагаются в пределах одних и тех же полей, что говорит об образовании их из единого источника. Углеводородные газы нефтегазоносных свит в основном сингенетичны вмещающим породам, образованы в результате термокаталитического преобразования органического вещества (T, TTm) и ассоциированы с жидкими углеводородами (Дадашев и др., 2000). Углеводородными газами, образовавшимися в зоне термокаталитического преобразования органического вещества пород, сформированы газовые, газоконденсатные и нефтяные залежи Азербайджана, а так же газы грязевых вулканов и газагидратов.

Полученные изотопные данные углеводородов в залежах свидетельствуют о том, что в основной нефтегазоносной свите Азербайджана – продуктивной толще, в погруженных зонах Южно-Каспийской впадины происходит генерация в больших количествах жидких и газообразных углеводородов. Эти процессы начинаются с момента погружения пород на глубины 1500 – 2000 м и продолжаются в нарастающем темпе по мере дальнейшего пригибания впадины на глубины 7 – 10 км. Эти процессы продолжаются и в современном периоде. Образовавшиеся жидкие и газообразные углеводороды, находящиеся на соответствующих глубинах (> 4 км), в газообразном состоянии с ростом давления выжимаются из глин в коллектора, и начинается их латеральная миграция вверх по восстанию пород к бортовым частям Южно-Каспийской впадины. В результате латеральной и вертикальной миграции происходит распределение по площади и разрезу газоконденсатных, нефтяных и газовых месторождений. Последующая миграция (Ms, Md) смеси жидких и газообразных углеводородов приводит в соответствии с термодинамическими условиями и условиями миграции к распределению зон преимущественного нефтенакопления и преимущественного газонакопления.

Изученный химический и изотопный состав углеводородных газов позволил охарактеризовать их зональное распространение до первой газовой фазы. Однако, учитывая, что мощность осадочной толщи Южно-Каспийской впадины оценивается в 25 - 30 км, не вызывает сомнения, что ниже первой газовой фазы должна существовать на соответствующих глубинах вторая главная фаза газообразования. Эта фаза газообразования будет обеспечивать глубоко погруженные ловушки, в которых возможно скопление углеводородов с крупными и гигантскими запасами.

ЛИТЕРАТУРА

АЛЕКСЕЕВ, Ф.А., ВОЙТОВ, Г.И., ЛЕБЕДЕВ, В.С., НЕСМЕЛОВА, З. Н. 1978. Метан. Недра, Москва.

АЛЕКСЕЕВ, Ф.А. 1974. О зональности нефтегазообразования в земной коре по данным изотопных исследований. *Геология нефти и газа,* 4, 62 – 67.

ВАССОЕВИЧ, Н.Б. 1974. Принципиальная схема вертикальной зональности и генерации углеводородных газов и нефти. *Изв. АН СССР, Сер. геол.,*5, 123 – 135

ГАЛИМОВ, Э. М. 1973. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. Недра, Москва, 384.

ВАЛЯЕВ, Б.М., ГРИНЧЕНКО, Ю.И., ЕРОХИН, В.Е., ПРОХОРОВ, В.С., ТИТКОВ, Г.А. 1985. *Литология и полезные ископаемые,* 1, 72 -85.

ДАДАШЕВ, Ф.Г, РАССЕЛ, И.К., КАБУЛОВА, А.Я., ДАДАШЕВ, А.М. 2000. Изотопы углерода и водоро-

да в углеводородных газах Азербайджана. *Труды Инта геологии,*28, 43 – 56.

ДАДАШЕВ, Ф.Г. 1965. Углеводородные газы третичных отложений Восточного Азербайджана, Изд. АН Азерб. СССР, Баку, 125.

СОКОЛОВ, В.А. 1971. Геохимия природных газов, Недра, Москва.

CLAYTON, C. 1991. Carbon isotope fractionation during natural gas generation from kerogen. *Marine and Petroleum Geology,* 8.

SCHOELL, M. 1983. Genetic characterization of natural gases. *AAPG, Bulletin,* 8.

Рецензент: д.г.-м.н. А.А.Фейзуллаев

© П.О.Рзаев, 2006

ИЗУЧЕНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ ФИЛЬТРАЦИИ ОСАДКОГЕЛЕОБРАЗУЮЩИХ СОСТАВОВ ЧЕРЕЗ ПОРИСТЫЕ СРЕДЫ

П.О.Рзаев

Институт геологии НАН Азербайджана
AZ 1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29А

Приводятся результаты экспериментальных исследований особенностей фильтрации осадкообразующих составов через пористые среды. Установлено, что характер фильтрации осадкогелеобразующих составов в пористых средах определяется конформационными изменениями макромолекул полимера, зависящими от концентрации щелочи и полимера в составе, от минерализации растворителя и вод, насыщающих пористую среду, от скорости фильтрации и от взаимодействия осадкогелеобразующих составов с пористой средой.

Введение

Одной из технологий, позволяющих повысить эффективность обработок призабойных зон скважин (ПЗС) за счет снижения проницаемости промытых зон призабойной части пласта и уменьшения степени его неоднородности, является применение осадкогелеобразующих составов (ОГОС) (Салаватов и др., 2000, Сафонов и Алмаев, 1996). К числу таких технологий можно отнести обработку ПЗС ОГОС на основе водорастворимых полимеров и щелочей (Габдрахманов и др., 1992). Данная технология основана на использовании реакции между двумя реагентами в пласте, которые при смешении взаимодействуют между собой и пластовой водой и образуют в ПЗС осадок и гель, препятствующие попаданию воды в скважину. Кроме того, как отмечается в работах (Березин и др., 1990, Сафонов и Алмаев, 1996), эффективность применения ОГОС на основе водорастворимых полимеров и щелочей существенно повышается благодаря присутствию полимера, обладающего флокулирующими свойствами и позволяющего связывать отдельные образующиеся в пласте дисперсные частицы между собой и породой пласта и тем самым еще более повышать эффект изоляции.

Эффективность обработок ПЗС ОГОС при этом будет зависеть не только от объема получаемого продукта реакции, перекрывающего каналы фильтрации, но и от реологических и фильтрационных характеристик ОГОС.

Методика проведения экспериментов, полученные результаты и их обсуждение

Исследования фильтрационных характеристик ОГОС проводились на несцементированных пористых средах. В качестве модели пористой среды использовался кварцевый песок. Проницаемость пористой среды составляла 1,2 мкм^2.

При приготовлении ОГОС использованы технический полиакриламид (ПАА) молекулярной массой $1{,}35 \cdot 10^6$ и NaOH. ОГОС-ы готовились на дистиллированной и пресной воде с общей минерализацией 2,64 мг-экв. Концентрации ПАА и NaOH в ОГОС изменялись сответственно от 0,05 до 0,15 % и от 0,1 до 0,75 %.

Фильтрационные характеристики ОГОС в пористой среде, насыщенной той же самой водой, что и растворитель (дистиллированная или пресная вода), на котором приготовлен исследуемый ОГОС, с концентрацией ПАА 0,05% и NaOH 0,1 0,12; 0,25; 0,75%, в виде зависимости фактора сопротивления (R), определенного по формуле, предложенной (Pye, 1964), от скорости фильтрации представлены в табл. 1. Результаты обработки экспериментальных данных в виде зависимости R от скорости фильтрации также приведены в табл.1.

Как показали опыты, ОГОС, приготовленные на дистиллированной воде, фильтруются через пористую среду без затухания фильтрации как псевдопластические жидкости при всех рассмотренных концентрациях

щелочи (R снижается с увеличением скорости фильтрации, см. столбцы 2,3,4,5, а также результаты обработки экспериментальных данных табл.1). С увеличением концентрации щелочи в ОГОС R снижается (ср. столбцы 2,3,4,5).

ОГОС, приготовленные на пресной воде, также движутся через пористые среды как псевдопластические жидкости (R снижается с увеличением скорости фильтрации, см. столбцы 6,7,8,9, а также результаты обработки экспериментальных данных табл.1). R у ОГОС на пресной воде при тех же концентрациях щелочи выше, чем у ОГОС на дистиллированной воде (ср. столбцы 2, 3, 4, 5 с 6, 7, 8, 9 табл. 1) и с увеличением концентрации щелочи в составе снижается.

На рис. 1 показаны значения фактора сопротивления в зависимости от концентрации щелочи, полученные при одной и той же скорости фильтрации через пористую среду ОГОС с концентрацией ПАА 0,05-0,15% и едкого натра 0,1-0,75%.

Таблица 1

Зависимость фактора сопротивления для ОГОС (ПАА-0,05%, NaOH -0,1 0,12; 0,25; 0,75%, растворитель) от скорости фильтрации

Скорость фильтрации, 10-4 м/с	Тип растворителя							
	Дистиллированная вода				Пресная вода			
	Концентрация щелочи							
	0.1	0.12	0.25	0.75	0.1	0.12	0.25	0.75
	Фактор сопротивления							
1	2	3	4	5	6	7	8	9
0.15								12
0.3						17		10
0.5	5.5	5.16	4.5	4.09			18	7.75
0.7					21.5	12.5		
0.85					16.75	11.2	14.25	7.25
1	5	4.82	4.12	3.8			12	
1.2	4.62	4.46	3.85	3.6	13.25	9.25	8.75	
1.6					11	8	6.75	6.25
2	4.36	4.18	3.62	3.4	9	7		
2.6	4.13	4	3.46	3.26	8	6		
2.8					8		5.05	6.25
3.2	4	3.82	3.3	3.09				
3.7						5.2	4.5	6.25
4.2	3.82	3.6	3.13	3				
4.5	3.75	3.58	3.1	2.9		4.75		6.25
5.5	3.7	3.52	3.03	2.89				
5.9	3.7	3.5	3.01	2.88				
6		3.5	3	2.88				
7			3	2.87				
Зависимость R для ОГОС от скорости фильтрации								
	$R = 4.908x V^{-0.17}$	$R = 4.686x V^{-0.1691}$	$R = 4.048x V^{-0.1674}$	$R = 3.738x V^{-0.1465}$	$R = 15.491x V^{-0.6962}$	$R = 9.872x V^{-0.4696}$	$R = 12.204x V^{-0.7778}$	$R = 7.679x V^{-0.1883}$

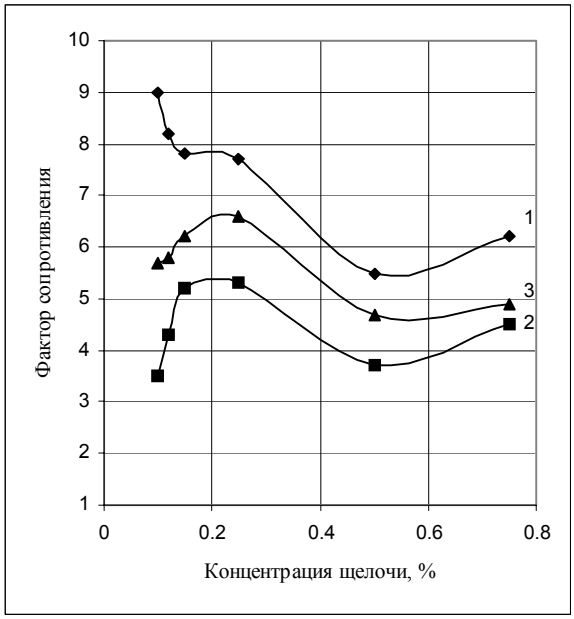


Рис. 1. Зависимость фактора сопротивления от концентрации щелочи в ОГОС при постоянной скорости фильтрации при концентрации ПАА,% : кр.1- 0,05; кр. 2- 0,075; кр. 3 - 0.15

Как видно из рис. 1, зависимость фактора сопротивления от концентрации щелочи и полимера в ОГОС при одной и той же скорости фильтрации имеет нелинейный характер.

На основе полученных экспериментальных данных были также рассчитаны кривые течения в виде зависимости напряжения сдвига (τ) от скорости сдвига ($\dot{\gamma}$), которые затем были обработаны согласно степенному закону Оствальда-Де Вале (Рейнер, 1965). При этом скорость сдвига при движении ОГОС в пористой среде определяли по формуле (Григоращенко и др.,1978):

$\dot{\gamma} = \frac{v}{r}$, где v - скорость фильтрации ОГОС в ПЗ, м/с;

r – радиус порового канала.

Радиус порового канала определяли по формуле (Гиматудинов, 1974):

$r = \frac{2}{7 \cdot 10^5} \sqrt{\frac{k\varphi}{m}}$, где k – проницаемость пористой среды, мкм^2;

φ - структурный коэффициент;

m - пористость пласта.

Результаты расчетов в виде кривых течения и кажущейся вязкости приведены соответственно на рис. 2, 3, 4, а результаты обработки согласно степенному закону (реологические константы ОГОС) – в табл. 2.

Как показал анализ полученных данных (рис. 2, 3, 4 и табл.2), ОГОС-ы ведут себя в пористой среде как псевдопластические жидкости (n<1 см, табл. 2). При сопоставлении полученных данных (рис.3) с данными в (Стреков и др., 2001) видно, что кажущаяся вязкость ОГОС в пористой среде выше, чем вискозиметрическая при тех же скоростях сдвига.

Анализ полученных данных и литературного материала (Григоращенко и др., 1978) показал, что многие особенности течения ОГОС через пористые среды связаны с конформационными изменениями макромолекул и их ассоциаций в результате сдвиговых деформаций, определяемых изменениями концентрации щелочи и полимера в ОГОС, а также характером их взаимодействия с пористой средой.

Так, например, как показали вискозиметрические исследования, ОГОС-ы из-за сдвиговой деформации макромолекул и их ассоциаций проявляют псевдопластические свойства. С другой стороны, при фильтрации ОГОС через пористые среды для каждой скорости фильтрации должно наступить динамическое равновесие между количеством удерживаемого и вымываемого из пористой среды осадка (Григоращенко и др., 1978, Стреков, 1989). Естественно, что это равновесие при различных скоростях фильтрации будет осуществляться при неодинаковом количестве удержанного пористой средой осадка. При высоких скоростях его будет меньше, чем при низких. Именно эти два фактора, по-видимому, и определяют псевдопластический характер течения ОГОС через пористые среды.

Большая величина фактора сопротивления у ОГОС на пресной воде по сравнению с ОГОС на дистиллированной воде (табл. 1) и кажущаяся вязкость (ср. рис. 3. с рис.4), по–видимому, связаны со следующими причинами. Как показано исследованиями, проведенными в работах (Везиров и др., 1989, Григоращенко и др., 1978, Стреков, 1989,

Стреков и др., 2001), рост фактора сопротивления у составов на основе полимера и щелочи на пресной воде по сравнению с составами, приготовленными на дистиллированной воде, связан с конформационными изменениями, происходящими с макромолекулами полимера. Наличие в пресной воде ионов поливалентных металлов приводит к сшивке макромолекул ПАА и образованию ассоциаций больших размеров. Движение крупных сшитых ассоциаций через пористую среду приводит к возникновению дополнительных сопротивлений и росту фактора сопротивления для ОГОС на пресной воде по сравнению с ОГОС на дистиллированной воде. Другой причиной снижения подвижности ОГОС на пресной воде в пористой среде является сужение просветности и закупорка поровых каналов в результате выпадения в осадок частичек гидрата окиси кальция, связанных макромолекулами полимера в крупные агрегаты, образующиеся при взаимодействии щелочи, находящейся в составе, с поливалентными ионами металлов, содержащихся в пресной воде, насыщающей пористую среду (Григоращенко и др.,1978).

Снижение фактора сопротивления для ОГОС как на дистиллированной, так и на пресной воде с ростом концентрации щелочи в растворе объясняется уменьшением размеров макромолекул и их ассоциаций.

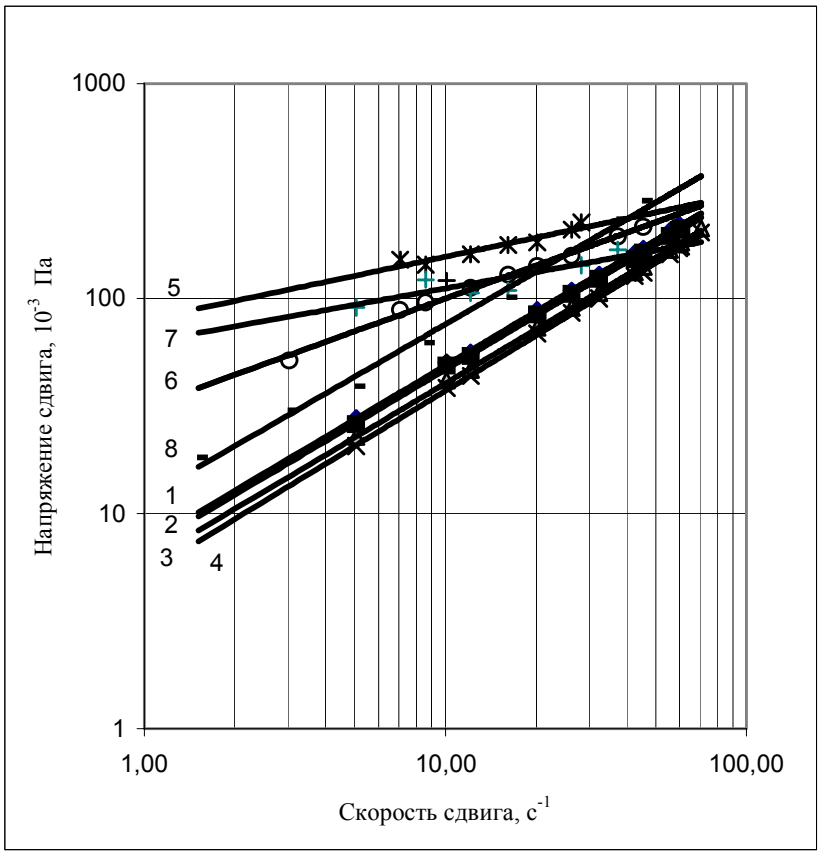


Рис. 2. Зависимость напряжения сдвига от скорости сдвига для ОГОС на основе ПАА концентрацией 0,05 % и NaOH в различных растворителях при их движении через пористые среды:
а) в дистиллированной воде с концентрацией NaOH, %:1- 0,1; 2- 0,12; 3-0,25; 4-0,75
б) в пресной воде с концентрацией NaOH, %: 5-0,1; 6- 0,12; 7-0,25; 8-0,75

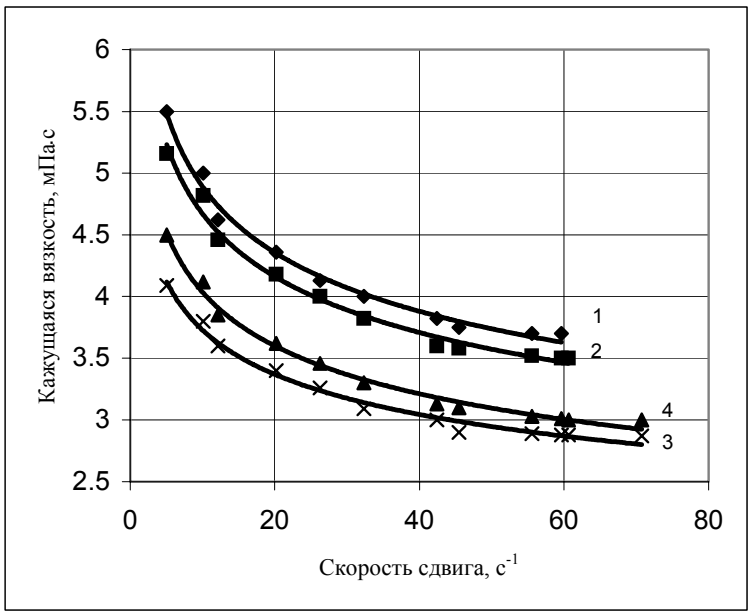


Рис. 3. Зависимость кажущейся вязкости ОГОС на дистиллированной воде от скорости сдвига при фильтрации через пористую среду и содержании в его составе ПАА 0,05% и едкого натра, %: 1-0,1; 2-0,12; 3-0,25; 4- 0,75

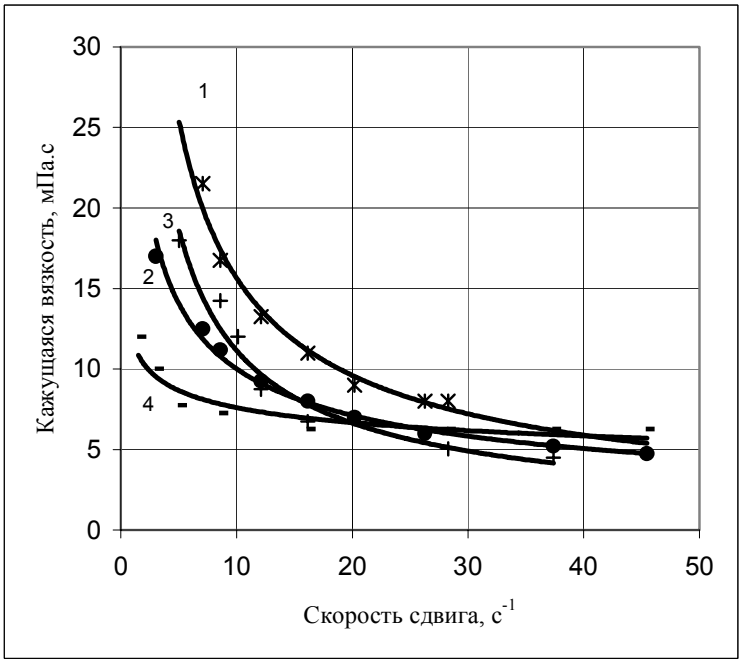


Рис. 4. Зависимость кажущейся вязкости ОГОС на пресной воде от скорости сдвига при фильтрации через пористую среду и содержании в его составе ПАА 0,05% и едкого натра, %: 1-0,1; 2-0,12; 3-0,25; 4-0,75

Таблица 2

Зависимость характера течения ОГОС (ПАА, NaOH, растворитель)
в пористой среде от концентрации полимера, щелочи и типа растворителя

ОГОС		Тип растворителя			
Концентрация,%		Дистиллированная вода		Пресная вода	
ПАА	NaOH	Реологические константы			
		k	n	k	n
0,05	0,1	7.1819	0.8331	79.377	0.2951
	0,12	6.849	0.8337	31.092	0.508
	0,25	5.8957	0.8354	62.282	0.2531
	0,75	5.2206	0.8538	11.756	0.8108

Заключение

Проведенные исследования показали, что все многообразие поведения ОГОС в пористых средах определяется конформационными изменениями макромолекул полимера, зависящими от концентрации щелочи и концентрации полимера в составе, от минерализации растворителя и вод, насыщающих пористую среду, от скорости фильтрации и от взаимодействия ОГОС с пористой средой.

ЛИТЕРАТУРА

БЕРЕЗИН, Г.В., ГОРБУНОВ, А.Т., ШВЕЦОВ, И.А. 1990. Основы полимерно-щелочного воздействия для увеличения нефтеизвлечения. *Нефтяное хозяйство,* 7, 27-29.

ВЕЗИРОВ, Д.Ш., СТРЕКОВ, А.С., ДАДАШЕВ, А.М., ЦЫННИКОВА, С.Ц. 1989. Влияние конформации макромолекул полимера на реофизические свойства щелочно-полимерных растворов. *Известия АН Азерб. ССР. Серия наук о Земле,* 2, 16-23.

ГАБДРАХМАНОВ, А.Т., АЛМАЕВ, Р.Х, КАШАПОВ, О.С. и др. 1992. Совершенствование метода повышения нефтеотдачи с помощью щелочно-полимерной системы. *Нефтяное хозяйство,* 4, 30-31.

ГИМАТУДИНОВ, Ш.К. 1974. Физика нефтяного пласта. Недра, Москва.

ГРИГОРАЩЕНКО, Г.И., ЗАЙЦЕВ, Ю.В., КУКИН, В.В., МАМЕДОВ, Ю.Г., МИРЗАДЖАНЗАДЕ, А.Х., ХАСАЕВ, А.М., ШВЕЦОВ, И.А. 1978. Применение полимеров в добыче нефти. Недра, Москва.

РЕЙНЕР, М. 1965. Реология. Наука, Москва

САЛАВАТОВ, Т.Ш., СУЛЕЙМАНОВ, Б.А., НУРЯЕВ, А.С. 2000. Селективная изоляция притока жестких пластовых вод в добывающих скважинах. *Нефтяное хозяйство,* 12, 81-83.

САФОНОВ, Е.Н., АЛМАЕВ, Р.Х. 1996. Применение водоизолирующих химических реагентов. *Нефтяное хозяйство,* 2, 44-46.

СТРЕКОВ, А.С., РЗАЕВ, П.О., МАДАТОВ, А.А. 2001. Изучение реофизических свойств осадкогелеобразующих составов. *Известия НАН Азербайджана, Науки о Земле*, 2, 44-48

СТРЕКОВ, А.С. 1989. Механизм фильтрации щелочно-полимерных растворов через пористые среды. *Известия АН Азерб. ССР. Серия наук о Земле,* 5, 80-85.

PYE D.J. 1964. Improved secondary recovery by control of water mobility. *J. of Petrol. Tech*., v.16, 8, 911-916.

Рецензент: д.т.н. Р.А.Мусаев

© У.Ш.Мехтиев, 2006

ВЛИЯНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ВОД НА ВЫТЕСНЕНИЕ НЕФТЕЙ

У.Ш.Мехтиев

АзГосНИПИнефтегаз
AZ 1033, Баку, ул.Ага Нейматуллы, 39
E-mail: aznsetli@azdata.net

В статье приводятся результаты исследований влияния жестких, щелочных вод и их смесей на вытеснение нефти из залежи и доказывается, что более высокое значение коэффициента нефтеизвлечения достигается при применении щелочных вод. Добавлением углеводородного реагента и электролита "М" к используемой смешанной воде удалось повысить коэффициент нефтевытеснения до 0,8-0,9, что имеет важное значение при доразработке месторождений нефти со значительными остаточными запасами.

Для повышения нефтеотдачи залежей в поздней стадии разработки со значительными остаточными извлекаемыми запасами на практике успешно применяются гидродинамические, физико-химические, термические и др. методы воздействия.

