

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ
"ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ
ДАГЕСТАНСКОГО НАУЧНОГО ЦЕНТРА РАН"

Научный журнал "Труды Института геологии ДНЦ РАН" издается Институтом геологии ДНЦ РАН с 1956 г.

Рецензируемый научный журнал (включен в систему Российского индекса научного цитирования - РИНЦ) посвящен широкому спектру вопросов фундаментальной и прикладной геологии. Его отличие от других аналогичных журналов - в наибольшем охвате тематик в области геологии и геоэкологии. Обсуждаются проблемы, находящиеся на стыке науки и практики, использование современных ГИС-технологий в области наук о Земле.

Информация о журнале, правила для авторов располагаются на сайте <http://www.igdncran.ru>

Научное направление журнала - ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ НАУКИ

- 25.00.01 Общая и региональная геология
- 25.00.02 Палеонтология и стратиграфия
- 25.00.03 Геотектоника и геодинамика
- 25.00.05 Минералогия, кристаллография
- 25.00.06 Литология
- 25.00.07 Гидрогеология
- 25.00.08 Инженерная геология, мерзлотоведение и грунтоведение
- 25.00.10 Геофизика, геофизические методы поисков полезных ископаемых
- 25.00.11 Геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых, минерагения
- 25.00.12 Геология, поиски и разведка нефтяных и газовых месторождений
- 25.00.23 Физическая география и биогеография, география почв и геохимия ландшафтов
- 25.00.25 Геоморфология и эволюционная география
- 25.00.33 Картография
- 25.00.35 Геоинформатика
- 25.00.36 Геоэкология (по отраслям)

ISSN 2541-9684

Журнал является рецензируемым.

Журнал выходит 4 раза в год.

Тираж - 200 экземпляров

<http://elibrary.ru/> (РИНЦ)

<http://www.igdncran.ru>



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
Институт геологии
Дагестанского научного центра

ISSN:2541-9684

№ 1(68), 2017

Ежеквартальный
научный журнал

**"ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ
ДАГЕСТАНСКОГО НАУЧНОГО ЦЕНТРА РАН"**

Издается по решению Ученого совета
Института геологии ДНЦ РАН
Журнал выходит 4 раза в год.

Зарегистрирован в федеральной службе по надзору в сфере связи и мас-
совых коммуникаций Российской Федерации (Роскомнадзор).
ПИ № ФС77-67725 от 10 ноября 2016 года

Научно-редакционный совет:

д.т.н., ИПГ ДНЦ РАН,
академик РАН, Коми НЦ УрО РАН
д.г.-м.н., г.н.с., профессор ЮРГПУ (НПИ)
д.г.-м.н., г.н.с., профессор ГИН РАН
академик РАН, ОНЗ РАН
д.г.-м.н., профессор ИГиГ НАН Азербайджана
д.ф.-м.н., профессор, Геофизический институт ВНЦ РАН,
д.г.-м.н., профессор, ИГиИС НАН Армении
министр природных ресурсов и экологии РД
д.ф.-м.н., Чеченской академии наук
член-корреспондент РАН, ОНЗ РАН
д.ф.-м.н., профессор, ДГУ
академик РАН
академик РАН, ГИН РАН
член-корреспондент НАН Азербайджана

Алхасов А.Б.
Асхабов А.М.
Богущ И.А.
Гаврилов Ю.О.
Глико А.О.
Гусейнов Д. Д.
Заалишвили В.Б.
Карапетян Д.К.
Карачаев Н.А.
Керимов И.А.
Морозов Ю.А.
Рабаданов М.Х.
Рундквист Д. В.
Федонкин М.А.
Алиева Э.Г.-М

Редакционная коллегия:

д.г.-м.н., г.н.с. ИГ ДНЦ РАН,

к.т.н., с.н.с.

д.т.н., г.н.с.
к.ф.-м.н, с.н.с.
д.т.н., профессор
д.т.н., профессор
д.ф.-м.н., профессор
к.г.-м.н. с.н.с.
д.г.-м.н., г.н.с.
д.б.н., г.н.с., профессор
к.ф.-м.н.
д.ф.-м.н., в.н.с.
к.г.н., с.н.с.
д.ф.-м.н., профессор
к.г.-м.н., с.н.с., (технический редактор)
д.г.-м.н., г.н.с., профессор
к.г.-м.н., с.н.с.
д.г.-м.н., г.н.с.
к.ф.-м.н.
к.г.-м.н.
д.т.н., в.н.с., профессор
к.г.-м.н.
к.ф.-м.н., доцент
н.с., (ответственный секретарь)
м.н.с., (составитель)

Черкашин В.И.
(главный редактор)
Мамаев С.А.
(зам. главного редактора)
Абдуллаев Ш.-С.О.
Алиев И.А.
Ахмедов Г.Я.
Ахмедов С.А.
Ашурбеков Н.А.
Газалиев И.М.
Гусейнов А.А.
Залибеков З.Г.
Ибаев Ж.Г.
Идармачев Ш.Г.
Идрисов И.А.
Курбанисмаилов В.С.
Магомедов Р.А.
Маммаев О.А.
Мацапулин В.У.
Осика Д.Г.
Таймазов Д.Г.
Темирбекова У.Т.
Тотурбиев Б.Д.
Юсупов А.Р.
Якубов А.З.
Гусейнова А.Ш.
Абдулмуталимова Т.О.

**Материалы журнала отражают точку зрения авторов и не является официальной позицией Института.
При использовании материалов ссылка на журнал обязательна.**

Адрес редакции: 367030, г. Махачкала, ул. М. Ярагского 75
наш сайт в интернете <http://www.igdncran.ru>, e-mail: dangeogis@mail.ru
Тел. 8(8722)62-93-95; факс: 8(8722)62-06-82

© НП Редакция Журнала «Труды института геологии Дагестанского научного центра РАН»

СОДЕРЖАНИЯ

	Стр.
ПЛАТИНОИДЫ В ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОЛИГОЦЕНА И МИОЦЕНА ДАГЕСТАНА И УСЛОВИЯ ИХ НАКОПЛЕНИЯ <i>Юсупов А.Р., Гаджиева Т.Р., Абдуллаев М.Ш., Магомедов Р.А.</i>	4
ИЗУЧЕНИЕ ВЕРХНЕПЛИОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАКИНСКОГО АРХИПЕЛАГА ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ <i>Исаева М.И., Гараева Т.Д.</i>	8
ВАРИАНТ СВОДНОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КОЛОНКИ (СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ) ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА <i>Магомедов Р.А.</i>	12
МИКРОБИОТА СРЕДНЕЮРСКИХ БАССЕЙНОВ ДАГЕСТАНА <i>Темирбекова У.Т., Баркуева Л.С.</i>	25
ГЛУБОКОЗАЛЕГАЮЩИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПРЕДГОРНОГО ДАГЕСТАНА И ИХ ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА В СВЯЗИ ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬЮ <i>Гаджиева Т.Р., Шульгина Т.А., Меликов М.М.</i>	29
ОБВАЛЫ И ОПОЛЗНИ В ГОРНЫХ ДОЛИНАХ <i>Васьков¹ И.М., Юсупов² А.Р.</i>	34
ГЕНЕЗИС ПОДЗЕМНЫХ ВОД СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА (ДАГЕСТАН) ПО ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ ВОДОРОДА И КИСЛОРОДА <i>Газалиев И.М.</i>	43
СОЗДАНИЕ ЭЛЕКТРОННОЙ КАРТЫ «МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ ГОРНО-СКЛАДЧАТОГО ДАГЕСТАНА» С ПРИМЕНЕНИЕМ ГИС ТЕХНОЛОГИЙ <i>Курбанова Л.М., Гусейнова А.Ш., Ибаев Ж.Г.</i>	56
ВЗАИМОСВЯЗЬ ПОВЕРХНОСТНЫХ И ПОДЗЕМНЫХ ВОД ГОРНО-СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА (ДАГЕСТАН) <i>Самедов Ш.Г., Абдулганиева Т.И., Газалиев И.М.</i>	64
ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ И СЕЙСМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ РАЙОНА СТРОИТЕЛЬСТВА АРГУНСКОГО КАСКАДА ГЭС <i>Керимов И.А., Гайсумов М.Я., Бадаев С.В.</i>	72
О ЦЕЛЕСООБРАЗНОСТИ ВОЗОБНОВЛЕНИЯ ПОВТОРНЫХ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ В РАЙОНЕ СУЛАКСКОГО КАСКАДА ГЭС В ДАГЕСТАНЕ <i>Таймазов Д.Г., Таймазов М.Д.</i>	79
АНАЛИЗ ВАРИАЦИЙ КАЖУЩЕГОСЯ СОПРОТИВЛЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД НА ИЗМЕРИТЕЛЬНОМ ПУНКТЕ МАХАЧКАЛА ЗА 2012 – 2016 гг. <i>Алиев И.А., Мусаев М.А., Магомедов А.Г.</i>	84
РЕТРОСПЕКТИВНЫЙ АНАЛИЗ ВЫЗВАННОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ В РАЙОНЕ ЧИРКЕЙСКОЙ ГЭС <i>Мусаев М.А., Идармачев Ш.Г., Алиев И.А.</i>	95
МЕХАНИЗМ СЕЗОННЫХ ВАРИАЦИЙ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В РАЙОНЕ ЧИРКЕЙСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА <i>Идармачев Ш.Г., Магомедов Х.Ж., Идармачев А.Ш.</i>	98

УДК 552.5

ПЛАТИНОИДЫ В ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОЛИГОЦЕНА И МИОЦЕНА ДАГЕСТАНА И УСЛОВИЯ ИХ НАКОПЛЕНИЯ

*Юсупов А.Р., Гаджиева Т.Р., Абдуллаев М.Ш., Магомедов Р.А.
Институт геологии ДНЦ РАН*

Статья посвящена результатам исследования благородных металлов в глинистых отложениях олигоцена и миоцена Дагестана. В статье отражены материалы полевых и лабораторных исследований. По результатам исследований выделены две питающие провинции для исследуемых отложений. Установлены различные концентрации платиноидов в глинах разного минерального состава и их связь с породами питающих провинций.

Ключевые слова: глинистые отложения, благородные металлы, питающие провинции, концентрация благородных металлов.

PLATINUM GROUP METALS IN THE CLAY DEPOSITS OF OLIGOCENE AND MIOCENE OF DAGESTAN AND THE CONDITIONS OF THEIR ACCUMULATION

*Yusupov A.R., Gadjieva T.R., Abdullaev M.Sh., Magomedov R.A.
Institute of Geology Dagestan scientific center of RAS*

The article is devoted to the study of noble metals in the clay deposits of Oligocene and Miocene of Dagestan. In the article the materials of field and laboratory research. The results of the research highlighted two power supply provinces for the studied sediments. Different concentrations of platinum group metals in the different clay mineral composition and their relationship with the species feeding provinces.

Key words: clay deposits, precious metals, the supply of the province, the concentration of noble metals.

В последнее время, в связи с истощением запасов россыпных месторождений платины в России, вопрос поисков и освоения новых альтернативных источников платиновых металлов становится все более актуальным. С этой точки зрения интересными представляются олигоцен-миоценовые песчано-глинистые отложения развитые на территории Республики Дагестан [2].

Олигоцен-миоценовые отложения Дагестана опробованы нами в семи районах с севера на юг, на всем протяжении их выходов на дневную поверхность. Отобрано 86 проб по майкопским, чокракским и караганским песчано-глинистым отложениям олигоцена и миоцена. Пробы были исследованы в Институте геологии ДНЦ РАН атомноабсорбционными и рентгеноструктурными анализами. 6 проб также были отправлены на минералогический и химический анализы в ИГЕМ. По результатам анализов в глинах миоцена установлены повышенные концентрации благородных металлов. В северных районах республики установлено повышенное содержание золота в глинах (0,2-3,0 г/т), тогда как в южных районах - содержание платиноидов (0,2-1,9 г/т), золота (0,2-0,7 г/т). Повышенные концентрации золота в глинах миоцена северного Дагестана объясняется также наличием в песчаных пачках чокрак-карагана, перемежающихся с глинистыми отложениями, россыпного самородного золота. Это свидетельствует о наличии в питающей провинции золотосодержащих формаций. Золото в песках - мелкое (0,1-0,2 мм), неокатанное, что свидетельствует о близости источников сноса [3].

В южных районах в песках отсутствует самородное золото. В тяжелой фракции здесь присутствуют хромшпинелиды в количестве до 10 % (табл 1), тогда как в северной части они отсутствуют. Это может свидетельствовать об образовании миоценовых отложений Южного Дагестана в результате размыва пород ультраосновного состава, а хромшпинелиды обычно являются спутниками платиноидов. Из этих песков, путем выделения цианидами, получено платины до 1,3 г/т.

При выветривании основных и ультраосновных пород платиноиды накапливаются в коре выветривания, частично мобилизуются, переходя в истинные и коллоидные растворы как в результате растворения сульфидов так и вследствие диспергирования зерен самородных элементов. Имобилизация платиноидов из растворов возможна путем их сорбции на глинистых минералах и гидроксидах Fe и путем осаждения органическим веществом, карбонатами и на зернах самородных платиноидов Платина положительно коррелируется с хромом, что является

следствием их тесного парагенеза в материнских породах. Кроме хрома к главным элементам-индикаторам платиноидов относятся Cu и Ni. Как известно, металлы платиновой группы (МПГ) характеризуются низкими кларками, высокой изменчивостью распределения в земной коре, в связи с чем при геохимических поисках, наряду с определением собственно МПГ традиционно используются геохимические поиски по элементам спутникам [1].

Таблица 1
Результаты минералогического анализа тяжелой фракции караганского песка
Южного Дагестана

№	Проба	% от тяж. фракции	кг/м ³
1	Ильменит	38,67	13,9
2	Лейкоксен	3,63	1,3
3	Рутил	11,69	4,2
4	Псевдорутил	0,16	0,1
5	Циркон	17,28	6,2
6	Циркон метамиктный	0,69	0,2
7	Магнетит	0,86	0,3
8	Хромшпинелиды	9,23	3,3
9	Гранат	3,60	1,3
10	Эпидот	5,69	2,0
11	Турмалин	1,24	0,4
12	Монацит	0,31	0,1
13	Ставролит	2,17	0,8
14	Гр. пироксена	-	
15	Гр. амфибола	зн	
16	Кианит	1,77	0,6
17	Силлиманит	0,69	0,2
18	Апатит	зн	
19	Гидроксиды Fe	0,49	0,2
20	Мусковит	зн	
21	Сфен	зн	
22	Анализ	1,03	0,4
23	Андалузит	зн	
24	Шпинель	зн	
25	Куммингтонит	-	
26	Брукит	-	
27	Пьемонтит	зн	
28	Ксенотим	зн	
29	Щелочные амфиболы	-	
30	Хлоритоид	-	
31	Топаз	-	
32	Корунд	зн	
33	Хромпикотит	0,80	0,3
34	Барит	-	
35	Гроссуляр	-	
36	Серицит. агрег.	-	
37	Уваровит	зн	
38	Глинистые ожелезненные образования	-	

Учитывая, что главные перспективы повышенных концентраций платиноидов в пределах развития олигоцен-миоценовых глинистых отложений Южного Дагестана могут быть связаны с ультраосновными массивами питающей провинции, с различной степенью сульфидизации, основными индикаторами являются хром, никель и кобальт (табл. 2). Устанавливается корреляционная связь платиноидов и хрома.

Таблица 2

Результаты атомноабсорбционных анализов олигоцен-миоценовых отложений южного Дагестана

Название проб	Содержание элементов, г/т										
	Au	Pt	Pd	Mg	Pb	Zn	Cr	Mn	Cu	Ni	Co
№1 Глина	0,39	1,4	1,1	695,0	12,1	55,1	1579,2	132,2	5,7	16,2	5,1
№2 Конкреция	0,79	1,6	1,5	512,3	10,2	56,3	4425,5	460,9	8,9	217,9	3,6
№3 Глина	0,68	1,2	1,7	792,5	16,2	70,2	2130,0	341,9	10,2	26,3	14,4
№4 Глина	0,39	1,8	1,7	954,3	15,0	75,5	2139,5	181,5	10,9	22,2	6,3
№5 Глина	0,35	1,1	1,6	1232,6	8,1	51,4	905,4	23,3	6,9	15,5	2,3
№6 Глина	0,33	1,5	1,5	933,2	10,3	62,9	1723,4	32,8	7,9	9,5	2,3
№7 Песок	0,40	1,3	0,7	282,4	3,0	16,0	293,2	16,0	1,0	6,1	1,9
№8 Песок	0,32	1,9	0,8	110,5	1,8	1,3	130,0	5,4	0,3	3,4	1,3
№9 Глина	0,30	1,6	1,8	982,5	13,6	63,8	1860,5	241,7	7,4	16,5	11,4
№10 Песок	0,38	1,1	0,8	142,5	1,0	2,3	160,8	6,8	0,2	3,6	1,5
№11, Глина	0,58	1,5	1,6	861,2	21,1	92,4	2709,2	576,4	27,6	3,2	8,5
№12, Песок	0,45	0,5	0,6	102,5	0,1	2,0	94,6	5,1	0,2	5,2	1,9
№13, Глина монт	0,34	0,5	0,6	1050,4	19,0	90,0	2331,0	195,3	27,9	42,8	13,6
№14, Глина монт	0,29	0,2	0,4	514,2	18,0	73,1	1399,5	25,4	24,6	20,5	6,1

Рентгеноструктурными анализами, проведенными в ИГ ДНЦ РАН, определялся минеральный состав глин олигоцена и миоцена.

Все обнаруженные нами глинистые минералы в изученных отложениях встречаются в определенных соотношениях, образуя естественные комплексы или ассоциации. Особенностью этих ассоциаций является то, что ни один из глинистых минералов не образует мономинеральных комплексов. Последние состоят из двух-трех и более компонентов, а остальные составляют более или менее значительную примесь.

Основными породообразующими глинистыми минералами изученных отложений являются гидрослюда, монтмориллонит и каолинит. Примесь хлорита, смешанно-слоистого и других минералов отмечаются спорадически и количественно незначительны. В Южном Дагестане нами также отмечены глины, в основном, монтмориллонитового состава (70-80 % монтмориллонита) [4].

Таким образом, условия образования олигоцен-миоценовых глинистых отложений были различными и зависели от Eh-pH среды, что привело к образованию различных глинистых минералов, которые переотлагались в условиях соленого морского бассейна. Для платины и палладия характерны различные содержания даже в пределах одной среды и, их количество находится в тесной зависимости от локальных Eh-pH условий образования глинистых минералов. Для глин каолинит-гидрослюдистого состава характерны более высокие содержания платиноидов по сравнению с глинами монтмориллонитового состава.

Выводы:

1. Образование миоценовых отложений Дагестана связано с переотложением песчано-глинистого и растворенного материала пород питающих провинций, которые были представлены осадочными, метаморфическими и магматическими образованиями.

2. Для южного Дагестана характерно наличие в питающей провинции, в основном, пород ультраосновного состава, о чем свидетельствуют наличие высоких концентраций платиноидов и хрома в глинистых образованиях и наличие хромшпинелидов в перемежающихся песчаных пластах изученных нами отложений. Поэтому можно выделить две отдельные питающие провинции для северной и южной части развития олигоцен-миоценовых отложений.

3. Устанавливается корреляционная связь платиноидов и хрома

4. Олигоцен-миоценовые отложения Дагестана, представленные песчано-глинистыми породами, являются перспективными на обнаружение промышленных концентраций благородных металлов.

Литература

1. Лазаренков В.Г., Таловина И.В. Геохимия элементов платиновой группы. СПб.: Изд-во «Галарт» 2001. – 266 с.
2. Черкашин В.И., Мацапулин В.У., Юсупов А.Р., Тулышева Е.В., Хлопкова М.В. Условия формирования и закономерности локализации повышенных концентраций драгоценных металлов в мезокайнозойских отложениях Восточного Кавказа и перспективы их промышленного освоения. Проблемы минерагении России. Издание ГЦ РАН, Москва. 2012 г.- С. 127-141.
3. Черкашин В.И., Мацапулин В.У., Юсупов А.Р. Золотоносность среднемиоценовой россыпной подпровинции Восточного Кавказа (Дагестанское обрамление) //Вестник Дагестанского научного центра РАН. Махачкала, 2013, № 50.- С. 19-25.
4. Юсупов А.Р., Черкашин В.И., Алхулаев К.Г. Перспективы обнаружения крупных месторождений монтмориллонитовых глин в Дагестане //Почвенные ресурсы и проблемы продовольственной безопасности. Труды ИГ ДНЦ РАН. Вып. 65. Махачкала, 2015.- С. 209-212.

УДК 551.4; 479. (924.73)

ИЗУЧЕНИЕ ВЕРХНЕПЛИОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАКИНСКОГО АРХИПЕЛАГА ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ

*Исаева М.И., Гараева Т.Д.**Институт Геологии и Геофизики НАН Азербайджана*

В статье приводятся результаты проведенных палеомагнитных исследований. Установлено, что значение магнитной восприимчивости и естественной остаточной намагниченности варьируют в зависимости от удаленности источников сноса и вида самого источника, что позволяет не только оперативно проводить литологическое расчленение отложений, но и судить об изменении скорости осадконакопления в однотипных отложениях, а также определять возможные источники сноса в данный район терригенного и вулканогенного материала. Полученные данные по магнитным свойствам позволили коррелировать стратиграфические подразделения кайнозоя в пределах нефтегазоносных структур и определить их объем, что имеет важное значение при поисковых и разведочных работах на нефть и газ.

Ключевые слова: магнитная восприимчивость, намагниченность, магнитостратиграфия, нефть, газ, грязевой вулканизм, скорости осадконакопления.

THE STUDY TOP-PLIOCENE-PLEISTOCENE SEDIMENTS OF THE BAKU ARCHIPELAGO FROM PALEOMAGNETIC DATA

*Isaeva M.I., Garayeva T.D.**Institute of Geology and Geophysics of NAS of Azerbaijan*

Results of the conducted thermomagnetic researches are given in article. It is established that value of a magnetic susceptibility and natural residual magnetization varies depending on remoteness of sources of demolition and a type of the source that allows not only to carry out quickly a lithologic partition of deposits, but also to judge change of speed of sedimentation in the same deposits, and also to define possible sources of demolition to this region of terrigenous and volcanogenic material. The obtained data on magnetic properties have allowed to correlate stratigraphic divisions of the Cenozoic within oil-and-gas structures and to determine their volume that is important during the search and prospecting works on oil and gas.

Keywords: magnetic susceptibility, magnetization, magnetostratigraphy, oil, gas, mud volcanism, sedimentation speeds

Региональная магнитостратиграфическая шкала кайнозоя Азербайджана используется при проведении крупномасштабной геологической съемки, при решении теоретических и практических задач палеомагнетизма, а также частных задач геологии: определение возраста отдельных горизонтов, скоростей осадконакопления, источников железосодержащих минералов и др.

Палеомагнитные данные позволили уточнить возраст ряда геологических образований. Геологические данные по разрезам скважин Южного Каспия приписывали им верхнеплиоцен-плейстоценовый возраст. Детальные палеомагнитные исследования кернов 9 скважин Каспийского моря позволили расчленить их на новокаспийский, верхнехвалынский, верхнехазарский и нижнехазарский горизонты, провести корреляцию отложений, слагающих нефтегазоносные структуры.

Бакинские отложения по ряду литологических особенностей отличаются от верхне-абшеронских отложений. Этому времени предшествовала крупная верхне-абшеронская регрессия, когда значительная часть депрессионных зон освободилась от вод и на образовавшихся равнинах начали господствовать континентальные условия накопления осадков [2,7].