В процессе разработки нефтегазовых месторождений в результате естественных и искусственных причин в эксплуатируемых пластах происходят сложнейшие физико-химические процессы (Ахундов и др., 1976; Мехтиев и др., 1966; Султанов, Корхова, 1961; Колодий, 1969; Hacıyev və b. 2004; Mehdiyev, Hacıyev, 2004). К естественным причинам относятся особенности геологического строения, тектонические нарушения, мощность и качество глинистых пропластков между коллекторскими горизонтами и свитами, масштабы распространения капиллярных сил, пластовое давление, температура и др.; к искусственным - перепады давлений, наличие скважин-проводников флюидов между горизонтами, закачка в пласт вод, применение различных методов воздействия на залежи и др.

При опробовании коллекторских горизонтов продуктивной толщи (ПТ) в процессе разведки и разработки нефтегазовых залежей почти во всех случаях были получены притоки пластовых вод. Воды ПТ представлены в основном сильноминерализованными хлоркальциевыми (ХК) и относительно слабоминерализованными гидрокарбонатно-натриевыми (ГКН) типами по В.А.Сулину. Для ПТ характерна инверсия гидрохимического разреза. ХК воды в основном залегают в коллекторах верхней, а ГКН – нижней частей ПТ. Наблюдаются и "переходные" хлормагниевые (ХМ) и сульфатно-натриевые (СН) типы вод в средней части геологического разреза ПТ. Исследования ионно-солевого состава показывают, что эти типы вод могут образоваться и при смешивании ХК и ГКН вод вследствие естественных перетоков или заводнения (Ахундов и др., 1976; Колодий, 1969).

С целью установления закономерностей изменения химического состава вод при их смешивании были осуществлены серии лабораторных испытаний. До смешивания вод были определены их химический состав и свойства (плотность, pH и др.). Смешивание производили в различных соотношениях. В качестве исходных были использованы пластовые воды горизонтов V–VI и VIIa Гарадагского, "С" сураханской и подкирмакинской свит (ПК) Галинского, IКС и VКС кирмакинской свиты (КС) Бузовна-Маштагинского месторождений и др. (Ахундов и др., 1976).

Результаты лабораторных экспериментов показали, что тип смешиваемых вод остается относительно устойчивым до соотношения ХК/ГКН вод, равного 85/15. По мере увеличения вод ХК типа в составе смеси происходит переход ГКН типа в хлормагниевый (ХМ), а затем в ХК. Если минерализация ХК типа вод в 3,4 раза больше таковой ГКН типа, то вышеуказанный процесс может иметь место при соотношении ХК/ГКН, равном 80/20. При смешивании щелочных ГКН и жестких

ХК типов вод вследствие реакции между ионами происходит выпадение осадков $CaCO_3$ и др. Так как соли NaCl, KCl составляют первичную соленость, а $CaCO_3$, $MgCO_3$ – вторичную щелочность по Пальмеру, то, следовательно, смешивание отмеченных выше вод приводит к увеличению значений S_1 и A_2.

С целью повышения нефтеотдачи и совершенствования заводнения нефтяных залежей проводились лабораторные исследования на линейной модели пласта. Исследования проводились с образцами пород и нефти кирмакинской свиты продуктивной толщи Балаханы-Сабунчи-Раманинского месторождения Абшеронского полуострова.

Отбор образцов пород осуществлялся из одного места, что обеспечивало однородность и исключало влияние их физико-химического состава на результаты опытов.

Гранулометрический состав
испытуемой породы, %

Фракция, мм	Содержание, %
>0,25	7,9
0,25-0,1	17,4
0,1-0,01	50,2
<0,01	24,5

Пористость породы – 25%, проницаемость – 0,0765 мкм^2.

Физико-химические свойства испытуемой нефти: плотность при 20^0C – 918 кг/м^3; кинематическая вязкость при 20^0C – 135 мм^2/с, при 50^0C – 25,8 мм^2/с; температура застывания нефти - 37^0C; коксуемость – 2,88%; кислотное число – 2,5 кон/г; содержание в нефти, %: смол – 14,0, асфальтенов – 0,80, парафина – 0,62, серы – 0,30, азота – 0,23.

Основными частями модели пласта являются: колонка прямоугольной формы длиной 1 м и сечением 0,004 м^2, термостат, кожух для подогрева модели пласта и т.д. Исследования проводились в следующей последовательности: после заполнения модели пласта песком определяли среднюю пористость и проницаемость, которые составляли соответственно 25% и 0,0765 мкм^2. Затем модель пласта заполняли нефтью, и вытеснение ее осуществляли пластовыми водами различного типа и их смесями при водонасыщенности испытуемой модели залежи нефти от 0 до 80%, температуре 23-25^{o}C, градиенте давления 0,01МПа/м и скорости нагнетания вытесняющего агента от 0,5 до 1,0 м/сут. Процесс повторяли до тех пор, пока в модели не устанавливалась необходимая водонасыщенность.

По результатам вытеснения неньютоновской нефти из пористой среды построены кривые (рис.1), из которых видно, что при 5-кратном отмыве пласта щелочным ГКН типом воды коэффициент нефтевытеснения составляет 0,58 (кривая 1), пресной водой – 0,52 (кривая 2) и пластовой водой ХК типа - всего 0,48 (кривая 3). Представляют интерес результаты вытеснения той же нефти из пласта смешанной водой.

По результатам исследований построены кривые (рис.2), которые показывают, что при вытеснении нефти смешанной водой в соотношении ХК/ГКН=25/75 коэффициент вытеснения нефти (η*) имеет значение 0,56 (кривая 1), а при соотношении ХК/ГКН =50/50 и ХК/ГКН=75/25 – соответственно 0,53 и 0,50 (кривая 3). На рис.1 и 2 коэффициент вытеснения неньютоновской нефти из модели пласта не превышает 0,58.

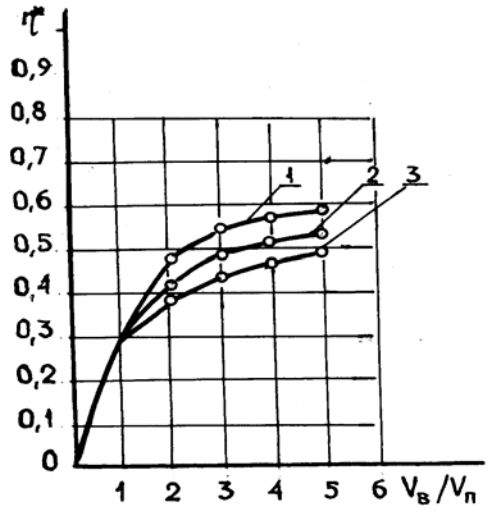


Рис. 1. Вытеснение неньютоновской нефти из пористой среды щелочной ГКН (1), пресной (2) и ХК водами (3)

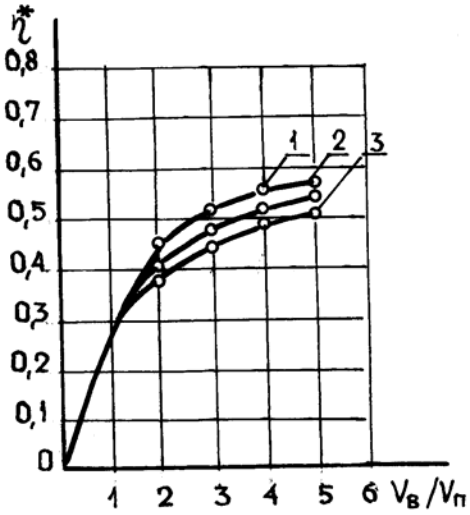


Рис. 2. Вытеснение неньютоновской нефти из пористой среды смешанными в различных соотношениях водами ХК и ГКН типов:
1 - ХК/ГКН=25/75; 2 - ХК/ГКН=50/50;
3 - ХК/ГКН=75/25

$V_в$ – объем воды, фильтрующейся через залежь (пласт);
$V_п$ – объем порового пространства пласта

С целью повышения эффективности вытеснения нефти смешанными водами были испытаны углеводородные реагенты, а в качестве электролита был использован реагент «М». Добавлением вышеуказанных компонентов к водам в количестве 0,2-0,5% была создана система микроэмульсии с размером частиц 10^{-4}–10^{-6} мм, названная системой смешанных вод (ССВ).

Вытеснение неньютоновской нефти из пласта осуществляли оторочкой ССВ, а в качестве перемещающего рабочего агента были использованы те же воды. В опытах объем оторочки ССВ колебался от 5 до 30% порового объема пласта, градиент же давления и скорость нагнетания оставались неизменными. Результаты исследований приведены на рис.3, где видно, что по сравнению с другими типами вод при прочих равных условиях применение оторочки ССВ позволяет повысить коэффициент вытеснения неньютоновской нефти на 30 с лишним процентов. Согласно кривым рис.3 наилучший коэффициент нефтевытеснения (0,9) из модели залежи достигается при объемах оторочки ССВ, составляющих 20-25% порового объема пласта, когда оторочка составлена из смешанных вод в соотношении ХК/ГКН=25/75. Коэффициент нефтевытеснения составляет 0,78 при соотношении ХК/ГКН=75/25 и 0,84 при ХК/ГКН=50/50.

Исследовалось также влияние водонасыщенности пласта на коэффициент вытеснения нефти из его пористой среды оторочкой ССВ. По результатам исследований построены кривые (рис.4), согласно которым по мере повышения водонасыщенности пласта коэффициент нефтевытеснения (η*) снижается.

Так, например, при отсутствии воды в модели залежи коэффициент вытеснения нефти с оторочкой ССВ с соотношением ХК/ГКН=75/25 составил 0,85, а с соотношениями ХК/ГКН=50/50 и ХК/ГКН=25/75 - 0,87 и 0,88 соответственно.

Представляет интерес тот факт, что при водонасыщенности пласта до 20% наблюдается незначительный рост, а при значении 50-80% - снижение коэффициента вытеснения нефти из пористой среды.

Следует отметить, что когда в составе оторочки превалирует пластовая щелочная вода, коэффициент вытеснения нефти достигает 0,78 -0,81, когда жесткая вода - 0,64. Результаты проведенных исследований показывают, что при обводненности нефтяных пластов в пределах 60-80% применение оторочки ССВ для повышения нефтеотдачи пласта нецелесообразно.

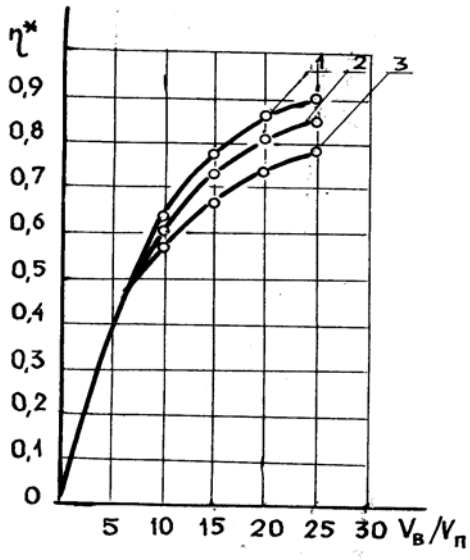


Рис. 3. Влияние микроэмульсии (ССВ) на основе смеси ХК и ГКН типов вод на коэффициент вытеснения нефти из пористой среды (η*) смешанными водами в соотношениях:
1 - ХК/ГКН=25/75; 2 - ХК/ГКН=50/50;
3 - ХК/ГКН=75/25

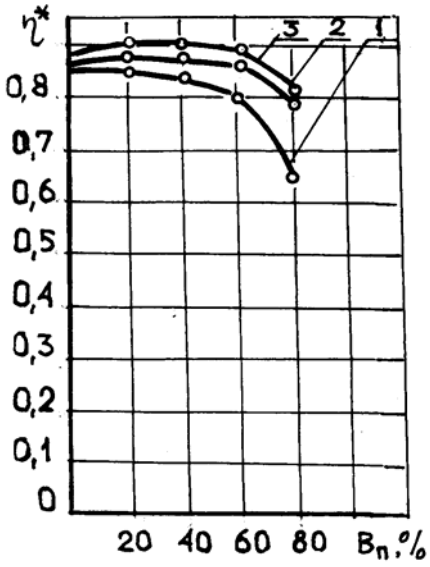


Рис. 4. Влияние водонасыщенности коллектора ($B_н$) на коэффициент вытеснения (η*) оторочкой ССВ при соотношении смешанных вод: 1- ХК/ГКН=25/75; 2 -ХК/ГКН=50/50 и 3 -ХК/ГКН=75/25 соответственно

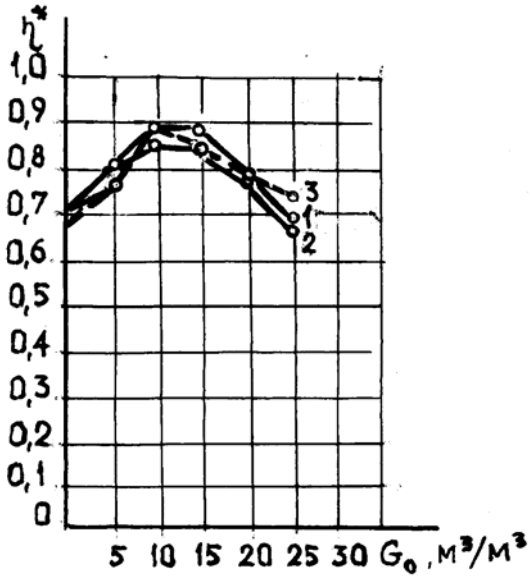


Рис.5. Влияние газонасыщенности оторочки (G_o) на коэффициент нефтевытеснения (η^*) при соотношении смешанных пластовых вод:
1 - ХК/ГКН=25/75; 2 - ХК/ГКН=50/50 и 3 - ХК/ГКН=75/25 соответственно

С целью изучения влияния газонасыщенности нефти на вытеснение её из пористой среды проводились лабораторные испытания. По результатам исследований построены кривые (рис.5), согласно которым газонасыщенность нефти оказывает положительное влияние при значениях до 10 $м^3/м^3$.

Дальнейшее увеличение газонасыщенности значительно снижает коэффициент нефтевытеснения вследствие коалесценции газа, способствующей его прорыву.

Выводы:

- Установлено, что добавление к смеси закачиваемых вод реагента "М" в углеводородном растворителе в количестве 0,2-0,5% позволяет увеличить нефтевытесняющую способность системы смешанных вод на 25-30%.
- Выявлено, что для вытеснения неньютоновской нефти наиболее приемлемый объем оторочки ССВ - 15-25% от порового объема пористой среды.

ЛИТЕРАТУРА

АХУНДОВ, А.Р., МЕХТИЕВ, У.Ш., РАЧИНСКИЙ, М.З. 1976. Справочник по подземным водам нефтегазовых и газоконденсатных месторождений Азербайджана. Маариф, Баку, 327.

КОЛОДИЙ В.В. 1969. Гидрогеология плиоценовых отложений Западно-Туркменской нефтегазоносной области. Недра, Москва.

МЕХТИЕВ, Ш.Ф. и др. 1966. К вопросу о причинах гидрохимической инверсии в продуктивной толще Апшеронской нефтегазоносной области. *Докл. АН Аз.ССР*, т XXII, 9.

СУЛТАНОВ, Б.Н., КОРХОВА, Е.Ф. 1961. Глубинные конденсационные воды и условия их образования. *Доклады АН Аз.ССР*, 12.

HACIYEV, F.M. və b. 2004. Yevlax – Ağcabədi çökəkliyində üst Təbaşir və Eosen çöküntülərinin paleohidrogeoloci kriteriyalara görə neftqazlılıq perspektivliyi. Bakı, *AzNQSDETLİ Elmi əsərləri,* 3, 41-45.

MEHDİYEV, Ü.Ş., HACIYEV, F.M. 2004. Neft yataqlarının işlənməsinə nəzarət və onun tənzimlənməsində hidrokimyəvi tədqiqatların rolu. (Balaxanı-Sabunçu-Ramana yatağının timsalında). Bakı, *AzNQSDETLİ Elmi əsərləri,* 2, 3-13.

Рецензент: д.т.н. Р.А.Мусаев

© М.А.Мамедова, 2006

НОВЫЙ МЕТОД ИЗУЧЕНИЯ РАДИАЛЬНОГО ДВИЖЕНИЯ ЖИДКОСТИ В МИКРОТРЕЩИНАХ

М.А.Мамедова

Азербайджанская государственная нефтяная академия,
AZ 1010, Баку, просп. Азадлыг, 20

В статье были использованы результаты теоретического изучения радиального течения вязкопластической дисперсной системы в плоском капилляре. На основе обобщения результатов теоретического изучения получены формулы для определения расхода жидкости и распределения скорости для любой жидкости в любой щели с раскрытостью $h<h_{кр}$. Также предложены методы расчета расхода жидкости в микротрещинах. При этом экспериментальные и расчетные значения расходов жидкости совпадают с пределами допустимой точности. Использование результатов теоретического изучения радиального течения вязкопластической дисперсной системы в плоском капилляре при расчетах показывает достоверность проведенных экспериментальных исследований в микротрещине.

Разработанный экспериментальный метод изучения плоскорадиального движения жидкости в микротрещине в дальнейшем путем обобщения экспериментальных исследований с учетом системы трещин различных форм и ориентаций может быть использован для оценки фильтрации жидкостей в чисто трещиноватых средах.

Изучение некоторых вопросов в трещинных коллекторах, на основе которых становится возможным решение основных задач при разработке месторождений с трещиноватыми коллекторами, является весьма перспективным.

В связи с этим нами ранее было проведено экспериментальное исследование движения жидкости в радиальной щели, изучено влияние основных факторов на реологические параметры течения систем трещин (Гурбанов, Мамедова, 1996).

На рис.1 представлена конструкция щелевой модели, имитирующая плоскорадиальное движение жидкости в недеформируемой среде.

Щелевая модель представляет собой две цилиндрические плиты 6 и 2 диаметром 168 мм, зажатые между фланцами 1и 7.

Под действием перепада давления исследуемая жидкость через штуцер 8 поступает в щель между плитами, затем во втулку 5, герметизирующую резиновыми уплотнениями 3 кольцевую полость, и далее в систему для замера протекающего объемного количества жидкости и штуцер 4.

С целью обеспечения недеформируемости щели плиты, изготовленные из нержавеющей стали 40Х, имеют после термообработки ТВЧ поверхностную твердость 40-50 единиц по Роквеллу. Внутренняя поверхность плит обработана и отшлифована с точностью, соответствующей 10 классу. Между плитами с целью получения щели заданной раскрытости были расположены несмачиваемые прокладки размерами 5х7 мм под углом 120^0. Толщина прокладок выбиралась в зависимости от величины требуемой раскрытости щели.

Для контроля деформации щели использовался индикатор часового типа, установленный на верхней плите модели.

С целью контроля распределения движения вдоль радиуса верхней плиты было просверлено по два отверстия под углом 120^0. Радиусы окружностей, на которых просверлены отверстия, равняются 34 и 43 мм.

Экспериментально установлена возможность регулирования реологических свойств жидкости при ее движении в тонких щелях. Так, при определенных значениях величины раскрытости щели h меньше некоторой критической величины раскрытости ($h < h_{кр}$) в случае движения ньютоновских систем проявляются неньютоновские свойства.

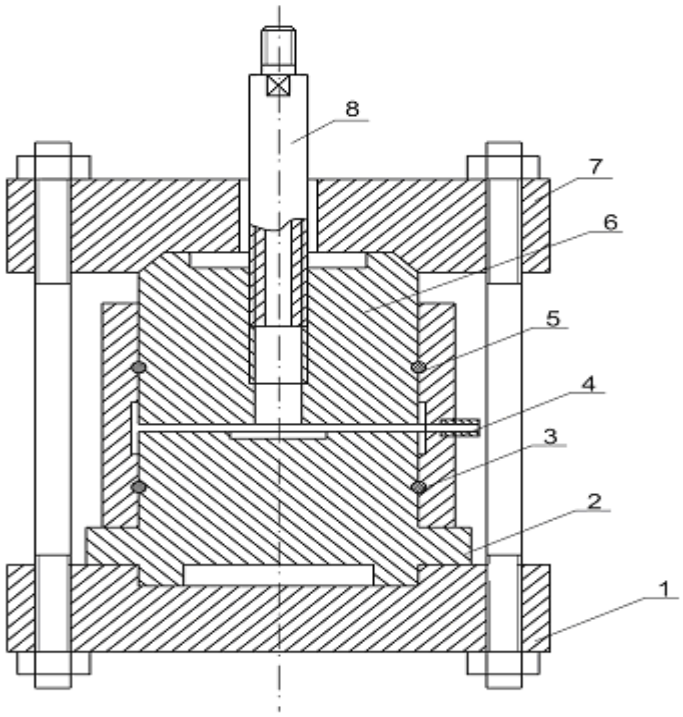


Рис. 1. Модель плоскорадиальной щели

Отметим, что при $h > h_{кр}$ вышеуказанные изменения в свойствах жидкости практически исчезают. На основе экспериментальных данных определено критическое значение раскрытости щели $h_{кр}$, т.е. установлено, что при $h \geq h_{кр}$ практически отсутствует молекулярное взаимодействие между жидкостью и твердой стенкой. Также определены зависимости реологических констант вязкой жидкости от раскрытости щели и критических значений $\eta_{кр}$, $\tau_{0кр}$, $h_{0кр}$ при различных температурах.

Представляется полезным вывести обобщенную формулу для определения расхода жидкости и распределения скоростей в щели с раскрытостью при $h < h_{кр.}$. Рассмотрим движение жидкости в такой щели. Примем, что движение жидкости в рамках вязкопластической модели описывается следующим дифференциальным уравнением и граничными условиями (рис. 2):

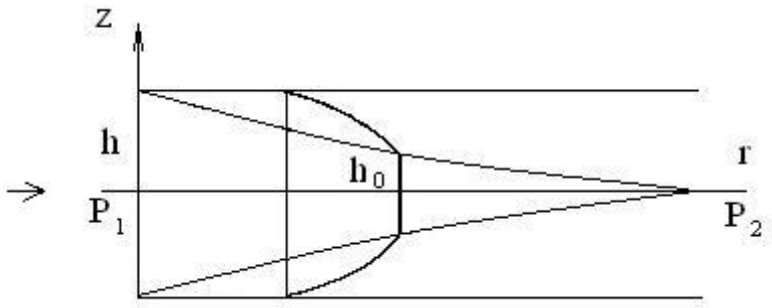


Рис. 2. Эпюра распределения скоростей

$$\frac{d^2V}{dZ^2} = -\frac{1}{\mu}\frac{\partial p}{\partial r}; \qquad (1)$$
$$Z = h;\ V = 0;$$
$$Z = h(r) = h_0;\ \ \partial V / \partial Z = 0.$$

Автором работы (Тябин, 1954) в результате изучения радиального движения вязкопластической дисперсной системы в плоском капилляре при вышеуказанных условиях получены формулы для скорости, расхода жидкости и размера ядра.

Приведем эти формулы к удобному для расчета виду. Для этого введем следующие обозначения:

$$\alpha = \frac{h}{h_{кр}};\ \beta = \frac{\eta_h}{\eta_{кр}};\ \ \gamma_0 = \frac{\theta_{0h}}{\theta_{мах}},$$

$$A = \theta_{мах}\gamma_0 r \ln\frac{r_2}{r_1};$$

$$B = \theta_{мах}\gamma_0(r_2 - r_1);\ \text{C}= \beta\eta_{кр}\ln\frac{r_2}{r_1},$$

где θ_{0h} – предельное напряжение сдвига жидкости в щели с раскрытостью h;

$h_{кр}$ – значение раскрытости щели, при котором практически отсутствует молекулярное взаимодействие между жидкостью и стенкой щели;

$\theta_{кр}, \eta_{кр}$ – соответственно предельное напряжение сдвига и структурная вязкость при критическом значении раскрытости щели;

$\theta_{мах}$ – наибольшее значение θ_0 при минимальной раскрытости щели;

V – скорость частицы жидкости;

h – раскрытость щели;

V_0 – скорость ядра;

h_0 – размер ядра при $Z = h_0$.

После решения вышеотмеченных зависимостей получаем данное соотношение:

$$\frac{V}{V_0} = \frac{\left(1-\bar{Z}\right)\left(1+\bar{Z}-\dfrac{4A}{3A+2\Delta Ph-3B}\right)}{\left(1-\dfrac{2A}{3A+2\Delta Ph-3B}\right)^2}, \qquad (2)$$

где ΔP – перепад давления на длине r.

В выражении расхода жидкости, если учесть формулы для h_0 и $\frac{\partial p}{\partial r}$, определяющими параметрами являются:

$$M_p = \frac{3qC}{4\pi h_{кр}^{\ 2}\alpha^2\left(\alpha h_{кр}\Delta P + 3B - 3A\right)}, \qquad (3)$$

$$N = \frac{A}{3A + 2\Delta P\alpha h_{кр} - 3B}. \qquad (4)$$

Таким образом, получены зависимости между параметрами

$$M = 1 - 3N + 8N^3; \qquad (5)$$

$$K = \frac{V}{V_0} = \frac{(1-\bar{Z})(1+\bar{Z}-4N)}{(1-2N)^2}, \qquad (6)$$

где $\bar{Z} = \frac{Z}{h}$, $0 \geq N \leq 1$.

Отметим, что при обобщении результатов исследования за основу были приняты выводы, полученные в работе (Гурбанов, Мамедова, 1992), где было отмечено, что зависимости $Mэ = f(N_э)$ при различных величинах раскрытости и перепада давлений для ньютоновских и неньютоновских жидкостей укладываются на одну прямую. Это дает основание провести исследование на радиальной щели только для воды и обобщить полученные результаты для всех ньютоновских и неньютоновских жидкостей (при $h < h_{кр}$).

По формулам (5) и (6) можно определить расход жидкости и распределение скоростей для любой жидкости в любой щели с раскрытостью $h < h_{кр}$. Результаты расчетов по зависимостям (5) и (6) представлены на рис.3 и рис. 4.

На рис. 3 также приводится зависимость $M_э = f(N_э)$, построенная на основе экспериментальных данных (кривая 2), полученная при температуре 303 К для различных величин раскрытости и перепада давлений для ньютоновских и неньютоновских жидкостей. Как видно из рис.3, кривые 1 и 2 не укладываются на одной прямой. Для внесения поправки построена зависимость для отношений $M_p / M_э$ от N (рис.5).

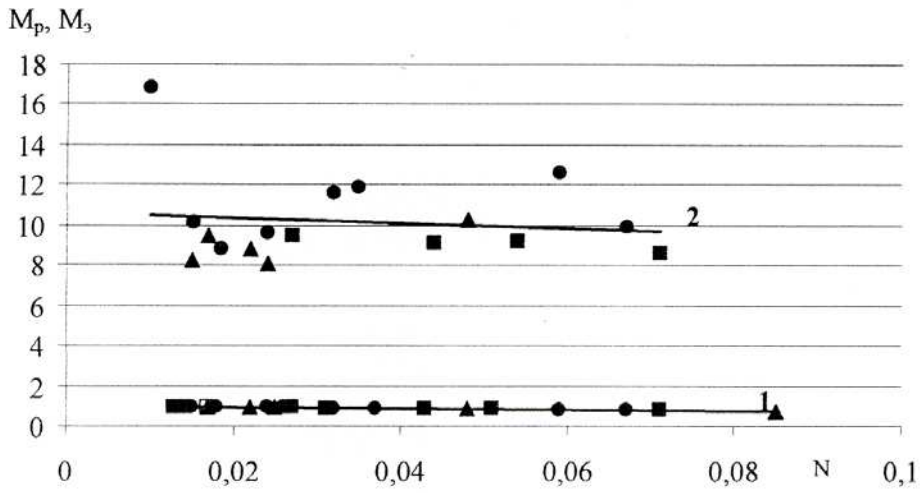


Рис. 3. Зависимость $M_р$ (кривая 1) и $M_э$ (кривая 2) от N.
Значения раскрытости щели ($h \cdot 10^{-6}$ м) здесь и на рис. 4-5: ●-10, ▲-15, ■-20

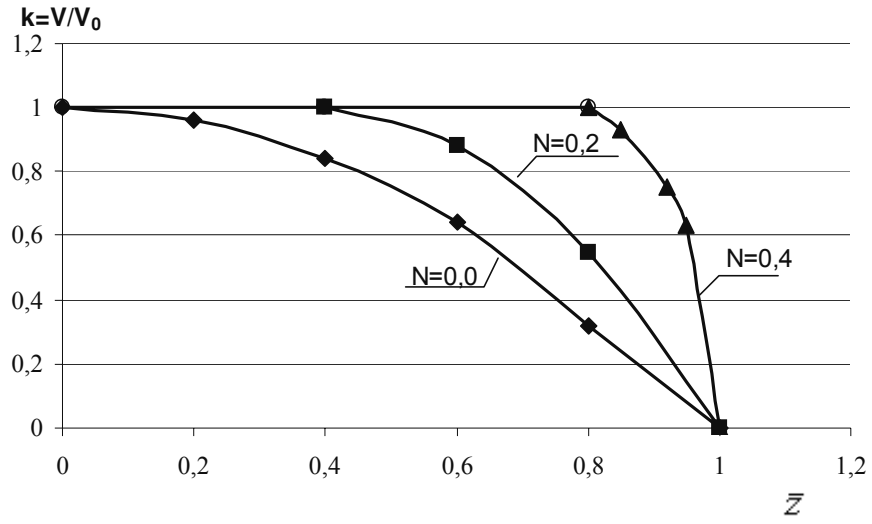


Рис. 4. Зависимость k от $\bar{z}$

Уравнения зависимости имеют вид:

$$\frac{M_р}{M_э} = 0{,}0063N + 0.0895\,; \qquad (7)$$

$$M_э = \frac{3qC}{4\pi h_{кр}{}^2 \alpha^2 \left(\alpha h_{кр} \Delta P + 3B - 3A\right)}. \qquad (8)$$

Методика расчета заключается в следующем. Предположим, что требуется определить расход жидкости в радиальной щели радиусом $R=84\cdot10^{-3}$м и раскрытости 10^{-5}м при температуре 303 К и перепаде давлений $\Delta P = 1.25\cdot10^5$ Па, при этом $h_{кр} = 3\cdot10^{-5}$ м. Для этого находим следующие параметры по методике (Мамедова, 1997).

$$\gamma_0 = \frac{\theta_{0h}}{\theta_{кмах}} = 1{,}129 - 1{,}162\frac{h}{h_{кр}}\,;$$

$$\beta = \frac{\eta_h}{\eta_{кр}} = 2{,}459 - 1{,}579\frac{h}{h_{кр}};$$

при $\alpha = \dfrac{h}{h_{кр}} = 0{,}33\,; \gamma_0 = 0{,}8\,;\ \beta = 2{,}05\,.$

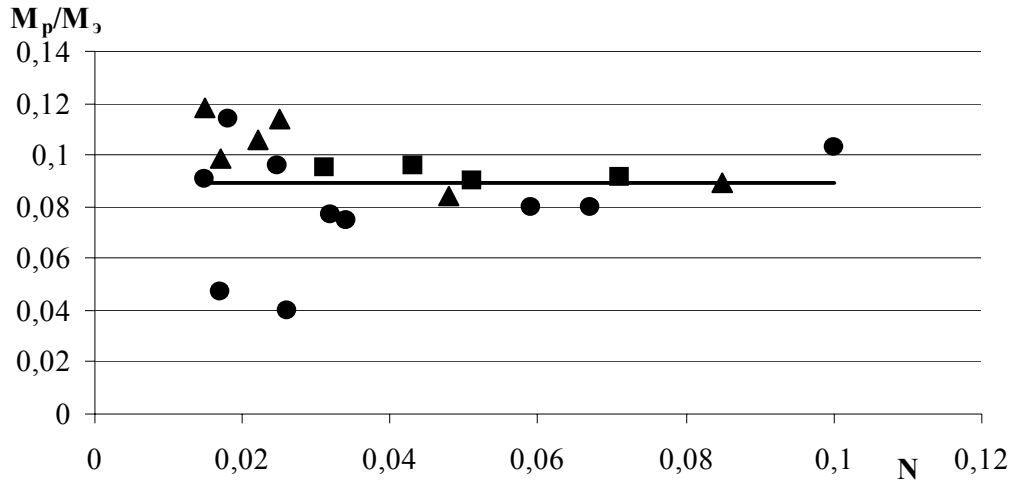


Рис. 5. Зависимость $M_р/M_э$ от N

Далее определяем величину $N_э$

$$N_э = \frac{A}{3A + 2\Delta P \alpha h_{кр} - 3B} = 0.034 .$$

Затем, определив M_p по формуле (5), находим из выражения (7) величину $M_э$. И, наконец, по формуле (8) определяем $q_э$, M_p=0,895 и $M_э$=9,800.

Расход жидкости в щели будет:

$$q_э = \frac{4\pi h^2 \alpha^2 \left(\alpha h_{кр} \Delta P + 3B - 3A \right) M_э}{3C} = 1.22 \cdot 10^{-6} .$$

Значение $q_э$, полученное в результате эксперимента, равно $1{,}25 \cdot 10^{-6}$ м^3/с. Как видно, экспериментальные и расчетные значения расходов жидкости совпадают в пределах допустимой точности.

Таким образом, использование результатов теоретического изучения радиального течения вязкопластической дисперсной системы в плоском капилляре при расчетах показывает достоверность проведенных экспериментальных исследований в микротрещине.

Разработанный экспериментальный метод изучения плоскорадиального движения жидкости в микротрещине в дальнейшем путем обобщения экспериментальных исследований с учетом системы трещин различных форм и ориентаций может быть использован для оценки фильтрации жидкостей в чисто трещиноватых средах.

ЛИТЕРАТУРА

ГУРБАНОВ, Р.С., МАМЕДОВА, М.А. 1992. Теоретико-экспериментальный метод изучения движения жидкостей в тонких микротрещинах. *Нефть и газ*. 7, 41-45.

ГУРБАНОВ, Р.С., МАМЕДОВА, М.А. 1996. Об особенностях плоскорадиального движения несжимаемой вязкой жидкости в тонких щелях. *Нефть и газ*. 1-2, 53-55.

МАМЕДОВА, М.А. 1997. Некоторые результаты изучения реологических свойств ньютоновских жидкостей при движении в плоскорадиальной щели. *Нефть и газ*. 1-2, 45-47.

ТЯБИН, Н.В. 1954. Радиальное течение вязкопластической дисперсной системы в плоском капилляре. *Докл. АН СССР*, XCV1, 1, 29-32.

Рецензент: член-корр. НАН Азербайджана Г.И.Джалалов

© М.Т.Абасов, У.О.Ахмедов, В.М.Валиев, С.И.Гулиев К.С.Мамедов, 2006

ОПТИМАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ИНВЕСТИЦИЙ И МЕТОДОВ УВЕЛИЧЕНИЯ НЕФТЕОТДАЧИ ПЛАСТОВ ПО ОБЪЕКТАМ НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

М.Т.Абасов, У.О.Ахмедов, В.М.Валиев, С.И.Гулиев, К.С.Мамедов

Институт геологии НАН Азербайджана
AZ 1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29А

Предложена экономико-математическая модель определения оптимального назначения методов увеличения нефтеотдачи пластов по объектам и распределения объема инвестиций между ними для группы нефтяных месторождений, позволяющая определять возможный прирост промышленных запасов нефти в зависимости от объемов инвестиций.

Введение

Длительно разрабатываемые нефтяные залежи в основном охватывают все месторождения суши Республики Азербайджан, которые распределены на большой площади. Несмотря на более чем вековой период их развития, потенциал этих месторождений является еще довольно привлекательным. Однако их разработка сопровождается рядом геолого–технических и финансово–экономических трудностей; некоторые из них приведены ниже:

- Основные месторождения эксплуатируемого фонда, составляющие основу ресурсной базы суши Республики, в значительной степени выработаны.
- Высокая обводненность добываемой продукции привела к увеличению доли низкопродуктивных и трудноизвлекаемых запасов (ТИЗ).
- Среднегодовой дебит новых скважин, разбуриваемых на длительно разрабатываемых месторождениях суши, уменьшился; следовательно, возросли финансовые и материально-технические затраты на создание 1 т/год новой мощности.
- Сокращение финансирования геологоразведочных работ привело к нехватке высокопроизводительной техники и оборудования для добычи и бурения.
- Не обеспечено самофинансирование нефтедобывающих предприятий из-за низких внутренних цен на нефть.
- Основная часть технических средств сильно изношена, что в свою очередь требует значительно больших финансовых затрат и материально-технических ресурсов на их разработку.

Анализ финансового состояния нефтегазового комплекса (НГК) Азербайджана показывает, что разработка месторождений суши сопровождается нехваткой инвестиций для приобретения новой техники и технологий, что в свою очередь приводит к увеличению эксплуатационных затрат и соответственно к повышению себестоимости нефти. Так, например, в НГДУ 28 Мая себестоимость 1 т добычи нефти составляет около 100 тыс. манат, что в 9 раз меньше, чем в НГДУ им. Тагиева.

Для обеспечения рентабельной эксплуатации ТИЗ и находящихся в разработке месторождений необходимо создание новых методов и подходов с применением новых методов увеличения нефтеотдачи (МУН) и технологий и умение реагировать на изменения горно-геологических условий в процессе эксплуатации таких месторождений, а также на изменения внешних экономических условий производства, обеспечивающих привлечение масштабных инвестиций (Абасов и др., 1995). Но уже к настоящему времени потенциально наиболее продуктивные месторождения доосваиваются на основе соглашения о разделе продукций (СРП) и совместными предприятиями, а в дальнейшем ожидается и привлечение инвестиций для разработки других месторождений суши Республики. Очевидно, что применение новых МУН пласта с использованием новых технологий нефтедобычи является одним из направлений увеличения из-

влечения нефти месторождений суши Азербайджана.

Дальнейшее развитие нефтедобывающей промышленности главным образом связано с поиском новых нефтяных месторождений и созданием условий для максимально возможного извлечения нефти как из находящихся в эксплуатации месторождений, так и новых. Это создает условия для прироста промышленных запасов нефти.

В связи с этим приводится разработанная экономико-математическая модель оптимального распределения инвестиций и МУН пластов по объектам нефтяных месторождений.

Математическая постановка задачи

Пусть имеется m объектов и n используемых МУН пластов на этих объектах. Применение j-го метода к i-му объекту характеризуется:

- выделением некоторого капитала x_{ij} на применение метода,
- получением прибыли $f_{ij}(x_{ij})$ от применения метода.

Для простоты изложения предполагается, что к каждому объекту может быть применен только один из возможных МУН.

Для математической формализации задачи введем переменные:

$$s_{ij} = \begin{cases} 1, \textit{если } j-\textit{ый метод применяется к } i-\textit{ому объекту} \\ 0, \textit{в противном случае} \end{cases} \quad (1)$$

Задача заключается в нахождении такого распределения (назначения) МУН между объектами и такого распределения x_{ij} имеющегося заданного капитала R на применение этих методов, чтобы суммарная прибыль, полученная от этих распределений, была максимальной.

Если матрица $S = \| S_{ij} \|$; $i = \overline{1,m}$, $j = \overline{1,n}$, является матрицей некоторого распределения (назначения) методов, то суммарная прибыль от такого назначения будет $\sum_{i=1}^{m}\sum_{j=1}^{n} s_{ij} f_{ij}(x_{ij})$ и должна быть максимизирована по переменным x_{ij}. Далее из всех возможных назначений методов по объектам необходимо выбрать то назначение, которое соответствует максимальному из величин $\max_{x_{ij}} \sum_{i=1}^{m}\sum_{j=1}^{n} s_{ij} f_{ij}(x_{ij})$. При этом во всех возможных назначениях суммарный распределенный между объектами капитал ограничен некоторой величиной R. Таким образом, получаем следующую задачу:

$$G = \max_{S} \left\{ \begin{array}{ll} \max\limits_{x_{ij}} \sum\limits_{i=1}^{m}\sum\limits_{j=1}^{n} s_{ij} f_{ij}(x_{ij}) & (2) \\ \sum\limits_{i=1}^{m}\sum\limits_{j=1}^{n} s_{ij} x_{ij} \le R & (3) \\ \sum\limits_{j=1}^{n} s_{ij} = 1;\ i = \overline{1,m} & (4) \\ x_{ij} \ge 0;\ i = \overline{1,m};\ j = \overline{1,n} & (5) \end{array} \right\}.$$

Здесь через G обозначена искомая, т.е. максимальная, суммарная величина прибыли.
Условие (4) означает, что к каждому объекту применяется только один метод. Кроме того, естественно предположить, что выделенные капиталы неотрицательны (условие (5)).

Метод решения задачи

Рассматриваемая задача является комбинацией двух известных классических оптимизационных задач: задачи оптимального распределения капитала и задачи о назначениях. Её сложность заключается в том, что если подходить к ней как к задаче оптимального распределения ресурсов (капитала), то для ее успешного решения необходимо знание оптимального назначения методов между объектами. С другой стороны, если рассматривать данную задачу как задачу об оптимальном назначении методов и применить к ее решению известные методы [Венгерский метод (Кристофидес, 1978), метод ветвей и границ (Романовский, 1977) и т.п.], то должны

быть известны оптимальные распределения капитала по каждому назначению.

Специальный прием, предложенный К.С. Мамедовым и названный процедурой «свертывания», учитывая особенности задачи, существенно упрощает расчеты.

Применение того или иного МУН к объекту зависит от характеристики этого объекта:

1. Известно, что каждый объект характеризуется набором параметров, т.е. исходными физико-геологическими данными (Абасов, Багиров, 1983; Ибрагимов и др., 1991; Сургучев, 1985 и др.). Обозначим эти параметры через $P_t, t=\overline{1,r}$, например: P_1 – вязкость нефти; P_2 – глубина залегания пластов; P_3 – проницаемость пород коллекторов; P_4 – степень использования запасов и т.д.
2. Каждый параметр P_k характеризуется набором (множеством) условий $U_k = \{U_{k_1}, U_{k_2}..., U_{k_{l_k}}\}$, например, условие U_{k_1} может означать $C_{k_1} \le P_k \le d_{k_1}$, условие U_{k_2} может означать $C_{k_2} \le P_k \le d_{k_2}$, где величины $C_{k_1}, C_{k_2}, d_{k_1}, d_{k_2}$ являются постоянными с соответствующими единицами измерения и т.д.

Пусть $U = U_1 \times U_2 \times ... \times U_r$ - декартово произведение, тогда каждый i - ый объект можно характеризовать единым набором условий $\{U^{(i)}_{1l_1}, U^{(i)}_{2l_2}, ..., U^{(i)}_{rl_r}\}$. Этот набор условий определяет множество методов

$$M_i = \{j_{1i}, j_{2i}, ..., j_{ti}\}, i = \overline{1,m},$$

которые могут быть применены к i - му объекту.

Согласно принципу построения матрицы S:

$$j \notin M_i \Leftrightarrow s_{ij} = 0, i = \overline{1,m}.$$

После введения множества M_i условия (2)-(4) примут вид:

$$G = \max_S \left\{ \begin{array}{l} \max\limits_{x_{ij}} \sum\limits_{i=1}^{m} \sum\limits_{j \in M_i} s_{ij} f_{ij}(x_{ij}) \quad (6) \\ \sum\limits_{i=1}^{m} \sum\limits_{j \in M_i} s_{ij} x_{ij} \le R \quad (7) \\ \sum\limits_{j \in M_i} s_{ij} = 1; i = \overline{1,m} \quad (8) \\ x_{ij} \ge 0; i = \overline{1,m}; j = \overline{1,n} \quad (9) \end{array} \right\}.$$

Обозначим через n_i число методов, которые могут быть применены к i - му объекту.

$$n_i = \dim(M_i) \quad i = \overline{1,m}.$$

Как видно из (6)-(9), при прямом подходе к решению данной задачи имеется $N = n_1 \cdot n_2 \cdot ... \cdot n_m$ различных вариантов назначений методов, и каждому конкретному назначению соответствует задача распределения капитала между объектами (на применение методов по этому конкретному назначению). Здесь n_i - число элементов множества M_i и $1 \le n_i \le n$.

Процедура «свертывания» всех этих задач в одну задачу распределения заданного капитала R представляет собой многошаговый процесс. На первом шаге исходные N задач распределения капитала сводятся в $N_1 = n_2 \cdot \ldots \cdot n_m$ задачи таким образом, что определяется способ назначения методов из множества M_1 к первому объекту в зависимости от выделенного для этого объекта объема капитала. Для описания этого процесса обозначим декартовое произведение множеств M_i через M: $M = M_1 \times M_2 \times \ldots \times M_m$. Пусть $(j_1, j_2, \ldots, j_m)$ такие наборы из M, что номера (индексы) $j_2 \in M_2, \ldots, j_m \in M_m$ фиксированы, а j_1 принимает все значения из M_1. Этим наборам соответствуют n_1 задачи распределения следующего вида:

$$G_1 = \max_{x_{ij_i}} \left(\begin{array}{l} \sum_{i=1}^{m} f_{ij_i}(x_{ij_i}) \\ \sum_{i=1}^{m} x_{ij_i} \le R, \\ x_{ij_i} \ge 0 \end{array} \right)_{j_1 \in M_1},$$

которые могут быть записаны в виде

$$G_1 = \max_{0 \le x_{1j_1} \le R} \{ f_{1j_1}(x_{ij_1}) + \max_{0 \le x_{2j_2} + \ldots x_{mj_m} \le R - x_{ij_1}} \sum_{i=2}^{m} f_{ij_i}(x_{ij_i}) \}_{j_1 \in M_1} \quad (10)$$

В каждой из этих задач при изменении x_{1j_1} на отрезке $[0, R]$ вторые слагаемые в фигурных скобках (10) равны между собой для всех $j_1 \in M_1$. Отсюда и из известных свойств операции взятия максимума имеем:

$$G_1 = \max_{0 \le y_1 \le R} \left\{ \max_{j_1 \in M_1} f_{1j_1}(y_1) + \max_{0 \le x_{2j_2} + \ldots + x_{mj_m} \le R - y_1} \sum_{i=2}^{m} f_{ij_i}(x_{ij_i}) \right\}, \quad (11)$$

где y_1 - новая переменная, заменяющая все переменные x_{1j_1}, $j_1 \in M_1$ в операции max.

Введем обозначение:

$$F_1(y_1) = \max_{j_1 \in M_1} \{ f_{1j_1}(y_1) \}. \quad (12)$$

Тогда (11) запишется в виде:

$$G_1 = \max_{0 \le y_1 \le R} \left\{ F_1(y_1) + \max_{0 \le x_{2j_2} + \ldots x_{mj_m} \le R - y_1} \sum_{i=2}^{m} f_{ij_i}(x_{ij_i}) \right\}. \quad (13)$$

Поскольку индексы $j_2, \ldots, j_m$ фиксированы, (13) состоит только из одной задачи.

Таким образом, группа задач распределения капитала, состоящая из n_1 задач, сведена к одной задаче (13). Заметим, что равенство (11) определяет способ назначения МУН: к первому объекту назначается метод, который дает наибольшую прибыль от выделенного капитала y_1 при оптимальном распределении всего капитала R между объектами.

Действуя аналогично, мы можем свертывать все группы задач, соответствующие различным наборам индексов $(j_1, j_2, \ldots, j_m)$, в которых индексы $j_2, j_3, \ldots, j_m$ фиксированы, а j_1 изменяется во множестве M_1. В результате этих свертываний исходная задача сводится к N_1 задачам вида (13).

На втором шаге свертывания рассматривается задача вида:

$$\max_{0 \le x_{2j_2} + \ldots x_{mj_m} \le R - y_1} \sum_{i=2}^{m} f_{ij_i}(x_{ij_i})$$

при всевозможных изменениях индексов $(j_2, j_3, \ldots, j_m)$. Теперь, проделав все действия первого шага процедуры свертывания для индекса j_2, получаем

$$\max_{0 \le x_{2j_2} + \ldots x_{mj_m} \le R - y_1} \sum_{i=2}^{m} f_{ij_i}(x_{ij_i}) = \max_{0 \le y_2 \le R} \left\{ F_2(y_2) + \max_{0 \le x_{3j_3} + \ldots x_{mj_m} \le R - y_1 - y_2} \sum_{i=3}^{m} f_{ij_i}(x_{ij_i}) \right\}$$

для всех фиксированных индексов

$j_3, j_4, \ldots, j_m$, где $F_2(y_2) = \max_{j_2 \in M_2} \{ f_{2j_2}(y_2) \}$.

Продолжая таким образом до конечного m-го шага, получаем:

$$G = \max_{0 \le y_1 \le R} \left\{ F_1(y_1) + \max_{0 \le y_2 \le R - y_1} \{ F_2(y_2) + \ldots + \max_{0 \le y_m \le R - \sum_{i=1}^{m-1} y_i} F_m(y_m) \} \ldots \} \right\}. \quad (14)$$

Правая часть равенства (14) является развертыванием метода динамического программирования для классической задачи распределения заданного капитала R:

$$\sum_{i=1}^{m} F_i(y_i) \to \max \qquad (15)$$

$$\sum_{i=1}^{m} y_i \le R \qquad (16)$$

$$y_i \ge 0, i = \overline{1,m}, \qquad (17)$$

здесь

$$F_i(y_i) = \max_{j_i \in M_i} \{f_{ij_i}(y_i)\}, i = \overline{1,m}, \qquad (18)$$

а y_i - новые переменные, заменяющие x_{ij_i}, $j_i \in M_i$ в операции взятия максимума.

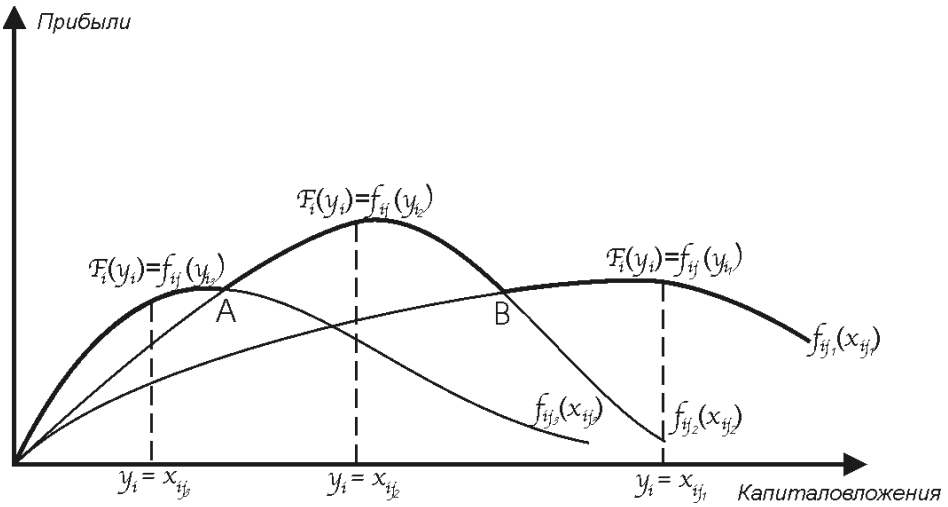
Задача (15)-(17) решается методом динамического программирования с вычислением значений функции $F_i(y_i)$, что, по существу, является решением исходной задачи (2)-(5).

Естественно, что после решения задачи (15)-(17) производится переход к первоначальным переменным x_{ij}, принимая во внимания переменные y_i.

При переходе от задачи (2)-(5) к задаче (15)–(17) использовано то обстоятельство, что если в (18) $F_i(y_i) = f_{i_0 j_0}(y_i)$, то значение переменной $x_{i_0 j_0}$ обозначается через y_i, и в дальнейшем все ограничения, относящиеся к $x_{i_0 j_0}$, будут относиться к переменной y_i. Смысл введенных функций $F_i(y_i)$, $i = \overline{1,m}$ становится более отчетливым, если воспользоваться их графическими представлениями. Для наглядности предположим, что к какому-либо объекту могут быть применены 3 метода: j_1, j_2, j_3. На рисунке графики функций $f_{ij_1}(x_{ij_1}), f_{ij_2}(x_{ij_2}), f_{ij_3}(x_{ij_3})$ сведены к одной координатной системе, а жирной линией обозначен график функции $F_i(y_i)$.