В бакинских отложениях значительно уменьшается количество песчаных прослоев за счет увеличения глин, среди которых отсутствуют красновато-бурые разности. Увеличивается в глинистых минералах количество гидрослюд за счет некоторого уменьшения монтмориллонита. В небольшом количестве появляется хлорит. Исчезновение глин красно-бурых окраски, увеличение гидрослюды свидетельствует о некотором изменении температуры в бакинское время в сторону ее понижения. Пирокластические породы от абшеронских отличаются большим разнообразием минеральной ассоциации тяжелой фракции и более основным составом. В

них присутствуют экстаиновые, гиперстен-авгитовые, рогово-обманково-гиперстен-авгитовые разности. Бакинские отложения имеют сравнительно повышенные значения I_n и α .

На границе плиоцен и антропогена произошла крупная регрессия Каспийского моря. Уровень моря упал на 300 м ниже современного. В целом в четвертичное время Каспийское море было в основном изолировано от Черного моря и, следовательно, от Мирового океана. В это время Каспий характеризуется чередованием трансгрессий и регрессий. Кроме того, для Южного Каспия характерны активные тектонические движения. Продолжается активное погружение Южного Каспия, причем темпы этого погружения составили 2-3 км в 1 млн. лет. В зоне интенсивного прогибания к югу от Абшеронского порога мощность четвертичных отложений достигает более 1,5 км.

В четвертичное время продолжается рост основных поднятий Южного Каспия и подвижки по связанным с этим поднятиями разломам.

Наряду с активной неотектоникой в четвертичное время в Южном Каспии происходит перераспределение уже отложившегося материала, огромные подводные оползания и заполнение оползшими массами осадков, выраженных в рельефе неотектонических депрессий.

Для голоценового времени наблюдается достаточная хорошая корреляция между общей климатической изменчивостью, колебаниями уровня Каспия и характером отлагаемых осадков.

В пределах Южно-Каспийской впадины наблюдаются циклоническое и антициклоническое движения. Скорости течений различны - до 50-100 см/с. Придонные течения на глубинах порядка 200 м, обычно более медленные, их скорость не превышает 20-30 см/с [2].

На западе Южного Каспия расположена целая гирлянда небольших островов, принадлежащих Бакинскому архипелагу (Булла, Гарасу, Камен Персианина и др.)

Палеомагнитные исследования проводились на образцах кернов скважин, пробуренных по профилям XVII (Булла-море, скв.380, 381, 383) и XIV (Гарасу, скв.473-478) [1,3,4,5,6] (рис.1).

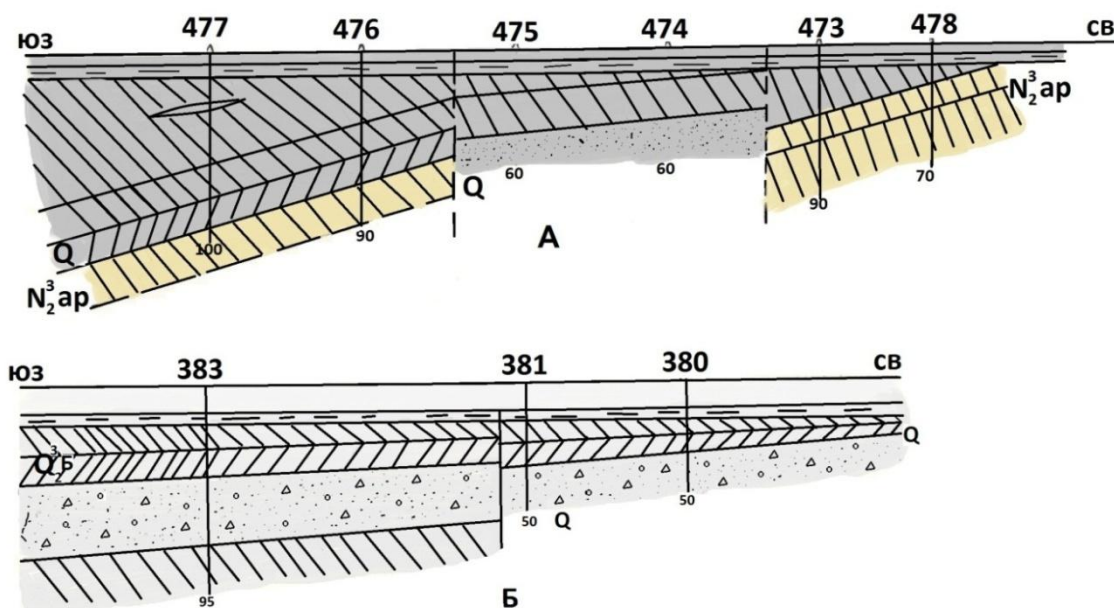


Рис. 1. Геологические профили пробуренных скважин на площадях Бакинского архипелага Южного Каспия: А – о.Гарасу, Б – поднятие Булла-Дениз

Проведено обобщение палеомагнитных данных для Южного Каспия, составлена карта распределения мощностей и скоростей осадконакопления для изученных плейстоценовых и голоценовых осадков (эпоха Брюнес) (рис. 2).

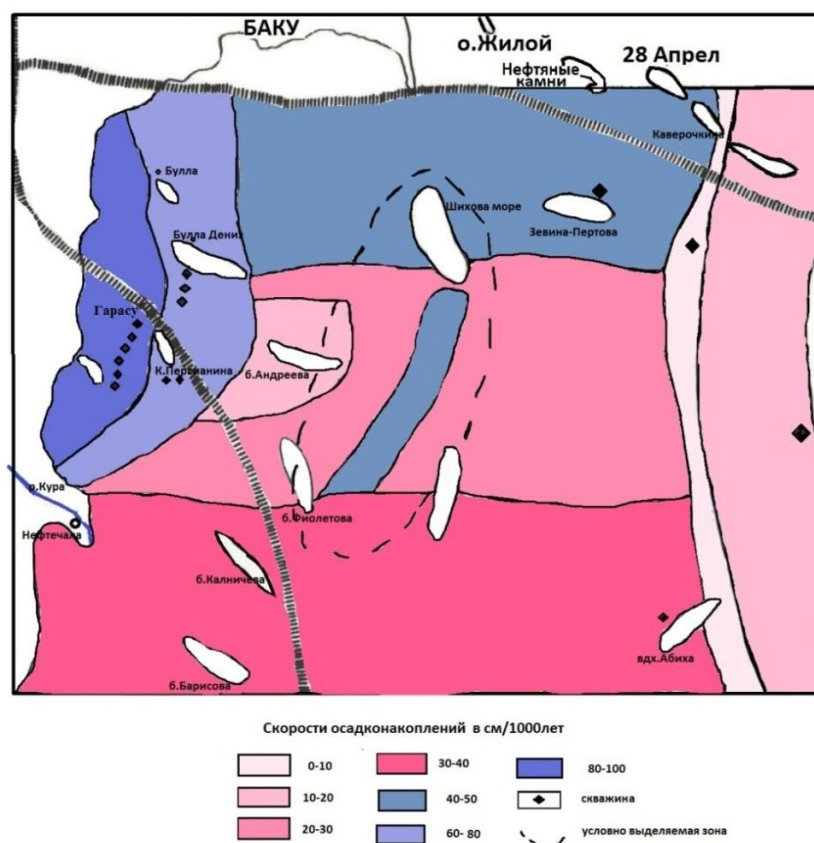


Рис. 2. Карта распределения скоростей осадконакопления для плейстоценовых осадков Южного Каспия.

Как видно из карты, обобщение фактического материала позволило выделить площади с различными скоростями осадконакопления или его отсутствия за последние 700 тыс. лет.

Наблюдается уменьшение скорости осадконакопления с запада на восток, т.е. по мере удаленности от источников сноса. Западная зона Южного Каспия обогащена магнетитом, пироксеном, циозитом. Этот материал связан с размывом пород Малого Кавказа и транспортируемых р. Курой и р. Ленкоранкой.

Восточная часть Южного Каспия отличается преобладанием роговых обманок, продуктами размыва метаморфических пород восточной береговой зоны. Распространенными минералами являются мусковит, гранат, сфен. Значительная роль в питании принадлежит грязевым вулканам, расположенным в зоне восточного шельфа.

Таким образом, в результате проведенных палеомагнитных исследований установлено, что значение магнитной восприимчивости и естественной остаточной намагниченности варьирует в зависимости от удаленности источников сноса и вида самого источника, что позволяет не только оперативно проводить литологическое расчленение отложений, но и судить об изменении скорости осадконакопления в однотипных отложениях, а также, определять возможные источники сноса в данный район терригенного и вулканогенного материалов.

Полученные данные по магнитным свойствам позволили коррелировать стратиграфические подразделения кайнозоя в пределах нефтегазоносных структур и определить их объем, что имеет важное значение при поисковых и разведочных работах на нефть и газ.

Литература

1. İsayeva M.N. Cənubi Xəzər Pleystosen və Qolosen çöküntülərinin maqnitometrik tədqiqatları, AMEA Geologiya İnstitutunun əsərləri, №35, Bakı, 2007.- P. 104-113.
2. Али-заде К.А. Акчагельский ярус Азербайджана. АН Азерб. ССР, Баку, 1954.

3. Гасан-заде Ф.Г. Магнитные свойства донных отложений Каспийского моря и их корреляция, Автореф.канд дисс., Баку, 1984, 16 с.
4. Исаева М.И. Экспериментальные исследования естественной остаточной намагниченности плиоцен-плейстоценовых пород Азербайджана //Труды Института геологии, №25, Изд. «Элм», Баку, 1995.- С.141-149.
5. Исмаил-заде Т.А., Исаева, М.И., Садыгова (Гараева) Т.Д., Палеомагнитные исследования плиоцен-плейстоценовых донных осадков Южного Каспия. Чтения В.В. Федынского, Москва, 2003.- С. 52-58.
6. Мамедова Н.Р. Корреляция внутриконтинентальных и океанических отложений плейстоцена по палеомагнитным данным (на примере Каспийского бассейна и Атлантического океана). Автореф.канд дисс., Баку, 1990, 19 с.
7. Печерский Д.М., Геншафт Ю.С. Петромагнетизм континентальной литосферы и природа региональных магнитных аномалий, Институт Физики Земли РАН //Российский журнал наук о Земле, том 3, № 2, Москва, 2001.- С. 215

УДК 551.7

ВАРИАНТ СВОДНОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КОЛОНКИ (СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ) ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА

© Магомедов Р.А.
Институт геологии ДНЦ РАН

Предложен вариант сводной геологической колонки (стратиграфической шкалы) осадочного чехла Восточного Кавказа

Ключевые слова: геохронология, слоистость, стратиграфическая шкала, палеонтология, относительный геологический возраст горных пород.

THE CONSOLIDATED VERSION OF THE GEOLOGICAL COLUMN (STRATIGRAPHIC SCALE) SEDIMENTARY COVER OF THE EASTERN CAUCASUS

Magomedov R.A.
Institute of Geology Dagestan scientific center of RAS

The proposed version of the consolidated geological column (stratigraphic scale) sedimentary cover of the Eastern Caucasus

Key words: geochronology, stratified, stratigraphical scale, paleontology, relative geological age of rocks.

Восточно-кавказский сегмент сооружения большого кавказа отвечает участку альпийской геосинклинали, в пределах осевой зоны которого наиболее резко проявилась инверсия геотектонического режима, тогда как краевые зоны геосинклинали продолжали развиваться как прогибы вплоть до палеогена (южная флишевая зона) или даже до неогена (северная известняковая зона). Мощность гранитного слоя максимальна под орогеном (до 30 км), в смежных прогибах - резко сокращен (до 10 км.), соответственно верхняя кромка поверхности мохо приближается к дневной поверхности по типу мантийных диапиров [5,6,9]. Существуют косвенные данные, подтверждающие эту модель: сейсмическая активность на стыке орогена и предгорных прогибов, там же геотермальная активность, мантийные изотопные метки по гелию, высокая степень флюидозированности и флюидопроницаемости, присутствие в разрезе галогенных толщ, приповерхностные газовые аномалии, нефтепроявления, проявления грязевого вулканизма и т.д. [7,8].

Осадочный чехол региона представляет собой систему синклинориев и антиклинориев с хорошо развитыми формациями нижней и средней юры, мела, палеогена и неогена. В силу неполной инверсии, осадочные бассейны Восточного Кавказа, сохранили значительный потенциал полезных ископаемых, закрытых маломощным чехлом глинистых формаций бат-байоса, палеогена и миоцена. Степень обнаженности пород увеличивается от периферии к центральным частям региона. Осадконакопление, орогенез, эрозия, денудация и абразия определили геологическое строение Восточного Кавказа и стратиграфическое положение залегающих здесь пород. Как правило, более древние породы выходят на дневную поверхность гипсометрически выше более молодых.

В результате трудов нескольких поколений геологов была установлена общая последовательность накопления слоев земной коры, получившая название стратиграфической шкалы. Стратиграфическая шкала - основа для создания соответствующей ей геохронологической шкалы, которая отражает последовательность отрезков времени, в течение которых формировались те или иные толщи пород. Геохронологическая шкала создавалась для определения относительного геологического возраста пород. Абсолютный возраст, измеряемый в годах, имеет для геологов второстепенное значение. Для определения относительного возраста слоистых осадочных и магматических пород, а также вулканических пород (лав) применяется принцип последовательности напластования (закон Стенсена - принцип Стено). Согласно этому принципу, каждый вышележащий пласт (при ненарушенной последовательности залегания слоистых горных пород) моложе нижележащего.

В разное время разными авторами были составлены стратиграфические шкалы (геологические колонки) отдельных участков и зон региона, отражающие отдельные вопросы региональной стратиграфии или узкоспециальные вопросы промысловой геологии [1,2,10,11,12 и др.]. Но сводной картины стратиграфической шкалы, отражающей все этапы геологического развития Восточного Кавказа в альпийском цикле его развития на современном этапе его изученности до сих пор нет. Видимо, недостаток геологической, геофизической, палеонтологической и др. информации о строении всего осадочного чехла не позволили авторам различных стратиграфических шкал региона предложить законченную сводную его модель. Многие узловыe вопросы стратиграфии региона до сих пор являются дискуссионными. В работе сделана попытка собрать разрозненную геолого-геофизическую и палеонтологическую информацию в единую стратиграфическую схему (рис.). При составлении схемы (шкалы) использованы материалы фондов Дагестанской комплексной геологоразведочной экспедиции, Института геологии ДНЦ РАН, собственных полевых наблюдений и консультации старейшего дагестанского геолога Ю.М. Магомедова, которому автор выражает искреннюю благодарность.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА. Отложения юрской системы представлены всеми тремя ее делами.

Наиболее древним фаунистически охарактеризованным ярусом среди этой толщи является домер (J_{1d}). Правда следует заметить, что домерская фауна найдена не в самых низах осадочного комплекса, что позволяет сделать более или менее вероятные предположения о возможном наличии отложений плинсбаха и даже верхов нижнего лейаса.

Нижний отдел – лейас (J_{1 p+d+t+a₁}) в Сланцевом Дагестане представлен однообразной толщей темных глинистых сланцев с прослоями и пачками алевролитов и песчаников.

Средний лейас в объеме предположительно плинсбахского и домерского ярусов в верховьях рек Андийское и Аварское Койсу представлен чрезвычайно однообразной толщей метаморфизованных глинистых сланцев, имеющих облик аспидных, а местами - переходящих в филлиты. Прослой песчаников встречаются очень редко, мощность их обычно не превышает 5-10 см, иногда достигает 1-1,5 м. Мощность средне-лейасовых отложений по реке Андийское Койсу составляет около 3800-4000 м.

К верхнему лейасу относятся отложения тоарского яруса и вышележащие отложения Карахской свиты (нижний аален - J_{1a₁}).

Тоарский ярус в Сланцевом Дагестане сравнительно четко подразделяется на три подъяруса: нижний, средний, верхний. В основании нижнего тоара залегают мощные (до 40 м) пласты серых мелкозернистых песчаников с прослоями темных глинистых сланцев. Вверх по разрезу песчаность снижается. Отложения среднего тоара характеризуются чередованием глинистых сланцев с алевролитами и реже песчаниками. Встречаются линзы и линзовидные прослои известняков, мергелей и сидеритов. Верхне-тоарские отложения представлены переслаиванием глинистых сланцев, алевролитов и песчаников. Песчаные пласты образуют пакеты мощностью до 20 м. В основании верхнего тоара залегает пласт (до 10 м) базального конгломерата. Мощность тоарского яруса по реке Аварское Койсу составляет 3000 м., по реке Андийское Койсу - около 2000 м. В Присамурском районе мощность тоара достигает порядка 4000 м.

Верхняя часть нижнеааленских отложений (Карахской свиты) сложена мощными пачками песчаников с редкими прослоями аргиллитов, с линзами и конкрециями сидеритов, прослоями углистых сланцев и бурых углей. Глинистые породы имеют подчиненное положение в разрезе. Характерная фауна - *аммониты: Leioceras opalinum*.

Эра		Система	Отдел	Подотдел	Продолжительность, млн.лет	ЯРУС, СВИТА, ГОРИЗОНТ (в скобках - названия по международной систематике)	Индекс	Литологическая колонка	мощность, М	Описание литологической колонки					
Кайнозойская	Четвертичная	Плейстоцен	ГОЛОЦЕН		0,01	Новокаспийский	Q _{4n}		До 15 м	Узкая (1-20 м) полоса вдоль берега: песчаные дюны и холмы					
			Плейстоцен	Q	~1,5	Хвалинский	Q _{3 hv}		30-50	Первая древнекаспийская терраса: пески, ракушечники, детритусовые известняки и конгломераты. Фауна карид, диатом и т.д.					
						Хазарский	Q _{2 hz}		до 20 м	Вторая древнекаспийская терраса: буровато-серые глины, рыхлые песчаники с пластами известняков и конгломератов					
						Бакинский	Q _{1 b}		20-40	Третья древнекаспийская терраса: известняки, конгломераты, песчаники и глины					
	Неогеновая (25 - 30 млн.лет)	ПЛИОЦЕН N ₂ 9 - 12 млн.лет	Верхний	9.3 *	Верхний	АПШЕРОНСКИЙ ЯРУС	N _{2 ap} ²		100-250 мор.отл. - до 300-650 м	Толща песчаников и глин с конгломератами с фауной дрейсен и монодаки.					
						АКЧАГЫЛЬСКИЙ ЯРУС	N _{2 ak} ²		мор.отл. - до 737 м 300-350	В верхней части: известняки, конгломераты, галечники. В нижней (морские отложения) - песчаники, известняки и глины с прослоями полимиктовых песчаников, реже - известняков. В основании - базальдный конгломерат. В нижней части яруса - моллюски <i>Criboelphidium vulgare</i>					
						ПОДАКЧАГЫЛЬСКАЯ СВИТА (понтический ярус)	N _{1 ak} ¹		100	На значительной территории отсутствуют. Галечники, песчаники. Известняки, глины, песчаники.					
		Миоцен N ₁ (15 - 17 млн.лет)	Верхний	1 деление - 1 млн.лет	Верхний	13	МЕОТИЧЕСКИЙ	N _{1 m} ³		200-800	Отложения развиты лишь в Присулакском районе. Глины с частыми прослоями и пластами песчаников, оolitовых известняков и конгломератов. На реке Сулак - 500 м.				
						14	ВЕРХНЕ-САРМАТСКИЙ ПОДЪЯРУС	N _{1 s3} ³		200 - 1000	В верхней части - известняки-ракушечники и детритусовые известняки с прослоями песков. В средней - песчано-известняково-глинистая толща. В светло-серых глинах - слои с <i>Mastra Caspia</i> . В Юж. Даг. - с <i>Mastra naviculata</i> .				
						15									
						16	нижне- и средне-сарматские подъярусы	N _{1 s1+2} ³		300-800	Песчаные и карбонатные глины, песчаники, известняки, мелководные прибрежные осадки. Слои с <i>Syndesmia reflexa</i> и <i>Mastra eichuralde</i> и <i>Cryptomastra pesanseri</i> в среднем подъярусе.				
						21									
						22	КОНЬСКИЙ ГОРИЗОНТ	N _{1 kn} ¹		20-50	Пачка зеленовато-серых карбонатных глин с прослоями глинистых песчаников и мергелей.				
						23	КАРАГАНСКИЙ ГОРИЗОНТ	N _{1 kg} ²		410-870	Толща песчано-алевролитовых и глинистых пород с пропластками мергелей и известняков. Среди пропластков четко выделяется сплошчатый известняк "П" мощностью 0,5-0,8 м. Верхняя часть - песчаная, нижняя - глинистая.				
						24	ЧОКРАКСКИЙ ГОРИЗОНТ	N _{1 ch} ²		800-1100	Переслаивание темно-серых и коричнево-серых глин с песчаниками и прослоями мергелей и светло-серых кварцевых песчаников и алевролитов. Присутствуют слои линзовидных марганец-сидеритовых конкреций.				
						25	ТАРХАНСКИЙ ГОРИЗОНТ (Региональный)	N _{1 tr} ²		20-50	Темно-бурые мергели со среднемиоценовой фауной и прослоями доломитизированных известняков. В основании - характерный серый мергель, мощностью 0,8-1,2 м.				
						26									
						27									
						Палеогеновая	ОЛИГОЦЕН 9 - 10 млн.лет	Верхний	нижний	27	Зурамакентская свита	N _{1 z} ¹		120-200 на возг. - до 50	Темноцветные слоистые глины с марганец-сидеритовыми конкрециями и с прослоями и линзами известковистых песчаников.
										28	Свита Рики (региональная)	N _{1 r} ¹		320-370 местами 450	Глины с прослоями сепариевых конкреций, содержит ярозит и кристаллы гипса. В основании - "алунский горизонт" сложенный известняками и прослоями песч. мергелей
										29	Муцидакальская свита	P _{3 md} ³		200 - 600	Глины темно-серые и серые с зеленоватым оттенком, с пачками алевролитов и песчаников (3 пачки)
										Средний	Нижнеглинистая	P _{3 ng} ³		до 100	Темно-серые тонкослоистые глины с редкими прослоями тонких алевролитов
											Миатлинская свита	P _{3 mt} ³		200 - 1000	Вверху - мощный миатлинский песчаник. Серые и темно-серые глины с прослоями алевролита и песчаников с включениями глыб известняков верхнемелового возраста и фораминиферных отложений.
Нижний	Хадумский (рупельский)	P _{3 1+2}		0-400	Верхний: мергельно-глинистая фация Средний (~ 3 м): известняки, доломиты (острокодовый горизонт - 35-45 см) Нижний: мергелистые и известковистые глины										

Рис. Сводная геологическая колонка (стратиграфическая шкала) осадочного чехла Восточного Кавказа (продолжение – на следующей стр.).