Как видно из графика, функция $F_i(y_i)$ может не сохранять некоторые свойства исходных функций f_{ij}. Например:

- если функции f_{ij} выпуклы (на практике в большинстве случаев это имеет место), то $F_i(y_i)$ таковой может и не быть.
- если функции f_{ij} дифференцируемы, то $F_i(y_i)$ в некоторых точках (например, в данном случае в точках A, B) может быть не дифференцируемой (оба эти утверждения могут быть доказаны аналитически).



Графики функций $f_{ij_1}(x_{ij_1}), f_{ij_2}(x_{ij_2}), f_{ij_3}(x_{ij_3})$

Не выполнение этих условий приводит к тому, что применение к решению задачи (15)–(17) методов, использующих свойства дифференцируемости или выпуклости, связано с определенными трудностями. Поэтому целесообразнее решать поставленную задачу таким методом, который не связан со свойствами выпуклости и дифференцируемости. Как известно, одним из таких методов является метод динамического программирования (Беллман, 1962), функциональные уравнения (уравнения Беллмана) которого имеют вид:

$$B_1(z) = \max_{0 \le y_1 \le z} F_{1_i}(y_1) \qquad 0 \le z \le R, \quad (19)$$

а при $2 \le k \le m-1$

$$B_k(z) = \max_{0 \le y_k \le z} \left\{ F_k(y_k) + B_{k-1}(z - y_k) \right\} . \quad (20)$$

При $k = m$, $G = B_m(R)$, т.е. максимальная суммарная прибыль от назначения S и от оптимального распределения капитала есть G, который равен значению функции Беллмана $B_m(R)$.

Переход от переменных y_i к переменным x_{ij} очевиден: при каждом значении y_i из условия (18) находится соответствующие x_{ij}, определяемые индексами функции $f_{ij}(y_i)$, удовлетворяющей (18).

При «прямом ходе» вычислений по формулам (19)-(20) вместе с условно–оптимальными значениями $\overline{y_i}$ фиксируются и соответствующие значения $\overline{x_{ij}}$, которые будут использованы при «обратном ходе».

Вычислительные трудности описанного метода, связанные с запоминанием (табулированием) значений функций B_k, не создают существенных проблем для современных ЭВМ, как это имело место в прежние годы, когда объём памяти и быстродействие ЭВМ были сильно ограничены.

Необходимо отметить, что условие (4) в рассматриваемой задаче на практике не всегда соблюдается, т.е. возможны случаи, когда к одному объекту могут быть применены одновременно несколько МУН. Как правило, число таких методов не велико и ограничивается двумя, тремя.

Пусть, например, к i-му объекту могут применяться методы j_1, j_2, j_3, j_4 и первые два из них одновременно. Тогда методы j_1 и j_2 можно объединить и рассматривать как один комплексный метод, а функцию прибыли $F_i(y_i)$ определить как:

$$F_i(y_i) = \max\left\{ f_{ij_1}(y_i) + f_{ij_2}(y_i), f_{ij_3}(y_i), f_{ij_4}(y_i) \right\}. \quad (21)$$

При переходе от переменных y_i^* к переменным x_{ij}, если $F_i(y_i) = f_{ij_1}(y_i) + f_{ij_2}(y_i)$, то значению y_i^* будет соответствовать значение $x_{ij_1}^* + x_{ij_2}^*$. В этом случае, чтобы найти окончательное распределение капитала между методами j_1 и j_2, решается задача:

$$\begin{gathered} f_{ij_1}(x_{ij_1}) + f_{ij_2}(x_{ij_2}) \to \max \\ x_{ij_1} + x_{ij_2} = y_i^* \\ x_{ij_1}, x_{ij_2} \ge 0 \end{gathered} \quad (22)$$

Как видно, задача (22) является стандартной задачей распределения ресурсов и в свою очередь может быть решена методом динамического программирования или каким-нибудь другим методом.

Таким образом, в случае, когда к объектам одновременно могут быть применены несколько методов, возможно (но не обязательно) возникновение «вторичной» задачи распределения ресурсов типа (22). В таких случаях (15)-(17) естественно называть задачей первого уровня, а (22) – задачей второго уровня. Заметим, что с увеличением числа МУН, применяемых одновременно к объектам, возможно возрастание размерности задач второго уровня. Однако такое возрастание не грозит «катастрофическим» осложнением вычислительных процессов, т.к., во–первых, увеличение размерности задач второго уровня приводит к уменьшению задач первого уров-

ня, во–вторых, поскольку задачи первого и второго уровней однотипные, при решении задач на ЭВМ одна и та же процедура (или модуль) способна решать обе задачи.

В конце заметим, что в зависимости от характера объекта и применяемого метода время завершения разработки отдельных объектов может различаться. В предлагаемой модели предполагается, что временной интервал охватывает весь процесс разработки отдельных объектов.

Выводы

Таким образом, в работе предложена экономико-математическая модель определения оптимального назначения МУН по объектам и распределения объема инвестиций между ними для различных нефтяных месторождений суши Азербайджана с целью получения максимальной прибыли, с помощью которой определяется возможный прирост промышленных запасов нефти в зависимости от объемов инвестиций.

Необходимо отметить, что предложенная методика решения задачи носит концептуальный характер и позволяет решать различные задачи такого плана.

Для решения сформулированных оптимизационных задач составлена компьютерная программа в системе Делфи и решены тестовые задачи.

ЛИТЕРАТУРА

АБАСОВ, М.Т., .БАГИРОВ, Б.А. 1983. Исследование структуры запасов с целью перспективного планирования методов повышения нефтеотдачи. *АНХ*, 1, 1-4.

АБАСОВ, М.Т., КУЛИЕВ, А.М., АЛИЕВ, А.А., НАБИЕВ, К.М. 1995. Задача оптимального распределения объемов бурения по группе длительно разрабатываемых месторождений. *Известия АН Азербайджана,* 1-3, 90-95.

БЕЛЛМАН, Р. 1962. Динамическое программирование. Мир, Москва.

ИБРАГИМОВ, Г.З.. ФАЗЛУТДИНОВ, К.С, ХИСАМУТДИНОВ, Н.И. 1991. Применение химических реагентов для интенсификации добычи нефти. Недра, Москва.

КРИСТОФИДЕС, А. 1978. Теория графов. Алгоритмический подход. Мир, Москва.

РОМАНОВСКИЙ, И. В. 1977. Алгоритмы и решения экстремальных задач. Наука, Москва.

СУРГУЧЕВ, М.Л. 1985. Вторичные и третичные методы увеличения нефтеотдачи пластов. Недра, Москва.

РАЗРАБОТКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА

© М.Т.Абасов, З.А.Керимов, Д.Р.Мирзоева, Т.Ш.Казымова, 2006

ОБ ОПРЕДЕЛЕНИИ ПАРАМЕТРОВ ПОЛЗУЧЕГО И РЕЛАКСАЦИОННО – СЖИМАЕМОГО ПЛАСТОВ ПО ДАННЫМ ГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ СКВАЖИН

М.Т.Абасов, З.А.Керимов, Д.Р.Мирзоева, Т.Ш.Казымова

Институт геологии НАН Азербайджана
AZ 1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29А

На основе точных решений соответствующих прямых и обратных задач предложены формулы расчета фильтрационных и релаксационных параметров пласта для моделей течения однородной упругой жидкости по закону Дарси в ползучих и релаксационно-сжимаемых пористых средах по данным нестационарных исследований скважин с учетом притока жидкости к скважине после ее остановки.

Введение

Большинство существующих расчетных формул определения параметров пласта по данным гидродинамических исследований скважин в условиях релаксационной фильтрации предложены для случая мгновенного пуска либо мгновенной остановки скважины, работающей с постоянным дебитом (Баренблатт и др., 1960; Алишаев, Мирзаджанзаде, 1975; Аметов, 1978; Аметов, Басниев, 1981; Мирзаджанзаде и др., 1985; Аметов и др., 1985; Bagirov et. al., 2000; Jalilov et. al., 2000; Абасов и др., 2000). Представляет также важный практический интерес учет продолжающегося притока жидкости к скважине после ее остановки для моделей релаксационной фильтрации. Такие исследования немногочисленны (см., например, Акилов, 1985; Дунямалыев, Кулиев, 1990). В данной статье приведены формулы расчета параметров пласта по данным нестационарных исследований скважин с учетом притока жидкости к скважине после ее остановки для следующих моделей фильтрации упругой жидкости в ползучем и релаксационно - сжимаемом пластах.

Модели фильтрации упругой жидкости по закону Дарси в ползучем и релаксационно - сжимаемом пластах

Эти модели в линейном приближении описываются следующим интегро-дифференциальным уравнением (Аметов, 1978; Аметов, Басниев, 1981; Молокович, 1980):

$$\Delta p = a\frac{\partial p}{\partial t} + b\frac{\partial}{\partial t}\int_0^t e^{-\frac{t-\tau}{\theta_m}}\left(p - p_0\right)d\tau \ , \quad (1)$$

где t-время; Δ-оператор Лапласа; p_0 и p – начальное и текущее пластовое давление соответственно; θ_m – время релаксации пористости. Конкретные выражения для коэффициентов a и b зависят от рассматриваемой модели деформации пористой среды. Так, например, для модели ползучей пористой среды, когда учитывается только влияние деформации среды на ее пористость по закону (Аметов, 1978; Аметов, Басниев, 1981):

$$m = m_0\left[1 + m_1\int_0^t e^{-\frac{t-\tau}{\theta_m}}\left(p - p_0\right)d\tau\right],$$

коэффициенты a и b уравнения (1) имеют вид

$$a=\frac{\mu m_0\beta_{ж}}{k};\qquad b=\frac{\mu m_0 m_1}{k}\ , \tag{2}$$

где k – абсолютная проницаемость пористой среды; μ –динамическая вязкость жидкости; $\beta_{ж}$ - коэффициент упругой сжимаемости жидкости; m_0 и m - начальная и текущая пористость; $m_1>0$ - некоторый параметр.

Для модели релаксационно-сжимаемого пласта, пористость которого изменяется по закону (Молокович, 1980):

$$m+\theta_m\frac{\partial m}{\partial t}=m_0+\beta_c\left(p-p_0+\theta_p\frac{\partial p}{\partial t}\right),$$

коэффициенты a и b уравнения (1) имеют вид

$$\begin{aligned}a&=\frac{\mu(\theta_m m_0\beta_{ж}+\theta_p\beta_c)}{k\theta_m}\\ b&=\frac{(\theta_m-\theta_p)\mu\beta_c}{\theta_m^2 k}\end{aligned}\ , \tag{3}$$

где β_c – коэффициент упругой сжимаемости пористой среды; θ_p – время релаксации давления при постоянной пористости. Далее предполагается, что $\theta_m>\theta_p$.

Постановка прямой задачи

Представим, что после остановки в момент $t=0$ центральной скважины радиусом R_c, дренирующей однородный и изотропный круговой пласт радиусом R_k и постоянной толщиной h, работающей до остановки с постоянным объемным дебитом Q_0 ($sign(Q_0)=-1$), ее дебит уменьшается по некоторому известному закону $Q(t)$. На внешней границе пласта удерживается начальное пластовое давление p_0. Требуется определить распределение давления по пласту при $t>0$.

Математически задача сводится к определению в области $(R_c\le r\le R_k\ ;\ 0\le t)$ функции $p(r,t)$, удовлетворяющей уравнению:

$$\frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial r}\left[r\frac{\partial p(r,t)}{\partial r}\right]=$$
$$=a\frac{\partial p(r,t)}{\partial t}+b\frac{\partial}{\partial t}\int_0^t e^{-\frac{t-\tau}{\theta_m}}\left[p(r,\tau)-p(r,0)\right]d\tau \tag{4}$$
$$(R_c<r<R_k\ ,\ 0<t)$$

и условиям

$$p(r,0)=p_0-\frac{Q_0}{2\pi\varepsilon}ln\frac{r}{R_k}\ \ (R_c\le r\le R_k\ ) \tag{5}$$

$$\frac{\partial p(R_c,t)}{\partial r}=-\frac{Q(t)}{2\pi R_c\varepsilon}\qquad (t>0\ ) \tag{6}$$

$$p(R_k,t)=p_0\ \ (\ t\ge 0\ ) \tag{7}$$

Здесь r – радиальная координата рассматриваемой точки пласта; $\varepsilon=\frac{kh}{\mu}$ - коэффициент гидропроводности пласта.

Непосредственной проверкой можно убедиться в том, что решение задачи (4)-(7) представляется в виде:

$$\begin{aligned}p(r,t)&=p_0-\frac{Q_0}{2\pi\varepsilon}ln\frac{r}{R_k}+\\ &+\frac{1}{Q^*}\int_0^t\varphi(r,t-\xi)\frac{dQ(\xi)}{d\xi}d\xi\ ,\end{aligned} \tag{8}$$

где функция $\varphi(r,t)$ является решением следующей вспомогательной задачи:

$$\frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial r}\left[r\frac{\partial\varphi(r,t)}{\partial r}\right]=$$
$$=a\frac{\partial\varphi(r,t)}{\partial t}+b\frac{\partial}{\partial t}\int_0^t e^{-\frac{t-\tau}{\theta_m}}\varphi(r,\tau)\,d\tau \tag{9}$$
$$(R_c<r<R_k\ ,\ 0<t)$$
$$\varphi(r,0)=0\ \ (R_c\le r\le R_k\ ) \tag{10}$$

$$\frac{\partial\varphi(R_c,t)}{\partial r}=-\frac{Q^*}{2\pi R_c\varepsilon}\ (\ t>0\ ),\ Q(0+0)=Q_0 \quad (11)$$

$$\varphi(R_k,t)=0\ (\ t\ge 0\ )\ , \quad (12)$$

здесь Q^*=const – некоторое характерное значение дебита скважины($Q^*\neq 0$).

При этом решение задачи (9)-(12) при $b>0$ представляется в виде (Абасов и др., 2000):

$$\varphi(r,t)=-\frac{Q^*}{2\pi\varepsilon}\left\{ln\frac{r}{R_k}-\frac{\pi}{R_c}\sum_{\nu=1}^{\infty}\varphi_\nu(t)\psi_\nu(r)\right\}\ , \quad (13)$$

здесь

$$\varphi_\nu(t)=\frac{b_\nu(1-\tau_p a_\nu)e^{-a_\nu t}-a_\nu(1-\tau_p b_\nu)e^{-b_\nu t}}{b_\nu-a_\nu}\ ;$$

$$\psi_\nu(r)=\frac{J_0(\lambda_\nu R_k)J_1(\lambda_\nu R_c)U_0(\lambda_\nu r)}{\lambda_\nu\left[J_1^2(\lambda_\nu R_c)-J_0^2(\lambda_\nu R_k)\right]};$$

$$a_\nu=\frac{1}{2}\left(\alpha_\nu-\sqrt{\alpha_\nu^2-4\beta_\nu}\right);\quad b_\nu=\frac{1}{2}\left(\alpha_\nu+\sqrt{\alpha_\nu^2-4\beta_\nu}\right);$$

$$\alpha_\nu=\frac{1+\tau_p\chi\lambda_\nu^2}{\tau_u}\ ;\quad \beta_\nu=\frac{\chi\lambda_\nu^2}{\tau_u};$$

$$U_0(\lambda_\nu r)\equiv Y_0(\lambda_\nu R_k)J_0(\lambda_\nu r)-J_0(\lambda_\nu R_k)Y_0(\lambda_\nu r);$$

J_0 и J_1 – функция Бесселя нулевого и первого порядка соответственно; Y_0 и Y_1 –функция Неймана нулевого и первого порядка соответственно; λ_ν – ν-й положительный корень уравнения

$$Y_0(\lambda_\nu R_k)J_1(\lambda_\nu R_c)-J_0(\lambda_\nu R_k)Y_1(\lambda_\nu R_c)=0\ ,$$

а через τ_p , τ_u и χ приняты следующие обозначения:

$$\tau_p=\theta_m\ ;\quad \tau_u=\frac{a\theta_m}{a+b\theta_m}\ ;\quad \chi=\frac{1}{a+b\theta_m}\ . \quad (14)$$

Так, например, при $Q(t)=Q_0e^{-ct}$, где $c>0$, имеем

$$p(r,t)=p_0-\frac{Q_0}{2\pi\varepsilon}\left[e^{-ct}ln\frac{r}{R_k}-\frac{\pi}{R_c}\sum_{\nu=1}^{\infty}p_\nu(t)\psi_\nu(r)\right]\ , \quad (15)$$

где

$$p_\nu(t)=\begin{cases}p_\nu^{(1)}(t)\ , & (a_\nu\neq c;\ \ b_\nu\neq c)\\ p_\nu^{(2)}(t)\ , & (a_\nu=c)\\ p_\nu^{(3)}(t)\ , & (b_\nu=c)\end{cases}$$

$$p_\nu^{(1)}(t)=\frac{d_\nu\left(1-\tau_p a_\nu\right)\left(e^{-ct}-e^{-a_\nu t}\right)-e_\nu\left(1-\tau_p b_\nu\right)\left(e^{-ct}-e^{-b_\nu t}\right)}{\left(b_\nu-a_\nu\right)\left(a_\nu-c\right)\left(b_\nu-c\right)}$$

$$p_\nu^{(2)}(t)=\frac{d_\nu\left(1-\tau_p c\right)te^{-ct}-c^2\left(1-\tau_p b_\nu\right)\left(e^{-ct}-e^{-b_\nu t}\right)}{\left(b_\nu-c\right)^2}$$

$$p_\nu^{(3)}(t)=\frac{e_\nu\left(1-\tau_p c\right)te^{-ct}-c^2\left(1-\tau_p a_\nu\right)\left(e^{-ct}-e^{-a_\nu t}\right)}{\left(a_\nu-c\right)^2}$$

$$d_\nu=cb_\nu\left(b_\nu-c\right)\ ;\quad e_\nu=ca_\nu\left(a_\nu-c\right).$$

Постановка обратной задачи

Пусть, кроме условий (5)-(7), задано еще одно условие, имеющее следующий вид:

$$p(R_c,t)=p_c(t)\quad (t\ge 0)\ , \quad (16)$$

где $p_c(t)$ – КВД на забое скважины, и требуется определить значения параметров ε , $\frac{\chi}{R_k^2}$, τ_p , τ_u , $\frac{R_c}{R_k}$.

Вычислим детерминированные моменты $M_n^{(Q)}(r)$ функции $p_0-p(r,t)$, определяемые следующим образом (Химмельблау, 1973)

$$M_n^{(Q)}(r)=\int_0^\infty\left[p_0-p(r,t)\right]t^n dt \quad (17)$$

$$(R_c\le r\le R_k\ ;n=\overline{0,N})\ ,$$

где N – некоторое неотрицательное целое число, а $p(r,t)$ – решение прямой задачи (4)-(7).

Из (8) и (17) имеем

$$M_n^{(Q)}(r)=\frac{q_n}{2\pi\varepsilon}ln\left(\frac{r}{R_k}\right)+ \quad (18)$$

$$+\frac{n}{Q_0}\sum_{i=0}^{n-1}\left[C_{n-1}^i\,q_{n-1-i}\,M_i^{(0)}(r)\right]+M_n^{(0)}(r)\ ,$$

здесь $q_n = \int_0^\infty Q(t)t^n dt$ ($n = \overline{0,N}$) - детерминированный момент n – го порядка функции $Q(t)$; $M_n^{(0)}(r)$ ($n = \overline{0,N}$) - детерминированные моменты функции $p_0 - p(r,t)$, соответствующей случаю $Q(t) \equiv 0 (t > 0)$, т.е. мгновенной остановке скважины, и которые удовлетворяют соотношениям, приведенным в (Абасов и др., 2000).

Например, ниже приводятся выражения для детерминированных моментов $M_0^{(Q)}(r)$, $M_1^{(Q)}(r)$ и $M_2^{(Q)}(r)$:

$$M_0^{(Q)}(r) = \frac{q_0}{2\pi\varepsilon} ln\left(\frac{r}{R_k}\right) - \frac{Q_0}{2\pi\varepsilon}\frac{R_k^2}{\chi} A_1(r) \quad (19)$$

$$M_1^{(Q)}(r) = \frac{q_1}{2\pi\varepsilon} ln\left(\frac{r}{R_k}\right) - \\ - \frac{Q_0}{2\pi\varepsilon}\left[\left(\frac{q_0}{Q_0} + \tau_p - \tau_u\right)\frac{R_k^2}{\chi} A_1(r) + \left(\frac{R_k^2}{\chi}\right)^2 A_2(r)\right] \quad (20)$$

$$M_2^{(Q)}(r) = \frac{q_2}{2\pi\varepsilon} ln\left(\frac{r}{R_k}\right) - \\ - \frac{Q_0}{\pi\varepsilon}\left\{\frac{q_1}{Q_0}\frac{R_k^2}{\chi} A_1(r) + \frac{q_0}{Q_0}\left[\left(\tau_p - \tau_u\right)\frac{R_k^2}{\chi} A_1(r) + \left(\frac{R_k^2}{\chi}\right)^2 A_2(r)\right] + \right. \quad (21)$$

$$\left. + \left(\tau_p - \tau_u\right)\left[\tau_p \frac{R_k^2}{\chi} A_1(r) + 2\left(\frac{R_k^2}{\chi}\right)^2 A_2(r)\right] + \left(\frac{R_k^2}{\chi}\right)^3 A_3(r)\right\} \quad ,$$

где функции $A_i(r) (i = \overline{1,3})$ определяются из рекуррентных соотношений (Jalilov et. al., 2000; Абасов и др., 2000).

Результаты тестовых расчетов

Показано, что полученные соотношения (18) позволяют при известном $p_c(t)$ определять значения параметров ε, $\frac{\chi}{R_k^2}$, τ_u, τ_p и $\frac{R_c}{R_k}$ с учетом продолжающегося притока жидкости к скважине после ее остановки. При этом, очевидно, предполагается, что функция $Q(t)(t > 0)$ такова, что ее детерминированные моменты q_n нужного порядка существуют.

Ниже, для простоты, приводятся результаты расчетов по определению значений параметров $\frac{R_k^2}{\chi}$, τ_p и τ_u при известных ε и $\frac{R_c}{R_k}$.

Из (19)-(21) с учетом (5) имеем :

$$\frac{R_k^2}{\chi} = -\frac{2\pi\varepsilon}{Q_0} \cdot \frac{M_0^{(Q)}(R_c) - \frac{q_0}{Q_0}\left[p_0 - p_c(0)\right]}{A_1(R_c)} \quad (22)$$

$$\Delta\tau = \tau_p - \tau_u = -\frac{q_0}{Q_0} - \\ - \frac{2\pi\varepsilon}{Q_0}\frac{M_1^{(Q)}(R_c) - \frac{q_1}{Q_0}\left[p_0 - p_c(0)\right]}{\frac{R_k^2}{\chi} A_1(R_c)} - \quad (23) \\ - \frac{R_k^2}{\chi}\frac{A_2(R_c)}{A_1(R_c)}$$

$$\tau_p = -\frac{q_0}{Q_0}\left[1 + \frac{R_k^2}{\chi}\frac{A_2(R_c)}{A_1(R_c)\Delta\tau}\right] - \frac{q_1}{Q_0\Delta\tau} - \\ - \frac{\frac{\pi\varepsilon}{Q_0}\left[M_2^{(Q)}(R_c) - \frac{q_2}{Q_0}\left[p_0 - p_c(0)\right]\right]}{\frac{R_k^2}{\chi} A_1(R_c)\Delta\tau} - \quad (24) \\ - 2\frac{R_k^2}{\chi}\frac{A_2(R_c)}{A_1(R_c)} - \left(\frac{R_k^2}{\chi}\right)^2 \frac{A_3(R_c)}{A_1(R_c)\Delta\tau}$$

Расчеты были проведены с использованием КВД, построенных по формуле точного решения (15) прямой задачи, соответствующей случаю $Q(t) = Q_0 e^{-ct}$.

В таблицах 1-2 приведены рассчитанные по формулам (22) - (24) значения параметров $\frac{R_k^2}{\chi}$, τ_p и τ_u и их относительные по точным значениям отклонения для различных значений T. При этом таблица 1 соответствует

модели ползучего пласта, а таблица 2- модели релаксационно-сжимаемого пласта.

Результаты расчетов, приведенных в таблице 1, соответствуют КВД, рассчитанной при следующих исходных данных:

$$Q_0 = -1.16 \cdot 10^{-3} \ \frac{м^3}{сек};\ c = 5.79 \cdot 10^{-3};$$

$$p_0 = 5 \cdot 10^7 \ Па;\ \mu = 4 \cdot 10^{-2} \ Па \cdot сек;$$

$$к = 2 \cdot 10^{-13} \ м^2;\ h = 10 \ м;\ m_0 = 0.2;$$

$$\beta_ж = 5 \cdot 10^{-10} \ \frac{1}{Па};\ R_c = 0.1 \ м;\ R_k = 100 \ м;$$

$$\theta_m = 10800 \ \ сек;\ m_1 = 3.4 \cdot 10^{-14} \ \frac{1}{Па \cdot сек},$$

а результаты расчетов, приведенных в таблице 2, соответствуют КВД, рассчитанной при этих же значениях параметров $Q_0, c, p_0, \mu, k, h, m_0, \beta_ж, R_c, R_k, \theta_m$ и при $\beta_c = 5 \cdot 10^{-11} \ \frac{1}{Па}$; $\theta_p = 3600 \ \ сек$.

При этом начальное пластовое давление p_0 и детерминированные моменты $M_n^{(Q)}(R_c)$ и q_n $(n = 0,1,2)$ ввиду ограниченности продолжительности остановки скважины T вычислялись как

$$\begin{aligned} & p_0 \cong p_c(T); \\ & M_n^{(Q)}(R_c) \cong \int_0^T \left[p_c(T) - p_c(t)\right] t^n dt \\ & q_n \cong \int_0^T Q(t)\, t^n dt \end{aligned} \qquad (25)$$

$$(n = 0,1,2)$$

Для вышеприведенных исходных данных интегралы (25) вычислялись квадратурной формулой Симпсона на равномерной сетке с шагом Δt=60 сек.