Эра	Система	Отдел	Подотдел	Продолжительность, млн. лет	ЯРУС, СВИТА, ГОРИЗОНТ (в скобках - названия по международной систематике)	Индекс	Литологическая колонка	мощность, М	Описание литологической колонки			
Кайнозойская	Палеогеновая	ЭОЦЕН P ₂	Фораминиферовые слои	18-20	Белоглинская (Приабонская)	P ₂		5-100	Толща светло-серых, почти белых мергелей с прослоями песчаников, песчаников известняков и глин.			
				13-15	Кумская (Плотетская) Зеленая (Ипрская)			30-60 10-126	Пачка темно-коричневых битуминозных мергелей и сланцев. Известняково-мергельная толща с прослоями песчаников и линзами кремня.			
Мезозойская	Меловая (40 - 55 млн.лет)	K ₂	верхний	22-35	(Датский) (Маастрихский) (Кампанский) (Сантонский) (Коньякский) (Туронский) (Сеноманский)	K ₂		400 - 570	Мощный карбонатный комплекс. Имеют хорошо развитую трещиноватость и водообильны. Представлен, в основном, тонкоосистыми известняками с подчиненными прослоями мергелей и мергельных глин. В верхней части отдела (сенон) развиты массивные плотные известняки. По макрофаунистическим данным Ю.М. Магомедовым установлена стратиграфическая граница между сеноманским и туронским ярусами. <i>Моллюски: иноцермы и фораминиферы.</i>			
				18-20	(Альбский) (Аптский)			K ₁ br ₂ + (ap+al)	35 - 260 260 - 30 30 - 350	Нижний мел подразделяется на два комплекса. Отложения валанжинского, готервского и нижней части барремского ярусов образуют карбонатно-терригенный комплекс нижнего мела мощностью 120-140 м. Представлен он преимущественно известняками с тонкими прослоями мергелей, песчаников и алевролитов. Отложения верхней части барремского яруса, аптского и альбского ярусов образуют терригенный комплекс нижнего мела. Представлен он чередованием алевролита-глинистых и песчано-алевролитовых пород. Мощность комплекса - в пределах 240-250 м. В Юж. Дале - валяжики и готерв выклиниваются, баррем залегает на мергелях вост. Основание альбского яруса - алмониты рода <i>Pseudobolites</i> . 1961 год: <i>Мехмед, Спратлир. Комиссия СССР исследовала пачку организованных оолитовых известняков с алмонитами "Сибирский" отнесена к южному тоару (по результатам микрофаунистических исследований К.Т. Самыкиной).</i>		
	Юрская (58 млн.лет)	J ₃	верхний (мальм)	16,5	(Титонский) (Киммериджский) (Оксфордский) (Келловейский)	J ₃ cl + ox + km + t		240-300	Верхний отдел подразделяется на два комплекса. Отложения келловейского яруса образуют нижний терригенно-доломитовый комплекс, представленный в основном, алевролитами с прослоями песчанистых известняков и доломитов мощностью до 140 м. Отложения оксфорд-киммеридж-титонского ярусов образуют карбонатный комплекс верхней юры. Сложена в основном, плотными известняками, доломитизированными с прослоями доломитов, ангидритов, часто загипсованных. Мощность комплекса 100 м. <i>Фауна - алмониты, двусторчатые моллюски</i>			
					Цудахарская свита (Батский) (Верхне-Байосский)				J ₂ bj + bt	100 - 2600	Верхнебайосско-батский терригенный комплекс (Цудахарская свита) представлен песчаниками и песчано-глинистыми отложениями. Нижнебайосские (Кумухские) отложения представлены аргиллитами с прослоями алевролитов и песчаников. <i>Фауна: У.Т. Темирбекова описала два новых вида моллюшков <i>Spitrocolocina perlicida</i> и <i>Ophthalmidium gorbatshikae</i> байосского возраста, а в позднебайосских породах из разреза у сел. Цудахар - 4 новых вида: <i>Nubecularia - N. mitra</i>, <i>N. Alligata</i>, <i>N. Dignitulus</i>, <i>N. maxima</i>. На основании микрофаунист. исслед. А.М. Магомедов и У.Т. Темирбекова уточнили границу между байосским и батским ярусами в цудахарском, чохском и гунишском разрезах.</i>	
					Кумухская свита (Нижне-Байосский)				J ₂ bj ₁		200-1400	Значительное преобладание глинистых пород. Аргиллиты с прослоями и пачками алевролитов и песчаников. <i>Алмониты: Ludwiga murchisonae</i>
					(Верхне-ааленский)				J ₂ a ₂		180-500	Верхняя часть нижнеааленских отложений (Карахская свита) сложены мощными пачками песчаников с редкими прослоями аргиллитов. <i>Алмониты: Leioceras opalinum</i>
		J ₁	нижний (ЛЕЙАС)	(24)	(Нижне-ааленский) Карахская свита региональная	J ₁ a ₁		3000-4000	Стратиграфическая граница между верхним тоаром и нижним ааленом остается не подтвержденной палеонтологическим материалом.			
					(Тоарский)				J ₁ t	нижний подъярус - мощные (до 40 м пласты) серых мелкозернистых песчаников с прослоями темных гл. сланцев, средний - чередование глинистых сланцев с алевролитами и реже песчаниками. Встречаются линзы и линзовидные прослои известняков, мергелей и сидеритов, верхний - переслаивание глинистых сланцев, алевролитов и песчаников. В основании - пласт (до 10 м) базального конгломерата.		
					(Домерский) (Плинсбахский)				3800-4000	Однообразная толща метаморфизованных глинистых сланцев, имеющих облик аспидных, а местами переходящих в филлиты.		
					(Синемюрский) и (Геттангский) ярусы - на Сев. Кавказе не представлены							

(195 млн.лет)

Условные обозначения:

	Пески		Песчаники		Известняк-ракушечник		Алевролиты		Конгломераты
	Глины		Аргиллиты		Мергели		Ангидриты		Галечники
									Сидеритовые конкреции

* - абсолютный возраст отложений понтического яруса

Региональные перерывы в осадконакоплении: а - Предкелловейский; б - Преднеокомский; в - Предкадагыльский.

Рис. Сводная геологическая колонка (стратиграфическая шкала) осадочного чехла Восточного Кавказа (продолжение).

Мощность нижнего аалена изменяется в пределах 1000 м (р. Гамри-озень) - 5000 м (хр. Сарфунял) с общей тенденцией сравнительно резкого сокращения в северо-восточной направлении. Стратиграфическая граница между верхним тоаром и нижним ааленом остается не подтвержденной палеонтологическим материалом.

Средний отдел – **доггер** ($J_2 a_2 + b_j + bt$) согласно унифицированной стратиграфической схеме, утвержденной МСК СССР, рассматривается в объеме ааленского, байосского и батского ярусов.

Отложениями верхнего аалена ($J_2 a_2$) представлены аргиллитами с прослоями и пачками алевролитов и песчаников, в нижней части разреза - глинисто-алевролитовыми породами с прослоями и пакетами песчаников. В целом в верхнем аалене сказывается значительное преобладание глинистых пород. Углистые образования редки и малохарактерны. Максимальной мощности верхнеааленские отложения достигают в Сланцевом Дагестане (около 1400 м близ сел. Цмур). В Предгорном Дагестане мощность верхнего аалена изменяется в пределах от 270-300 м (Дузлак» Берекей) до 850 м (Рубас-чай). Фауна - *аммониты*: *Ludwigia murchisonae*.

Нижнебайосские отложения ($J_2 b_{j1}$) – **Кумухская свита** представлена аргиллитами с прослоями алевролитов и песчаников. Фауна: *Милюлиды* (*Spiroloculina perlucida*, *Ophthalmidiam gorbatshikae*). Верхняя часть байосских отложений, обогащённая песчаниками и песчано-глинистые отложения бата объединяются в верхнебайосско-батский терригенный комплекс ($J_2 b_{j2} + bt$) - **Цудахарская свита**. Четкой границы между этими свитами не наблюдается. Представлен комплекс однообразной толщей алевролито-глинистых пород с редкими прослоями песчаников. В Сланцевом Дагестане байос-батские отложения почти повсеместно залегают согласно на толщах аалена. В отдельных разрезах (Кара-Койсу, Андийское и Аварское Койсу) в основании байоса отмечены прослой базального конгломерата (Н.А. Конюхов, 1955). Мощность байос-батских отложений достигает максимума в районе хребта Лес, где она равна 2600 м. К востоку и юго-востоку от хребта Лес, мощности байос-бата резко сокращаются до 100 м и менее, вследствие размыва среднеюрских толщ предтитонской и нижнемеловой трансгрессиями. Фауна: *Nubecularia* – *N. mitra*, *N. Alligata*, *N. Digitulus*, *N. maxima*. У.Т. Темирбекова описала два новых вида милюлид *Spiroloculina perlucida* и *Ophthalmidiam gorbatshikae* байосского возраста, а в позднебайосских породах из разреза у сел. Цудахар – четыре новых вида *Nubecularia* – *N. mitra*, *N. Alligata*, *N. Digitulus*, *N. maxima* [3]. На основании микрофаунистических исследований А.М. Магомедов и У.Т. Темирбекова уточнили границу между байосским и батским ярусами в цудахарском, чохском и гунибском разрезах.

Верхний отдел – **мальм** ($J_3 cl + ox + km + t$) представлен полностью всеми ярусами только в некоторых районах Известняковой области (Ботлих, Гуниб). В области предгорий верхнеюрские отложения почти повсеместно отсутствуют, вследствие размыва их нижнемеловой трансгрессией, и лишь в Заузанбаше вскрыта 250-ти метровая толща кимеридж-титона (В.Л. Галин, 1965). Подразделяется на два комплекса.

Отложения келловейского яруса образуют нижний терригенно-доломитовый комплекс, представленный, в основном, алевролитами с прослоями песчаных известняков и доломитов с линзовидными прослоями гипса, мощностью до 140 м.

Отложения оксфорд-кимеридж-титонского ярусов образуют карбонатный комплекс верхней юры. Сложен он, в основном, плотными известняками, доломитизированными с прослоями доломитов, ангидритов, часто загипсованных. Фауна: *аммониты*, *двусторчатые моллюски*. Мощность этого комплекса в западных районах известняковой области достигает 300 м, с продвижением к востоку она постепенно снижается до 20-40 м, причем породы в значительной мере обогащаются песчаным материалом.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА. Отложения меловой системы представлены всеми стратиграфическими подразделениями. Подразделяется на два отдела: нижний (K_1) и верхний (K_2).

Нижний отдел подразделяется по литологическому составу на два комплекса.

Отложения валанжинского, готеривского и нижней части барремского ярусов (*Неокомский ярус* - $K_1 nc$) образуют карбонатно-терригенный комплекс нижнего мела мощностью 120-

140 м. Представлен он преимущественно известняками с тонкими прослоями мергелей, песчаников и алевролитов. Отложения верхней части барремского яруса, аптского и альбского ярусов образуют терригенный комплекс нижнего мела. Представлен он чередованием алевролитоглинистых и песчано-алевролитовых пород. В средней части толщи (аптский ярус) песчаники часто образуют мощные пачки, до 20-25 м каждая. Отложения альбского яруса более глинисты. Мощность комплекса в пределах 240-250 м. В Южном Дагестане валанжин и готерив выклиниваются, баррем залегает на верхней юре. В основании альбского яруса - *аммониты рода Pseudosilesites*. По результатам микрофаунистических исследований проведенных К.Г. Самышкиной [3] массивная пачка органогенных оолитовых известняков с *аммонитами симбирскимес* в 1961 году Межведомственной Стратиграфической Комиссией СССР отнесена к позднему готериву. В готеривском ярусе выделены три микрофаунистических комплекса: *Conicospirillina sp.*, *Lenticulina crassa*, *Astacolus parallela (Reuss)*. В разрезах у сел. Ботлих, Хучни, Маджалис найдены и описаны новые виды фораминифер, характеризующие валанжинский, готеривский, барремский, аптский и альбский ярусы. Валанжинский, готеривский ярусы имеют ограниченное распространение особенно в Южном Дагестане, ввиду их размыва барремской трансгрессией. В Предгорном Дагестане валанжинские отложения установлены лишь на западном окончании Кукурттаусской складки. В Известняковом Дагестане - наиболее полно развит, где связан с кимеридж-титонской толщей постепенным литологическим переходом и представлен доломитизированными известняками с прослоями мергелей. К югу от р. Сулак до р. Самура валанжин сложен толщей песчанистых и глинистых известняков с прослоями оолитовых и органогенно-обломочных известняков, а иногда песчаников и глин. Далее на юг в междуречье Самур-Чирах-чай в разрезе валанжина преобладают мелководные фации - органогенно-обломочные, оолитовые известняки и сильно кавернозные доломиты. Мощность валанжинского яруса колеблется в пределах от 10 до 110 м. Готеривский ярус также как и валанжинский, имеет ограниченное распространение и развит, главным образом, в Нагорном Дагестане. В области предгорий готеривские отложения установлены лишь в районе Эльдама и Кукурт-тау. Причем в Эльдамском районе алевролитовая толща готерива с конгломератом в основании трансгрессивно залегает на среднеюрских отложениях. В литолого-фациальном отношении готеривские отложения на территории Дагестана претерпевают значительные изменения. Барремские отложения широко развиты по всей территории Дагестана. В Нагорном Дагестане баррем согласно залегает на подстилающих отложениях готерива. В области предгорий и в районе Мугринской антиклинали барремские отложения трансгрессивно перекрывают байосские и местами (Уллучай) ниже-ааленские толщи. По литологическому составу барремский ярус четко подразделяется на нижний - известняковый и верхний - терригенный подъярусы. Мощность баррема в Нагорном Дагестане колеблется в пределах 70 м. В Предгорном Дагестане мощности баррема претерпевают значительные изменения и варьируют в пределах от 10-30 м, в сводах поднятий, до 150-200 м на погружении крыльев и периклиналях.

Аптский ярус почти повсеместно связан с барремскими отложениями постепенным переходом и лишь в районах Дузлака и Карабудахкента породы аптского возраста несогласно налегают на средней юре. Представлен аптский ярус песчаниками и алевролитами с подчиненными прослоями темных алевролитовых глин. В Нагорном Дагестане по литологическим особенностям аптский ярус подразделяется на две толщи: песчано-алевролитоглинистую и алевролитоглинистую, которые в целом соответствуют ниже- и верхнеаптскому подъярусам. Нижний апт изменяется по мощности от 20-30 м (Гергебиль) до 170 м (хр. Лес). Мощность верхнего апта варьирует в пределах от 30 м (Цмур-чай) до 300-350 м (Хиндах, Чанда). В Предгорном Дагестане подразделить аптские отложения удастся не везде. Мощность здесь изменяется в пределах от 50-60 м до 180-196 м причем, так же как и для баррема, характерно возрастание мощности в периферийных частях поднятий.

Альбский ярус литологически подразделяется на две части: нижнюю алевролитоглинистую и верхнюю - мергельно-глинистую. Стратиграфически алевролитоглинистая толща соответствует ниже-альбскому подъярису, а мергельно-глинистая - средне- и верхне-

альбскому подъярусам. Наиболее полно отложения альба развиты в Известняковой области, где их мощность достигает 250-260 м. С продвижением на юг она постепенно снижается до 70-35 м (Уллучай, Цмур-чай) в связи с размывом верхнего и среднего альба сеноман-туронской трансгрессией. Средне- и верхне-альбские отложения отсутствуют также и в области предгорий. В большинстве случаев здесь сеноманские, а местами туронские отложения трансгрессивно налегают на глинистые слои нижнего альба. Мощность нижне-альбских отложений в Предгорном Дагестане изменяется в пределах от 10-25 м до 100-135 м (В.Л. Галин, 1965).

Верхний отдел чётко выделяется в разрезе по литологическому составу, формируя мощный карбонатный комплекс. Породы этого комплекса имеют хорошо развитую трещиноватость и водообильны. Карбонатный комплекс представлен, в основном, тонкослоистыми известняками с подчинёнными прослоями мергелей и мергельных глин. В верхней части отдела (сенон) получают развитие массивные плотные известняки. Мощность верхнемеловых отложений – 400-500 м. Характерная фауна: *моллюски – иноцерамы и фораминиферы*.

Верхнемеловые отложения в Известняковой области по находкам фауны и литологическим признакам подразделяются на все семь ярусов: сеноманский, туронский, коньякский, сантонский, кампанский, маастрихтский и датский. В области предгорий в скважинных разрезах, в связи с недостаточной освещённостью керновым материалом, такие дробные деления не всегда возможны. Ввиду этого характеристика литолого-стратиграфических особенностей верхнемеловых отложений Дагестана обычно приводится в укрупнённом виде.

Сеноманский ярус представлен сравнительно однообразной толщей известняков и мергелей с прослойками глин, иногда песчаников. В Нагорном Дагестане сеноманские отложения почти повсеместно залегают согласно на глинах верхнего альба, лишь в Присамурском районе установлено отсутствие сеномана. Мощность сеномана изменяется в пределах от 5-12 до 60-115 м с общей тенденцией сокращения к югу и востоку. В области предгорий сеноман трансгрессивно залегают на нижне-альбских отложениях. Мощность сеномана здесь не превышает 80-40 м, чаще она равна 5-10 м. В 1970-е годы по макрофаунистическим данным Ю.М. Магомедовым установлена стратиграфическая граница между сеноманским и туронским ярусами.

Туронский и коньякский ярусы представлены чередованием розовых, кирпично-красных, зелено-серых и светло-серых пелитоморфных и глинистых известняков и мергелей. Глинистые известняки и мергели более характерны для отложений коньякского яруса. На юге Дагестана (р. Цмур-чай) туронские отложения трансгрессивно с конгломератом в основании залегают на нижне-альбских глинах. Мощность турон-коньякских отложений в Нагорном Дагестане изменяется в пределах 110-210 м. В области предгорий мощности турон-коньякского комплекса изменяются в широких пределах – от 10 м (Хошмензил) до 220 м (Самур). В значительной мере это связано с конседиментационным развитием структур.

Сантонский и кампанский ярусы на территории Дагестана претерпевают значительные фациальные изменения. В северных и центральных районах Дагестана они выражены относительно глубоководными фациями пелитоморфных известняков мощностью до 370 м. В Южном Дагестане в междуречье Чирах-чай и Самур развиты мелководные фации песчаных известняков и кварцево-глауконитовых песчаников с волноприбойными знаками. Мощность – 60-140 м.

Маастрихтский ярус в северной части известняковой области и на всей территории предгорий представлен литологически однообразной толщей светло-серых пелитоморфных известняков с редкими прослоями зеленовато-серых мергелей. В Центральных и южных районах Известняковой области маастрихт представлен мелководными фациями детритусовых и песчаных известняков, переходящих в песчаники со следами перерывов. В Касумкентском районе маастрихтские отложения несогласно залегают на подстилающих слоях кампана и местами коньякского яруса (В.Л. Галин, 1965). Мощность маастрихта в Дагестане колеблется в широких пределах - от 10-20 до 300 м.

Датский ярус связан постепенным литологическим переходом с подстилающими толщами маастрихта и представлен известняково-мергельными породами. В связи с размывом палеоцен-эоценовой, а местами олигоценовой и плиоценовой трансгрессиями, отложения дата в

Дагестане имеют ограниченное распространение и развиты, главным образом, на погружении крыльев структур и в синклиналиных прогибах. Мощность дата варьирует в широких пределах – от 5-10 м в присводовых зонах поднятий до 100-160 м в периферийных частях антиклиналей и прогибах.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА по литологическому составу подразделяется на две толщи.

Нижняя, включающая отложения палеоцена и эоцена - мергельная, стратиграфируется по местному делению в самостоятельную фораминиферовую толщу. Представлена она пестроцветными мергелями и глинами мергельными, с подчинённым развитием известняков. Мощность толщи – 180-200 м. Фораминиферовая толща объединяется с отложениями верхнего мела в единый литостратиграфический комплекс – карбонатный комплекс верхнего мела и палеогена.

Собственно **фораминиферовая толща** подразделяется на 4 горизонта: пестроцветный горизонт, горизонт зеленых мергелей, кумский горизонт и горизонт светло-серых мергелей.

Пестроцветный горизонт в Северном Дагестане представлен чередованием зелено-серых и кирпично-красных мергелей, известковистых глин, песчаников и органогенно-обломочных известняков. В южном Дагестане пестроцветная толща сменяется сероцветным мергельно-глинистым комплексом. В ряде разрезов пестроцветная толща трансгрессивно залегает на верхнемеловых известняках (Уллучай, Губден, Сергокала, Карабудахкент). Кроме того, для пестроцветного горизонта весьма характерно наличие крупных глыбовых внедрений верхнемеловых известняков подводнооползневого происхождения. Мощность пестроцветного горизонта изменяется от 1-2 м (Сергокала) до 180 м (Балхас-Хунук).

Горизонт зеленых мергелей представлен известняково-мергельной толщей с прослоями песчаников и линзами кремня. Мощность горизонта изменяется в широких пределах - от 10-15 до 126 м. В сводовых зонах отдельных поднятий Восточной и Западной антиклинальных зон горизонт зеленых мергелей размыт верхне-эоценовой и олигоценовой трансгрессиями.

Кумский горизонт сложен пачкой темно-коричневых битуминозных мергелей и сланцев мощностью 30-50 м. Почти повсеместно в Дагестане, кумские мергели и сланцы являются надежным маркирующим горизонтом и лишь в Присамурском районе они сменяются толщей бурых песчаных глин среднего эоцена.

Горизонт светло-серых мергелей (Белоглинская свита) представлен толщей светлых почти белых мергелей с прослоями песчаников, песчаных известняков и глин. Мощность горизонта варьирует в широких пределах – от 5-10 м в присводовых зонах структур до 100 м в синклиналиных прогибах.

Верхняя толща представлена отложениями олигоцена, которые вместе с нижне-миоценовыми отложениями объединяются в единую глинистую толщу хадумской свиты и майкопской серии пород ($P_3^{1-3} + N_1^1$). Эта толща получила значительное развитие, достигая мощности 2000 м в районе Чиркейского водохранилища.

Майкопская свита объединяет отложения верхне-олигоцен – нижне-миоценового возраста и расчленяется на две подсвиты: нижнюю и верхнюю.

Некоторые кавказские геологи майкопскую свиту делят на три подсвиты: *нижнюю* (объединяет хадумский, миатлинский, нижний глинистый и муцидакальский горизонты), *среднюю* (объединяет горизонт Рики и «алкунские слои») и *верхнюю* (включает Зурамакентский горизонт).

Хадумский горизонт является переходной толщей от карбонатных образований эоцена к глинистым породам олигоцена и представлен переслаиванием темноцветных мергелей, карбонатных глин и песчаников. Вверх по разрезу глинистость отложений увеличивается. В средней части горизонта прослеживается пласт серого глинистого известняка мощностью 0,2-0,5 м, являющегося аналогом «остракодового» мергеля. Мощности хадумского горизонта изменяются от единиц метров в Южном Дагестане (Рубас-чай) до 300-400 м в Чиркейской котловине.

Миатлинский горизонт сложен серыми и темносерыми глинами с прослоями и пластами алевролитов и песчаников. Песчаники распространены в разрезе неравномерно и обычно

залегают в виде линз небольшой протяженности (В.Л. Галин, 1965). Чрезвычайно характерны для миатлинского горизонта подводнооползневые глыбовые внедрения известняков, мергелей и битуминозных сланцев хадума и верхнего эоцена, реже горизонта зеленых мергелей и верхнего мела. Размеры глыб вблизи областей сноса достигают значительных величин (до 5 км протяженностью и 50-60 м мощности). Мощность миатлинского горизонта в Северном Дагестане изменяется в пределах от 200 до 900-1000 м. В Южном Дагестане миатлинский горизонт имеет ограниченное распространение и развит преимущественно в области глубокого погружения (Ачи-Су, Избербаш, Махачкала). Мощность его здесь не превышает 400-450 м.

Нижнеглинистый горизонт сложен темносерыми тонкослоистыми глинами с редкими прослойками алевролитов и линзами мергелей и прослеживается только в Северном Дагестане. Мощность горизонта небольшая – 50-100 м.

Муцидакальский горизонт представлен темно-серыми и серыми с зеленоватым оттенком глинами с прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников, которые группируются в отдельные пачки. Мощность муцидакальских отложений изменяется в пределах 200-600 м.

Среднемайкопская подсвета в Дагестане сложена толщей серых и темно-серых слоистых глин с линзовидными прослоями и септариевыми конкрециями мергелей и доломитизированных известняков. Эта толща объединяет *горизонт Рики (Рики свита)* и «алкунские слои». Причем последние выделяются только в Северном Дагестане. Мощность их не превышает 20-30 м. На большей части территории предгорий Южного Дагестана среднемайкопские отложения залегают ингрессивно на подстилающих толщах нижнего майкопа, фораминиферовой свиты и верхнего мела. Мощность среднего майкопа здесь не превышает нескольких десятков метров. В большинстве разрезов Северного Дагестана наблюдается постепенный литологический переход на границе муцидакальских слоев и горизонта Рики. Мощность среднего майкопа здесь достигает 320-370 м.

Верхнемайкопская подсвета принимается в объеме *Зурамакентского горизонта* (В.Л. Галин, 1965). Представлена темно серыми и черными слоистыми глинами с многочисленными линзами и конкрециями глинистых сидеритов. На значительной территории Дагестана эта толща характеризуется выдержанностью литологического состава и сравнительным постоянством мощностей, которые обычно изменяются величинами 150-200 м, и лишь на юге сокращаются до 50 м. В области предгорий зурамакентский горизонт залегают трансгрессивно на подстилающих толщах, начиная от верхнего мела до миатлинского горизонта. В основании горизонта в отдельных случаях отмечено наличие базального конгломерата (В.Л. Галин, 1965).

К характерным особенностям накопления майкопских отложений относится интенсивное проявление Пиренейской и Савской фаз складчатости, приведших к резкому расчленению дна майкопского бассейна и прилегающей суши. Об этом свидетельствуют мощные подводнооползневые явления, выразившиеся в образовании в миатлино-муцидакальский век крупных глыб («чешуй» - по Н.Ю. Успенской, 1931), представленных карбонатными породами верхнего мела и эоцена.

В нижнемайкопский век шло интенсивное седиментационное выравнивание дна бассейна осадконакопления с погребением ранее созданных движениями ларамийской и пиренейской фаз складкообразования многочисленных поднятий Сулакской, Кукурттаусской, Центральной, Эльдамской, Западной, Восточной и других тектонических зон Предгорного Дагестана. В верхнемайкопский век отмечалось более равномерное накопление осадков на выровненной поверхности дна майкопского бассейна. В целом закономерное уменьшение мощностей майкопских отложений отмечается в южном и юго-западном направлениях в пределах всего Предгорного Дагестана. Резкое сокращение мощностей до полного исчезновения майкопских отложений наблюдается в области Варандийской, Араканинской и Куллимеэрской антиклиналей. В пределах Эльдамского, Губденского, Дузлакского и Хошмензилского поднятий мощности майкопских отложений определяются величинами менее 100 м.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА подразделяется на миоценовый и плиоценовый отделы.

Миоценовый отдел расчленяется на нижний, средний и верхний подотделы.

Нижний миоцен объединяет горизонт рики и зурамакентские слои и рассмотрен выше.

Средний миоцен представлен терригенной толщей и подразделяется на тарханский, чокракский, караганский и конкский горизонты.

Тарханский горизонт имеет региональное распространение, хорошо прослеживается почти во всех разрезах Восточного Кавказа и Дагестана и представлен тёмно-бурыми мергелями, доломитизированными известняками. Мощность – 25-50 м. В основании представлен характерным пластом серого мергеля, местами (Губден) переходящего в доломитизированный известняк и пачкой темносерых глин. Мощность тарханского мергеля сравнительно постоянна и составляет 0,8-1,2 м, иногда возрастает до 2 м (Экендиль-Аджинаур). Мощность глинистой пачки колеблется в пределах 20-40 м. Обычно эта пачка относится к низам чокрака, а тархан рассматривается только в объеме мергельного пласта. Благодаря региональному распространению, четкой литологической выраженности и фаунистической охарактеризованности, тарханский горизонт является одним из основных маркирующих горизонтов в разрезе кайнозоя и широко используется при корреляции разрезов.

Чокракский горизонт, по литолого-петрографическим признакам, подразделяется на две части: верхнюю – песчанистую и нижнюю – глинистую. Нижний чокрак сильно изменяется в мощности за счёт появления большого количества песчаников в пределах предгорной части Дагестана. Верхний чокрак, в силу выдержанности по площади песчаных пластов, имеет огромное значение как водоносный горизонт. Мощность его составляет 800 м. В Северном и частично Южном Дагестане (до Каякента) чокракский горизонт характеризуется развитием преимущественно песчано-глинистых пород. Мощность горизонта здесь достигает максимума – 800-1100 м. На долю песчаных пород приходится 30-45 % разреза. В центральной части предгорий Южного Дагестана песчанистость отложений снижается до 20-25 %, причем песчаники большей частью переходят в алевролиты, многие песчаные пласты выклиниваются. Снижается здесь также и общая мощность чокрака – до 500 м. Еще более резкое сокращение чокракского горизонта (до 130-500 м) отмечается в Присамурском районе, где разрез представлен почти исключительно глинами с маломощными прослоями песчано-алевролитовых пород. На южном продолжении Аджинаурской антиклинали установлено ингрессивное залегание чокракских глин на известняках верхнего мела (В.Л. Галин, 1965).

Караганский горизонт представлен толщей песчано-алевролитовых и глинистых пород с пропластками мергелей и известняков, количество которых увеличивается вверх по разрезу. Среди этих пропластков четко выделяется плейчатый известняк «П» мощностью 0,5-0,8 м. В Северном Дагестане и на значительной территории предгорий Южного Дагестана в карагане широко развиты песчаные породы, которые составляют до 25-30 % от общей мощности разреза. Мощности отдельных пластов песчаников достигают 25-35 м. Мощность караганского горизонта здесь изменяется в нешироких пределах – 320-450 м. В пределах Дагестанского выступа представлен мергелями, рыхлыми кварцевыми песчаниками. Мощность, в пределах 290-360 м. В Центральных районах Дагестана песчанистость караганских отложений снижается до 10-15 %, причем также как и в чокраке, среди песчаных образований здесь преобладают алевролиты. Мощность горизонта равна 870-410 м. В Присамурском районе песчанистость карагана уменьшается до 5-10 %, мощность горизонта не превышает 250-300 м.

Конкский горизонт представлен пачкой зеленовато-серых карбонатных глин с прослоями глинистых песчаников и мергелей. Мощность – в пределах 30-70 м. По литологическим признакам эти слои обычно объединяются с караганским горизонтом.

Верхний миоцен расчленяется на сарматский и меотический ярусы.

Сарматский ярус по палеонтологическим признакам и литологическим особенностям подразделяется на три подъяруса: нижний, средний и верхний в объеме которых выделяются характерные слои. На большей части Предгорного Дагестана он сложен песчанистыми и карбонатными глинами, песчаниками, известняками, мелководными прибрежными осадками.

Нижнесарматский подъярус в пределах Дагестана представлен двумя литолого-фациальными зонами. В Восточной части Предгорного Дагестана развиты буровато-серые кар-

бонатные глины с многочисленными прослоями мергелей и глинистых песчаников (слои с *Syn-desmia reflexa* и *Maetra eichuralde*). Мощность этих слоев достигает 300 м. В западном направлении сравнительно глубоководные мергельно-глинистые фации нижнего сармата переходят в мелководные песчано-известняково-глинистые толщи. Среди карбонатных прослоев доминируют детритусовые известняки. Мощность нижнего сармата здесь изменяется в пределах 22-100 м.

Среднесарматский подъярус в пределах Северного Дагестана представлен мощной толщей (до 800 м) серо-бурых и синевато-серых песчаных глин с отпечатками *Cryptotomaetra pesanseris*. В Южном Дагестане глинистая толща обогащается песчаным материалом, в разрезе также появляются детритусовые известняки. Мощность среднего сармата снижается до 600 м. На крайнем юге Дагестана в Дербентском и Присамурском районах средний сармат сложен преимущественно песчаниками и известняками с подчиненными слоями глинистых пород. Мощность подъяруса снижается к югу от 500 м в Дербенте до 250 м в Присамурском районе.

Верхнесарматский подъярус в Северном Дагестане подразделяется на две толщи: нижнюю - глинистую и верхнюю - песчано-известняково-глинистую. Глинистая толща является аналогом «грозненских слоев». Мощность ее закономерно уменьшается к югу – от 600 м в области Дагестанского выступа до нескольких десятков метров в Южном Дагестане. Песчано-известняково-глинистая толща (слои с *Maetra caspia*) сравнительно хорошо выдерживается по мощности в пределах 250-300 м. В Южном Дагестане верхнесарматский подъярус представлен преимущественно песчано-известняковыми образованиями с подчиненными слоями глинистых пород. По фаунистическим признакам здесь выделяются два горизонта: нижний - слой с *Maetra naviculata* В. и верхний - слой с *Maetra caspia*. Мощность верхнего сармата в Южном Дагестане изменяется в пределах от 200 до 400 м, причем в большинстве разрезов мощности неполные в связи с размывом верхов сармата акчагыльской трансгрессией.

Меотический ярус. Отложения меотиса представлены глинами с частыми прослоями и пластами песчаников, известняков и конгломератов. Средняя мощность меотиса составляет 500 м. В Дагестане отложения почти повсеместно отсутствуют, ввиду размыва их акчагыльской трансгрессией и развиты лишь в Присулакском районе. Представлены отложения меотиса двумя литологически различными толщами: нижней - песчано-глинистой с пластами оолитовых и ракушечно-мшанковых известняков и линзовидными прослоями конгломератов и верхней - глинистой с тонкими прослоями песчаников. Нижняя толща стратиграфически соответствует нижнемеотическому подъярусу. Мощность ее равна 200 м. Верхняя толща содержит фауну среднего и верхнего меотиса и достигает по мощности 320 м.

Плиоценовый отдел подразделяется на два подотдела: нижний и верхний. Некоторые кавказские геологи делят на три подотдела: нижний, средний и верхний.

Нижний подотдел – подакчагыльская свита (понтический ярус) представлен галечниками, песчаниками, известняками, глинами. Средняя мощность отложений – 100 м. Средний отдел. В верхней части – песчаники, известняки и глины. В нижней - известняки, конгломераты, галечники. Нижне- и среднеплиоценовые отложения на значительной территории Дагестана (в частности, в области Дагестанского выступа) отсутствуют вследствие длительного перерыва в осадконакоплении и размыва континентальных толщ акчагыльской трансгрессией. Лишь в Присамурском районе развиты пресноводно-континентальные отложения среднего плиоцена, являющиеся аналогом продуктивной толщи Азербайджана. В долине реки Самур эти отложения представлены толщей галечников (до 80 м) с линзами конгломератов, песков и глин. Континентальные отложения среднего плиоцена распространяются до северного окончания Аджиноурской структуры и южной периклинали Хошмензильской складки, где мощность их уже не превышает 30-35 м (В.Л. Галин, 1965).

Верхний подотдел включает акчагыльский и апшеронский ярусы.

Акчагыльский ярус представлен в верхней части известняками, конгломератами и галечниками, в нижней – песчаниками, известняками и глинами. Суммарная мощность акчагыля составляет 300-350 м. В Предгорном Дагестане акчагыльские отложения сохранились от дену-

дации лишь на периферийных участках поднятий и в синклинальных прогибах и представлены морскими, прибрежными и континентальными фациями. Наиболее широко развиты эти отложения в Присамурском районе, где они трансгрессивно с угловыми несогласиями от 5-10° до 40° перекрывают нижележащие толщи от меотиса до юры.

Морские отложения акчагыла представлены песчано-глинистыми и карбонатными образованиями с закономерным увеличением грубообломочного и карбонатного материала вверх по разрезу. Ввиду этого акчагыльские отложения подразделяются на две толщи: нижнюю - глинистую и верхнюю - песчано-глинистую (В.Л. Галин, 1965).

Нижняя - глинистая толща сложена серыми известковистыми глинами с прослоями полимиктовых песчаников и реже известняков. В основании ее залегает базальный конгломерат.

Верхняя песчано-глинистая толща представлена серыми песчанистыми глинами с пластами (до 5-10 м) детритусовых песчаников и известняков-ракушечников.

Мощность морских отложений акчагыла изменяется в широких пределах – от 200-350 м в Присамурском районе и на Сулаке, до 737 м – в Гильяре.

Прибрежные и континентальные отложения акчагыла распространены, главным образом, в Присамурском районе и в области выходов юрских пород. Представлены они песчано-глинистыми и известняково-песчаными породами, сменяющимися рифовыми и конгломератовыми образованиями мощностью от 50-100 до 300-400 м.

Апшеронский ярус представлен толщей песчаников и глин с прослоями и пластами и конгломератами. Мощность составляет 100-250 м. Апшеронские отложения также как и акчагыльские развиты на далеких погружениях поднятий и в глубоких синклинальных прогибах. Континентальные аллювиальные и галечниково-конгломератовые образования апшерона мощностью до 50-100 м слагают отдельные платообразные возвышенности в южных и юго-западных частях предгорий. К востоку-северо-востоку они сменяются морскими песчано-известняково-глинистыми отложениями с фауной *дрейсен* и *монодаки*. Мощности морских отложений апшерона изменяются в широком диапазоне – от нескольких десятков метров в присводовых зонах структур до 300-650 м в области окраинных частей поднятий и в синклинальных прогибах.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ (антропогеновая) СИСТЕМА. Отложения четвертичной системы распространены на равнинной части территории Восточного Кавказа, в Прибрежной части Каспийского моря, по долинам рек и представлены двумя типами осадков: морскими и континентальными [4,11,12 и др.].

Морские отложения расчленяются на бакинский, хазарский, хвалынский и новокаспийский ярусы.

Континентальные отложения состоят из древних и современных аллювиальных и делювиальных образований.

Морские отложения бакинского яруса слагают в Предгорном Дагестане третью древне-каспийскую террасу, имеющую гипсометрические отметки от 80-100 м на востоке до 380 м на западе. Литологически бакинский ярус представлен детритусовыми известняками, известняками-ракушечниками, конгломератами, песчаниками и глинами. Мощность яруса 20-40 м.

Хазарские отложения слагают вторую древне-каспийскую террасу, имеющую отметки от 50-60 м на востоке до 100-140 м на западе. Представлены эти отложения буровато-серыми глинами и рыхлыми песчаниками с пластами детритусовых известняков, ракушечников и линзами конгломератов в кровле. Мощность яруса – не более 20 м.

Хвалынские отложения образуют первую древнекаспийскую террасу с отметками 10-50 м над уровнем Каспийского моря. Эти отложения развиты на значительной территории Прикаспийской низменности и представлены песками, ракушечниками, детритусовыми известняками и конгломератами общей мощностью 30-50 м.

Новокаспийские и современные морские отложения развиты узкой (1-20 м) полосой вдоль берега Каспийского моря и слагают песчаные дюны и холмы высотой до 10-15 м. Пески содержат большое количество битой ракушки дрейсен, монодаки и кардид.

Древнеантропогенные континентальные отложения распространены в долинах рек, где образуют до 4-х террас, отделенных друг от друга уступами высотой от 5-10 до 40-50 м (В.Л. Галин, 1965). Представлены эти отложения конгломератами и галечниками с линзовидными прослоями песков и песчанистых глин. В синклинальных прогибах Нагорного Дагестана и области предгорий в виде небольших останцев встречаются дислоцированные древние делювиальные образования (лессовидные суглинки).

Современные континентальные отложения особенно широко развиты на склонах предгорий. Представлены они недислоцированными делювиальными суглинками, супесями и аллювиальными галечниками. Суглинки и супеси серо-желтые, бесструктурные, большей частью огипсованы. Мощность современных континентальных отложений обычно не превышает нескольких метров.

Литература

1. Брод И.О. Тектоника и нефтеносность Восточного Предкавказья //Сов. геол., т. VIII, 1938, № 7.- С. 3-23.
2. Буторин Г.Д., Галин В.Л. Тектоника передовой складчатой зоны Дагестанского выступа в связи с поисками залежей нефти и газа //Сов. геол., 1972, № 9.- С. 127-133.
3. Геологическая изученность СССР. Дагестанская АССР. Том 13. Период 1971-1975. Вып. I. Москва.- Недр, 1989.- 504 с.
4. Кожевников А.В., Никитин М.Ю. Антропоген долины р. Сулак на Сев. Кавказе //бюл. Моип. Отд. Геол. 1977. Т. 52, вып. 3.- С. 26-44.
5. Короновский Н.В. Аграхан-тбилиско-левантийская левосдвиговая зона - важная структура кавказского региона //Докл. РАН. 1994. Т. 337, № 1.- С. 83-89.
6. Краснопевцева Г.В. и др. Результаты глубинного сейсмического зондирования земной коры Кавказа.- в кн.: глубинное строение Кавказа. М.: Наука, 1966.- С.43-56.
7. Лаврушин В.Ю. Подземные флюиды Большого Кавказа и его обрамления /Труды геологического института РАН. Вып. 599.- м.: ГЕОС. 2012.- 348 с.
8. Магомедов Р.А. Гидрогеодинамический режим области дагестанского клина и сопредельных территорий в связи с сейсмичностью. Диссертация на соискание учёной степени к.г.-м.н. По специальности 25.00.07-гидрогеология.- Москва, МГУ, 2001. 183 с.
9. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., 1968.- 484 с.
10. Несмеянов Д.В. Структурное развитие и нефтегазоносность передовых антиклинальных зон Дагестана //Тр. КЮГЭ, в.4. Л.: 1959.- С. 35-148.
11. Рычагов Г.И. Позднеплейстоценовая история Каспийского моря //комплексные исследования Каспийского моря. М., изд-во МГУ, 1976. Вып. 4.- С. 18-29.
12. Рычагов Г.И. Хвалынский этап в истории Каспийского моря //Вестник московского университета. Серия 5: География, № 3.- С. 3-9.

УДК 551.7

МИКРОБИОТА СРЕДНЕЮРСКИХ БАССЕЙНОВ ДАГЕСТАНА

Темирбекова У.Т., Баркуева Л.С.

Институт геологии ДНЦ РАН

В статье приведен анализ состава ассоциаций фораминифер существовавших в разных частях среднеюрского бассейна. Выявлены характерные комплексы для каждого яруса. Каждый изученный район имеет свою последовательность фаунистических сообществ, отличается числом выделенных подразделений и несовпадением их объемов и границ.

Ключевые слова: Фораминиферы, трансгрессия, свита, аален, байос, бат, келловей.

MICROBIOTA OF THE MIDDLE JURASSIC BASINS OF DAGESTAN

Temirbekova U.T., Barkueva L.S.

Institute of Geology Dagestan scientific center of RAS

The article analyzes the composition of foraminifera associations that existed in different parts of the Middle Jurassic basin of. Identified typical systems for each tier. Each studied area has its own sequence of faunistic communities, distinguished by limited units and a mismatch of their volumes and boundaries.

Keywords: Foraminifera, transgression, suite, aalenian, bajocian, bathonian, callovian.

Юрские бассейны Северного Кавказа являлись высокоширотными субтропическими морями пассивной окраины океана Тетис. Для этой территории был характерен режим устойчивого прогибания, обусловившего непрерывность и исключительную полноту разрезов осадочных толщ.

Промежуточное положение между тетической и бореальными областями делают их ключевыми для решения многих вопросов климатологии, стратиграфии, корреляции и геологической событийности. Осадочные бассейны Северного Предкавказья включали различные структурно-фациальные зоны, поэтому несмотря на терригенный характер осадков их состав и мощности существенно варьируют. Основой для исследования послужил коллекционный материал, изученный авторами, а также опубликованные данные Е.А. Гофман (1967) по Дагестану, З.А. Антоновой (1958, 1959, 1962) по Северо-Западному Кавказу, С.Ф. Макарьевой по Северо-Восточному Кавказу (1971) и др. По доминантным группам юрские фораминиферы Северного Кавказа принадлежат к нодозариидово-эпистоминидовому типу, характерному для субтропической зоны. Распространен он в шельфовых эпиконтинентальных морях и в геосинклинальных областях Тетического бассейна, для которого характерно тектоническое прогибание и интенсивное осадконакопление. Развитие фораминиферовой биоты тесно связано с динамикой палеобассейна, особенностями осадконакопления в разных структурно-фациальных зонах, комплексом абиотических факторов таких как климат, батиметрической зональностью бассейна, температурным режимом, соленостью, химизмом водных масс, характером и составом донных осадков, геодинамическим режимом, удаленностью от береговой линии. Отложения средней юры на Северном Кавказе представлены всеми 4 ярусами (таблица). Они характеризуются развитием разнообразных нодозариид, цератобулиминид, милиолид и агглютинирующих фораминифер. Наиболее древними в средней юре являются ааленские фораминиферы. Они включают в основном бореально-космополитные элементы. Наиболее полно фораминиферы ааленских отложений Дагестана изучила Е.А. Гофман (1967).

Ааленские отложения в Дагестане представлены толщей аргиллитов с прослоями алевролитов, и прослоями алевролитов и сидеритово-глинистых конкреций. Здесь встречены агглютинирующие формы, это виды *Ammodiscus incertus* Orb., *A. aff. giganteus* Mjatl., *Narphragmoides aff. complanatus* Mjatl. и др. Многочисленны нодозарииды родов *Lenticulina*, *Dentalina*, *Nodosaria*, *Vaginulina* и др. В верхней части отложений появляются представители рода *Ophthalmidium*. По сравнительно редким находкам фораминифер не удается выделить микрофаунистические зоны.

Таблица № 1

Схема расчленения среднерусских отложений Дагестана по фораминиферам

Общая шкала		Региональная схема			Диагностический комплекс						
		Лоны и зоны по аммонитам	Литографические подразделения	Слои по фораминиферам (Морозова, Москаленко, 1961. Гофман, 1967, Темирбекова, 1978, 1986.							
ярус	Зоны	Лоны и зоны по аммонитам	Решение второго междомественного совещания ... 1984	Слои по фораминиферам (Морозова, Москаленко, 1961. Гофман, 1967, Темирбекова, 1978, 1986.	Диагностический комплекс						
						келловейский	Верхняя подъярусная свита	Ammodiscus colchicus Todria, Marssonella doneziana Dain, Ophthalmidium antonovae(Makarjeva), Sigmoidina costata (Antonova), Lenticulina timida Mjatluk, L. molesta Hoffman, L. uhligi(Wisn.), L. argonaua Kopik, L. enodata Makarjeva, Spirulina kubleri Mjatluk, S. eichbergensis (Kubleri et Zwingli), Conospirulina Antonova.			
									сред.	Армхинская свита	Ophthalmidium antonovae- Lenticulina tumida
батский	Zigzagoceras zigzag	Parkinsonia wuerttembergica	Верхняя подъярусная свита	Epistomina peregrina	Nubecularia digitulus Temirbekova, Ophthalmidium infraoolithicum (Terquem), O. clarum(Antonova), Quinqueloculina occulta(Antonova),Paulina lacunosa(Antonova), Kaptarenkoella epistomimoides(Kaptarenko), Garantella caucasica(Antonova), Sablamarkella terquemi(Antonova), Conoglobigerina dagestanica Morozova, C. avatica Morozova						
						верхний	Parkinsonia parkinsoni	Средняя подъярусная свита	Conoglobigerina dagestanica- Kaptarenkoella epistomimoides		
батский	Garantiana garantiana	Leptosphinctes leptus	Нижняя свита	Hyperammima labaensis Antonova, Hippocrepina conika (Makarjeva), Haplophragmoides planus Antonova, Trochammima chodzica Antonova, T. globigeriniformis Parker et Jones, Verneulinoides tchegemensis Makarjeva, Ophthalmidium clarum(Antonova), Lenticulina mamillaris(Terquem), L. sabalatiformis Dain, L. chodzica(Antonova), L. condensata (Antonova), Reinholdella kaptarenkoae tchegemica Makarjeva							
					верхний	Sternoceras subilureatum	Кумухская свита	Astacolus bicostataeformis- Sablamarkella kaptarenkovae			
									Strophoceras humphriesianum	Mamontova, L. acuminata(Terquem), L. toarcens	
											Ooites sauzei
верхний	"Sonninia sowerbyi"	Granhoceras concavum	Итглинская свита	Comuspira orbicular							
					Ludwigia murchisonae	Costileceras sinon- Brasilia bradfordensis	Lenticulina psekenkentschiensis				
валенский	Leioceras opalinum	Leioceras opalinum-comptum	Каракская свита	Comuspira orbicular (Terquem et Bertelin), Lenticulina psekenkentschiensis Mamontova, L. polygonata(Franke), L. oculataeformis Hoflman, L. subovalis Mamontova, Astacolus varians (Bornemann), Planularia cordiformis(Terquem)							

скую – (верхнюю). Отложения кумухской свиты имеют нижнебайосский возраст, отложения цудахарской – верхнебайосско-батский.