Таблица 1

$\frac{T}{\theta_m}$	$\left(\frac{R_k^2}{\chi}\right)_{расч}$	Откл %	$(\tau_p)_{расч}$	Откл %	$(\tau_и)_{расч}$	Откл %
4	30349	12.5	3902	63.9	1481	76.2
8	34290	1.15	8876	17.8	4626	25.7
12	34614	0.21	10424	3.48	5850	6.05
16	34636	0.15	10693	0.99	6084	2.3

Таблица 2

$\frac{T}{\theta_m}$	$\left(\frac{R_k^2}{\chi}\right)_{расч}$	Откл %	$(\tau_p)_{расч}$	Откл %	$(\tau_и)_{расч}$	Откл %
4	28144	6.2	4662	56.8	3355	60.1
8	29849	0.5	9486	12.2	7177	14.6
12	29944	0.19	10511	2.7	8083	3.8
16	29948	0.17	10630	1.6	8194	2.5

Результаты расчетов показали, что для обеих моделей релаксационной фильтрации при достаточной продолжительности остановки скважины (выход КВД на стационар) и высокой точности численного интегрирования (25) достигается высокая точность определения значений параметров $\frac{R_k^2}{\chi}$, τ_p и τ_u.

Многовариантными тестовыми расчетами исследован также вопрос о требованиях к конкретным данным нестационарных исследований скважин, повышающих надежность определения параметров ползучего и релаксационно - деформируемого пластов по предложенным формулам.

ЛИТЕРАТУРА

АБАСОВ, М.Т., ДЖАЛИЛОВ, К.Н., КЕРИМОВ, З.А., МИРЗОЕВА, Д.Р. 2000. Об определении параметров релаксационно-сжимаемого пласта. *Известия АН Азербайджана, науки о Земле*, 2, 39-45.

АКИЛОВ, Ж.А. 1985. Движение неньютоновских жидкостей в трубах и пористой среде с учетом релаксации и запаздывания. Автореферат диссерт. на соиск. доктора физ.-мат. наук, Новосибирск, 30 с.

АЛИШАЕВ, М.Г., МИРЗАДЖАНЗАДЕ, А.Х. 1975. К учету явлений запаздывания в теории фильтрации. *Известия вузов, Нефть и газ*, 6, 71-74.

АМЕТОВ, И.М. 1978. Анализ основных технологических процессов добычи нефти и газа на основе учета свойств неравновесности с целью разработки методов расчетов и путей повышения качества этих процессов. Диссерт. на соиск. доктора техн. наук, Ухта, 260 с.

АМЕТОВ, И.М., БАЙДИКОВ, Ю.Н., РУЗИН, Л.М., СПИРИДОНОВ, Ю.А. 1985. Добыча тяжелых и высоковязких нефтей. Недра, Москва, 205 с.

АМЕТОВ, И.М., БАСНИЕВ, К.С. 1981. Фильтрация жидкости и газа в ползучих средах. *Изв. АН СССР, сер. Механика жидкости и газа*, 4, 150-153.

БАРЕНБЛАТТ, Г.И., ЖЕЛТОВ, Ю.П. КОЧИНА, И.Н. 1960. Об основных представлениях теории фильтрации однородных жидкостей в трещиноватых породах. *Прикладная математика и механика*, 24, 5, 852-864.

ДУНЯМАЛЫЕВ, М.А., КУЛИЕВ, А.М. 1990. Методическое руководство по определению фильтрационных и реологических свойств пласта по данным восстановления забойного давления скважин, Баку, 63 с.

МИРЗАДЖАНЗАДЕ, А.Х., МАКСУДОВ, Ф.Г., НИГМАТУЛИН, Р.И., ХАСАЕВ, А.М., ХАБЕЕВ, Н.С., САТТАРОВ, Р.М., САЛАВАТОВ, Т.Ш., ФЕДОРОВ, К.М. 1985. Теория и практика применения неравновесных систем в нефтедобыче. Элм, Баку.

МОЛОКОВИЧ, Ю.М. 1980. Плоская линейная нестационарная фильтрация с учетом релаксации. *В сб.: Исследования по подземной гидромеханике*, вып. 4. Изд-во КГУ. Казань.

МОЛОКОВИЧ, Ю.М., НЕПРИМЕРОВ, Н.Н., ПИКУЗА, В.И., ШТАНИН, А.В. 1980. Релаксационная фильтрация. Изд-во КГУ, Казань.

ХИММЕЛЬБЛАУ, Д. 1973. Анализ процессов статистическими методами. Мир, Москва, 958.

BAGIROV, M.K., MAMEDOV, G.A., NASRULLAEV, I.A. 2000. Hydrodynamic investigations of formations and wells with regard to non-equilibrium of the system. *Transactions of Academy of Sciences of Azerbaijan, Mathematics and Mechanics*, XX, 1, 187-191.

JALILOV, G.N., KERIMOV, Z.A., MIRZOYEVA, D.R. 2000. Direct and inverse problems of relaxation filtration. Transactions of Academy of Sciences of Azerbaijan, Mathematics and Mechanics, XX, 1, 196-202.

© М.Т.Абасов, З.Я.Аббасов, Г.И.Джалалов, Х.А.Фейзуллаев, 2006

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССА РАЗРАБОТКИ ГАЗОКОНДЕНСАТНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ

М.Т.Абасов, З.Я.Аббасов, Г.И.Джалалов, Х.А.Фейзуллаев

Институт геологии НАН Азербайджана
AZ 1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29А

В статье на базе бинарной модели фильтрации представлены относительно простая расчетная методика и пакет прикладных программ для определения технологических показателей разработки газоконденсатных залежей при высоких термобарических условиях и обработки призабойной зоны скважины углеводородными газами.

Все известные гидродинамические описания процессов фильтрации газоконденсатных систем базируются в основном на исследованиях бинарной (Абасов, Гасанов, 1963; Kniazeff, Neville, 1962; Абасов, 1966; Абасов, 1968; Абасов, Оруджалиев, 1989; Абасов и др., 1999 и др.) или многокомпонентной модели (Желтов, Розенберг, 1962; Николаевский, 1963; Курбанов и др., 1964; Николаевский и др., 1968; Rolbuck и др., 1969; Coats, 1980 и др.), а некоторые – на модели газированной нефти (Магеррамов, Мирзаджанзаде, 1961 и др.).

Наши исследования (Абасов и др., 1999 и др.) показали, что бинарная модель фильтрации газоконденсатной смеси, являющаяся одной из разновидностей многокомпонентной, наиболее приемлемая для решения задач разработки газоконденсатных залежей в естественных режимах. Это обусловлено тем, что исходная информация, необходимая для математического описания процесса, была получена с помощью методически хорошо отработанного цикла термодинамических исследований в бомбе pVT. Параметры флюидов, входящих в расчетную модель, определяются путем термодинамических исследований дифференциальной конденсации рекомбинированных проб, составленных из компонентов продукции газоконденсатных скважин. При этом вязкость конденсата (μ_k), количество растворенного в жидкости газа (S_k) и объемный коэффициент жидкой фазы (a_k) находят на основании исследований жидкой фазы, выпадающей в бомбе pVT, а удельный вес конденсата (γ_k) и его молекулярную массу (M_k) - на основании исследований конденсата, выпадающего в сепараторе.

Известно, что проведение прямых измерений свойств газоконденсатной смеси в бомбе pVT требует много времени и средств. Поэтому в последнее время развивались аналитические методы определения состава и свойств газоконденсатной смеси с учетом ее многокомпонентности с использованием соответствующих уравнений состояния (Peng, Robinson, 1976; Аббасов,1993; Брусиловский, 2002 и др.).

Как правило, для решения задачи определения показателей разработки газоконденсатной залежи пользуются широко известной методикой расчета парожидкостного равновесия и одним из уравнений фильтрации многокомпонентной газоконденсатной смеси в пористой среде. При этом в процессе моделирования разработки газоконденсатной залежи уточняются составы и свойства сосуществующих фаз с использованием стандартной методики (Аббасов,1993; Брусиловский, 2002 и др.), а затем определяются давление и насыщенность пористой среды фазами.

В данной статье с учетом специфики решаемой задачи представлена методика расчета показателей разработки газоконденсатной залежи с использованием известных методов на базе бинарной модели фильтрации, где изменяющиеся составы и свойства флюидов определяются аналитически на основе уравнений состояния и изотермической дифференциальной конденсации, облегчающей расчетный процесс. При этом, используя на-

чальные данные по компонентному составу смеси, определяются соответствующие свойства газоконденсатной смеси. После отбора определенного количества газоконденсатной смеси с использованием уравнения дифференциальной конденсации (Николаевский и др., 1968) и известного алгоритма парожидкостного равновесия на базе уравнения состояния определяются вначале составы сосуществующих фаз, а затем свойства, необходимые для обеспечения расчетов по бинарной модели фильтрации газоконденсатной смеси, на основании которых вычисляются текущие давления в пласте и его насыщенность жидкой и газовой фазами. Затем задается очередной отбор газа, и расчет повторяется по описанному выше алгоритму.

Процесс изотермической дифференциальной конденсации в пористой среде описывается системой обыкновенных дифференциальных уравнений (Николаевский и др., 1968):

$$\Omega \frac{d}{dt}\left[\rho_V (1-s) y_i + \rho_L s x_i\right] = -Q(t) y_i (1-\beta_i)$$
$$i = \overline{1, N}, \qquad (1)$$

где Q(t) –отбор газовой фазы из объема смеси во времени; Ω - объем порового пространства; β_i - коэффициенты, показывающие какое количество i-го компонента возвращается обратно в пласт; x_i, y_i – молярные содержания i-го компонента в жидкой и газообразной фазах соответственно; ρ_V и ρ_L -соответственно плотности газовой и жидкой фаз; s -насыщенность жидкой фазы газом; N-число компонентов в системе; t -время;

Согласно правилу фаз Гиббса, состояние термодинамического равновесия двухфазной N-компонентной системы, находящейся под воздействием одного внешнего интенсивного параметра, определяется значениями N-1 независимых переменных. Поэтому при выполнении локального термодинамического равновесия, система (1) замыкается соотношениями для плотностей и мольных долей компонентов в фазах (Брусиловский, 2002; Закиров и др., 1998 и др.):

$$\rho_V = \rho_V (y_1, ..., y_{N-2}, p);$$
$$\rho_L = \rho_L (y_1, ..., y_{N-2}, p);$$
$$y_{N-1} = y_{N-1} (y_1, ..., y_{N-2}, p);$$
$$y_N = y_N (y_1, ..., y_{N-2}, p);$$
$$x_i = x_i (y_1, ..., y_{N-2}, p);\ i = \overline{1, N}. \qquad (2)$$

Система (1), состоящая из N уравнений, содержит N неизвестных $y_1, y_2, ..., y_{N-2}, p, s$ переменных, которые определяются из системы обыкновенных дифференциальных уравнений (Брусиловский, 2002):

$$\sum_{j=1}^{N-2} a_{i,j} \frac{dy_j}{dt} + a_{i,N-1} \frac{dp}{dt} + a_{i,N} \frac{ds}{dt} = -Q(t) y_i (1-\beta_i)/\Omega,$$
$$i = \overline{1, N}, \qquad (3)$$

где $a_{i,N}$, $i = \overline{1, N}$; $a_{i,N-1}$, $i = \overline{1, N-2}$; $a_{i,j}$, $i, j = \overline{1, N-2}$; $a_{N-1,j}$, $a_{N,j}$, $j = \overline{1, N-2}$; $a_{N-1,N-1}$, $a_{N,N-1}$ находятся по стандартной методике (Брусиловский, 2002).

Начальные условия решения системы (3) для общего случая следующие:

$$p\big|_{t=0} = p_0,\ s\big|_{t=0} = s_0,\ y_i\big|_{t=0} = y_{i0},$$
$$i = 1,2,..., N-2. \qquad (4)$$

Система (3) может быть представлена как нормальная система N-го порядка (Брусиловский, 2002):

$$\begin{pmatrix} \frac{dy_1}{dt} \\ \frac{dy_2}{dt} \\ \dots \\ \frac{dy_{N-2}}{dt} \\ \frac{dp}{dt} \\ \frac{ds}{dt} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} a_{1,1} \dots a_{1,N} \\ a_{2,1} \dots a_{2,N} \\ \dots \\ a_{N-2,1} \dots a_{N-2,N} \\ a_{N-1,1} \dots a_{N-1,N} \\ a_{N,1} \dots a_{N,N} \end{pmatrix}^{-1} \begin{pmatrix} -Q(t) y_1 (1-\beta_1)/\Omega \\ -Q(t) y_2 (1-\beta_2)/\Omega \\ \dots \\ -Q(t) y_{N-2} (1-\beta_{N-2})/\Omega \\ -Q(t) y_{N-1} (1-\beta_{N-1})/\Omega \\ -Q(t) y_N (1-\beta_N)/\Omega \end{pmatrix} \qquad (5)$$

При расчете элементов $a_{i,j}$ необходимо знать значения частных производных зависи-

мых переменных $\rho_V, \rho_L, y_{N-1}, y_N, x_1, ..., x_N$ по независимым переменным $p, y_1, y_2, ..., y_{N-2}$ в условиях термодинамического равновесия. Для этого решается система уравнений (Аббасов, 1993; Брусиловский, 2002 и др.):

$$F_i = f_i^V(p, T, \rho_V, y_1, ..., y_N) - f_i^L(p, T, \rho_L, x_1, ..., x_N) = 0,\ i = \overline{1, N};$$
$$F_{N+1} = F(p, T, \rho_V, y_1, ..., y_N) = 0,$$
$$F_{N+2} = F(p, T, \rho_V, x_1, ..., x_N) = 0,$$
$$F_{N+3} = \sum_{j=1}^{N} y_j - 1 = 0, \quad F_{N+4} = \sum_{j=1}^{N} x_j - 1 = 0. \qquad (6)$$

Первые N уравнений системы (6) описывают условия термодинамического равновесия - равенство летучестей каждого компонента смеси в сосуществующих паровой и жидкой фазах. Затем следуют уравнение состояния для паровой и жидкой фазы и замыкающие соотношения для молярных концентраций компонентов в фазах.

Алгоритм решения системы (6) следующий (Закиров и др., 1998; Брусиловский, 2002 и др.):

1. Задается исходная информация: критические температура и давление, а также ацентрический фактор ω для каждого компонента смеси, коэффициенты бинарного взаимодействия для всех пар компонентов, состав смеси и значения $y_1, y_2, ..., y_{N-2}$, значения p_0, s_0 и T; счетчик числа итераций $s = 0$.

2. Задаются начальные приближения значений константы фазового равновесия компонентов смеси.

3. Если выполняется условие $\left(1 - \sum_{j=1}^{N-2} \frac{y_j^{(s)}}{k_j^{(s)}}\right) > 0$, то осуществляется переход к п. 4, в противном случае корректируются значения $k_j^{(s)} = k_j^{(s)} \alpha_j$ $(1 < \alpha_j < 1.1)$ до тех пор, пока не будет выполнено указанное условие. Фракции тяжелее пентана объединяются в виде псевдокомпонента C_{5+}, псевдокритические свойства которого определяются из (Аббасов, 1993).

4. Решается система уравнений, полученная из $\sum_{j=1}^{N} y_j = 1$, $\sum_{j=1}^{N} x_j = 1$,

$$y_{N-1}^{(s)} + y_N^{(s)} = 1 - \sum_{j=1}^{N-2} y_j^{(s)};$$
$$\frac{y_{N-1}^{(s)}}{k_{N-1}^{(s)}} + \frac{y_N^{(s)}}{k_N^{(s)}} = 1 - \sum_{j=1}^{N-2} \frac{y_j^{(s)}}{k_j^{(s)}}$$

и вычисляются

$$y_{N-1}^{(s)} = \frac{k_{N-1}^{(s)}\left[k_N^{(s)}\left(1 - \sum_{j=1}^{N-2} \frac{y_j^{(s)}}{k_J^{(s)}}\right) - \left(1 - \sum_{j=1}^{N-2} y_j^{(s)}\right)\right]}{k_N^{(s)} - k_{N-1}^{(s)}};$$

$$y_N^{(s)} = \frac{k_N^{(s)}\left[\left(1 - \sum_{j=1}^{N-2} y_j^{(s)}\right) - k_{N-1}\left(1 - \sum_{j=1}^{N-2} \frac{y_j^{(s)}}{k_J^{(s)}}\right)\right]}{k_N^{(s)} - k_{N-1}^{(s)}}.$$

5. Проверяются условия $y_{N-1}^{(s)} > 0$, $y_N^{(s)} > 0$. Если они выполняются, то осуществляется переход к п. 6, в противном случае корректируются значения $k_{N-1}^{(s)} = k_{N-1}^{(s)}\alpha$; $k_N^{(s)} = k_N^{(s)}\alpha$; $(1 < \alpha < 1.1)$ до выполнения указанных условий.

6. Вычисляются молярные доли компонентов в жидкой фазе:

$$x_j^{(s)} = \left(y_j^{(s)} / k_j^{(s)}\right) \Bigg/ \left[\sum_{m=1}^{N-2} \frac{y_m^{(s)}}{k_m^{(s)}} + \frac{y_{N-1}^{(s)}}{k_{N-1}^{(s)}} + \frac{y_N^{(s)}}{k_N^{(s)}}\right];$$
$$x_{N-1}^{(s)} = \left(\frac{y_{N-1}^{(s)}}{k_{N-1}^{(s)}}\right) \Bigg/ \left[\sum_{m=1}^{N-2} \frac{y_m^{(s)}}{k_m^{(s)}} + \frac{y_{N-1}^{(s)}}{k_{N-1}^{(s)}} + \frac{y_N^{(s)}}{k_N^{(s)}}\right];$$
$$x_N^{(s)} = \left(\frac{y_N^{(s)}}{k_N^{(s)}}\right) \Bigg/ \left[\sum_{m=1}^{N-2} \frac{y_m^{(s)}}{k_m^{(s)}} + \frac{y_{N-1}^{(s)}}{k_{N-1}^{(s)}} + \frac{y_N^{(s)}}{k_N^{(s)}}\right];$$

7. Решается уравнение фазовых концентраций и определяется мольная доля паровой фазы.

8. Вычисляются коэффициенты уравнения состояния для паровой фазы, и находится ее плотность из уравнения состояния.

9. Рассчитывается летучесть компонентов в паровой фазе f_{jV}.

10. Вычисляются коэффициенты уравнения состояния для жидкой фазы, и определяется ее плотность из уравнения состояния.

11. Рассчитывается летучесть компонентов в жидкой фазе f_{jL}.

12. Проверяется выполнение неравенства $\left\| f_{il} / f_{iV} - 1 \right\| \le \varepsilon \quad j = 1,2,..., N.$

Если неравенство выполняется для всех компонентов, то составы $y_1, y_2, ..., y_{N-2}, y_{N-1}^{(s)}, y_N^{(s)}, x_1^{(s)}, ..., x_N^{(s)}$ являются равновесными и расчет закончен. В противном случае осуществляется переход к п.13.

13. Итерационный процесс выполняется с применением условия $s = s + 1$.

14. Корректируется константа фазового равновесия компонентов смеси:

$$k_{j1}^{(s)} = k_j^{(s)} \frac{f_{jL}}{f_{iV}}, \quad j = 1,2,..., N.$$

Осуществляется возврат к п.3.

Если равновесие за эти итерации не достигается, то поиск решения продолжается методом Ньютона (Брусиловский, 2002).

Таким образом, реализуется способ вычисления правой части нормальной системы N-го порядка (5), что позволяет, используя стандартную процедуру, получать решение системы обыкновенных дифференциальных уравнений (1), описывающих процесс изотермической дифференциальной конденсации, и используя в ходе решения, уравнение материального баланса компонентов в фазах $z_i = x_i(1 - V) + y_i V$, уточняется состав смеси.

При решении уравнения фазовых концентраций специальные трудности подробно изложены в различных работах (Брусиловский, 2002 и др.).

Изложенным подходом полученные равновесные составы, плотности и мольная доля каждой фазы с изменением давлений позволяют определить значения перечисленных выше параметров. Из плотностей каждой фазы находится объемный коэффициент газа и конденсата следующим образом:

$$a_г(p) = \frac{V_{пл.г}}{V_{ст.г}} = \frac{\rho_{г.ат}}{\rho_г(p)} = \frac{z(p) p_{ат}}{p\beta},$$

$$a_к(p) = \frac{V_{пл.к}}{V_{ст.к}} = \frac{\rho_{к.ат}}{\rho_к(p)}.$$

Вязкость газа и конденсата определяется по методу Дина и Стила (Закиров и др., 1998). Потенциальное содержание конденсата (C_{5+}) в пластовом газе и содержание растворенного в конденсате газа рассчитываются по известным формулам (Брусиловский, 2002):

$$C(p) = \frac{z_{c_{5+}} M_{c_{5+}}}{24040} \rho_k,$$

$$S_k(p) = \frac{(1 - z_{c_{5+}}) 24040}{z_{c_{5+}} M_{c_{5+}}} \cdot \rho_k.$$

Отношение удельных весов конденсата в жидкой и газовой фазе при нормальных условиях определяется по (Абасов, Оруджалиев, 1989): $\bar{\gamma} = \frac{\gamma_k(p)}{M_k(p)} \cdot 22{,}41 \cdot \frac{293}{273}$.

Значения этих параметров являются необходимыми и достаточными для использования бинарной модели фильтрации при прогнозировании технологических показателей разработки газоконденсатных месторождений при различных методах и режимах.

На основе изложенного алгоритма были проведены численные эксперименты при решении следующих задач применительно для глубокозалегающего газоконденсатного месторождения Булла-дениз:

а) Изучение процесса разработки газоконденсатной залежи в режиме истощения.

б) Обработка призабойных зон газоконденсатных скважин “сухим” углеводородным газом с целью увеличения их продуктивности.

Сравнение полученных данных с результатами расчетов (Абасов и др., 1999 и др.) показало вполне удовлетворительное совпадение.

Таким образом, представлена новая расчетная методика определения технологи-

ческих показателей разработки газоконденсатных залежей на базе бинарной модели в естественных режимах при различных методах воздействия на залежь и впервые на призабойную зону скважин; здесь рассматривается течение взаиморастворимых систем с учетом фазовых превращений, отличающееся тем, что термодинамические параметры определяются аналитически с помощью уравнений состояния, изотермической дифференциальной конденсации и псевдокомпонентов.

ЛИТЕРАТУРА

АБАСОВ, М.Т. 1966. Вопросы гидродинамических исследований разработки газонефтяных и газоконденсатных месторождений. *Материалы годичного общего собрания АН Азербайджана.* 108-132.

АБАСОВ, М.Т. 1968. Гидродинамические исследования разработки газонефтяных и газоконденсатных месторождений. *Теория и практика добычи нефти. (Ежегодник).* Недра. Москва, 68-82.

АБАСОВ, М.Т., АББАСОВ, З.Я., ДЖАЛАЛОВ, Г.И., ФЕЙЗУЛЛАЕВ, Х.А., РЗАЕВА, В.Г. 1999. Моделирование процесса извлечения конденсата из призабойной зоны скважины «сухим» углеводородным газом. *Изв. АН Азерб., серия Наук о Земле, Баку*, 2, 3-6.

АБАСОВ, М.Т., АББАСОВ, З.Я., ДЖАЛАЛОВ, Г.И., ФЕЙЗУЛЛАЕВ, Х.А., РЗАЕВА, В.Г., ГАМИДОВ, Н.Н. 2003. Проблемы повышения производительности газоконденсатных скважин в поздней стадии разработки месторождений. *Геология нефти и газа, Научный технический журнал*, 3, 48-52.

АБАСОВ, М.Т., ГАСАНОВ, Ф.Г. 1963. К расчетам разработки газоконденсатно-нефтяных месторождений. *АНХ, 10* , 21-23.

АБАСОВ, М.Т., ГАСАНОВ, Ф.Г., ОРУДЖАЛИЕВ, Ф.Г. 1966. О фильтрации газоконденсатной смеси. *ДАН Азерб. ССР, 4*, 93-99.

АБАСОВ, М.Т., ОРУДЖАЛИЕВ, Ф.Г. 1989. Газогидродинамика и разработка газоконденсатных месторождений. Недра, Москва, 262 .

АББАСОВ, З.Я. 1993. Методы расчета статического и динамического забойного давления в газовых и газоконденсатных скважинах. Элм, Баку, 312.

БРУСИЛОВСКИЙ, А.И. 2002. Фазовые превращения при разработке месторождений нефти и газа. Грааль, Москва, 575.

ЖЕЛТОВ, Ю. П., РОЗЕНБЕРГ, М.Д. 1962. О фильтрации многокомпонентных систем. *НТС по добыче нефти,* вып.18, Гостоптехиздат, Москва, 19-25.

ЗАКИРОВ, С.Н., СОМОВ, Б.Е. и др. 1998. Многомерная многокомпонентная фильтрация. Недра, Москва, 335.

КУРБАНОВ, А.К., РОЗЕНБЕРГ, М.Д., ЖЕЛТОВ, Ю.П. и др. 1964. О движении многокомпонентных углеводородных смесей в пористой среде. *ВНИИ,НТС по добыче нефти*, вып.24, Москва, 41-43.

МАГЕРРАМОВ, Н.Х., МИРЗАДЖАНЗАДЕ, А.Х. 1961. О фильтрации газоконденсатных смесей в пористой среде. *ПММ,* том XXIV, вып.6, 89-92.

НИКОЛАЕВСКИЙ, В.Н. 1963. Об уравнениях движения газоконденсатной смеси в пористой среде. *Инж. жур*., том 12, вып. 3, 557-559.

НИКОЛАЕВСКИЙ В.Н., БОНДАРЕВ, Э.А., МИРКИН, М.И. и др. 1968. Движение углеводородных смесей в пористой среде. Недра, Москва,173.

COATS, K.H. 1980. An equation of state compositional model. *Soc. Petr. Eng. J.,* v.20, 5, 363-376.

KNIAZEFF, V., NAVILL, S. 1962. Ecoulement diphasiqua dans les gisement d'hydrocarboures legers. *Revue de L'Ist. Frans. du Petrole*, 5.

PENG, D.Y., ROBINSON, D.B. 1976. A new two-constant equation of state. *Int. Eng. Chem. Fundam.* ,v.15,59-64.

ROLBUCK, J. F., HENDERSON, G.E., DOUGLAS, J.J., FORD, W.T. 1969. The compositional reservoirs simulator: Case 1 – the linear model. *Soc. Petr. Eng. J.*, v.9, 1, 115-130.

© V.A.Məmmədov, 2006

KÜR ÇÖKƏKLİYİ GÖLLƏRİNİN SU KÜTLƏSİNDƏ TEMPERATURUN TƏBİİ VƏ ANTROPOGEN REJİMLİ DÖVRLƏRDƏ TƏRƏDDÜDÜ

V.A.Məmmədov

Azərbaycan MEA Geologiya İnstitutu
AZ 1143, Bakı, H.Cavid prospekti, 29A

Region göllərində su temperaturu və buz hadisələrinin təbii və antropogen rejim dövrlərdəki kəmiyyətlərinin təhlili göstərir ki, son 50 ildə antropogen təsirin artması ilə göllərin orta çoxillik temperaturu 1,5^0 C, maksimumu isə 5,0^0 C artmışdır. Buz hadisələri qısamüddətli və dayanıqsızdır. Su temperaturunun artması min illərlə formalaşmış hidrobiokimyəvi proseslərin tarazlığını pozmşdur.

Göllərə daxil olan istiliyin su kütləsi və dib çöküntülərində paylanması ilə su temperaturunun mövsümlər üzrə dəyişməsi prosesi onların temperatur rejimini formalaşdırır. Göllərin temperatur rejimi su kütləsində baş verən bir sıra dinamik proseslərə (şaqul üzrə sirkulyasiya, konveksiya sıxlıq axınları və s.), fiziki-kimyəvi-bioloji xassələrə təsir edərək su mühitinin ekoloji şəraitinin formalaşmasında mühüm rol oynayır. Beləliklə, tədqiq etdiyimiz göllərin müəyyən dövr ərzindəki temperatur rejimi bir tərəfdən, onların yerləşdiyi coğrafi enlik, meteoroloji amillər, axım və axardan, digər tərəfdən isə, göl çalasının ölçüləri və forması ilə əlaqəli olub gölün istilik balansı strukturunda əks olunur. Temperatur rejimi haqqında məlumatlar hidrometeoroloji məntəqədə su səthində (h=0,1- 0,2m) və çöl işləri zamanı suyun səthi və kütləsində (şaqul üzrə) yerinə yetirilən ölçülərə əsaslanır.

Regionun rapalı göllərində istilik balansının əsasını formalaşdıran ünsürlərə günəş radiasiyası, buxarlanmaya sərf olunan istilik və kondensasiya zamanı buxardan ayrılan istilik, su səthi ilə atmosferin aşağı hissələri arasında turbulent istilik mübadiləsi və su kütləsi ilə dib çöküntüləri arasındakı istilik mübadiləsi aiddir.

Vaxtaşırı axımı və ya axarı olan, sərt qış dövründə səthində qısa müddətə buz hadisələri yarana bilən göllərdə isə əlavə olaraq aşağıdakı proseslər nəticəsində formalaşan kəmiyyətlər nəzərə alınır: axımla daxil olan və axarla xaric olan istilik buz əmələgəlmə zamanı daxil olan və buzun əriməsinə sərf olunan istilikdir. Region göllərinin istilik büdcəsinin əsasını günəş radiasiyası təşkil edir.

Temperaturun mövsümlər üzrə paylanması. Su temperaturunun illik tsikli mövsüm xassələrini özündə təzahür etdirərək dörd mərhələni keçir: yaz və yay (isinmə), payız və qış (soyuma) dövrləri. Yaz isinmə və payız soyuma mərhələləri nisbətən qısa dövrlü və davamiyyətsizdir, qış soyuma və xüsusən yay isinmə mərhələləri davamlı və stratifikasiya olunmuşdur. Hər bir termik dövr, ilk növbədə, gölün sahilə yaxın dayazlığında, körfəzlərdə başlasa da, su kütləsinin mərkəz hissələri ətalətli olub əvvəlki termik dövrün strukturunu müəyyən vaxt özündə davam etdirir. Temperaturun illik tsikli, adətən, təqvim ili ilə uzlaşmadığından biz araşdırmalarda hidroloji ili əsas götürmüşük.

Hava temperaturunun 4^0 C-ni keçərək artması fevralın 3-cü ongünlüyündə, 10^0 C-dən yuxarı isə martın 2-ci ongünlüyündə baş verməsi və əksər göllərdə dərinliyin az (1,0-3,0 m) olması göl sularının qış soyuma dövründən yaz isinmə dövrünə keçməsini intensivləşdirir.

Hava və göl suyu temperaturları arasında sıx əlaqə mövcuddur. Bu düzxətli əlaqənin analitik ifadəsini regionun iki gölü timsalında nəzərdən keçirək.

1. Hacıqabul gölu və Qazı Məmməd HMS-i arasında:

$$У=1.1622x-2.4068,\ R^2=0,9939,\ r=0,9969$$

2. Sarısu gölü və Sabirabad HMS-i arasında:

$$У = 1.0579x-0.6687,\ R^2=0,9866\ r=0,9933$$

Su temperaturu ölçülərindəki qısa müddətli fasilələrin (qırılmaların) bərpasında qeyd etdiyimiz düsturlardan istifadə olunmuşdur.

Göllərdə su temperaturunun 4^0 C-ni keçərək artması havaya nisbətən 15-25 gün sonra baş verir. Gölün su kütləsində müsbət kəmiyyətli istilik balansının formalaşması ilə region gölləri yaz isinmə dövrünə keçir. Bu dövrdə su temperaturunun ongünlüklər üzrə tərəddüdü 0,5-1,5^0 C, ay ərzində isə 2-4^0 C-dən artıq olmur (1-ci cədvəl).

1-ci cədvəl

Göl sularının təbii rejim dövründə orta aylıq temperaturu, ^{0}C

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	t max, vaxtı
Sarısu gölü												34,4
3,7	3,5	5,3	12,0	19,7	24,2	25,3	24,3	20,6	15,1	10,3	5,6	29.07.1943
Hacıqabul gölü												31.0
3,8	4,9	8,4	13,5	20,1	22,5	24,9	24,8	21,0	16,1	9,6	5,4	22.07.1954

Adətən, çox qısa müddətli (bir neçə həftə) olan yaz isinmə dövrünün axırında su kütləsinin termik strukturunda homotermiya vəziyyəti yaranır. Bu vaxt suyun şaqul üzrə temperaturu 4^0 C-yə yaxın vəziyyətdə tarazlaşdığından səthlə dib arasında sirkulyasiya aktivləşir, dibə yaxın hissədəki suların və o cümlədən də hidrobiontların oksigenlə təminatı yaxışılaşır. Göllərin üzvi aləminin inkşafında su kütləsinin yaz sirkulyasiyasının rolu çox əhəmiyyətlidir.

Su kütləsinin maksimal sıxlığı (t≈ 4^0 C) zamanı formalaşan aktiv sirkulyasiyadan sonra temperaturun artması ilə göllər yay isinmə mərhələsinə keçir. Yay isinmə mərhələsi homotermiya vəziyyətindən gölün maksimum temperatura çatan dövrünə, yəni yarım ilə kimi olan müddəti əhatə edir. Digər termik mərhələlərə nisbətən bu dövrdə düz termik stratifikasiya və onun müxtəlif tipləri müşahidə olunur. Yay isinmə dövrünün əvvəllərində ongünlüklərin orta temperatur fərqi 2-3^0 C, bütün dövr ərzində isə orta aylıq temperaturların fərqi 3-8^0 C-dir. Bu dövrün maksimumu avqust ayının 3-cü ongünlüyündə formalaşır və ilin iqlim şəraitindən asılı olaraq 25-35^0 C arasında tərəddüd edir. Dayazlıqlarda suyun temperaturu 40^0 C-yə çatır. Su kütləsinin səthi ilə dibə yaxın hissələrin temperatur fərqi dayaz göllərdə 2-3^0 C, dərin göllərdə (Mingəçevir qum karxanası, Candargöl və s.) isə 10-15^0 C təşkil edir. Epilimneon zonası formalaşmış olur və dayaz göllərdə su kütləsinin >75-90%-ni əhatə edir. Metalimneon və hipolimneon zonalarında temperatur azalması bəzən tədrici xarakter daşıyır. Yay isinmə dövründə, küləksiz keçən isti havalar zamanı termoklində temperatur qradiyenti hər 1,0 m-də 3-5^0 və daha artıq olur. Termoklin, adətən, 1,0-2,0 m və bəzən 0,6-1,5 m dərinliklər arasında formalaşır və temperaturun ən intensiv azalan zonasıdır. Dərin göllərdə bu zona epilimneonla ətalətli su dövranına malik hipolimneon arasında nisbi sədd olub konvektiv sirkulyasiyaya mane olan su layıdır. Candargöl, Sarısu, Hacıqabul, Ağgöl, Mingəçevir qum karxanası və s. böyük göllərdə temperatur stratifikasiyası staqnasiya vəziyyətində olur. Zəif (2-3 bal) küləkli havalarda və yay isinmə dövrünün axırında su temperaturunun şaqul üzrə paylanmasında qısa müddətli mezotermiya vəziyyəti formalaşır. Mezotermiya formalaşan su layının qalınlığı 0,1-0,3^0 C, temperatur fərqi isə yay isinmə dövrünün axırlarında 0,5-1,0^0 C, təqvimi yay mövsümünün axırlarında isə 1,0-2.5^0 C təşkil edir. Gölə daxil olan və su kütləsində toplanmış istiliyin 75%-dən artığı buxarlanma və transpirasiyaya sərf olunur.

Kür çökəkliyindəki göllərdə suyun temperaturu maksimumu keçməsilə payız soyuma dövrü başlayır və payız homotermiya sirkulyasiyasına kimi davam edir. Maksimum temperaturun kəmiyyəti (ongünlüklər üzrə orta temperatur 1,0-3,0^0 C, bütün payız dörü müddətində isə>12-15^0 C) azaldığından hipolimneon layının dərinliyə enməsinə səbəb olur, dib çöküntülərində müsbət, su kütləsində isə mənfi kəmiyyətli istilik balansı formalaşır. Payızın axırı, qışın əvvəllərinə doğru suyun soyuması və eləcə də tez-tez müşahidə olunan küləklər su kütləsinin qarışmasına və sirkulyasiyanın aktivləşməsinə şərait yaradır. Bu zaman epilimneon layı daha da dərinə düşərək tam itir, su kütləsinin temperaturu 4^0C-yə yaxınlaşdığından səthdən dibə kimi homotermiya və ya ona uyğun maksimum sıxlıq şəraiti formalaşıb dibə yaxın zonanı oksigen və biogen maddələrlə aktiv qidalandırır.

Havaların qışa doğru soyuması su səthi temperaturunun 4^0 C-dən aşağı enməsinə səbəb olur ki, bu da göllərin qış soyuma dövrünə girməsini bildirir. Bu dövrdə su kütləsinin temperaturu, adətən, su səthinə nisbətən 2-3^0 C yüksək olduğundan əks-termik stratifikasiya formalaşır. Şaxtalı keçən qış dövründə göl səthində dayanıqsız sahil buzu və buz örtüyü formalaşa bilir. Qış soyuma dövründə su səthinin temperaturu,

havaların temperatur dəyişkənliyindən asılı olaraq, 0,0-5,5^0 C arasında dəyişə bilər. Buz örtüyünün yaranması ilə əks-temperatur stratifikasiyasının dəyanıqlığı artır və atmosferlə göl arasındakı istilik mübadiləsi zəifləyir. Nisbətən dərin və səthi 2-3 həftədən artıq buzla örtülən Candargöl və Mingəçevir qum karxanası göllərində su kütləsinin iki mənbədən isinməsi baş verir. Formalaşmış buz örtüyünü keçən günəş şüaları buzun altından 0,3-0,5 m dərinlikdəki su layını 0,5-1,5^0 C-yə qədər isidə bilir. Su layının buzla təmasda olduğu hissədə temperaturu, adətən, 0^0 C-yə yaxın olur. İsinmə layından aşağıda isə payız sirkulyasiyası dövründəki istilik saxlanılır və ya qismən soyumuş olur. Buzaltı zonadakı (h=0,3·0,5 m) su layı nisbətən isindikdə onun temperaturu suyun maksimum sıxlıq həddinə yaxınlaşır və nəticədə göl çalasının yamacları ilə gölün dərin hissələrinə doğru yeni formalaşan sıxlıq axınları istiqamətlənir.

Dib çöküntülərinin istilik tutumu həcmindən asılı olaraq bütün göllərin dibə yaxın su layı 1,0-2,0^0 C isinə bilir və bu proses yaz isinmə dövrünə kimi davam edir.

ABŞ, Kanada və bir sıra Avropa ölkələrindəki göllərdə su temperaturunun xüsusiyyətlərini tədqiq edən D.Hatçinson (1969) belə bir fikrə gəlir ki, dib çöküntülərindən istiliklə bərabər, diffuziya yolu ilə həll olmuş duzlar da su kütləsinin aşağı hissələrinə daxil olur. Əgər bu proses baş verirsə, o zaman qış dövründə hipolimneon layının minerallaşma dərəcəsi nisbətən artmış olacaq.

Duzlarla ifrat dərəcədə ($\sum_i$ = 150-250 q/kq) doymuş Acınohur, Duzdağ-böyük və s. göllərdə, adətən, yaz yağışlarından sonra gölün səthində bir neçə sm qalınlığında şirin su layı əmələ gəlir. Şirin suyun sıxlığı altdakı şor suya nisbətən az olduğundan onlar bir müddət birbirinə qarışmır və bu dövrdə şirin su layı optik linza rolunu oynayaraq bir növ «istixana effekti» əmələ gətirir. Yəni şəffaf şirin su layından keçən günəş şüaları altdakı şor suyu qızdırır və şor sudan buxarlanmaya və s. istilik itkisi olmadığından onun temperaturu kəskin artaraq qısa müddətli temperatur inversiyası formalaşdırır. Bu cür «istixana effektilə» formalaşan anomal mezotermiya vəziyyətini 1989-cu il may ayının ortalarında Duzdağ-böyük gölündə müşahidə etmişik. Bu zaman suyun səthində temperatur 20,7^0 C, şirin su layından altdakı şor suda isə 25,4^0 C idi.

Göl səthinin müxtəlif hissələrində və eləcə də sutka ərzində su temperaturlarının qiymətində müəyyən fərqlər var. V.V. Vinoqradov (1967) tərəfindən Ağgöldə və bizim 1977-79, 1989, 2000, 2003-cü illərdə müxtəlif göllərdə apardığımız temperatur ölçülərinə əsasən söyləmək olar ki, göllərin dayazlığı ilə mərkəz hissələr arasında temperatur fərqi 0,0-4,0^0 C, sutka ərzində isə 0,0-5,8^0 C təşkil edir. Temperatur fərqinin maksimumu-hava temperaturu, su kütləsində sirkulyasiya və küləklərdən asılı olub ilin bütün fəsillərində baş verə bilər.

Su kütləsinin temperatur rejimi fiziki, kimyəvi və bioloji proseslərlə sıx əlaqədar olduğundan və bu proseslərin intensivliyi fəsillər üzrə dəyişdiyindən göllər temperatur rejiminə görə müəyyən təsnifat daxilində baxılmasını tələb edir. İlk Limnotermik təsnifat vaxtından (1885-ci ildən) bu dövrə kimi müxtəlif tədqiqatçılar tərəindən su temperaturu və onunla əlaqəli prosesləri nəzərə alan onlarla təsnifat və onların müxtəlif variantları təklif olunmuşdur. Bu təsnifatların məğzinin (prinsipinin) strukturunu əsas göstərici kimi qəbul etsək, o zaman bütün təsnifatları üç qrup daxilində birləşdirmək olar.

1. Göllərin enlik və yüksəklik zonallıq prinsipləri əsasında hazırlanmış təsnifatlar.
2. Bir təbii zona daxilindəki göllərdə su temperaturunun müxtəlif xüsusiyyətlərinin nəzərə alınması əsasında hazırlanan təsnifatlar. Bu tip təsnifatlar kəmiyyət baxımından çoxluq təşkil edir və əsasən mülayim zona göllərini əhatə edir.
3. Təbii zonallıq prinsipini nəzərə alaraq su dövranının şaqul üzrə dəyişmə xassələri əsasında hazırlanmış təsnifatlar.

Kür çökəkliyi göllərinin termik şəraiti ilə uzlaşan və elmi ədəbiyyatda daha çox istifadə olunan bir neçə təsnifatı nəzərdən keçirək. Mülayim və tropik zona göllərində temperatur rejiminin müxtəlifliyini nəzərə alan V.A. Abrosov (1982) su kütləsində termoklinin vəziyyətini əsas meyar qəbul edərək, zona daxilindəki göllərı beş tipə ayırmışdır:

1. İsti sulu göllər. Çox dayaz olub, yayda dibə kimi qızdığından temperatur sıçrayışı layı olmur. Bütün su kütləsini eplimneon (E) təşkil edir, hipolimneon (H) layı formalaşa bilmir.
2. Meta- və hipolemneon layları qismən formalaşan isti sulu göllər. Epilimneonun (E) həcmi hipolimneondan (H) dəfələrlə böyükdür. Termoklin gölün ən dərin hissəsində formalaşa bilir.

3. Mülayim soyuq sulu göllər. E:H>1, termoklin zonası gölün orta dərinliyindən aşağıda yerləşir.
4. Soyuq sulu göllər. E:H<1, termoklin zonası gölün orta dərinliyindən yuxarıda yerləşir.
5. Çox soyuq sulu göllər. E<1, dib hissələrin temperaturu daim soyuqdur.

Regiondakı kiçik ölçülü göllərin çoxu bu təsnifatda 1-ci və 2-ci tipə, böyükləri isə 3-cü tipə yaxındır.

Göllərin istilik balansını təşkil edən elementlərin xüsusiyyətlərini termik təsnifat üçün əsas meyar qəbul edən L.V. Nesina və T.A. Oqneva (1975) bütün gölləri üç əsas tipə bölürlər:

1) Dərin göllər – radiasiya ilə daxil olan istiliyin 70-80%-i su kütləsinin isinməsinə, 20-30%-i buxarlanmaya sərf olunur.
2) Orta dərinlikli göllər – radiasiya ilə daxil olan istiliyin 15-20%-i suyun isinməsinə, 70-80% -i buxarlanmaya sərf olunur.
3) Dayaz göllər – daxil olan istiliyin 5-10%-i isinməyə, 80-90%-i buxarlanmaya sərf olunur.

Respublikamızın heç bir gölü üçün istilik balansını təşkil edən elementlər təyin olunmadığından bu təsnifatdan istifadə çətinləşir, amma su kütləsində istilik dövranı proseslərinin təhlili dolayı yolla belə bir nəticəyə gəlməyə imkan verir ki, region göllərinin böyük əksəriyyəti üçüncü tipi təşkil edən dayaz göllərə aiddir.

Kitayev S.P. (1984) tərəfindən hazırlanmış termik təsnifatda əsas meyar – temperatur, minerallaşma və hidrobiontların göl çalasında paylanmasına təsir edən limnobatik zonaların sahə və həcmləri arasındakı fərqdir. Bütün göllər bu xüsusiyyətə görə beş qrupa bölünür:

1. Hipotermik (çox dərin) - sublitoral ($F_{s.l}$) və profundal (F_p) sahələrin cəmi litoralın (F_l) sahəsindən kəskin dərəcədə azdır- [$F_l >> (F_{s.l} + F_p)$]. Epilimneondakı suyun həcmi (V_L) metalimneon (V_m) və hipolimneondakı (V_h) suyun həcminin cəmindən kəskin dərəcədə azdır [$V_l >> (V_m+V_h)$].
2. Hipometatermik (dərin) – sublitoral ($F_{s.l}$) və profundal (F_p) sahələrin cəmi litoralın (F_l) sahəsindən nisbətən azdır - [$F_l<(F_{s.l}+F_p)$]. Epilimneondakı suyun həcmi (V_L) metalimneon (V_m) və hipolimneoedakı (V_h) suyun həcminin cəmindən nisbətən azdır – [$V_l < (V_m+V_h)$].
3. Metatermik (orta dərinlikli) – sublitoral ($F_{s.l}$) və profundal (F_p) sahələrin cəmi təxminən litoralın (F_l) sahəsinə bərabərdir – [$F_l \approx \approx (F_{s.l}+F_p)$]. Epilimneondakı suyun həcmi (V_l) təxminən metalimneon (V_h) və hipolimneondakı suyun həcminin cəminə bərabərdir - [$V_l \approx (V_m+V_h)$].
4. Metaepitermik (dayaz) – litoralın (F_l) sahəsi sublitoral ($F_{s.l}$) və profundalın (F_p) sahələrinin cəmindən artıqdır - [$F_l>(F_{s.l}+F_p)$]. Epilimneondakı suyun həcmi (V_l), metalimneon (V_m) və hipolimneondakı (V_h) suyun həcminin cəmindən artıqdır - [$V_l > (V_m+V_h)$].
5. Epitermik (çox dayaz) göllərdə sublitoral, profundal, metalimneoen və hipolimneon zonaları yoxdur - [$F_{s.l+} F_p=0$; $V_m+V_h= 0$].

Kür çökəkliyindəki kiçik ölçülü, dayaz göllərdə yay və qış temperatur stratifikasiyasının formalaşması üçün optimal təbii şərait olmadığından onların əksəri epitermik, qismən böyükləri (Sarısu, Ağgöl, Candargöl, Qazangöl, Hacıqabul və s.) isə metaepitermik qrupa aiddir.

Göllərə edilən antropogen təsir (müxtəlif mənşəli və dərəcəli yüklənmə) onların sahə və su həcminin azalmasına, minerallaşma dərəcəsinin artmasına, xüsusən də temperatur rejiminin dəyişərək su kütləsinin nisbətən isinməsinə səbəb olmuşdur. Bu prosesi təbii və antropogen rejimli dövrlərdə mütəmadi temperatur müşahidələri aparılmış Hacıqabul və Sarısu gölləri timsalında fəsillər üzrə nəzərdən keçirək (cədvəl 2).

Antropogen təsirin nəticəsi olaraq göl sularının orta çoxillik temperaturu 1,6-3,4^0 C, dövrün maksimumu isə 0,7-5,0^0 C artmışdır. Sözsüz ki, göllərin son yarım əsrdə isinməsi buxarlanmanın və suyun minerallaşma dərəcəsinin artımının intensivləşməsinə, digər tərəfdən isə, yüz və min illərlə formalaşmış hidrobiontlar aləminin ekoloji tarazlığının pozulmasına şərait yaratmışdır. Digər tərəfdən, göl sularının isinməsinə, çox güman ki, qlobal isinmə prosesi də təsir etmişdir. Y.C. Hadiyev (2003) qeyd edir ki, havanın temperaturu 1881-2000-ci illər ərzində Kür çökəkliyinin reprezentativ məntəqələri olan Salyanda 0,6^0 C, Gəncədə 1,0^0 C və Ağstafada 0,8^0 C artmış, atmosfer yağıntıları isə 1891-2000-ci illər ərzində Kürdəmirdə 6 mm, Ağstafada isə 9 mm azalmışdır. Beləliklə, qeyd etmək olar ki, ümumi isinmə prosesi davam edərsə, o zaman göllərin sahə və dərinlikləri azalacaq, buxarlanma və minerallaşma dərəcəsinin artması ilə hidrobiontlar aləminin növ müxtəlifliyi və biokütləsi azalacaq, göllərdən istifadə isə məhdudlaşacaq.

2-ci cədvəl

Hacıqabul və Sarısu göllərində su temperaturunun təbii
və antropogen rejimli dövrlərdə tərəddüdü

№	Fəsillər	Aylar	Temperatur, ^{0}C	
			təbii	antropogen
I H a c ı q a b u l g ö l ü				
1	Qışda	12-02	4,7	6,9
2	Yazda	03-05	14,0	12,3
3	Yayda	06-08	24,1	28,1
4	Payızda	09-11	15,6	20,3
Orta çoxillik			14,6	16,2
Dövrün maksimumu			31,0	36,0
II S a r ı s u g ö l ü				
1	Qışda	12-02	4,3	6,6
2	Yazda	03-05	12,3	16,9
3	Yayda	06-08	24,6	27,9
4	Payızda	09-11	15,3	18,5
Orta çoxillik			14,1	17,5
Dövrün maksimumu			34,4	35,1

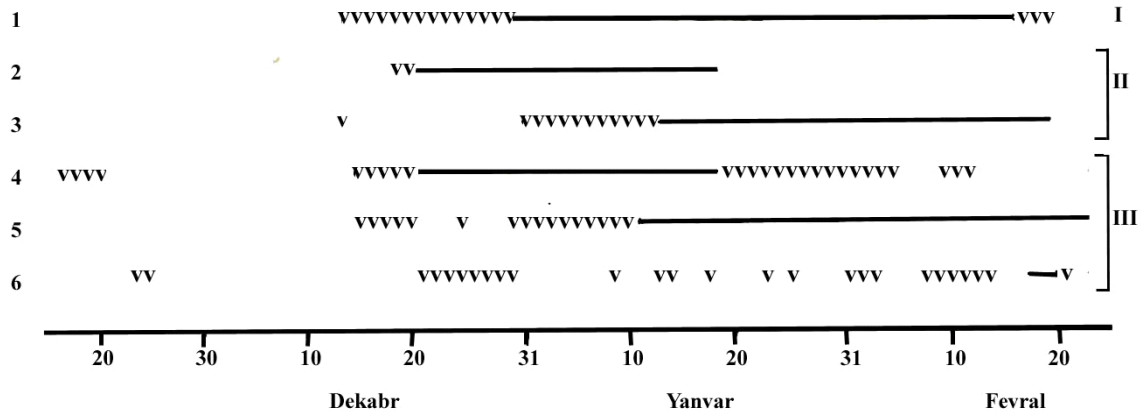
Buz hadisələri. Kür dağarası fiziki-coğrafi vilayətinin iqlimi ərazidəki göllərdə davamlı buz hadisələrinin formalaşmasına şərait yaratmır. Bununla belə, sərt keçən qış aylarında sahil buzları (qalınlığı 0,5-1,0 sm-ə kimi) qısa müddətli, davamsız buz örtüyü (2-8, bəzi yerlərdə hətta 10 sm-ə kimi) əmələ gələ bilir. Nisbətən mülayim keçən qışda isə buz hadisələri, ümumiyyətlə, müşahidə olunmur. Duzlarla doymuş Duzdağ - böyük, Acınohur və s. göllərdə isə minerallaşma dərəcəsinin (150-250 q/kq) yüksəkliyi buz hadisələrinin formalaşmasna şərait yaratmır.