Нижнебайосский этап развития отличается накоплением значительного количества песчаников и алевролитов с прослоями аргиллитов. Здесь встречены *Recurvoides caucasicum* Mak., *Naplophragmoides planus* Ant., *Ammobaculites infrajurensis* (Terquem), *Trochammina cholzica* Ant. А такие виды как *Verneuilinoides tchegemensis* Mak., *Recurvoides caucasicus*, Mak., встречены только в нижнем бате, нодозарииды *Lenticulina galeata* (Terq.), *L. hekkeri* Mak., *L. alexeii* Mak. и др. характерны для всего байоса.

Преобладание агглютинирующих форм, крупнозернистый состав отложений свидетельствует о мелководных условиях – прибрежно-морских, близостью устьев рек.

Вышележащие верхнебайосско-батские отложения (цудахарская свита) по составу являются песчано-глинистыми и состоят из трех подсвит. Нижняя (хиндахская) представлена толщей черных алевролитов, местами глинистых, содержащих многочисленные глинисто-сидеритовые и глинисто-кальцитовые конкреции. Здесь встречен обедненный комплекс фораминифер, в состав которого входят агглютинированные формы, редкие офтальмидии, нодозарииды, цератобулимиды – все угнетенного облика. Здесь встречены *Hyperammina ramosa* Br., *Naplophragmoides planus* Ant., *Ammodiscus irregularis* Ant., *Lenticulina chodsica* Ant., *Ophthalmidium clarum* (Ant) и др.

Средняя подсвита (могохские слои) представлена аргиллитами темно-серыми однородными, слабо песчанистыми, местами ожелезненными. Мощность ее 200-300м. Состав встреченных аммонитов отвечает зоне *Parkinsonia parkinsoni* верхнего байоса и *Zigzagiceras zigzag* нижнего бата. Микофауна встречается часто, многочисленная. Отмечено свыше 150 видов фораминифер, относящихся к 38 родам, 12 семействам. Это нодозарииды, офтальмидии, цератобулимиды, многочисленны глобигериниды. Широко представлены агглютинирующие фораминиферы. Это *Hyperammina labiensis* Ant., *Hyppocrepina conica* (Mak), *Nubeculinella bulbifera* (Paalz), *Ophthalmidium infraoolithicum* (Terq.), *Lenticulina perlucida* (Ant.) и многие другие. В нижней части могохских слоев обильно представлены глобигериниды *Conoglobigerina dagestanica* Mor. et Mosk. По их кровле предлагают проводить границу между байосским и батским ярусами. Граница фиксируется по обилию планктона, количество которого резко уменьшается в верхней части могохских слоев (Морозова В.Г., Москаленко Т.А.). Кроме того, изучение милиолид показало, что в нижней части могохских слоев обильно представлены *Ophthalmidium infraoolithicum* (Terq.), *O. caucasicum* (Ant.), *O. carinatum* Kubl. et Zw. *O. clarum* (Ant.), а для верхней части характерно большое количество экземпляров *O. porai* Pazdr., *Spiroloculina* Temirb., *Quinqueloculina inconstans* Terq., *Sigmoilina costata* (Ant.). Можно предположить, что это соответствует положению границы между байоссом и батом, но по аммонитам эта граница четко не фиксируется.

Нижнебатские отложения (верхняя часть могохских слоев) содержит ассоциацию фораминифер близкую к вышеописанной. Все названные виды продолжают существовать в верхней части подсвиты. Но примерно на уровне верхней трети аргиллитов появляются виды *Spiroloculina perlucida* Temirb., *Ophthalmidium porai* Pazdr., часто встречается *Epistomina peregrina* Kapf. Уменьшается число видов *Ophthalmidium infraoolithicum*, *O. clarum*. Эту часть разреза предлагается рассматривать как нижнюю часть бата. Верхняя подсвита (карадахские) слои представлена однообразными серыми в разной степени глинистыми алевролитами и светло-серыми мелкозернистыми песчаниками. Охарактеризованы они аммонитами зоны *Parkinsonia wurtembergica*. Мощность ее составляет обычно 200-300 м. Перекрываются они обычно отложениями келловей или валанжина. Наступившее обмеление бассейна отразилось на составе фауны. Исчезает планктон, милиолиды, цератобулимиды. Некоторое время продолжают существовать редкие агглютинированные формы и нодозарииды угнетенного облика, но вскоре исчезают и они. Поднятие средне-верхнебатского времени сменяется трансгрессией нижнего келловей. В условиях мелководья шло образование гравеллитов песчаников красно-бурых, ожелезненных, сильно известковистых мощностью от метра до 10 м. Находки аммонитов *Macrocephalites macrocephalus*, *Siga-*

Ioceras calloviense подтверждают нижне-келловейский возраст этих отложений. Фораминиферы отмечены не во всех разрезах, встречаются неравномерно. Они немногочисленны, часто угнетенного облика. Наиболее характерными являются *Marsonella donesiana* Dain, *Ophthalmidium antonovae* Mak. *Lenticulina polonica* (Wisn.) и некоторые другие.

Среднекелловейские отложения накапливались в условиях близких, но более глубоководных чем нижне-келловейские. Их отличает выдержанный литологический состав и однотипное строение в разрезах Центрального Дагестана. Это голубовато-серые, известковистые алевролиты, содержащие частые, линейно расположенные глинисто-известковые конкрециевидные включения более светлой окраски. Мощность меняется в пределах от 6 до 25 м., средне-келловейский возраст подтверждается находками аммонитов: *Kosmoceras jason*, *K. castor*, *K. ornatum*. Ассоциации фораминифер здесь богаче и разнообразнее, чем в нижележащих отложениях. Наряду с формами, отмеченными в нижнем келловее, в них встречены: *Ammdiscus colchicus* Thod., *Sigmoilina costata* (Ant.), *S. miliolineforme* (Paalz.), *Lenticulina molesta* Hoffm., *L. uhligi* (wisn.), *L. enodata* Mak. и др.

Верхний келловей в нижней части представлен алевролитами голубовато-серыми, неравномерно ожелезненными, в разной степени известковистыми, содержащими остатки пелелипод и аммонитов позднекелловейского возраста. Мощность этой части разреза меняется от 0,25 до 5 м. Фораминиферы встречаются редко и отмечены не во всех разрезах. Наиболее характерными являются *Lenticulina tumida* Mjatl., *L. caspiensis* Chab., *L. argonauta* Кор., *L. catascopium* (Mjatl.). Без следов размыва алевролиты сменяются желтовато-серыми, плотными глинистыми песчанистыми доломитами, фораминиферы из которой выделить не удастся. Преемственность развития бассейна во всех 3-х подъярусах келловее сказалось на развитии фауны фораминифер. Состав ассоциаций близок, отличия касаются в основном формы сохранности, числа встреченных видов и экземпляров. Ввиду неравномерного распределения фораминифер, отсутствия их в ряде разрезов выделять дробные слои кажется преждевременным.

Анализ состава ассоциаций, существовавших в разных частях бассейна, выявляет большое количество общих видов в пределах каждого яруса. Однако особенности развития бассейна, его тектоническая дифференциация, выразившаяся в разной степени интенсивности прогибания и степени удаленности отдельных частей от областей сноса отразилась и на развитии фораминифер. В результате каждый изученный район имеет свою последовательность фаунистических сообществ, отличается числом выделенных подразделений, несовпадением их объемов и границ. Это обстоятельство затрудняет корреляцию известных в каждом районе слоев с фауной даже в близко расположенных областях. Биостратиграфические закономерности смены сообществ во времени становятся более очевидными при рассмотрении фораминиферовых ассоциаций, характеризующих ярус или подъярус.

Литература

1. Антонова З.А. Фораминиферы средней юры бассейна р. Лабы //Тр. Краснодар. Фил. Всесоюз. нефтегаз. НИИ. 1958, т.17. С. 41-80.
2. Антонова З.А. Фауна милиолид из юрских отложений бассейна р. Лабы //Тр. Краснодар. фил. Всесоюз. нефтегаз НИИ, 1959, вып.1. С. 3-32.
3. Антонова З.А. К вопросу о развитии юрской фауны фораминифер на Северном Кавказе (бассейн р.Малая Лаба) //Тр. Краснодар. Фил. Всесоюз. Нефтегаз. НИИ. 1962., вып.10. С. 149-158.
4. Гофман Е.А. Фораминиферы юры Северного Кавказа //М: Наука, 1967, 180 с.
5. Макарьева С.Ф.Фораминиферы юрских отложений Северо-Восточного Кавказа и их стратиграфическое значение //Тр. СевКав. НИИ, 1971, вып. 16. С. 130.

УДК 550.81

ГЛУБОКОЗАЛЕГАЮЩИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПРЕДГОРНОГО ДАГЕСТАНА И ИХ ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА В СВЯЗИ ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬЮ

*Гаджиева Т.Р., Шульгина Т.А., Меликов М.М.
Институт геологии ДНЦ РАН*

В данной работе приводится литолого-петрографическая характеристика глубокозалегающих отложений верхнего и нижнего мела, палеоцен-эоцена (фораминиферовая свита), олигоцен-нижнего миоцена (майкопская свита) Предгорного Дагестана.

Ключевые слова: трудноизвлекаемые запасы, трансгрессия, регрессия, фауна, текстура, структура, коллектор, покрышка, регенерация.

DEEP-SEATED SEDIMENTS OF THE FOOTHILLS OF DAGESTAN AND THEIR LITHOLOGIC AND PETROGRAPHIC CHARACTERISTICS IN RESPECT OF THEIR PETROLEUM POTENTIAL

*Gadjieva T.R., Shulgina, T.A., Melikov M.M.
Institute of Geology Dagestan scientific center of RAS*

In this paper, a lithological-petrographic characteristics of globalesales-Gaudi sediments of the upper and lower Cretaceous, Paleocene and Eocene (foraminiferal Suite), Oligocene-lower Miocene (Maikop formation) foothill Dagestan.

Key words: hardly-recoverable oil reserves, transgression, regression, fauna, texture, structure, reservoir, seal, regeneration.

Разработка большинства нефтегазовых месторождений мира в течение длительного периода времени находятся на последней стадии или практически истощены. Выражаясь другими словами, это означает, что извлечение активных (коммерческих) запасов завершены, и их можно отнести (условно!) к категории истощенных. В некоторых регионах, например, в относительно, «молодой» Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции уже 70% балансовых запасов являются трудно извлекаемыми. В связи с малыми объемами поисково-разведочных работ и их низкой эффективности, именно истощенные месторождения с трудно извлекаемыми запасами остаются основной базой добычи УВ [1].

Начиная с 90-х годов прошлого столетия, средства массовой информации стали усиленно обсуждать вопросы истощения традиционных природных источников энергии, и в первую очередь нефтей и углеводородных газов. Многие «эксперты» усиливают панические настроения людей «злостью» о дальнейшем неуправляемом процессе ценового произвола. Увеличение цен на нефть и углеводородные газы в России является основанием для нефтегазодобывающих организаций, чтобы увеличить дебит скважин, независимо от геологических условий и коллекторских свойств пород, вмещающих залежи углеводородного сырья (рисунки 1 и 2). В результате коэффициент нефтеотдачи начал снижаться (рис. 1).

В последние десятилетия геологоразведочные работы на нефть и газ проводятся все глубже и глубже, поскольку обнаружение их ближе к дневной поверхности уходит в прошлое. Другими словами выражаясь, эпоха дешевой нефти ушла в далекое прошлое. На современном этапе важной и обнадеживающей проблемой являются поиски нефти и газа на больших глубинах, с которыми связываются перспективы нефтегазоносности [2]. На возможность обнаружения промышленных скоплений УВ в глубокозалегающих осадочных образованиях указывает установленная в Дагестане промышленная нефтегазоносность на глубинах от 4 до 5,6 км. На ряде площадей Предгорного Дагестана вскрыты меловые и палеоцен-олигоценные отложения на глубинах не ниже 5 км.

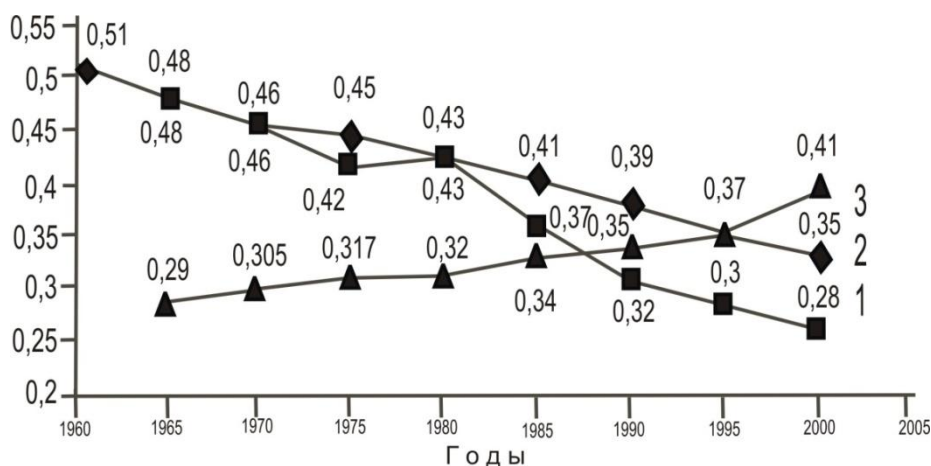


Рис. 1. Сравнительная динамика нефтедобычи. По Н.П. Лаверову:

1– средняя проектная в России по периодам: 2– в России, 3 – в США.

Запасы категории А В С ₁ , %		Добыча в 2002г., %
31,9	Запасы, благоприятные для освоения Основные осложнения - высокая степень выработанности и обводнения	58,3
15,7	Подгазовые залежи	
38,6	Запасы в плохо проницаемых коллекторах с низкой нефтеотдачей	10,8
13,8	Тяжелые и высоковязкие нефти	26,3
		4,6

Рис. 2. Структура качества запасов нефти и их добыча в Российской Федерации на 1 января 2003г. (По Н.П. Лаверову).

Нижний мел. Нижнемеловое время характеризуется развитием морской трансгрессии. Устанавливается мелководное широкое море с нормальной соленостью. Верхнеюрский галогенез сменяется осадкообразованием гумидного типа прибрежно-мелководных и мелководных фаций. Отложения неокома пройдены на пл. Агач-Аул 4 (гл. 4970-4980 м). Представлены светло-серыми, плотными, органогенно-обломочными, оолитовыми известняками с массивной текстурой. Микроскопически порода сложена оолитами, остатками фауны (пеллециподы, гастроподы, мшанки) различной сохранности и окатанными обломками пелитоморфных известняков, сцементированными разнозернистым кальцитом. Оолиты крупные, округлые, радиально-лучистого строения, центральное зерно представлено, в основном кварцем. Обилие фаунистических остатков свидетельствует о хорошо аэрируемом бассейне. Осадконакопление протекает в окислительных, в редких случаях, нейтральных условиях.

На площади Кара-Тюбе I (гл.5532-5562м) вскрыт верхний альб, представленный переизменением темно-серых глин и светло-серых мергелей. Глины плотные, известняковые, структура алевро-пелитовая, текстура скрытослоистая. Порода плохо отсортированная, содержит значительную примесь (20%) песчано-алевролитового материала (кварц, обломки порол и чешуйки слюд). Микроскопически основная масса породы состоит из кремнисто-глинистого и

карбонатного материала. В тонкодисперсной фракции преобладает гидрослюда с примесью смешаннослойных образований гидрослюидисто-монтмориллонитового типа. Присутствует тонкий углефицированный детрит. Мергель (в прослоях) серый, плотный, однородный с гнездами перита, структура органогенная, микрозернистая, текстура массивная. Микроскопичеки основанная масса глинисто-карбонатная. Характерны многочисленные остатки фауны и неопределимый раковинный детрит. Формирование осадков происходило в восстановительной геохимической среде морских умеренно-глубоководных фаций.

Наибольший интерес, как коллектора, представляет собой органогенно-оолитовые, местами опесчаненные известняки готерива, они имеют высокие емкостные свойства, связанные, в основном, с трещиноватостью. В песчаных породах неокома на зернах кварца наблюдается регенерация, а также конформные структуры, что снижает их емкостные свойства. Перспективы обнаружения залежей в них могут быть рассмотрены в связи с возможностью образования вторичной пористости.

Формирование глинистых пород происходило в восстановительной среде, благоприятной для битумообразования. Содержание в тонкодисперсной фракции разбухающего компонента (монтмориллонита) обеспечивает высокие изолирующие свойства покрышек. Следовательно, известняковые породы неокома в сочетании со слабопроницаемыми глинами при соответствующих структурных условиях могут образовывать природные резервуары для формирования залежей нефти и газа.

Верхний мел. Формирование осадков верхнего мела происходило в условиях теплого климата и мелководного моря нормальной солености. Отложения характеризуются сложностью геологического строения, обусловленного несоответствием их структурного плана с перекрывающимися отложениями палеоген-олигоцена и наличием погребных разрывов [3].

В междуречье Сулак-Аксай данные сейсморазведки показали локальные поднятия, погребенные под осадками кайнозоя, которые характеризуются большой дислоцированностью. Разбурено ряд площадей, на которых пройдены отложения верхнего мела: пл. Андрей-аул 2 (гл. 5260-5268), Аркабаш 4,5 (гл. 5418-5644 м), Новолак-5,10,12 (гл. 5360-5701 м), Акташ 7 (гл. 5530-5573м), Кара-Тюбе 1 (гл. 5532-5562м), Чапаевская-6 (гл. 5100 м).

Литологически верхнемеловая толща довольно однородная. Здесь выделены органогенно-обломочные, биохимогенные и глинистые разности известняков. Органогенно-обломочные наиболее широко распространены, среди них выделяют органогенно-детритовые и шламовые (табл. 1).

Таблица 1

Типы известняков	Содержание компонентов, %									
	SiO ₂	CaO	MGO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	R ₂ O ₃	So ₃	п.п.п	п.о.	Ca ₂ O ₃
Микрозернистые	1.30	53.80	0.40	0.85	0.42	1.27	0.15	41.01	2.30	95.60
Сферовые	1.89	47.74	0.50	0.92	0.68	1.60	0.17	40.62	4.35	95.20
Органогенно-обломочные	2.50	50.50	0.48	1.03	0.33	1.36	0.14	40.80	3.43	90.38
Глинистые	0.54	54.12	0,46	0,67	0,36	1.03	0.17	40.32	13.12	86.60
Обломочные	1.97	51.18	0.67	0.57	0.42	0.99	0.09	44.41	2.62	91.30

Биохимогенные представлены микрозернистыми и сферовыми известняками, последние содержат, кроме фораминифер, мелкие овальные сферы. Глинистые разности встречаются по всему разрезу, образуя пачки, со значительным содержанием пелитового материала (до 25%). Макроскопические известняки плотные, крепкие, однородные, различной окраски, преоблада-

ют светло-серые до белых, реже зеленовато-серые и буро-красные. Структура разнотельчатая, микро- и тонкотельчатая, органогенная, текстура преобладает массивная, прослоями неясно-кослоисто-пятнистая, обусловленная неравномерным распределением глинистого материала. Микроскопическая основная масса породы сложена микро- и тонкотельчатым кальцитом, с преобладанием последнего. Иногда основная масса пропитана гидроокислами железа, что обуславливает бурую окраску. Характерна примесь кремнисто-глинистого материала равномерно распределенного по всей породе (от 5-7 до 15%), наиболее чистые разности приурочены к пл. Новолак, Акбаш. Многочисленные органические остатки разной степени сохранности, нередко перекристаллизованные, представлены пеллициподами, гастроподами, фораминиферами. Для биохимогенных разностей, обычны комковатые округлые скопления пелитоморфного кальция, а также кокколита, представляющие остатки одноклеточных водорослей кокколитофоров, обломочный материал не превышает 1-5% (кварц и чешуйки слюд). В шлифах фиксируются микротрещинки извилистые, пучковидные, нередко тупиковые, заполненные кремнисто-глинистым, реже карбонатным материалом.

Известняки являются коллекторами трещинного типа, имеют низкие емкостные и фильтрационные свойства: полная пористость составляет 1,4-4,4 %, открытая 0,4-3,5%, проницаемость не превышает 0,2 Мд. Высокая продуктивность приурочена обычно к зонам тектонических нарушений. Независимо от глубины залегания породы верхнемеловой толщи сохраняют свой вещественный состав и структуру, не претерпев заметных катагенетических преобразований. Следовательно, вероятность получения притоков при наличии благоприятных структур из верхнемеловой толщи с глубиной не уменьшается [4].

Промышленных скоплений на вышеуказанных площадях не обнаружено, не считая пл. Новолак 1 и Аркабаш 5, где при испытании был получен кратковременный приток газа с конденсатом.

Палеоцен-эоцен (фораминиферовая свита). Отложения фораминиферовой свиты, в большинстве случаев, без видимых угловых несогласий залегают на известняках верхнего мела. Представлена, в целом, мергельно-известняковой толщей с характерным комплексом микрофауны.

На территории предгорного Дагестана керном охарактеризована нижнефораминиферовая подсвита, которая пройдена рядом глубоких скважин: пл. Актас 7 (гл. 5382-5440 м), Аркабаш 5-7 (гл. 5336-5405 м), Новолак 5,8,10,12 (гл. 5230-5537 м), Кара-Тюбе 1 (гл. 5130-5154 м) и др. Мощность отложений колеблется от 60 до 250 м, представлены они чередованием красновато-бурых неслоистых мергелей со светло-зелеными и серовато-зелеными мергельями. Микроскопически основная масса породы представлена хорошо отмученной, однородной смесью кремнисто-глинистого и карбонатного материала количественно в почти равных соотношениях, нередко с примесью гидроокислов железа и хлорита. В массе породы присутствуют многочисленные остатки фауны в виде микроглобуль и псевдоморфоз по растительным остаткам и мелкий углефицированный детрит. Редкие тонкие микротрещинки заполнены кремнистым материалом.

Олигоцен-нижний миоцен (майкопская свита). Преолигоценная эпоха характеризуется высокой тектонической активностью, связанной с перестройкой культурного плана. По В.Е. Хаину конец эоцена – начало олигоцена на Кавказе – переход к орогенному этапу альпийского цикла. Нефтегазоносность майкопских отложений Восточного Предкавказья доказана открытием ряда месторождений нефти и газа в Ставропольском крае и Дагестане (Русский хутор, Озек-Суат, Ачикулак, Величаевка и др.). Залежи приурочены к ловушкам литологического и структурного типа.

Майкопская свита характеризуется региональным распространением. Отсутствие руководящей фауны и надежных литологических реперов затрудняет изучение и сопоставление разрезов. Стратиграфическая схема базируется, в основном, на литологических исследованиях отдельных интервалов. Представлена свита монотонной глинистой толщей с явным подчинением весьма непостоянных по мощности и простираению песчано-алевролитовых прослоев и

пачек. Характерной особенностью разрезов является широкое распространение в Предгорном Дагестане олистростром (подводных оползней), образование которых связывают с тектонической деятельностью [6].