Göllərin buz rejimi bir-birindən fərqli üç mərhələni əhatə edir:

a) donma (ilk sahil buzlarının yaranması), b) buz örtüyü və c) buz örtüyünün parçalanması. Müşahidə məlumatlarının təhlili göstərir ki, qış aylarında (noyabrın axırı - fevral) göllərdə əsasən sahil buzu əmələ gəlir və soyuq dövrdə bir neçə dəfə parçalanıb əriyir və sonra yenidən formalaşa bilir. Payız mövsümünün axırı, qışın əvvəlində göldən istiliyin itirilməsi sürətlənir, su kütləsi soyuyur və nəticədə göldə mənfi kəmiyyətli istilik balansı yaranır. Şaxtalı günlər davam edərsə, su səthinin temperaturu - 0,2 – 0,5^0 C-yə kimi azalır və küləksiz havalarda su səthində iynəyə bənzər ilk buz kristalları formalaşır. Donma prosesi inkişaf etdikcə ilkin buz kristalları gölün bütün sahillərini əhatə edib bərkiyir və sahil buzlarını formalaşdırır. Sahil buzunun ən tez yaranma vaxtı noyabrın ortası, ən gec isə dekabrın 2-ci ongünlüyüdür. Sahil buzunun ən tez açılma vaxtı yanvarın əvvəllərində, ən gec isə fevralda müşahidə olunub. Sahil buzunun qalınlığı adətən ≤1sm, eni isə sahildən gölün mərkəzinə doğru 5-15 m-dən 120-150 m-ə kimi olur. Qışı şaxtalı keçən illərdə göllərin səthi orta hesabla 10-20 gün (Candargöldə 20-30 gün) müddətə 2,0-10,0 sm qalınlığında buzla örtülə bilər. Küləksiz, sakit havada göl səthində şəffaf, kristallik strukturlu buz formalaşır. Təbii rejim dövründə göl səthinin buzla örtülü minimal vaxtı 5 gün, maksimum isə 44 gün (1949-50-ci illərin qışı) olmuşdur (şəkil).

Buz örtüyünün formalaşması, adətən, sahil zonası və dayaz körfəzlərdən başlayaraq gölün mərkəzinə doğru inkişaf edir. Buz örtüyü atmosferlə su kütləsi arasındakı istilik mübadiləsini zəiflədir, buzun və üstündəki qarın qalınlığı artdıqca bu proses intensivləşir. Qış dövründə havaların qısa müddətli isinməsi və küləklər formalaşmış sahil buzunu və buz örtüyünü dağıda bilir.

Son yarım əsrdə, şaxtalı keçən 1963-64 - cü illərin qışında (Candargöl, Mehman, Ağgöl, Sarısu, Hacıqabul, Eymur, Kotavan, Hacıselli, Beşdəli, Ayrıqobuaxmaz, Mingəçevir qum karxanası və s.) göllərdə buz örtüyünün müddəti 45-50 gün (23.12-13.02 kimi), 1976-77-ci illərin qışında 20 gün (20.12-10.01 kimi) davam etmişdir. Buz örtüyünün parçalanması bir neçə amillə əlaqədardır ki, bunlardan əsasları – temperaturun artması, küləklər və su səviyyəsinin yüksəlməsidir. Parçalanmış buz örtüyü, adətən, 1-3 gün ərzində əriyir.



Göllərdə buz hadisələrinin müxtəlifliyi və müddəti

vvv - sahil buzu, ▬ - buz örtüyü

I Candargöl; 1) 1981-ci il
II Hacıqabul; 2) 1948-49-cu illər; 3) 1949-50-ci illər
III Sarısu; 4) 1948-49-cu illər; 5) 1949-50-ci illər; 6) 1950-51 cı illər.

Nəticə

1. Kür çökəkliyi fiziki-coğrafi vilayətindəki dayaz göllərdə davamlı temperatur stratifikasiyası formalaşa bilmir, hava şəraitindən asılı olaraq ilin çox hissəsində suyun səthi ilə dibi arasındakı temperatur fərqi 2-3^0 C-dən artıq olmur.
2. Rapalı göllərin səthində yağışlardan sonra qısamüddətli temperatur inversiyası formalaşa bilir.
3. Günəş radiasiyası ilə gölə daxil olan istiliyin > 75-80%-i su səthindən buxarlanmaya sərf olunur.
4. Antropogen rejim dövründə göl sularının orta çoxillik temperaturu 1,6 -3,4^0 C, maksimumu isə 0,7-5,0^0 C artmışdır. Qlobal isinmə bu prosesi aktivləşdirir.
5. Göl səthində formalaşan sahil buzu və buz örtüyü qısamüddətli və davamiyyətsizdir.

ƏDƏBİYYAT

АБРОСОВ, В.Н. 1982. Зональные типы лимногенеза. Наука, Ленинград, 143.

ВИНОГРАДОВ, В.В. 1967. Биологические ресурсы водно-болотных охотничьих угодий Мильской степи, их производительность и перспективы хозяйственного использования. Лесная промышленность, Москва, 144.

ГАДИЕВ, Ю.Д. 2003. Колебания основных гидрометеорологических параметров на территории Азербайджана в XX столетии. *Известия НАНА, Науки о Земле,* 4, 26-30.

КИТАЕВ, С.П. 1984. Экологические основы биопродуктивности озер разных природных зон. Наука, Москва, 207.

НЕСИНА, Л.В., ОГНЕВА, Т.А. 1975. Солнечная радиация и тепловой баланс водоемов. В сб.: *Круговорот вещества и энергии в озерных водоемах*. Наука, Новосибирск, 308-313.

ХАТЧИНСОН, Д. 1969. Лимнология. Прогресс, Москва, 592.

Məqaləyə Azərbaycan MEA müxbir üzvü Ş.B.Xəlilov rəy vermişdir

© Ф.Ш.Ахмедов, 2006

ИЗУЧЕНИЕ ПОЛЕЙ ПЛОТНОСТИ В ГЛУБОКОВОДНОМ ФАКЕЛЕ СТОЧНЫХ ВОД

Ф.Ш.Ахмедов

НИПИ "Суканал",
AZ 1012, Баку, Тбилисский просп., 67

В статье рассмотрены вопросы, связанные с глубоководными факелами сточных вод, составлена математическая модель распределения разности плотностей морской и сточной вод в глубоководном факеле сточных вод и установлены их граничные условия. Решая поставленную задачу, была найдена закономерность распределения разности плотностей морской и сточной вод на оси факела. Получено выражение для вертикальной компоненты коэффициента диффузии. Определена высота подъема факела с учетом плотностей морской и сточной вод, разности плотностей, расхода сточных вод и конструктивных параметров выпуска. Полученные результаты имеют практическое значение при определении параметров глубоководных выпусков сточных вод, применяемых для защиты поверхностных слоев воды и прибрежной зоны моря от загрязнения.

Для изучения глубоководных факелов сточных вод необходим прогноз качества воды в его окрестности. Для этого необходимо иметь определенные данные и учитывать: 1) плотностную стратификацию воды; 2) поле осредненных скоростей; 3) дисперсию сточных вод; 4) процессы превращений примесей воды.

Глубоководные факелы сточных вод в отличие от прочих обладают определенной особенностью, которая заключается в том, что факел сточных вод поднимается к поверхности водоема не только вследствие турбулентной диффузии, но и из-за разности в плотностях так называемой "плавучести" сточной воды.

Существующие методы проектирования глубоководных выпусков сводятся к определению зоны, где $\rho_{СТ} \neq \rho_М$, $\rho_{СТ}$ и $\rho_М$ – соответственно плотности сточной и морской вод (Кривченко, 1979).

Трудность прогноза качества воды в окрестностях глубоководного выпуска заключается в том, что вследствие всплывания "легкой" жидкости в окрестностях выпуска возникает сложное течение, учет которого весьма затруднителен.

Поэтому для решения задачи распределения примесей воды необходимо иметь достаточно надежный прогноз распределения плотности воды.

Если рассматривать плотность, как некоторую неконсервативную субстанцию, то ее прогноз в условиях стратифицированного по плотности моря, как можно показать(Ибадзаде, Ахмедов, 1994), сводится к решению уравнения:

$$\frac{\partial \bar{\rho}}{\partial t} + \vec{\upsilon}\ grad\ \bar{\rho} = div(D \cdot grad\ \bar{\rho}), \quad (1)$$

где $\vec{\rho}$ - дефицит плотности, определяемый выражением:

$$\bar{\rho} = \rho_М(z) - \rho_{СТ}(x, y, z, t), \quad (2)$$

$\rho_М(z)$ - распределение плотности морской воды по глубине; $\rho_{СТ}$ (x,y,z,t) - распределение плотности в факеле сточных вод (рис.1). $\vec{\upsilon}_\rho$ - вектор скорости, D – коэффициент дисперсии, представляющий собой в общем виде тензор второго рода.

Соответствующие компоненты тензора коэффициента дисперсии определяются выражением:

$$D = D_T + D_\rho$$
$$\vec{\upsilon} \equiv 0. \quad (3)$$

Величина $D\rho$ представляет собой часть вертикальной компоненты тензора дисперсии, связанной с переносом жидкости, обусловленным разностью плотностей, а величина D_T - перенос, определяемый дисперсией в турбулентном осредненном потоке, существую-

щем в море независимо от наличия факела сточных вод. Аналогичным образом определяются горизонтальные компоненты тензора коэффициента дисперсии.

Начальные и граничные условия, необходимые для решения уравнения (1), имеют вид:

При t=0 $\bar{\rho} = \bar{\rho}\ (x, y, z, o)$.

При /x/$\to\infty$ $\bar{\rho} = o$. (4)

При z=o $\partial\bar{\rho}/\partial z = \varphi(x)$.

При z=H $\partial\bar{\rho}/\partial z = -\delta\bar{\rho}$.

Здесь: H- глубина водоема в месте выпуска сточных вод; δ - коэффициент, определяемый процессом теплообмена между водоемом и атмосферой; $\varphi(x)$ - непрерывная функция, определенная для точек, /x/≤B.

В условиях плоской задачи уравнения прогноза распределения дефицита плотности (1) представим в виде:

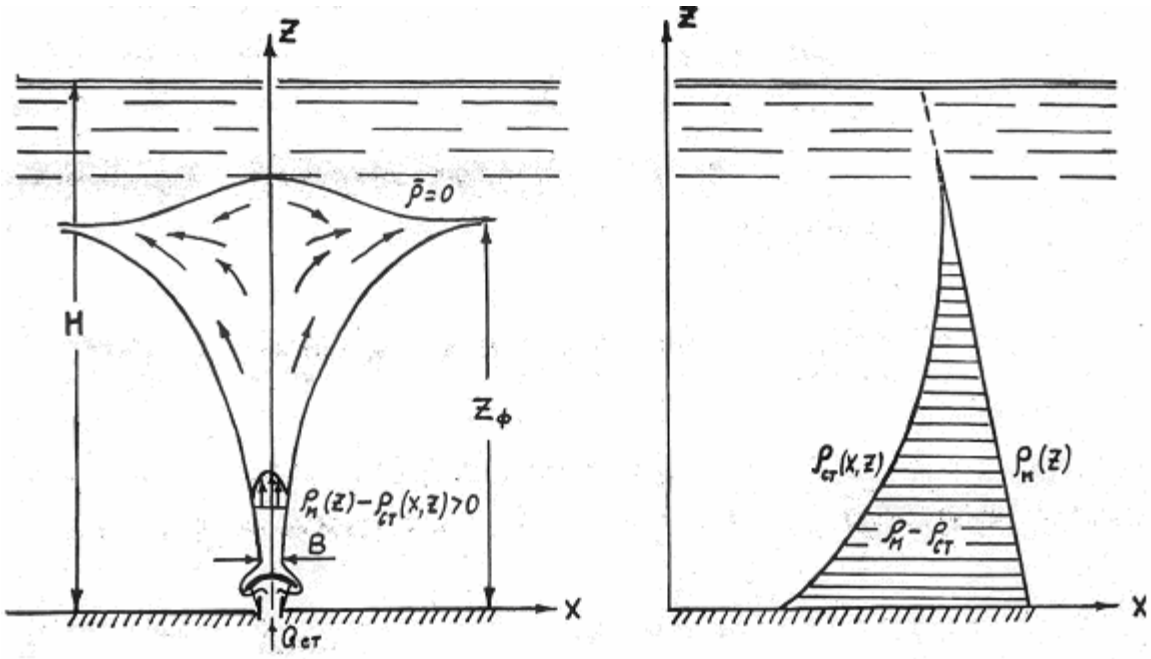
$$\frac{\partial\rho^-}{\partial t} + V_z\frac{\partial\rho^-}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial x}\left(Dx\frac{\partial\rho^-}{\partial x}\right) - \frac{\partial}{\partial z}\left(Dz\frac{\partial\rho^-}{\partial z}\right) = 0. \quad (5)$$

При этом мы делаем допущение о том, что перенос и уменьшение дефицита плотности происходит только в направления оси Z при турбулентной диффузии в плосткости XZ и вертикальная составляющая скорость погашена полусферическим отражателем, υ_z=0 (рис. 1) .

В условиях осисимметричной задачи уравнение (1) имеет вид:

$$\frac{\partial\bar{\rho}}{\partial t} + \frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial r}\left(rD_{r\rho}\frac{\partial\bar{\rho}}{\partial r}\right) + \frac{\partial}{\partial z}D_{z\rho}\cdot\frac{\partial\bar{\rho}}{\partial z} = 0 \quad (6)$$

где r - радиальная координата



Факел сточных вод и распределение плотности в воде

$\rho_{ст}(\chi,Z)$ - распределение плотности по оси факеля
$\rho_м(Z)$ - распределение плотности по глубине моря
$\rho = \rho_м - \rho_{ст}$ - распределение дефицита плотности

В этом случае граничные условия на дне получают вид:

$$/r/\le B/2 \quad \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z} = -\frac{4Q_{CT}\,\bar{\rho}_{CT}}{\pi B^2 D_{zp}} \qquad (7)$$

$/r/\ge B/2 \quad \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z} = 0$, где, $Q_{ст}$ – расход сточной воды, B- начальное (сжатое) сечение факела (рис.). Сжатое сечение факела определяется выражением(Ахмедов, 1999):

$$B = \alpha d_0 \sqrt{\frac{\rho_{cm}}{\rho_{м} - \rho_{cm}}}, \qquad (8)$$

где, α-безразмерная постоянная величина, определяется по результатам экспериментальных исследований (таблица).

Осредняя результаты разных опытов, получим: α=0.05.

Для решения уравнения (1) необходимо знать вид функции или иметь уравнение, связывающее величины D и $\bar{\rho}$.

При определении вертикальной компоненты $Dz\,\bar{\rho}$ предположим, что она зависит от дефицита плотности в данной точке $\bar{\rho}$, характерного дефицита плотности воды у дна моря (или начального дефицита плотности) $\bar{\rho}_0$, высоты подъема факела $Z_ф$ и ускорения свободного падения g. Тогда согласно "II" теореме и соображениям теории размерностей получим:

$$D_{z\rho} = \gamma \frac{\bar{\rho}}{\bar{\rho}_0} Z\phi \sqrt{gZ_\phi}, \qquad (9)$$

где γ- безразмерный коэффициент, учитывающий прочие факторы;

При определении параметра γ следует иметь в виду, что поскольку "легкие" частицы не могут опускаться, то при

$$\frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z} \rangle 0 \quad \gamma \equiv 0 \qquad (10)$$

и при $\frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z} \le 0$ $\gamma=\gamma_1$.

Для определения коэффициента γ (или γ_1) можно воспользоваться осисимметричным экспериментом с имитаторами сточной воды (V_x=0) либо натурными данными в аналогичных условиях.

В квазистационарном случае ($\partial \bar{\rho} / \partial t = 0$) и в цилиндрических координатах уравнение (6) имеет вид:

$$\frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial r}\left(rD_{rp}\frac{\partial \bar{\rho}}{\partial r}\right) + \frac{\partial}{\partial z} D_{z\rho}\frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z} = 0 \qquad (11)$$

На оси симметрии r=0 и $\partial \bar{\rho} / \partial r = 0$, при этом уравнение (11) имеет вид:

$$\frac{d}{dz} Dz\rho \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z} = 0, \qquad (12)$$

откуда:

$$D_{z\rho} \cdot \frac{d\bar{\rho}}{dz} = C_1, \qquad (13)$$

где C_1- произвольная постоянная, определяется из условий (7).

С учетом этого получим:

$$D_{z\rho} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z}\Big|_{z=0} = -\frac{4Q_{CT}\,\bar{\rho}_{CT}}{\Pi B^2}. \qquad (14)$$

Из выражений (13) и (14) видно, что

$$C_1 = -\frac{4Q_{CT}\cdot\bar{\rho}_{CT}}{\Pi B^2}. \qquad (15)$$

Пренебрегая на оси симметрии вертикальной турбулентной составляющей тензора дисперсии D_{zT}, т.е. считая при r=0, Dz=Dzρ, а также учитывая при r=0 всегда $\partial\rho^- / \partial z \langle 0$, из выражений (9; 13;15) получим:

$$\gamma \frac{\bar{\rho}}{\bar{\rho}_{CT}} Z_\phi \sqrt{gZ_\phi}\,\frac{d\bar{p}}{dz} = -\frac{4Q_{CT}\bar{\rho}^2{}_{CT}}{\pi B^2}, \qquad (16)$$

Результаты экспериментальных исследований и значений коэффициентов α и n

Серия опытов	№№ опы-тов	Дефицит плотности – $\rho, г/см^3$	Расход сточных Вод $Q_{СТ}$, $см^3/с$	Высота подъема факе-ла сточ.вод Zф, см	Ширина сжатого сечения факела, B, см	Коэф-фициент α	Коэффи-циент n	Примечания
I	1	0.01	0.5	вых.пов	0.26	0.052	-	Плотность сточ. воды $\rho_{СТ}$=1.0 г/см^3. Диаметр насадки $d_Н$=0.5 см Диаметр отражателя d_0=0.5 см
	2	0.008	0.5	40	0.28	0.051	983	
	3	0.006	0.5	31	0.050	0.050	1300	
	4	0.004	0.5	15	0.40	0.051	1536	
	5	0.002	0.5	3.6	0.56	0.052	1416	
	6	0.001	0.5	1.0	0.80	0.051	1638	
II	1	0.01	0.5	5.2	0.50	0.050	1300	$\rho_{СТ}$=1 г/см^3. $d_Н$=0.5 см d_0=1 см
	2	0.008	0.5	3.4	0.56	0.049	1337	
	3	0.006	0.5	2.0	0.64	0.050	1342	
	4	0.004	0.5	1.0	0.74	0.048	1199	
	5	0.002	0.5	0.3	1.0	0.048	1200	
	6	0.001	0.5	0.1	1.3	0.047	1142	
III	1	0.01	1.5	41	0.52	0.05	1332	$\rho_{СТ}$=1 г/см^3. $d_Н$=0.5 см d_0=1 см
	2	0.008	1.5	32	0.57	0.05	1501	
	3	0.006	1.5	17	0.65	0.05	1348	
	4	0.004	1.5	11	0.76	0.048	1631	
	5	0.002	1.5	2.2	1.12	0.049	1538	
	6	0.001	1.5	0.6	1.5	0.047	1350	
IV	1	0.01	2.0	60	0.57	0.052	1583	$\rho_{СТ}$=1 г/см^3. $d_Н$=0.5 см d_0=0.5 см
	2	0.008	2.0	54	0.58	0.05	1527	
	3	0.006	2.0	32	0.67	0.05	1612	
	4	0.004	2.0	16	0.80	0.048	1638	
	5	0.002	2.0	3.7	1.1	0.049	1754	
	6	0.001	2.0	1.0	1.5	0.047	1265	
V	1	0.01	1.0	6.0	0.7	0.047	1440	$\rho_{СТ}$=1.000 г/см^3. $d_Н$=0.5 см d_0=1.5 см
	2	0.008	1.0	3.0	0.8	0.053	1228	
	3	0.006	1.0	1.6	1.0	0.052	1600	
	4	0.004	1.0	0.9	1.2	0.051	1866	
	5	0.002	1.0	0.2	1.6	0.049	1310	

Решая это уравнение, получим:

$$\frac{1}{2}\bar{\rho}^2 = -\frac{4Q_{CT}\cdot\bar{\rho}^2}{\gamma\pi B^2}\cdot\frac{Z}{Z\phi\sqrt{gZ_\phi}} + C_2 , \quad (17)$$

где C_2- постоянная интегрирования.

Из условия Z=0; $\bar{\rho} = \bar{\rho}_{CT}$ получим:

$$C_2 = \frac{1}{2}\bar{\rho}^2{}_{CT} .$$

С учетом этого выражения (17) будет иметь вид:

$$\bar{\rho}^{-2} = \bar{\rho}_{CT}^{-2}\left(1 - \frac{8Q_{CT}\cdot Z}{\gamma\pi B^2 Z_\phi\sqrt{gZ_\phi}}\right). \quad (18)$$

Выражение (18) представляет собой распределение дефицита плотности на оси Z в осисимметричном случае.

При проектировании глубоководных выпусков большое значение имеет определение возможной высоты подъема и оценка условий затопления факела сточных вод. Зависимость (18) дает возможность решить эту задачу. Она определяются условиями: $\bar{\rho}=0$ и Z=Zф≤H. Из выражения (18) в случае $\bar{\rho}=0$ получаем:

$$Z\phi = \frac{64}{\gamma^2\pi^2}\cdot\frac{Q_{CT}^2}{gB^4} = \frac{n}{g}\cdot\frac{Q_{CT}^2}{B^4} , \quad (19)$$

где $n = \frac{64}{\gamma^2\Pi^2}$ - постоянная величина.

Ее можно определить по данным экспериментов, приведенных в таблице. Обработка данных, приведенных в упомянутой таблице, определила среднее значение величины n равным 1450. С учетом этого в выражении (19) высота подъема факела сточных вод будет:

$$Z\phi = \frac{1450}{g}\cdot\frac{Q_{CT}^2}{B^4} . \quad (20)$$

Зная n, определяется коэффициент γ из выражения:

$$\gamma = \sqrt{\frac{64}{n\pi^2}} = \sqrt{\frac{64}{1450\cdot 3{,}14^2}} \approx 0{,}066 .$$

С учетом последнего (9) получит вид:

$$Dz\rho = 0{,}066\frac{\bar{\rho}}{\bar{\rho}_{CT}} Z_\phi\sqrt{gZ_\phi} . \quad (21)$$

Зная распределение дефицита плотности $\bar{\rho}$, по формуле (18) определяется распределение вертикальной компоненты коэффициента дисперсии в факеле сточных вод на оси симметрии.

Полученные результаты работы (уравнения 18, 20 и 21) можно использовать для определения размеров конструктивных элементов глубоководных выпусков сточных вод, соответствующих условию $Z_ф$< H; для изучения процесса распределения концентрации загрязняющего вещества в окрестности выпуска и для определения размеров зоны загрязнения.

ЛИТЕРАТУРА

АХМЕДОВ, Ф.Ш. 1999. Прогнозирование качества воды в окрестностях морских выпусков сточных вод. Материалы семинара: *Экологический мониторинг побережья Большого Баку и Сумгаита,* Баку.

ИБАД-ЗАДЕ, Ю.А., АХМЕДОВ, Ф.Ш. 1994. Моделирование процесса всплывания глубоководного факела. *Труды АзВОДГЕО*, вып. XXI, Баку.

КРИВЧЕНКО, Е.Г. 1979. Определение траектории перемещения факела сточных вод при их глубоководном выпуске. *Труды института ВОДГЕО*, Москва.

Рецензент: член-корр. НАН Азербайджана Р.М.Мамедов

ГЕОГРАФИЯ

© M.A.Abduyev, 2006

KİÇİK QAFQAZ ÇAYLARINDA İON AXIMININ TƏDQİQİ

M.A.Abduyev

Azərbaycan MEA akad. H.Ə.Əliyev adına Coğrafiya İnstitutu
AZ 1143, Bakı, H.Cavid prospekti, 31

Məqalədə Kiçik Qafqaz çaylarının ion axımını hesablamaq üçün su sərflərinin və minerallaşma dərəcəsinin çoxillik orta qiymətləri arasındakı əlaqəyə əsaslanan $R_{ion}=bQ_{or}$ şəkilli düstur təklif olunur. Təklif olunan düsturlan ion axımı hesablanaraq faktiki qiymətlərlə müqayisə edilmiş və müəyyən olunmuşdur ki, həmin düsturlardan istifadə etməklə müşahidə məlumatları kifayət qədər olmayan və ya heç olmayan çayların ion axımı hesablana bilər.