Глубокозалегающие отложения майкопской свиты пройдены рядом скважин: пл. Аркабаш-5,7 (глубина – 5347м), Акташ-7 (глубина – 5141м), Новолак-12,13 (глубина – 5330м).

Макроскопически глины темносерые, реже серые, известковосырые, плотные, с чешуйками глиен по напластованию, структура пелитовая, реже алевро-пелитовая, текстура тонко- и горизонтальнослоистая, нередко со следами взмучивания и оползания, а также скрытослоистая и пятнистая. Микроскопически основанная масса породы пелитовая, тонкоагрегатная, нередко с примесью сидерита (до 10%) в виде тонкодисперсной вкрапленности. Мелкоалевролитовый обломочный материал не превышает 3-5%, представлен кварцем, чешуйками мусковита, биотита и измененными обломками кремнистых пород. Изредка округлые кремнистые стяжения. Видны тонкие трещинки залеченные кремнистым материалом. Порода содержит многочисленный тонкий углефицированный растительный детрит, нередко ориентированный по напластованию.

Как показали лабораторные исследования глиен, глинистые минералы представлены, в основном, гидрослюдой с подчиненным количеством хлорита, в виде примесей присутствуют смешанослойные образования гидрослюдисто-монтмориллонитового типа и каолинит. Гидрослюда дидодекаэдрического типа содержит в своей решетке до 10% разбухающих пакетов, хлорит – магнезиально-железистого состава, хлорит и гидрослюда высоко дисперсны. Ассоциация глинистых минералов свидетельствует о морских, относительно глубоководных отложениях гумидного пояса. Накопление преобладающего глинистого материала указывает на стабильность условий осадконакопления.

Таким образом, исследование литолого-фациальных особенностей майкопской свиты приводит к выводу о существовании в течение всего олигоцена крупной платформенной реки – палео-Дона, впадающей в майкопское море в районе Северного Каспия, что способствовало осадконакоплению. Многочисленные прослои и пачки песчано-алевролитовых пород представляют собой отложения конуса выноса, дельты, т.е. терригенный материал поставлялся неравномерно, периодически, пульсационно. Основным источником сноса терригенного материала в течение всего олигоцена – район Каспийского моря.

Литература

1. Запывалов Н.П. Увеличение нефтегазового потенциала за счет трудноизвлекаемых запасов на основе геофлюидодинамической реабилитации. В кн.: Генезис углеводородных флюидов и месторождений. М: ГЕОС, 2006. С. 258-265.
2. Мирзоев Д.А. Перспективы нефтегазоносности и направление геологоразведочных работ на нефть и газ в Дагестане на глубинах более 4,5км //Тр. ИГ Даг. ФАН СССР, 1982. Вып.27. С. 3-21.
3. Коршенбаум Ф.М. К вопросу геологического строения и нефтегазоносности верхнемеловых отложений Предгорного Дагестана //Тр. ИГ ДНЦ РАН, 1990. Вып.41. С.129-136.
4. Агамов В.А., Магомедов А.М. О возможности сохранения коллекторов нефти и газа в мезозойских отложениях на больших глубинах //Нефтегазоносность мезозойских отложений Кавказа. Махачкала,1968. С.147-160.
5. Недумов Р.Н. Палеореки олигоцена //Литология и полезные ископаемые.-1994.-№1.- С. 56-65.
6. Буторин Г.Д., Шарафутдинов В.Ф. Олигоценовая эпоха в формировании складчатости Дагестана //Тр. ИГ Даг. ФАН СССР, 1984. Вып.30. С.102-109.

УДК 551.4

ОБВАЛЫ И ОПОЛЗНИ В ГОРНЫХ ДОЛИНАХ

Васьков¹ И.М., Юсупов² А.Р.¹СК ГМИ (ГТУ), г Владикавказ, ²Институт геологии ДНЦ РАН

Приведены крупнейшие оползни и обвалы мира, в том числе Восточного Кавказа, их энергетические и кинематические характеристики. Делается вывод о том, что дифференциация прогнозируемых обвальных и оползневых процессов по энергетическим классам с выделением локальных потенциально-опасных объектов позволит определить наиболее рациональные превентивные методы предупреждения и защиты населения и территории от чрезвычайных ситуаций природного характера.

Ключевые слова: оползень, обвал, катастрофические процессы, горные долины, прочность горных пород, гравитационные процессы.

AVALANCHES AND LANDSLIDES IN MOUNTAIN VALLEYS

Vaskov I.M., Yusupov A.R.

¹SK GMI (STU), Vladikavkaz, ²Institute of Geology DSC RAS

Given the largest landslides and the landslides of the world, including the Eastern Caucasus, their energy and kinematic characteristics. It is concluded that the differentiation of the predicted landslide and landslide processes on energy classes, highlighting local potential and dangerous objects will allow you to determine the most efficient preventive methods of the prevention and protection of population and territories from emergency situations of natural character.

Key words: landslide, landslide, catastrophic processes, mountain valleys, strength of rocks, the gravitational processes.

Введение. Среди всего многообразия наблюдаемых, изучаемых и классифицированных гравитационных процессов внимание исследователей сосредоточено на той их части, которая относится к разряду катастрофических. Такие явления характеризуются большими объёмами ($> 10^{6-7} \text{ м}^3$) и скоростями развития, дальностью выброса и площадями зон поражения; быстрыми, практически мгновенными изменениями геологического строения и ландшафта. По своему энергетическому потенциалу [1, 2] такие процессы относятся к 1 классу катастрофических обвалов, но, подавляющее большинство таких проявлений называют оползнями или оползнями-обвалами. Поэтому, вынесенные в заголовок термины «обвал» и «оползень» несут различную смысловую нагрузку, как в русском языке, так и в языках народов Кавказа. Это: 1) *обвал - падение* тела/тел практически без сопротивления окружающей среды (воздуха), в нашем случае блоков и крупных кусков любых горных пород, и 2) *оползень - медленное* перемещение в целом единого геологического тела по некой поверхности с преодолением сопротивления трения скольжения.

В иностранной, в основном англоязычной, литературе в настоящее время применяется исключительно термин «*landslide*», т.е. *скольжение по земле* в буквальном переводе. *Landslide* - оползень, обвал (Мюллер, 1969); обвал, береговой обвал, оползень (Чернухин, 1934).

В результате создаётся впечатление, что механическое перемещение иностранного термина в русскоязычную научную литературу привело к понятийному смешению генетически разных процессов. Отрыва и обрушения прочных горных пород с крутых (более 37°) склонов с одной стороны, а с другой стороны - медленное перемещение масс горных пород вниз по пологим, не редко и горизонтальным, поверхностям. Во втором случае не находят своего отражения быстрые перемещения больших масс горных пород по пологим сместителям на значительные расстояния; не выяснен механизм их образования и энергетические составляющие. При классификации процессов движения деструктивных масс горных пород с пологими сместителями можно выделить крайние члены ряда, это «классические» оползни и оползни-обвалы (по содержанию соответствуют термину *landslide*). Некоторые усреднённые параметры упомянутых процессов приведены в таблице 1.

Таблица 1*
Усреднённые параметры оползней и оползней-обвалов

Наименование процесса	Характеристика пород	Скорость перемещения	Объём	Удельная кинетическая энергия
Оползень (landslide)	Рыхлые отложения всех типов выветривания. Глины, суглинки с обломками и блоками компетентных пород	До первых м/сек.	До $n \times 10^6$ м ³	$n \times 10^{-4}$ Дж/м ³
Оползень-обвал (landslide(?))	Прочные «коренные» породы дочетвертичного комплекса. В отложениях глыбы и угловатые обломки крепких горных пород, нередко «бешеная мука»	$n \times 10^{2-3}$ м/сек.	$n \times 10^{6-9}$ м ³	$n \times 10^{2-5}$ Дж/м ³

*Таблица 1 составлена с учётом данных таблицы 8.8.1 «Параметрические характеристики изученных обвалов» [2]

Оценка приведённых параметров и особенно энергетических показателей показывает, что наибольшую опасность для антропогенной инфраструктуры в горных долинах представляют оползней-обвалы. Такие образования [1, 2] относятся к 1 классу катастрофических обвалов, подгруппа «Б» - гигантские обвалы зоны положительных температур. При их формировании отмечается следующая последовательность элементов процесса: - *отторжение и обрушение блока горных пород* → *зона транзита блока над поверхностью рельефа* → *область контакта со склоном или днищем долины* → *дробление обвального тела и образование коррелятивных коллювиальных отложений, не редко в виде завальных плотин.*

В качестве примеров рассмотрим описания некоторых оползней-обвалов высоких энергий.

Гигантские волны Литуи. В заливе на побережье Южной Аляски, где 10 июля 1958 г. произошли удивительные события [9]. Литуя — узкий океанский залив, вдающийся в прибрежную низменность и разветвляющийся в хр. Фэрүэтер на два залива меньших размеров — Криллон и Джилберт. Длина основной части залива Литуя — 11 км, ширина — до 3,2 км, максимальная глубина — 219,6 м. Фиордовая — внутренняя — часть залива окружена обрывистыми утесами высотой от 660 до 1020 м в прибрежной зоне и до 1800 м в хр. Фэрүэтер. В залив спускаются ледники Литуя и Северный Криллон, каждый длиной по 19 км и шириной до 1,6 км.

Спустя 2,5 минуты после главного удара землетрясения 10 июля 1958 г. от северо-восточной скальной стены, возвышающейся над заливом Джилберт, отделился громадный блок гранитных и вулканических пород объёмом до 36,5 млн. м³. В клубах белой пыли, сопровождаемый лавинами снега и льда, этот гигантский скальный обвал обрушился на ледник Литуя, срезал его фронтальную часть и с «ужасающим шумом», по словам очевидцев, ударился о поверхность залива Джилберт. Возникла огромная, небывалая по размерам волна — выплеск высотой 530 м. Она промчалась вдоль всего залива Литуя к Тихому океану со скоростью до 208 км/ч (58 м/с). По сообщениям свидетелей, волна перехлестнула в северной части залива через горный отрог высотой 207 м и с большой силой обрушилась на южный берег, произведя значительные опустошения. Разрушения на северном берегу произошли на максимальной высоте 524,6 м и на южном — около 207,4 м. Почвенный слой толщиной не менее 30 см вместе с растущим лесом был смыт на площади более 7 км². Деревья диаметром свыше 1,2 м были вырваны с корнями или сломаны у самого основания. На оскальпированных берегах обнажились скальные породы, отполированные до блеска. Через остров Сенотаф волна прорезала узкий канал, а в рыхлых глинистых и песчаных отложениях образовала уступы высотой до 7,5 м.

Оползень в каньоне Гро-Вентр. 23 июня 1925 г. на юго-западе американского штата Вайоминг в долине р. Гро-Вентр, прорезающей Скалистые горы, сформировался один из крупнейших оползней Америки [9]. «Река Гро-Вентр является важным притоком р. Снейк и впадает в нее ниже по течению в 32 км от оз. Джексон. Здесь, в 64 км от южной границы Йеллоустонского национального парка, и произошли события, о которых пойдет речь. С южного борта ка-

ньона Гро-Вентр, со склона Овечьей горы, сорвалось 45 млн. м³ скальных пород. Отрыв произошел на высоте 2700 м над уровнем моря, в месте, расположенном на 660 м выше уреза реки. Сорвавшись с такой высоты, клиновидный блок песчаников с густым сосновым лесом на большой скорости заскользил вниз по склону. Пройдя путь в 2,5 км, оползень рухнул в долину Гро-Вентр и, перегородив ее, создал естественную плотину длиной 2,4 км, шириной по основанию до 800 м и высотой до 75 м. (130 млн. м³, И.В.). Очевидцы рассказывают, что оторвавшаяся часть склона Овечьей горы смещалась целиком, не дробясь. Как единая «волна», каменный вал накатился на противоположный северный борт каньона Гро-Вентр, взметнувшись на высоту до 105 м. Ударившись о красные утесы северного берега реки, каменный вал частично отскочил назад, не изменив волнообразной формы движения. Таким образом, скорость смещения оползня на разных участках его пути могла изменяться от 30 до 100 км/ч.

Геологическая и геоморфологическая ситуация в районе оползня Гро-Вентр сравнительно проста. Склон Овечьей горы сложен известняками, на которых залегают песчаники, подстилаемые пластичными глинами. Пласты перечисленных пород наклонены в сторону реки под углом 15-21°. Такой же угол наклона имеет и поверхность склона. Лишь в районе тыловой стенки отрыва оползня наклон этой поверхности увеличивается до 30-45°»

Крупнейший в Европе оползень-обвал описан В.С. Хромовских [9] в Швейцарии. «Здесь, в кантоне Граубюнден, около 100 тыс. лет назад на склонах Гларнских Альп произошло событие, свидетелями которого могли быть люди древнекаменного века, жившие в долине Рейна. «Оползень» Флимз сформировался на сравнительно пологом склоне в толще мергелистых известняков юрского возраста. Плоскость скольжения оползня совпадала с поверхностью напластования в толще и была наклонена к Рейну под углом всего 7—12°. Гигантский блок известняков объемом до 12 км³ оторвался от горной гряды и с высоты 2400-2600 м соскользнул в долину Рейна. Стенка отрыва — Флимзерштейн — высотой 1000 м до сих пор отчетливо выражена в рельефе. Оползень покрыл площадь 49 км², и сместился по вертикали не менее чем на 2 км. Движущаяся масса имела большую скорость перемещения. Завалив долину Рейна на расстояние 15 км, она поднялась на ее противоположный склон на высоту до 150 м. Вверх по течению Рейна образовалось подпрудное озеро. В нем на протяжении тысячелетий отлагались осадки, которые сегодня прослеживаются на многие километры. Постепенно река размывала оползневую плотину, углубив свое русло почти на 400 м»

В приведённом случае при анализе космических снимков (рис. 1), обращает на себя внимание отсутствие каких либо следов перемещения гигантской массы карбонатных пород в зоне транзита, имеющей весьма малый наклон и протяжённость от 1,5 до 2,5 км.

На снимках также видно, что карбонатные породы южного крыла антиклинальной складки «бронируют» склон и имеют угол падения несколько меньший, чем у склона.

На Восточном Кавказе древние и современные оползни и обвалы развиты во многих районах Горного Дагестана, причем местами они занимают площади, превышающие 10-15 км². На южном склоне горы Гетинкиль (Южный Дагестан) древним оползнем была перекрыта долина реки Самура с образованием перемычки высотой более 100 м, сохранившейся и после прорыва ее рекой. Останец этой перемычки состоит из оползневой брекчии известняков. Площадь, перекрытая оползнем, занимает на правом склоне реки около 10 км², на которой расположено с. Мискинджа [3, 4, 6, 7].

Указывается также на древний оползень в известняках севернее с. Гапшима, в Акушинском районе, занимающий площадь в несколько км², мощность оползшей массы составляет 30-100 м. Этот оползень, перекрыв р. Акушинку, образовал плотинное озеро, впоследствии превратившееся в заболоченную поляну. На валу оползневой брекчии расположено с. Мегве.

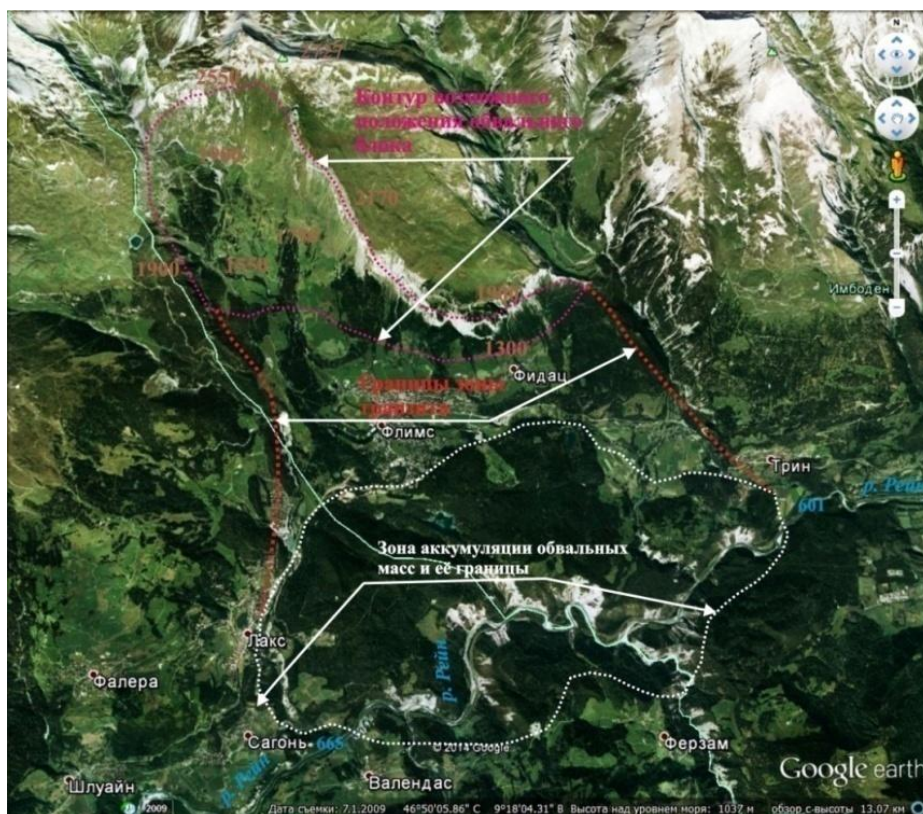


Рис. 1. Элементы древнего оползня-обвала Флима, дешифрируемые на космоснимке от 1 июня 2009 г. Дешифрирование выполнено на основе описания В.С. Хромовских [9] и А. Пошингера [10]. На снимке выделяются белые осыпи в зоне аккумуляции обвалных масс и обрывы известняков по контуру отрыва обвала

На южном склоне г. Турчидаг, сложенной известняками, также известен крупный обвал-оползень длиной 1,5 км, шириной 300—800 м и ориентировочным весом 300 млн. т.

Большие покровы известняковых брекчий, сползших (выделено И.В.) по склону, можно наблюдать в районе с. Кади-Махи, между сс. Цудахар и Кудали, на северных склонах г. Арак-Меэр, в районе сс. Ашильта, Мурад-Габурхи, между реками Кара-Цойсу и Аварского Койсу, в районе с. Гуниб и других местах Горного Дагестана.

Заслуживает особого внимания грандиозный древний оползень па правобережном склоне р. Кокмачай в Центральном Дагестане, который в соответствии с названием селения, расположенного на террасе долины, может быть назван Вихлинским (рис. 2).

Геолого-геоморфологические условия этого оползня представляются в следующем виде. У с. Курол, на правом склоне долины, возвышается мощная толща известняков нижнего мела и верхней юры, участвующих в строении г. Кимизы. Последняя, занимая положение гипсометрически выше, выделяется как островок среди песчано-глинистых пород средней юры. Абсолютная высота плато известняков 2500—3200 м, а отметка русла р. Кокмачай 1600—1700 м. Об огромных масштабах оползня свидетельствует путь, пройденный им на протяжении 6 км (рис. 2).

Фронт «оползня» перегородил долину р. Кокмачай перемычкой высотой 300—320 м, заполнил долину оползневой массой на протяжении 6 км и образовал плотинное озеро, протяженностью 9 км с площадью зеркала более 12 км². Площадь, занятая самим оползнем, составляла более 10 км². Уцелевшая после размыва рекой, часть перемычки занимает в настоящее время 7,1 км².

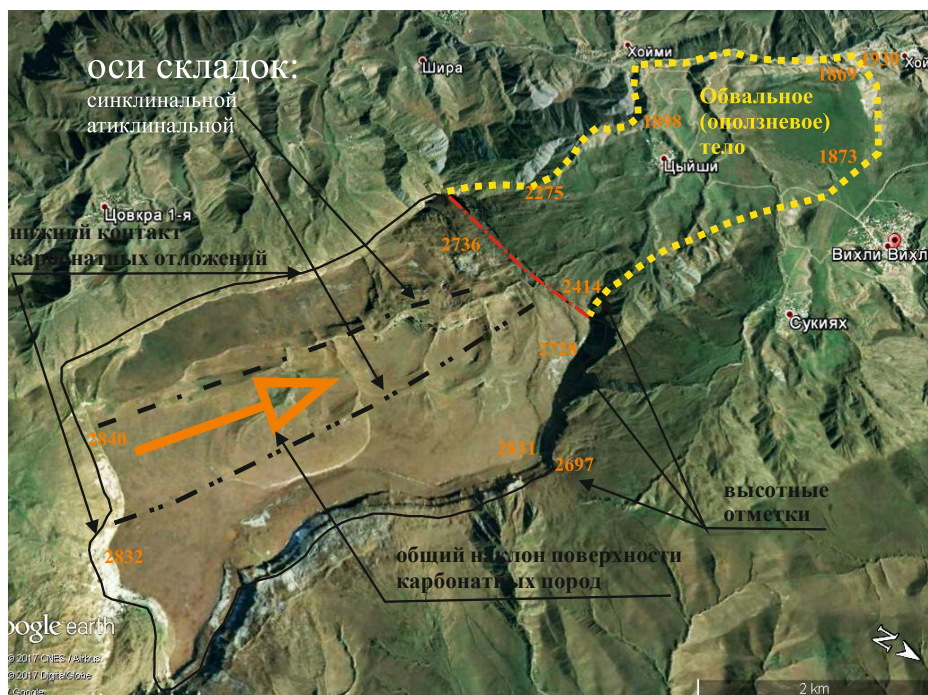


Рис. 2. Элементы дешифрирования космического снимка интернет ресурса Google earth района «оползня» Вихли.

Движение этого оползня произошло с такой силой и стремительностью, что в результате удара оползневого массива по левобережному склону р. Кокмачай и отдачи обратно, образовался высокий брекчиевый барьер полукругообразной формы. В глубокой впадине, внутри этого цирка, образовалось другое террасовое озеро, разобценное с плотинным озером валом, сложенным оползневой брекчией. После заполнения этого озера и заноса обломочным материалом, вынесенным боковыми притоками, образовалась аккумулятивная равнина площадью около 3 км². Сглаженная поверхность этой равнины сохранилась; теперь она разделена на три части глубокими оврагами.

В начале ноября (4-5) 2013г. сформировался оползень Шукты, перегородивший автодорогу Гапшима-Цудахар (в 2 км северо-западнее сел. Шукты) [3]. Оползень развился в известняках верхнего мела и продуктах их разрушения, на южном крыле Акушинской синклинали. Бровка оползневого цирка вдоль эскарпа на высотах более 2000м, нижняя часть оползня порядка 1600м. Ширина до 500м, мощность оползневых масс - первые десятки метров. Объем предварительно можно оценить до 5 млн м³. Каких-либо сейсмических событий в период оползня не отмечено

Вайонтская катастрофа в провинции Венеция на севере Италии произошла в октябре 1963 г. Ее причины и последствия изучены итальянскими специалистами Л. Мюллером, Л. Бройли и советским ученым И. М. Буачидзе, обобщены В.С. Хромовских [9] Большое количество материалов о данном катастрофическом событии размещено в интернете. Необходимо отметить, что при изучении материалов по этому событию обнаруживаются значительные расхождения и не совпадения в приводимых авторами количественных характеристиках процесса и составляющих его элементов.

В 1960 г. на южном склоне Альп, в узком ущелье р. Вайонт глубиной до 250 м, была построена арочная бетонная плотина [9]. Высота ее достигала 265,5 м, толщина — 3,40 м (в верхней части) и 22,7 м (в нижней), длина гребня — 100,5 м. В ходе строительства было вынуто 385 тыс. м³ грунта и в тело плотины уложено 360 тыс. м³ бетона. За три года с момента завершения строительства гидроузла подпруженная река создала Вайонтское водохранилище.

9 октября 1963 г. в 22 часа 38 минут с левого борта водохранилища с высоты до 1200 м над дном долины обрушился громадный оползень-обвал объемом до 360 млн. м³ скальных по-

род. (Указанная высота обрушения громадного оползня-обвала 1200 м вызывает сомнения, т.к. высота вершины Ток на левом борту долины составляет 1318 м н.у.м., днища долины - 320 м н.у.м. отметка верхней кромки отрыва оползня составляет 373 м н.у.м. (рис. 3). С быстротой курьерского поезда, за несколько секунд, оползень перелетел через ущелье Вайонт, не коснувшись его дна (выделено И.В), и поднялся на правый берег на высоту до 140 м. Оползень вызвал гигантский выплеск и почти полностью вытеснил воду из водохранилища. 114 млн. м³ воды взметнулись над гребнем плотины чудовищной волной высотой 246 м.



Рис. 3. Современный вид на р. Вайонт, плотину и оползень-обвал по левому борту долины. Google earth 2017.

Таблица 2
Параметрические характеристики оползня-обвала Вайонт
по опубликованным материалам

№ п.п	Параметры, ед. измерения	Источник информации	
		В.С. Хромовских [9]	Интернет ресурс, А. Попов [8]
1	Объём «оползня», млн м ³	360	260
2	Скорость движения масс, м/сек	«пролетел» долину, ≈ 100	30,5
3	Высота заполнения водохранилища, м	170	170
4	Объём воды, вытесненной из водохранилища, млн м ³	114	50
5	Высота катастрофической волны над гребнем плотины, м	246	≈ 250
6	Угол наклона поверхности сместителя, град.	горизонтально	≈ 3
			расчетные
7	Перемещение центра масс «оползня» горизонтальное, м: вертикальное, м: при уклоне (угле наклона град):		≈ 1000 ≈ 50 0,05-0,09 (3-5)

На основании параметрических характеристик, приведённых в таблице 2, а также полученных при анализе космических снимков Интернет-ресурса Google earth возможно произвести расчёт энергетических составляющих некоторых элементов катастрофического процесса оползня-обвала Вайонт.

При объёме «оползневого» тела 360 млн м³, массе (при $\rho = 2,5$) - 900 млн т кинетическая энергия (E_k) составит:

$$E_k = (m \cdot v^2) : 2 = (0,9 \cdot 10^9 \times 1 \cdot 10^4) : 2 = 4,5 \cdot 10^{13} \text{ Дж} \quad (1)$$

где: m - движущаяся масса «оползневого» тела; v - скорость его движения.

Энергия, необходимая для образования катастрофической волны перелива (E_v), может быть рассчитана следующим образом:

$$E_v = m \cdot g \cdot h = 114 \text{ млн т} \cdot 9,8 \text{ м/сек}^2 \cdot 115 \text{ м} = 1,28 \cdot 10^{11} \text{ Дж} \quad (2)$$

где: m - масса волны; g - ускорение свободного падения; h - высота подъёма центра массы волны (1/3 высоты волны над дном долины).

Гравитационная энергия (потенциальная), выделившаяся при уменьшении высоты центра масс «оползня» (h) на 50 м.

$$v = s \cdot \sin \alpha (g : 2h)^{0,5} \quad (3)$$

где: v - скорость перемещения центра масс; α - угол наклона поверхности смещения (5°); g - ускорение свободного падения ($9,8 \text{ м/сек}^2$); h - высота вертикального перемещения центра масс (50 м).

Подставив значения, получаем скорость перемещения «оползня» (v) = 23,27 м/сек.

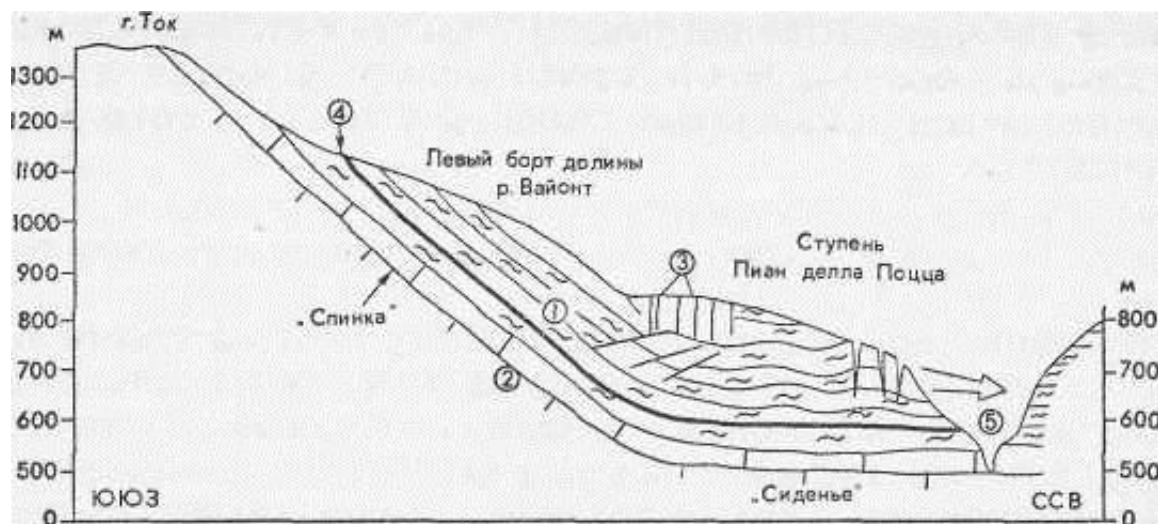
Кинетическая энергия (E_k), в этом случае составит:

$$E_k = (mv^2) : 2 = (0,9 \cdot 10^9 \times 0,7 \cdot 10^2) : 2 = 3,0 \cdot 10^{10} \text{ Дж} \quad (4),$$

что более чем в 4 раза меньше энергии возбуждённой катастрофической волны (2) и на три порядка меньше кинетической энергии «оползня», рассчитанной по наблюдаемым параметрам (1).

Объяснение выявленной «недостачи», возможно, кроется в особенностях геологического строения и позднейшего развития тектонических (в т.ч. и экзотектонических) процессов в районе.

На схематическом геологическом разрезе (рис. 4) показаны разрывы (3) на нижней пологой части левого борта долины Вайонт, но они не доходят слоя (2) - массивных оолитовых известняков.



1 — пачка мергелей и мергелистых известняков, сползших в долину (стрелка—направление движения оползня Вайонт); 2 — массивный оолитовый известняк; 3 — разрывы; 4 — поверхность оползания; 5 — ущелье р. Вайонт.

Рис. 4. Геологический разрез левого берега долины р. Вайонт (по Л. Мюллеру и Л. Бройли, 1967, упрощено) [9].

Даже при малых углах наклона слоёв горных пород основания в долину возникают длительно действующие напряжения растяжения, которые при разрыве прочных пластов трансформируются в энергию сейсмического (горного) удара.

Постепенные разрушения верхних, менее крепких слоёв и пластов горных пород приводит к смещению фронтальных частей и образованию воронок провала в перекрывающих рыхлых отложениях (рис. 5)



Рис. 5. Воронки провала, образовавшиеся при сдвигении слоя (1), см. рис. 4, [8]

Дешифрирование современных космических снимков показывает, что гребневая часть левого борта долины р. Вайонт представлена элементом прямого рельефа - антиклинальной складкой, у которой угол падения пород в южном крыле (15-20°) положе, чем крутизна склона (25-30°) левого борта долины (рис. 6).

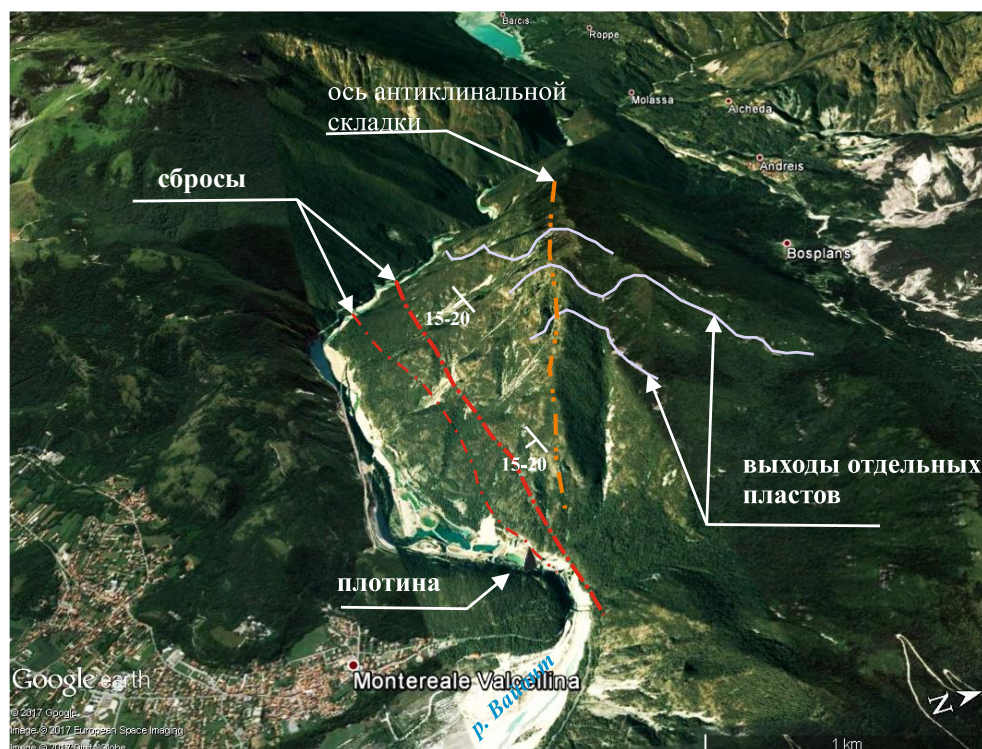


Рис. 6. Гребень левого борта долины р. Вайонт и слагающая его антиклинальная складка, южное крыло которой осложнено сбросами и оползнями-обвалами в основании склона.

Анализ примеров катастрофических оползней-обвалов, как приведённых в настоящей работе так описанных в ряде других публикаций показывает, что наличие напластования согласного с положением склона или подобных напластованию пологих трещин является одной из характерных особенностей крупных и катастрофических обвалов с пологим сместителем.

Выводы:

Катастрофические оползни-обвалы по энергетическим характеристикам относятся к 1-му классу катастрофических обвалов подгруппе Б - гигантские обвалы зоны положительных температур и развиваются в областях новейшего и современного орогенеза.

Прогнозирование катастрофических оползней-обвалов возможно производить на основе предложенных ранее [1, 2] факторов, критериев и признаков обвальных катастроф.

Наиболее частым результатом развития катастрофических оползней-обвалов является формирование естественных плотин в горных долинах, устойчивость которых находится в прямой зависимости от прочности горных пород и выделившейся в процессе формирования кинетической энергии.

Обрушение оползней-обвалов в искусственный или естественный водоём вызывает разрушительные ударные волны. Высота волн находится в прямой зависимости от скорости и объема движущихся обвальных масс.

Восточный сегмент Большого Кавказа характеризуется активно развивающейся современной дисгармоничной складчатостью, наиболее интенсивной в пределах Известнякового Дагестана [5], что приводит к широкому развитию опасных и катастрофических гравитационных процессов, негативно воздействующих на развивающуюся антропогенную инфраструктуру, особенно в сфере гидроэнергетики.

Дифференциация прогнозируемых обвальных и оползневых процессов по энергетическим классам с выделением локальных потенциально-опасных объектов позволит определить наиболее рациональные превентивные методы предупреждения и защиты населения и территории от чрезвычайных ситуаций природного (геологического) характера.

Литература

1. Васьков И.М. О классификации катастрофических обвалов //Труды института геологии ДНЦ РАН. 2016. Вып. 66, «Геология, геодинамика и геоэкология Кавказа» С. 360-366.
2. Васьков И.М. Катастрофические обвалы: происхождение и прогноз. Монография //Владикавказ: ООО НПКТ «МАВР», 2016. 370 с .
3. Идрисов И.А., Мамаев С.А., Ибаев Ж.Г. Особенности распространения и развития крупных оползней Дагестана //Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. Махачкала, 2013. С. 96-100.
4. Идрисов И.А. Запрудные (оползневые) озера Восточного Кавказа //Известия ДГПУ. Естественные и точные науки. № 2. 2014. С. 96-101.
5. Леонов Ю.Г. Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС, 2007.
6. Магомедов К.К. Вихлинский оползень в Дагестане и его археологическое значение //Труды Института геологии Даг. Филиал Академии наук СССР, вып. 29, Махачкала 1984 г., с. 109-115.
7. Овсяченко А.Н., Рогожин Е. А., Зайцева Н. В., Лукашова Р. Н. Андийские сейсмодислокации в Дагестане: опыт дистанционных исследований при сейсмическом районировании Восточного Кавказа //Геология и геофизика Юга России. №3, 2012. С.45-53.
8. Попов А. Плотина Вайонт 9 октября 1963 года //http://russos.livejournal.com/878767.html
9. Хромовских В.С. Каменный дракон. М.: Мысль, 1984. С. 95. [Электронный ресурс] /Режим доступа: <http://lib.rus.ec/b/185878/read>.
10. Poschinger A. Long run out mass movements: The example of the Flims rockslide, Switzerland. Proceeding of International Workshop. Vladikavkaz. Russia, 18-20 September 2012. P. 22-23.

ГЕНЕЗИС ПОДЗЕМНЫХ ВОД СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА (ДАГЕСТАН) ПО ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ ВОДОРОДА И КИСЛОРОДА

Газалиев И.М.

Институт геологии ДНЦ РАН

Дана подробная характеристика распространения изотопов водорода и кислорода в подземных водах Дагестана. Выделены воды различного генетического типов - инфильтрационные и седиментационные. Установлена их зональность, определены интервалы изменения изотопных параметров для вод различных гидрогеологических горизонтов. Полученные результаты позволяют уточнить структурно-гидрогеологические условия и особенности формирования подземных вод региона.

Ключевые слова: природные воды, изотопный состав водорода и кислорода, генезис, инфильтрационные и седиментационные воды.

THE GENESIS OF GROUNDWATERS OF NORTH-EASTERN CAUCASUS (DAGESTAN) ON THE ISOTOPIC DATA OF HYDROGEN AND OXYGEN

Gasaliyev I. M

Institute of Geology Dagestan scientific center of RAS

Detailed characteristics of the distribution of isotopes of hydrogen and oxygen in ground waters of Dagestan. Allocated water of different genetic types - infiltration and sedimentation. The zonation determined intervals of change of the isotopic parameters for water of various hydrogeological horizons. The obtained results allow to clarify the structural-hydrogeological conditions and characteristics of groundwater in the region.

Key words: natural water, the isotopic composition of hydrogen and oxygen, Genesis, infiltration and sedimentation of water.

Теоретической основой использования данных по изотопному составу вод в качестве индикатора их генезиса и условий формирования является совокупность сведений о закономерностях фракционирования изотопов водорода и кислорода в процессе движения воды с сопоставлением их распространенности в современных основных типах вод и в ископаемых подземных водах. Эти вопросы обобщены в работе Ферронского и др., 1975. Кратко они могут быть сформулированы следующим образом.

В изотопных исследованиях условно выделяют три главных типа природных вод: океанические, метеорные и так называемые «ювенильные». Океанические воды, представляющие самый распространенный тип поверхностных вод, характеризуются наиболее однородным составом и повышенной концентрацией тяжелых изотопов, что позволило их предложить [1] в качестве международного эталона изотопов воды. При этом, согласно Клейтону [2], изотопный состав вод Мирового океана, по крайней мере, начиная с кембрия, оставался относительно постоянным и за рассматриваемый период круговорот воды на земном шаре существенно не изменялся.

Данные изотопного состава вод представляют в значениях δ в промиллях по отношению к международному стандарту SMOW – средней пробе воды океанов и устанавливается из выражения

$$\delta R = \left[\frac{R_{об.}}{R_{стан.}} - 1 \right] 1000, \text{ где } R \text{ изотопное отношение D/H или } ^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$$

Величина δ для океанической воды принимается за нуль ($\delta=0,00$). Значения δ со знаком «+» соответствует обогащению, а со знаком «-» обеднению дейтерием и кислородом в исследуемом образце по сравнению со стандартом.

На рисунке 1 показаны интервалы изменения содержания дейтерия и кислорода-18 в различных типах природных вод. Пресные континентальные воды имеют значительно меньшее содержание дейтерия и кислорода -18, чем океанические и морские. Концентрация тяжелых изотопов в них уменьшается с увеличением географической широты и высоты, а также удаленности от источника влаги. Между отношениями D/H и $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в водах, прошедших гидрогеоло-

гический цикл и не подвергшихся в последующем интенсивному испарению, существует зависимость, описываемая уравнением в работе Крейга [3] $\delta D = 8\delta^{18}O + 10$

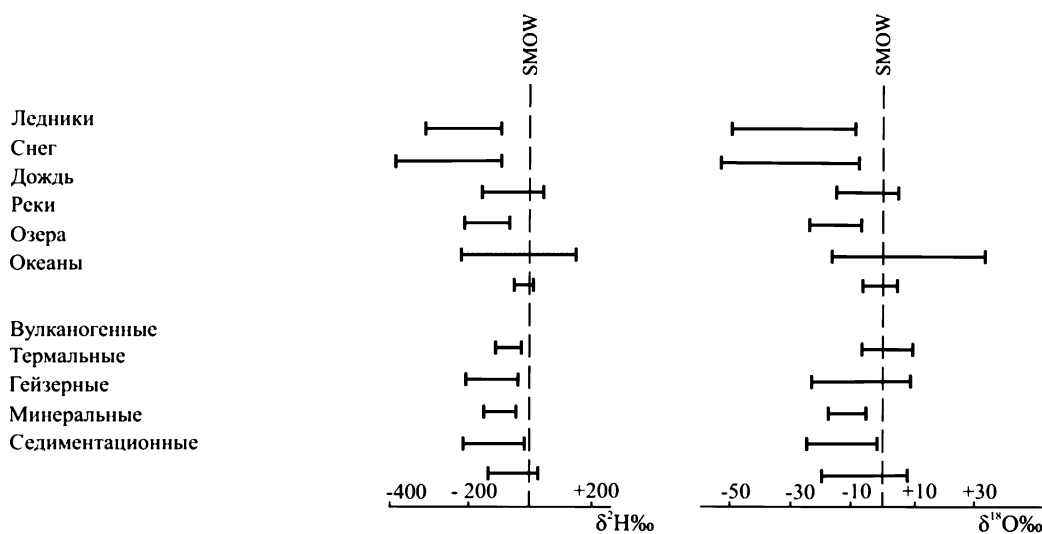


Рис. 1. Содержание дейтерия и кислорода-18 в различных типах природных вод [4]

В метеорных водах, подверженных процессу испарения, в связи с кинетическим изотопным эффектом тангенс угла наклона в приведенном уравнении уменьшается до 3-6, а свободный член – до – (10-15) ‰, и ниже, в зависимости от условий испарения.

Интервалы колебаний стабильных изотопов в метеорных водах, как наиболее часто сменяемых в природе, могут сильно изменяться во времени и пространстве. Однако за длительный период они усредняются и имеют достаточно стабильные средние значения, так же как, например, среднегодовые температуры региона, с которыми они и находятся во взаимосвязи.

Формирование изотопного состава подземных вод происходит в результате процессов смешения вод различного происхождения (инфильтрационных, поступающих в пласты за счет инфильтрации атмосферных и поверхностных вод, и седиментационных, т.е. захороненных вод древних морских бассейнов, в которых происходило накопление осадков). В связи с этим, сопоставление результатов определения дейтерия в поверхностных водах с распределением дейтерия в подземных водах определенного артезианского бассейна позволяет различить их первоисточники (метеогенные, седиментационные воды) и оценить долю каждого генетического типа в изучаемой смеси.

Ювенильные воды, согласно экспериментальным исследованиям Шеппарда и Эпштейна [5], должны характеризоваться значениями $\delta D = -48 \pm 20\%$ и $\delta^{18}O = 7-9\%$. Различными исследователями было проведено изучение изотопного состава подземных вод геотермальных областей мира, Интервал изменения величины δD составил от 0 до -11,3%; оказалось, что в каждом указанном районе термальные воды характеризуются своими особыми отношениями изотопов водорода. Однако направления, в которых изменяются эти отношения от района к району, хорошо согласуются для термальных и метеорных вод, т.е. наиболее «тяжелыми» по водороду термальным водам соответствуют и наиболее тяжелые метеорные воды. Если бы термальные воды содержали существенную долю ювенильной воды, то различия в их изотопном составе не наблюдалось бы, а их состав был бы независим от географического положения исследуемых вод. В данном же случае различия в изотопном составе термальных вод и, более того, их местоположения говорят о тесной связи термальных вод с метеорными. Составляющая ювенильной воды, в случае ее наличия, по предположению исследователей не должна превышать 5%. В целом, по-видимому, изотопный состав водорода подземных вод является менее надежным критерием выделения ювенильного компонента, чем например, дифференцирование по изотопному составу вод морского и метеорного происхождения [6].

В отличие от водорода изотопный состав кислорода подземных вод может значительно измениться в результате изотопно-обменных процессов с вмещающими породами и, особенно

при наличии жестких термобарических условий в водоносных пластах, которые вызывают так называемый «кислородный сдвиг» по схеме $\text{CaCO}_3^{18} + 3 \text{H}_2\text{O}^{16} = \text{CaCO}_3^{16} + 3 \text{H}_2\text{O}^{18}$ [3, 7-9]. Последний вызывает обогащение воды тяжелым кислородом за счет изотопного обмена с кислородсодержащими породами (известняки, доломиты, и т.д.). Интенсивность изотопно-обменных реакций возрастает с повышением температуры и давления в пластах, что вызывает увеличение $\delta^{18}\text{O}$ в подземных водах с глубиной их залегания.

Учитывая это обстоятельство при проведении изотопных исследований необходимо иметь информацию о литологическом составе вмещающих пород, химическом составе вод, пластовых условиях и т.д., а также использовать метод параллельного изучения отношений D/H и $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в водах.

Первые сведения об изотопном составе природных вод Дагестана относятся к 1968-1970 гг., когда Г.И. Войтовым с соавторами, [10] была предпринята попытка решения вопросов происхождения и газов Восточной антиклинальной зоны на основе данных по изотопии водорода и углерода. По содержанию дейтерия (1,05-1,07 условных единиц) хлоридно-натриевые воды этого района отнесены к первично-седиментационным на 0,35-0,4 объема водами метеорного происхождения. Близкие же изотопный состав водорода различных водоносных горизонтов и независимость содержания в них дейтерия от минерализации и глубины отбора образцов воды, по мнению авторов, свидетельствуют о том, что мезо-кайнозойский осадочный чехол в Предгорном Дагестане представляет собой единую гидродинамическую систему с чрезвычайно свободными гидравлическими связями, обеспечивающими интенсивный обмен водных масс.

Следует отметить, что в упомянутом исследовании изотопный состав водорода определялся фотонейтронным методом, точность которого относительно невысока ($\pm 3\%$). Узкий интервал изменения содержания дейтерия в водах, почти не выходящий за пределы точности применяемой методики, не позволил заметить различия в изотопном составе водорода подземных вод разных гидрогеологических горизонтов и сделать более определенные выводы.