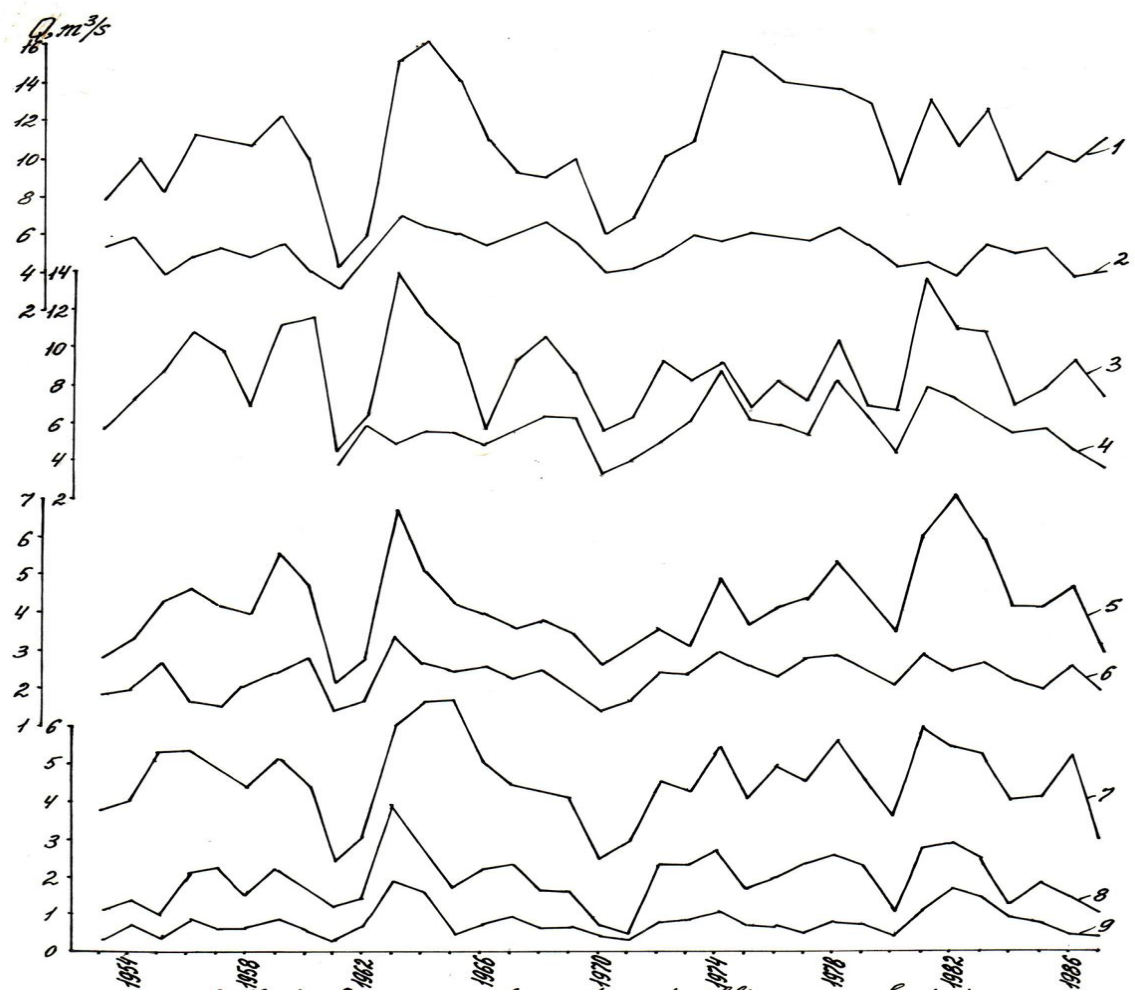
Müasir təsərrüfatın çay sularına olan tələbatı durmadan artdıqca bu suların kimyəvi tərkibinin öyrənilməsi əsas məsələlərdən birinə çevrilmişdir. Təbii suların, o cümlədən çay sularının kimyəvi tərkibinə suda həll olmuş qazlar, ionlar, mineral və üzvi mənşəli kolloidlər aid edilir. Bunların içərisində əsas yeri ionlar tutur. Kimyəvi axımın öyrənilməsi su obyektlərinin və ərazinin şoranlaşması, su təchizatı, eroziya və s. məsələlərin həlli baxımından da əhəmiyyətlidir.

Azərbaycanda çay sularının kimyəvi tərkibinin öyrənilməsinə 1938-ci ildən başlanmışdır. Ərazi çaylarının kimyəvi tərkibi O.A.Alyokin (1948) S.H.Rüstəmov, R.M.Qaşqay (1989), M.Ə.Məmmədov (1990) və s. tədqiqatçılar tərəfindən öyrənilmişdir. 1976-cı ilədək aparılmış hidrokimyəvi müşahidələrin nəticələri hidroloji illiklərdə, 1976-1983-cü illər üçün müşahidələr rüblük hidrokimyəvi bülletenlərdə, 1984-1992-ci illərdə isə səth sularının keyfiyyətinə dair məlumatlar ayrıca illiklər formasında nəşr olunmuşdur. Hazırda mütamadi müşahidələr Ekologiya və Təbii Sərvətlər Nazirliyinin Milli Monitorinq Departamenti tərəfindən aparılır.

Ərazi çaylarının ion axımını tədqiq etmək üçün mövcud stasionar müşahidə məlumatlarından istifadə edilmişdir. Müşahidə məlumatlarının təhlili göstərir ki, çayların kimyəvi axım sıraları ilə müqayisədə su sərfi sıraları daha uzun siraya malikdir. Bununla belə, su sərfi üzərində aparılmış müşahidələrin davamiyyəti eyni olmayıb, 6-70 il arasında dəyişir. Odur ki, ilk növbədə, müşahidələrin davamiyyətinin çoxillik eyni dövrə gətirilməsi məqsəd kimi qarşıya qoyulmuşdur. Məqsədə çatmaq üçün 2001-ci ilədək ən uzun müşahidə sırasına malik olan Gəncəçay-Alaxançallı, Gəncəçay-Zurnabad, Gəncəçay-Suqovuşan, Axıncaçay-Ağdam, Şəmkirçay-Qalakənd, Qoşqarçay-Sarıtəpə və Zəyəmçay-Ağbaşlar məntəqələri dayaq məntəqələri kimi qəbul edilmişdir.

Azərbaycan ərazisinin bir hissəsinin Ermənistan tərəfindən işğal olunması ilə əlaqədar, Kiçik Qafqaz vilayətinin həm Qarabağ, həm də cənub-şərq yamacı çayları üzərində aparılan stasionar müşahidələr 1988-ci ildən dayandırılmışdır. Həmin çaylarda axım sıralarının bərpası üçün, ilk növbədə, stasionar müşahidələr hazırda da davam edən Kiçik Qafqazın şimal-şərq yamacının çayları ilə qeyd edilən çaylarda 1988-ci ilədək müşahidə olunmuş orta illik su sərflərinin xronoloji gedişi qrafiki qurulmaqla axımın sinxronluğu yoxlanılmışdır (1-ci şəkil). Şəkildən göründüyü kimi, Kiçik Qafqazın şimal-şərq yamacı çayları ilə həm Qarabağ, həm də cənub-şərq yamacın çaylarında sinxronluq müşahidə edilir. Ona görə də dayaq məntəqələrlə qısa sıralı məntəqələrin paralel illərinin orta aylıq su sərfləri arasında qurulmuş əlaqələrə və 1-ci cədvəldəki reqressiya tənliklərinə əsasən qısa sıralar uzadılaraq eyni dövrə gətirilmişdir.

Daha sonra paralel illər üçün su sərfinin və minerallaşmanın orta aylıq qiymətləri arasında qurulmuş əlaqələrə görə, kimyəvi axım sıraları da uzadılaraq davamiyyəti 60 ilə (1941-2001) bərabər olan eyni dövrə gətirilmişdir (2-ci şəkil). Əlaqələrin sıxlığı Q.A.Alekseyevin (1963) metodu ilə təyin edilmişdir. Uzadılmış sıralara əsasən 2-ci cədvəldə verilmiş çaylar üçün su sərfinin və minerallaşmanın çoxillik orta qiymətləri hesablanmışdır.



1-ci şəkil. Kiçik Qafqaz çaylarında orta illik su sərflərinin xronoloji gedişi
1-Həkəriçay; 2-Tərtərçay; 3-Şəmkirçay; 4-Levçay; 5-Kürəkçay;
6-Gorançay; 7-Gəncəçay; 8-Qarqarçay; 9-Köndələnçay

1-ci cədvəl

Orta aylıq su sərflərinə əsasən, qısa sıraların uzadılmasında istifadə olunmuş reqressiya tənlikləri

Qısasıralı çay-məntəqələr	Uzunsıralı çay-məntəqələr	Reqressiya tənlikləri	Korrelyasiya əmsalı
Qoşqarçay-Daşkəsən	Gəncəçay- Zurnabad	$Q_q=0,16Q_u$	0,81
Qoşqarçay-Daşkəsən	Qoşqarçay-Sarıtəpə	$Q_q=0,86Q_u-0,2$	0,87
Şəmkirçay-Yuxarı Çaykənd	Şəmkirçay-Qalakənd	$Q_q=3Q_u+0,8$	0,90
Kürəkçay-Çaykənd	Kürəkçay-Dozular	$Q_q=0,81Q_u-0,5$	0,78
Köndələnçay-Qırmızı Bazar	Qarqarçay-Ağakörpü	$Q_q=0,27Q_u+0,1$	0,84
Həkəriçay-Laçın	Tərtərçay-Kəlbəcər	$Q_q=2,5Q_u-1$	0,87
Ağstafaçay - Əyri Körpü	Ağstafaçay-İcevan	$Q_q=0,99Q_u-0,8$	0,98
Qarqarçay-Ağakörpü	Şəmkirçay Qalakənd	$Q_q=0,75Q_u$	0,93
Gorançay-Yuxarı Ağcakənd	Şəmkirçay-Qalakənd	$Q_q=0,77Q_u+0,3$	0,85
Kürəkçay-Dozular	Gəncəçay-Zurnabad	$Q_q=0,75Q_u+1,1$	0,79
Gorançay-Yuxarı Ağcakənd	Kürəkçay-Dozular	$Q_q=0,75Q_u-0,8$	0,92

Burada Qq-qısa sıraya malik olan çay məntəqələri; Q_u-isə uzun sıraya malik olan çay məntəqələri göstərir.

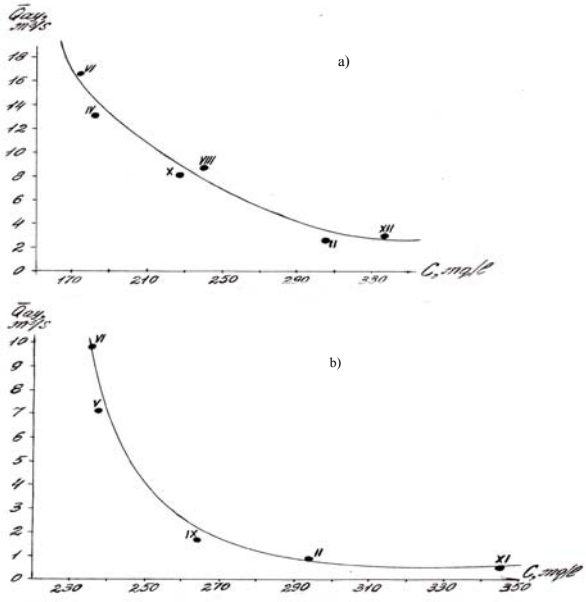
Hidroloji tədqiqatlarda (Lopatin, 1952; Axundov, 1978; Eyyubova, 1983; Məmmədov, 1987) çayların sülb axımının tərkib hissəsi olan asılı gətirmələr axımının hesablanması üçün maye axımdan başqa, hövzənin bir sıra morfometrik ünsürlərini özündə birləşdirən komplekslərlə faktiki asılı gətirmələr axımı arasında qurulmuş əlaqələrdən istifadə olunur. Apardığımız tədqiqat nəticəsində sülb axımına daxil olan kimyəvi axımın da hesablanması üçün ölçü vahidləri nəzərə alınmaqla bir sıra morfometrik ünsürlərdən təşkil olunmuş müxtəlif komplekslər əldə edilmişdir. Lakin kimyəvi axımın faktiki qiymətlərilə həmin komplekslər arasında hesabat üçün yararlı olan kifayət qədər sıx əlaqələr alınmamışdır. Bununla belə, qeyd etmək lazımdır ki, gələcəkdə daha uzun kimyəvi axım sıralarına əsasən hesablanmış kimyəvi axım normaları dəqiqləşdikcə və yeni metodlar tətbiq etməklə ölçü işlərinin dəqiqliyi artdıqca daha sıx əlaqələrin alınması mümkündür. Tədqiqatlarla (Almazov, 1952; Fadeyev, 1976; Nikanorov, 1989; Məmmədov, Abduyev, 2002 və s.) müəyyən olunmuşdur ki, hər hansı bir ərazinin öyrənilməmiş çaylarının ion axımını hesablamaq üçün həmin ərazidən axan və kifayət qədər öyrənilən çayların su sərfi ilə ion axımı arasında qurulmuş əlaqədən alınan $R_{ion}=bQ_{or}$ şəkilli regional düsturlardan istifadə etmək olar. Burada R_{ion} çoxillik orta ion axımı olmaqla, min tonla, Q_{or} isə çoxillik orta su sərfi olub, m³/saniyə ilə ifadə olunmuşdur; b – hövzənin fiziki-coğrafi şəraitindən asılı olan əmsal. 1975-ci ilədək olan məhdud məlumatlara əsasən, Kiçik Qafqaz ərazisindən axan xarakterik çayların ion axımı M.Ə.Məmmədov (1990) tərəfindən öyrənilərək «b» əmsalının qiymətinin 6-ya bərabər götürülməsi təklif olunmuşdur. Lakin həm kimyəvi axım üzərində müşahidə aparılmış çay məntəqələrin, həm də stasionar məlumatların məhdudluğu müəllifə bütövlükdə Kiçik Qafqaz çaylarının ion axımını tədqiq etməyə imkan verməmişdir. Odur ki, çoxillik orta su sərfi ilə ion axımının qiymətləri arasında qurulmuş əlaqədən (3-cü şəkil) «b» əmsalının 9-a bərabər olduğu dəqiqləşdirilərək $R_{ion}=bQ_{or}$ düsturu ilə ion axımı hesablanmışdır (2-ci cədvəl). Tranzit çaylar olan Ağstafa, Tovuz və Oxçuya Ermənistan ərazisindəki məişət-kommunal, yüngül-yeyinti və dağmədən sənayesi müəssisələrinin çirkab suları axıdıldığından bu çaylar ildə orta hesabla 658,6 mq/litrlə 734,6 mq/litr minerallaşmaya malik olur. Su qıtlığı dövründə minerallaşma hətta 2000 mq/ldək yüksəlir. Qoşqarçay hövzəsində filiz hasilatı ilə əlaqədar pozulmuş landşaftlar yayıldığı üçün torpaqdan mineral maddələrin yuyulması asanlaşdığından, Qarqarçaya isə Xankəndinin çirkab suları axıdıldığından bu çaylarda da minerallaşma yüksələrək 500 mq/litri keçmişdir. Ərazinin digər çayları ilə müqayisədə qeyd edilən çaylarda minerallaşma 2 dəfədən çox yüksək olduğundan həmin çaylara aid olan nöqtələr orta xətdən kənara səpələnərək, ayrıca qrup yaradır. Bu qrup çaylar üçün «b» əmsalının qiyməti 19-a bərabər olur.

Ümumi ion axımı ilə yanaşı, ayrı-ayrı ionların axımlarının da hesablanması mühüm əhəmiyyət kəsb edir. Odur ki, «b» əmsalının qiyməti müxtəlif ionların axımı hesablamaq üçün də müəyyən edilmişdir.

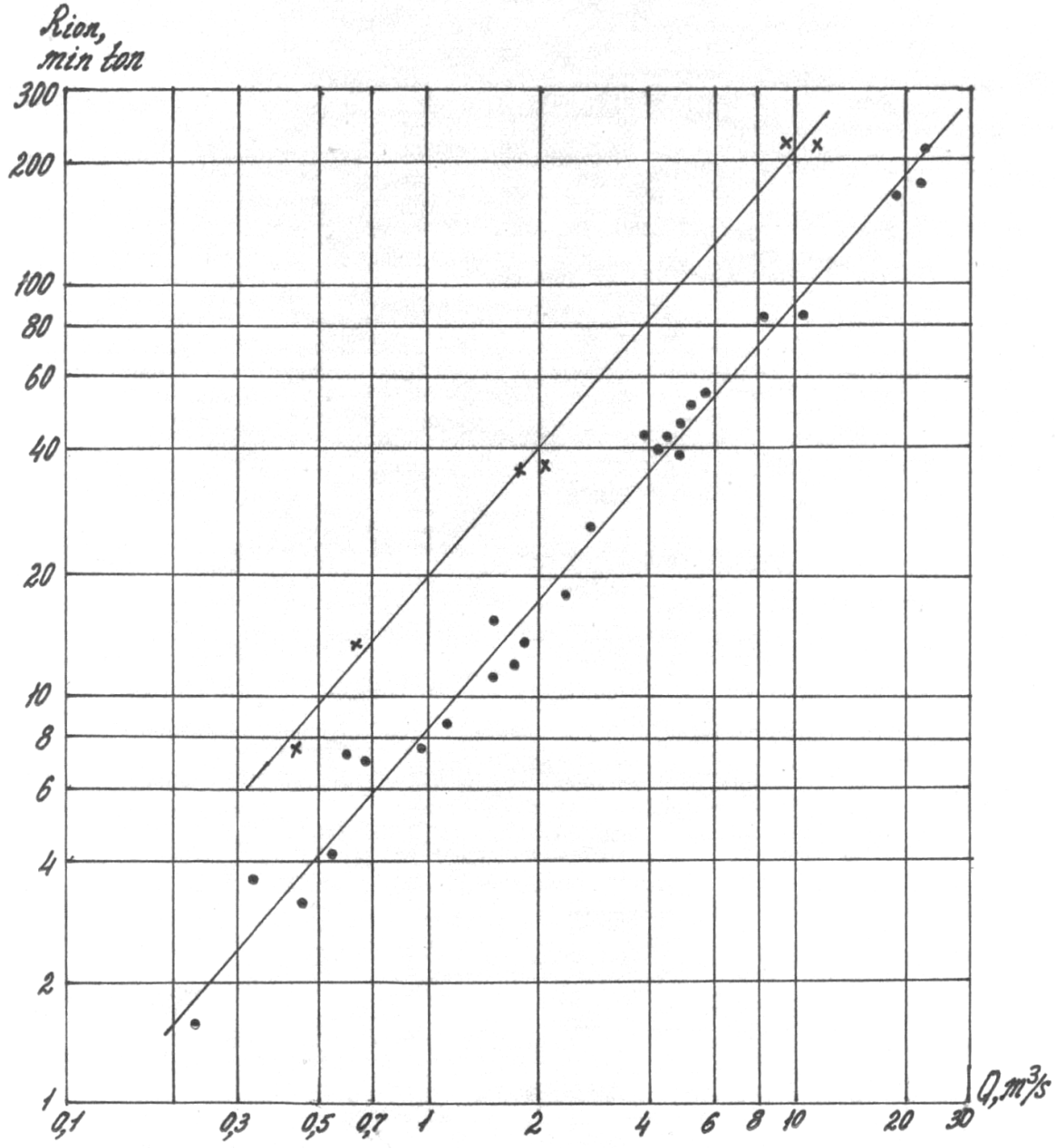
Kalsium ionu $R_{ca}=1,40Q_{or}$
Maqnezium ionu $R_{mğ}=0,4Q_{or}$
Natrium və kalium ionu $R_{na+k}=0,5Q_{or}$
Hidrokarbonat ionu $R_{HCO_3}=5,0Q_{or}$
Sulfat ionu $R_{SO_4}=1,4Q_{or}$
Xlor ionu $R_{cl}=0,3Q_{or}$

Ağstafa, Tovuz, Oxçu, Qarqar və Qoşqarçayda müxtəlif ionların axımını hesablamaq üçün «b» əmsalının qiymətləri aşağıdakı kimi qəbul edilmişdir:

Kalsium ionu $R_{ca}=2,5Q_{or}$
Maqnezium ionu $R_{mğ}=0,7Q_{or}$
Natrium və kalium ionu $R_{na+k}=2,4Q_{or}$
Hidrokarbonat ionu $R_{HCO_3}=6,3Q_{or}$
Sulfat ionu $R_{SO_4}=2,4Q_{or}$
Xlor ionu $R_{cl}= 1,7Q_{or}$



2-ci şəkil. Orta aylıq su sərfi (Q_{ay}) ilə minerallaşma (Ç) arasında əlaqə
a - Şəmkircay-Yuxarı Caykənd
b - Qurucay-Tuğ



3-cü şəkil. Su sərfi (Q) ilə ion axımı (R_{ion}) arasında əlaqə.
x - Ağstafa, Tovuz, Oxçu, Qarqar və Qoşqarçay
• - digər çaylar

2-ci cədvəl

N Sıra sayı	Çay məntəqə	Çoxillik orta su sərfi, Q, m^3/s	Axım həcmi, Wq, mln. m^3	Çoxillik orta minerallaşma mq/l	Çoxillik orta ion axımı, Rion, min.t	Təklif olunan düsturla hesablanmış Rion	Xəta, %
1.	Ağstafaçay-Əyri Körpü	10,8	341	658,6	224,6	205	-9
2.	Tovuzçay-Berd	0,63	20	687,0	13,7	12	-12
3.	Əsrikçay-Əsrik Cırdaxan	0,33	10	362,4	3,6	3,0	-16
4.	Zəyəmçay-Ağbaşlar	4,92	155	247,1	38	44	+16
5.	Cəyirçay-Cəyir	0,66	21	334,0	7	6,0	-14
6.	Şəmkirçay-Yuxarı Çaykənd	8,56	270	302,9	82	77	-6
7.	Qoşqarçay-Daşkəsən	0,42	13	554,6	7,3	8,0	+10
8.	Qoşqarçay-Sarıtəpə	1,91	60	528,4	31,7	36	+14
9.	Gəncəçay-Alaxançallı	1,49	47	236,9	11	13,4	+22
10.	Gəncəçay-Suqovuşan	1,66	52	232,0	12	14,9	+24
11.	Gəncəçay-Zurnabad	4,47	141	299,3	42	40	-5
12.	Zivlənçay-Gedamiş	0,98	31	248,1	7,7	8,8	+14
13.	Dəstəfürçay-Qaraqullar	0,45	14	228,8	3,2	4,0	+25
14.	Dəstəfürçay-Dəstəfür	0,53	17	241,6	4,1	4,8	+17
15.	Kürəkçay-Çaykənd	2,86	90	284,0	26	25,7	-1
16.	Kürəkçay-Dozular	4,20	132	301,1	40	38	-5
17.	Ağsu-Göygölə tökülən yer	0,23	7	227,0	1,6	2,0	+25
18.	Gorançay-Ağcakənd	2,40	76	245,4	18,6	21,6	+16
19.	İncəçay-Gülüstan	1,10	35	252,6	8,8	9,9	+13
20.	Tərtərçay-Kəlbəcər	5,25	166	304,4	50,5	47,3	-6
21.	Tərtərçay-Maqavuz	18,2	574	305,6	175	164	-6
22.	Tərtərçay-Madagiz	23,0	725	279,9	203	207	+2
23.	Levçay-Qamışlı	5,54	175	314,7	55	50	-9
24.	Turqun-mənsəbə yaxın	3,95	125	355,0	44	36	-18
25.	Xaçınçay-Vankulu	1,80	57	249,9	14	16	+14
26.	Qarqarçay-Ağakörpü	2,10	66	504,0	33	40	+21
27.	Oxçuçay-Qafan	9,46	298	734,6	219	180	-18
28.	Bazarçay-Eyvazlar	22,0	694	259,0	180	198	+10
29.	Həkəriçay-Laçın	10,2	322	267,4	86	92	+7
30.	Zabuxçay-Zabux	4,97	157	293,8	46	45	-2
31.	Quruçay-Tuğ	1,61	51	331,8	17	14,5	-15
32.	Köndələnçay-Qırmızı Bazar	0,60	19	382,9	7,3	5,4	-26

Təklif olunan düsturlarla hesablanmış ion axımının faktiki qiymətlərlə müqayisəsi göstərir ki, yalnız 6 halda xəta 20%-dən çoxdur (2-ci cədvəl). Ona görə də həmin düsturlarla uzun vaxt tələb edən hesablamalar və baha başa gələn analizlər aparmadan yalnız su sərfini bilməklə ərazinin zəif öyrənilmiş və ya öyrənilməmiş çaylarının ion axımını hesablamaq olar.

ƏDƏBİYYAT

АЛЕКИН, О.А. 1948. Гидрохимическая классификация рек ССР. *Труды ГГИ,* 4, 58.

АЛМАЗОВ, А.М. 1952. О связи между гидрохимическим и гидрологическим режимами рек. *ДАН УССР* 3, 208-212.

АХУНДОВ, С.А. 1978. Сток наносов горных рек Азербайджанской ССР. Элм, Баку, 98.

АЛЕКСЕЕВ, Г.А. 1963. К вопросу определения эмпирических квантилей и коэффициента корреляции. *Метеорология и гидрология,* 4, 16-23.

ЛОПАТИН, Г.В. 1952. Наносы рек СССР. Географгиз, Москва, 366.

МАМЕДОВ, Дж.Г. 1987. Интенсивность смыва с поверхности речных водосборов Нахичеванской АССР и прилегающих территорий. Автореф.канд. дисс. Баку. 19.

НИКАНОРОВ, А.М., ЦИРКУНОВ, В.В., ЛАЗНИК, М.М. 1989. Изменения гидрохимического режима и ионного стока рек Латвии. Многолетние изменения. Гидрохимические материалы, 95, 153-63.

РУСТАМОВ, С.Г., КАШКАЙ, Р.М. 1989. Водные ресурсы Азербайджанской ССР. Элм, Баку, 180.

ФАДЕЕВ, В.В., ТАРАСОВ, М.Н., ПАВЕЛКО, В.Л. 1976. Связь между гидрохимическим и водным режимом равнинных и горных рек СССР. *Тр IY Всесоюз.гидрол. съезда. т. 9. Качество вод и научные основы их охраны*, Гидрометеоиздат, 198-212.

ЭЮБОВА, Ф.А. 1983. Формирование и оценка стока взвешенных наносов рек Северо-Восточного склона Большого Кавказа (в пределах Азербайджанской ССР). Автореф. канд.дисс.Тбилиси, 25.

MƏMMƏDOV M.Ə. 1990. Kiçik Qafqaz çaylarının ion axımı. Azərbaycan SSR fiziki coğrafiyasının bəzi məsələləri. Bakı. 81-87.

MƏMMƏDOV, M.Ə., ABDUYEV, M.A. 2002. Böyük Qafqazın şimal şərq yamacı çaylarının ion axımı. *Bakı Dövlət Universitetinin xəbərləri.Təbiət elmləri seriyası,* 3, 189-195.

Məqaləyə c.e.n. R.M.Qaşqay rəy vermişdir