Первые масс-спектрометрические определения дейтерия и кислорода-18 в водах Восточного Предкавказья выполнены А.М. Никаноровым и др. [11] при изучении условий их формирования. Вопросы происхождения подземных вод Горного и Предгорного Дагестана по данным изотопного состава водорода рассмотрены в работах В.С. Лебедева [12], И.М. Газалиева [13-15], М.М. Мирзалиева [16].

В дальнейшем эти исследования на более представительном материале были продолжены О.А. Маммаевым [17-20] для территории платформенного Дагестана.

Позднее И.М. Газалиевым с соавторами [21] был изучен изотопный состав водорода и кислорода (23 пробы) подземных вод нефтегазоносных площадей Дагестана.

Исследования изотопного состава поверхностных и метеорных вод Дагестана выполнены Л.Д. Осика и Д.Г. Осика [22,23].

Установлено, что воды верховьев р. Самур и их главнейших притоков – Ахтычай и Самур чай, а также р. Сулак и его притоков – Андийского, Аварского, Кара- и Казикумухского Койсу являются изотопно-легкими ($\delta\text{D} - -86,0 - -77,0\%$, $\delta^{18}\text{O} - -10,2 - -8,6\%$). По мере стока вода больших рек утяжеляется и в низовьях становится изотопно-утяжеленной ($\delta\text{D} - -50,0 - -65,0\%$, $\delta^{18}\text{O} - -5,6 - -6,5\%$).

Воды малых рек: Акташ, Аксай, Ярык-Су, Черкес-Озень, Шура-Озень, Манас-Озень, Гамри-Озень, Башлы-Чай, Рычал-Су оказались изотопно-утяжеленными ($\delta\text{D} - -56,0 - -63,0\%$, $\delta^{18}\text{O} - -5,0 - -7,1\%$).

Атмосферные осадки в виде дождей и снега в приморских и предгорных районах Дагестана в летние месяцы оказались преимущественно изотопно-тяжелыми ($\delta^{18}\text{O} - -2,58 - +1,48\%$), а в зимне-летние изотопно-легкими ($\delta^{18}\text{O} - -8,33 - -15,7\%$). Осадки весенне-летних месяцев характеризуются промежуточными значениями. Примерно, то же характерно и для дейтерия осадков.

Для изучения изотопного состава водорода и кислорода подземных вод были отобраны пробы вод из изливающихся скважин и естественных источников на территории платформен-

ного, Горного и Предгорного Дагестана. Пробы распределены в пределах рассматриваемого района равномерно и характеризуют воды различных горизонтов, различного химического состава и минерализации. Данные изотопных измерений природных вод, выполненные различными исследователями для территории исследований (103 анализа), сведены в таблицу 1. 43 определения из них выполнены Газалиевым И.М. в специализированных лабораториях ВНИИЯГГ (в соавторстве с Лебедевым В.С) и ИВП РАН (в соавторстве с Есиковым Д.Г.). Значения δD и $\delta^{18}O$ приведены в промиллях по отношению к стандарту океанической воды SMOW. Полученный материал представлен в виде гистограмм распределения значений δD и $\delta^{18}O$ в изученных водах (рис. 2, 3), параллельных изменений концентраций δD и $\delta^{18}O$ для вод различных типов (рис. 4), зависимостей δD и $\delta^{18}O$ от глубины залегания водоносных горизонтов (рис. 5, 6).

Анализ полученного материала показывает, что существуют 2 группы вод резко отличающихся по изотопному составу водорода и кислорода (рис. 2, 3). Первая группа представлена изотопно-легкими (обедненными изотопами дейтерия и кислорода-18) подземными водами надмайкопского гидрогеологического этажа платформенной части Дагестана. Величины δD в них варьируют преимущественно в интервале от -85 до -52 ‰, а $\delta^{18}O$ – от -11,6 до -8,0 ‰, т.е. примерно в тех же пределах, что и в метеорных водах района (рис. 4). Фигуративные точки этих вод на рисунке 4 расположены вблизи кривой Крейга, характеризующей глобальную зависимость между δD и $\delta^{18}O$ поверхностных и атмосферных вод. Эти данные свидетельствуют о питании их инфильтрационными атмосферными и поверхностными источниками.

Вторая группа вод представлена глубинными высокоминерализованными изотопно-тяжелыми (обогащенными изотопами дейтерия и кислорода-18) водами подмайкопского гидрогеологического этажа (мезозойские отложения – мел, юра, триас). Интервалы колебаний значений δD в них составляют от -54 до -17 ‰, $\delta^{18}O$ – от -0,9 до +9,5 ‰.

Полученные изотопные данные являются характерными для подземных вод преимущественно морского генезиса в закрытых артезианских бассейнах. Содержание дейтерия в проанализированных водах изменяется ориентировочно в тех же пределах, что и в поровых водах глубоководных морских осадков [24]. Некоторое обеднение высокоминерализованных вод дейтерием, очевидно связано со смешением седиментогенных и древнеинфильтрационных вод. Анализ полученных изотопных данных и сопоставление их с аналогичными показателями основных генетических типов вод позволяет считать глубинные рассолы подмайкопских отложений преимущественно унаследованными метаморфизованными морскими водами (седиментационного генезиса), разбавленными в различной степени инфильтрационными водами, которые частично заменили морскую воду в течение длительной геологической истории.

Фигуративные точки, характеризующие изотопный состав высокоминерализованных рассолов мезозойских отложений, находятся вблизи значений предполагаемых ювенильных вод. Однако, вряд ли можно предполагать их наличие в составе рассматриваемых вод. Скорее такой изотопный состав сформировался в результате изотопно-обменных реакций вод морского генезиса с вмещающими породами в условиях высоких температур и давлений, характерных для мезозойских отложений. Об этом свидетельствует сдвиг фигуративных точек вправо от линии океанических вод в сторону обогащения тяжелым изотопом кислорода.

Изотопные отношения водорода и кислорода вод меловых, юрских и триасовых вод довольно близки по своим значениям, что свидетельствует об общности их генезиса и наличием свободных гидрогеологических связей между горизонтами.

Подземные воды платформенного Дагестана имеют тенденцию к увеличению содержания дейтерия и кислорода-18 с глубиной (рис. 5,6). Причем концентрация ^{18}O увеличивается в большей степени, что связано с ужесточением термобарических условий с глубиной и активизации изотопно-обменных процессов между водой и вмещающими породами. При этом, в пластовых водах, связанных с карбонатными коллекторами, отмечаются относительно высокие значения $\delta^{18}O$, по сравнению с терригенными.

Таблица 1

Изотопный состав водорода и кислорода природных вод Северо-восточного Кавказа

№№ проб	Место отбора	Интервал опробования и стратиграфический индекс	Тип воды (преобладающие анионы и катионы)	Минерализация г/л	δO, ‰	δD, ‰	Ссылка
1	2	3	4	5	6	7	8
СКИФСКАЯ ПЛИТА ПРИКУМСКАЯ СИСТЕМА ПОДНЯТИЙ							
1.	Озек-Суатская, скв. 38	3191-3196, K ₁	Cl - Na	76,7	-1,5	-17	[11]
2.	Величаевская, скв.70	3080-3092, K ₁	Cl - Na	112,8	-0,9	-21	[11]
3.	Зимняя Ставка, арт. скв.	365-389, N ₂ ak	Cl - HCO ₃ - Na	3,8	-8,7	-62	[11]
4.	Русский Хутор сев., скв.30	3453-3455, J ₂	Cl - Na		+1,3	-36	[19]
5.	Русский Хутор, скв.86	3462-3470, J ₂	Cl - Na	118,0	+5,7	-18	
6.	то же, скв.47	3467-3472, J ₂	Cl - Na	121,4	+3,0	-34	
7.	то же, скв.47	3467-3472, J ₂	Cl - Na	117,0		-44	[16]
8.	то же, скв.24	3470-3476, J ₂	Cl - Na	140,0	-0,4	-31	[11]
9.	то же, скв.43	3179-3185, K ₁	Cl - Na		+5,53	-54	[19]
10.	то же, скв.85	3151-3158, K ₂	Cl - Na	103,3	+3,6	-24	
11.	то же, скв.96	1710-1716, P ₃ -N ₁	Cl - Na	33,5	+0,7	-80	
12.	то же, скв.99	1476-1467, P _{g3}			+0,57		[19]
13.	то же, артез. скв.	N ₂ ap			-10,45		[19]
14.	то же, артез. скв.	N ₂ ap			-10,2		[19]
15.	то же, скв.32	430, N ₂ ap		0,65	-12,7	-81	
16.	Сухокумская, скв.49	3613-3620, J ₂	Cl - Na	140	+1,7	-28	
17.	то же, скв.49	3636-3640, J ₂	Cl - Na		+3,99	-48	[19]
18.	то же, скв.46	3684-3678, J ₂	Cl - Na		+4,5	-42	[19]
19.	то же, скв.40	3331-3335, J ₃	Cl - Na		+6,46		[19]
20.	то же, скв.35	3272-3277, K ₁	Cl - Na		+6,72	-53	[19]
21.	то же, скв.26	3238-3324, K ₂	Cl - Na	118,4	+4,6	-32	
22.	Южно-Сухокумская, скв.43	3643-3644, J ₂	Cl - Na	139,7	+5,1	-32	
23.	то же, скв.57	3385-3397, J ₂	Cl - Na	136,4	-0,9	-30	[11]
24.	то же, скв.15	3705-3710, J ₂	Cl - Na	139,0	+5,2	-20	[11]
25.	то же, скв.35	3293-3298, K ₁	Cl - Na	132,3	+5,5	-34	
1	2	3	4	5	6	7	8
26.	то же, скв.27	3282-3285, K ₁	Cl - Na		+3,7	-45	[19]
27.	то же, скв.24	735-738, N ₂ ap		21,6	-8,0	-52	
28.	Восточно-Сухокумская, скв.6	4449-4463, T ₂			+3,75	-42	[19]
29.	Солончаковое, скв.37	4403-4421, T ₁	Cl - Na	120,7	+3,8	-32	
30.	то же, артез. скв.					-10,39	[19]
31.	то же, скв.43	4298-4305, T ₂	Cl - Na	108,7	+2,2	-30	
32.	то же, скв.13	3401-3409, K ₁	Cl - Na	60,7	+2,8	-29	
33.	Юбилейная, скв.31	4441-4459, T ₁	Cl - Na	113,9	+2,2	-29	
34.	то же, скв.12	4502-4497, T ₁	Cl - Na		+4,95	-40	[19]
35.	то же, скв.11	4503-4507, T ₁	Cl - Na		+4,57	-36,5	[19]
36.	то же, скв.4	3800-3830, J ₃	Cl - Na		+1,6	-33	[19]
37.	Кумухская, скв.5	4819-4836, T ₁	Cl - Na	120,8	+3,5	-30	
38.	Мартовская, скв.8	3704-3710, J ₂	Cl - Na	137,6	+2,6	-29	
39.	то же, скв.5	3410-3430, J ₂	Cl - Na		+1,9	-49	[19]
40.	то же, скв.7	3520, J ₂	Cl - Na		+2,4	-41	[19]

41.	то же, скв.17	3417-3423, K ₁ -J ₃	Cl - Na	135,5	+2,6	-36	
42.	то же, скв.1	450, N ₂ ap		0,77	-11,6	-78	
43.	Майская, скв.22	3637-3645, J ₃	Cl - Na		+9,54		[19]
44.	то же, скв.9	3136-3140, K ₁	Cl - Na		+5,11	-54	[19]
45.	Затеречная, скв.	650, N ₂ ak				-77	[3]
46.	Амур-Курган, скв.18	2531-3534, K ₂	Cl - Na		-4,2	-63	[19]
47.	то же, артез. скв	440, N ₂ ap				-82	[16]
48.	Тарумовская, скв.4	5382-5388, J ₂	Cl - Na	176,8	+3,1	-32	
49.	то же скв.2	3944-4244, K ₂	Cl - Na	46,0	+6,5	-20	
50.	то же скв.5	3163-3170, P ₃ -N ₁		28,7	+0,9	-42	
51.	то же скв.5	2260-2300, N ₁ ĉ		18,8	-10,5	-85	
52.	то же, скв.1	5429, J ₂	Cl - Na	192,7	-0,9	-30	[11]
53.	то же, скв.1	5429, J ₂	Cl - Na	210		-44	[126]
54.	Болгарский Хутор, скв.3ТД	22690, N ₁ ĉ		14,0	-10,5	-80	
ТЕРСКО-КАСПИЙСКИЙ ПЕРЕДОВОЙ ПРОГИБ СЕВЕРНЫЙ БОРТ ПРОГИБА							
55.	Кизляр	N ₁ ĉ			+4,09	-72	[19]
56.	Кизляр, скв.6Т	1537-1558, N ₂ ap			-8,57	-83	[19]
1	2	3	4	5	6	7	8
57.	Кизляр, скв.6Т	1537-1558, N ₂ ap		2,0		-85	[16]
ДАГЕСТАНСКИЙ КЛИН							
58.	Зурамакентский источник	N ₁ c	HCO ₃ - SO ₄ - Na	1,0		-90	[16]
59.	Заузенбаш, скв.3	3660-3690, K ₂	HCO ₃ - Cl - Na	5,4		-80	[16]
60.	Махачкала, скв.22Т	1590, N ₁ ĉ	Cl - SO ₄ - Na	12,6		-81	
61.	Махачкала, скв.27Т	1500, N ₁ ĉ	Cl - SO ₄ - Na	10,0		-54	[16]
62.	Махачкала, скв.160	1487-1518, N ₁ kg		3,5		-80	[16]
63.	Махачкала, скв.175	1200-1390, N ₁ kg		3,6		-86	[16]
64.	Махачкала, скв.180	983-1010, N ₁ kg		5,1		-102	[16]
65.	Тернаир	N ₁ kg		5,1	-8,57	-81	[19]
66.	Димитровская, скв.12	3660-3690, K ₂	Cl - Na	28,7	+9,3	-21	
67.	то же, скв.6	3600-4000, K ₂	Cl - Na	0,65	+4,1	-35	
68.	Новый Хушет, скв.3М	815-830, N ₁ kg	Cl - Na	45,7	-7,3		
69.	Манас-Турали, скв.100М	1329-1302, N ₁ ĉ	Cl - Na	55,6	-7,7	-68	
70.	Гели-Параул, скв.42А	900, J ₂	Cl - HCO ₃ - Na	9,9		-80	
КАРАНАЙСКАЯ ДЕПРЕССИЯ							
71.	Избербаш, скв.20	1600, N ₁ ĉ	Cl - HCO ₃ - Na	10,5		-89	
72.	то же, скв.187	1881-1912, P _{g1}	-	-	-1,3	-40	[11]
73.	то же, скв.243	3680-3801, K ₁	Cl - Na	47,0	-0,8	-28	[11]
ЮЖНО-ДАГЕСТАНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СТУПЕНЬ							
74.	Мыс Башлы, источник	N ₁ kg	Cl - Na	79		-46	[16]
75.	Каякент, скв.602	N ₁ c	Cl - HCO ₃ - Na	1,5		-78	
76.	Каякент, скв.11	477-637N ₁ ĉ	Cl - HCO ₃ - Na	2,5		-78	[16]
77.	Новокаякент, скв.698М	1100-1410, K ₂ - K ₁	Cl - Na	60,1	+2,7	-38	
78.	Берикей, скв.20	2395, K ₁	Cl - Na	70,6		-45	
79.	Дузлак, скв.8	286, K ₂	Cl - Na	72,0		-50	
80.	Дузлак, скв.25	280-420, K ₂	Cl - Na	70,0		-50	
81.	Рубас, скв.4	695, K ₁	Cl - Na	72,0		-48	
МЕГАНТИКЛИНОРИЙ БОЛЬШОГО КАВКАЗА							
82.	Хзанорский источник	J _{1t3}	Cl - Na - Ca	2,7		-105	
83.	Инхокваринский источник	J _{1t2}	Cl - ĨNO ₃ - Na	6,5		-90	

84.	Нижнеинхелинский источник	J ₃ titon	Cl - Na	27,0		-83	
1	2	3	4	5	6	7	8
85.	Джанинский источник	J ₂ а ₁	Cl - HCO ₃ - Na	2,4		-117	
86.	Кизыл-Дере, скв.145	800, J ₂ а ₁	HCO ₃ - Na	0,4		-90	
87.	Рычал-Су, скв.36	285, J ₂	Cl - HCO ₃ - Na	4,5		-90	[16]
88.	то же, источник	J ₂	Cl - HCO ₃ - Na	3,2		-95	[16]
89.	Гильярский источник	K ₁	Cl - HCO ₃ - Na	9,3		-85	
РЕКИ И АТМОСФЕРНЫЕ ОСАДКИ							
90.	р. Андийское Койсу					-98	
91.	то же					-77	[22]
92.	р. Хваршинка, правый приток верховьев р. Андийское Койсу					-86	[22]
93.	р. Аварское Койсу					-70	[22]
94.	р. Кара-Косу					-84	[22]
95.	р. Казикумухское койсу				-8,6	-81	[22]
96.	р. Самур				-10,2	-85	[22]
97.	р. Ахтычай				-9,1	-80	[22]
98.	р. Сулак				-9,0	-67	[22]
99.	р. Терек				-8,2	-74	[22]
100.	Реки, озера и горные ручьи преимущественно ледникового питания Кавказа				-14,52 ÷ -9,9	-102 ÷ -70	[11]
101.	Атмосф. осадки (дождь) г. Грозный				-6,8	-49	[11]
102.	Атмосф. осадки (дождь) г. Махачкала				-0,63	-24,0	[19]
103.	Каспийское море г. Махачкала				-3,62	-22 ÷ -5,3	[19]

Несколько иная картина в распределении изотопов водорода и кислорода наблюдается для подземных вод горно-складчатых Горного и Предгорного Дагестана.

Все изученные подземные воды Горного Дагестана, независимо от их минерализации и химического состава, характеризуются пониженными содержаниями дейтерия (δD от -85 до -117‰), близкими к его содержанию в поверхностных водах района. Это свидетельствует об инфильтрационной природе указанных вод, что вполне естественно, если исходить из геологических условий Горного Дагестана, для которого свойственны высокая степень трещиноватости осадочных пород, наличие большого числа региональных тектонических нарушений, сопровождающихся зонами дробления до сотен метров. Перечисленные факторы способствуют проникновению метеорных вод на значительные глубины и обуславливают формирование химического состава подземных вод за счет ионно-солевого комплекса вмещающих пород.

На территории Предгорного Дагестана по изотопным данным водорода выделяются подземные воды двух генетических типов. Воды среднемиоценовых горизонтов (караган, чокрак) в основном обеднены дейтерием (δD от -78 до -90‰) и имеют инфильтрационное происхождение. Рассольные йодо-бромные воды хлоридно-натриевого состава, приуроченные к мезозойским отложениям Восточной антиклинальной зоны, характеризуются повышенными содержаниями дейтерия и по значениям δD (-45 – -50‰) близки к водам морского генезиса.

По мнению различных исследователей, [25, 26] в истории геологического развития территории Северного Кавказа не было условий для полного вытеснения первичных погребенных

морских вод. До среднемиоценового времени описываемый район был занят морем, которое с момента образования Кавказского хребта (чокракский век) постепенно отступало, а затем с возникновением Ставропольской возвышенности разделилось на два бассейна (Азовское и Каспийское моря). Таким образом, морской бассейн полностью не исчезал, а только отступал. Начавшееся вытеснение первичных вод в горной области постепенно распространялось на более древние горизонты, а в предгорной полосе затрагивало молодые образования. При таких условиях в нижних частях мезозойских отложений современного Терско-Каспийского прогиба должны были сохраниться погребенные воды, так как под морскими бассейнами в глубоководных горизонтах их вытеснение чрезвычайно затруднено.

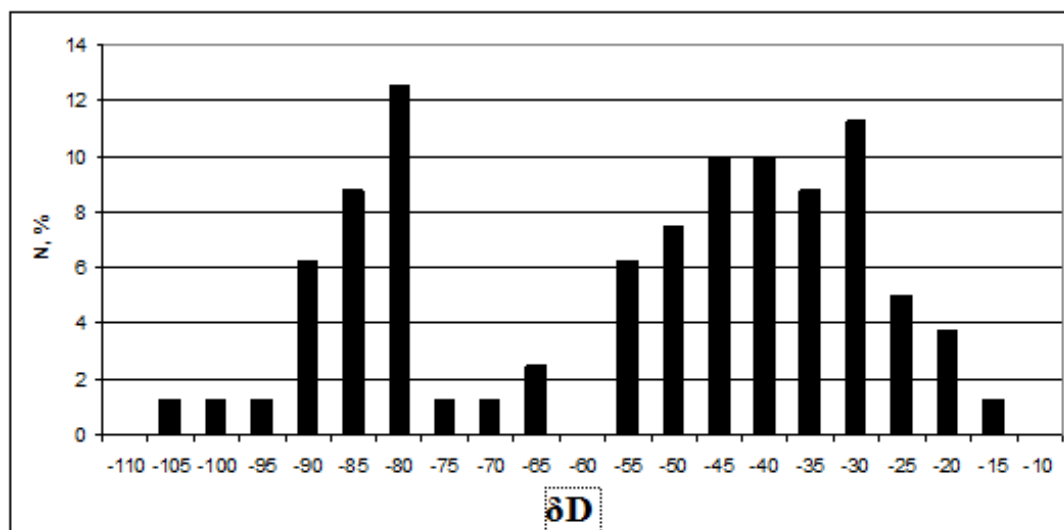


Рис. 2. Гистограмма распределения значений δD в подземных водах Северо-восточного Кавказа

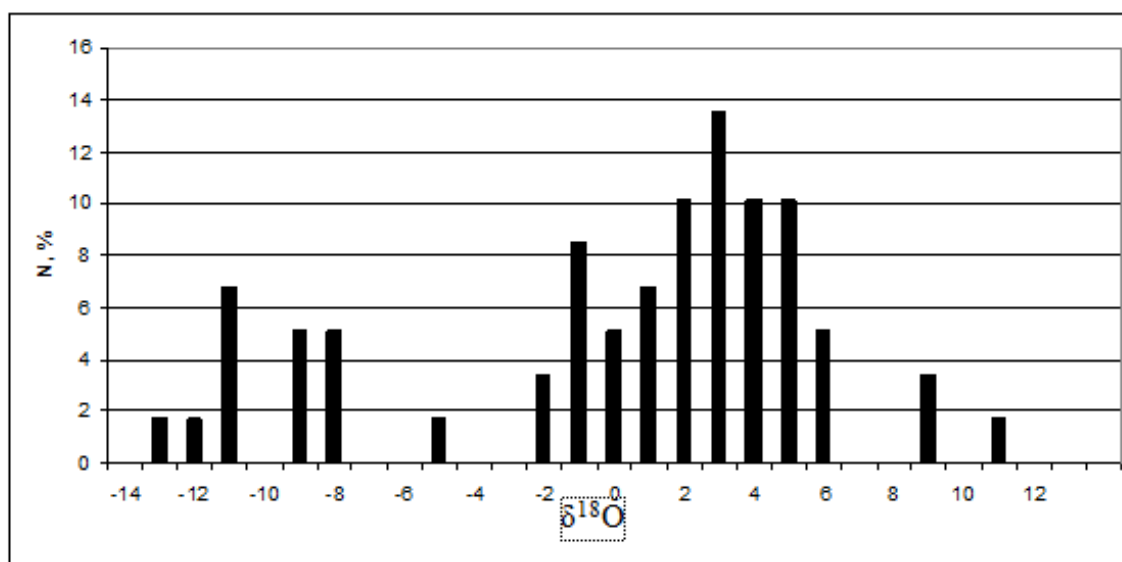


Рис. 3. Гистограмма распределения значений $\delta^{18}O$ в подземных водах Северо-восточного Кавказа

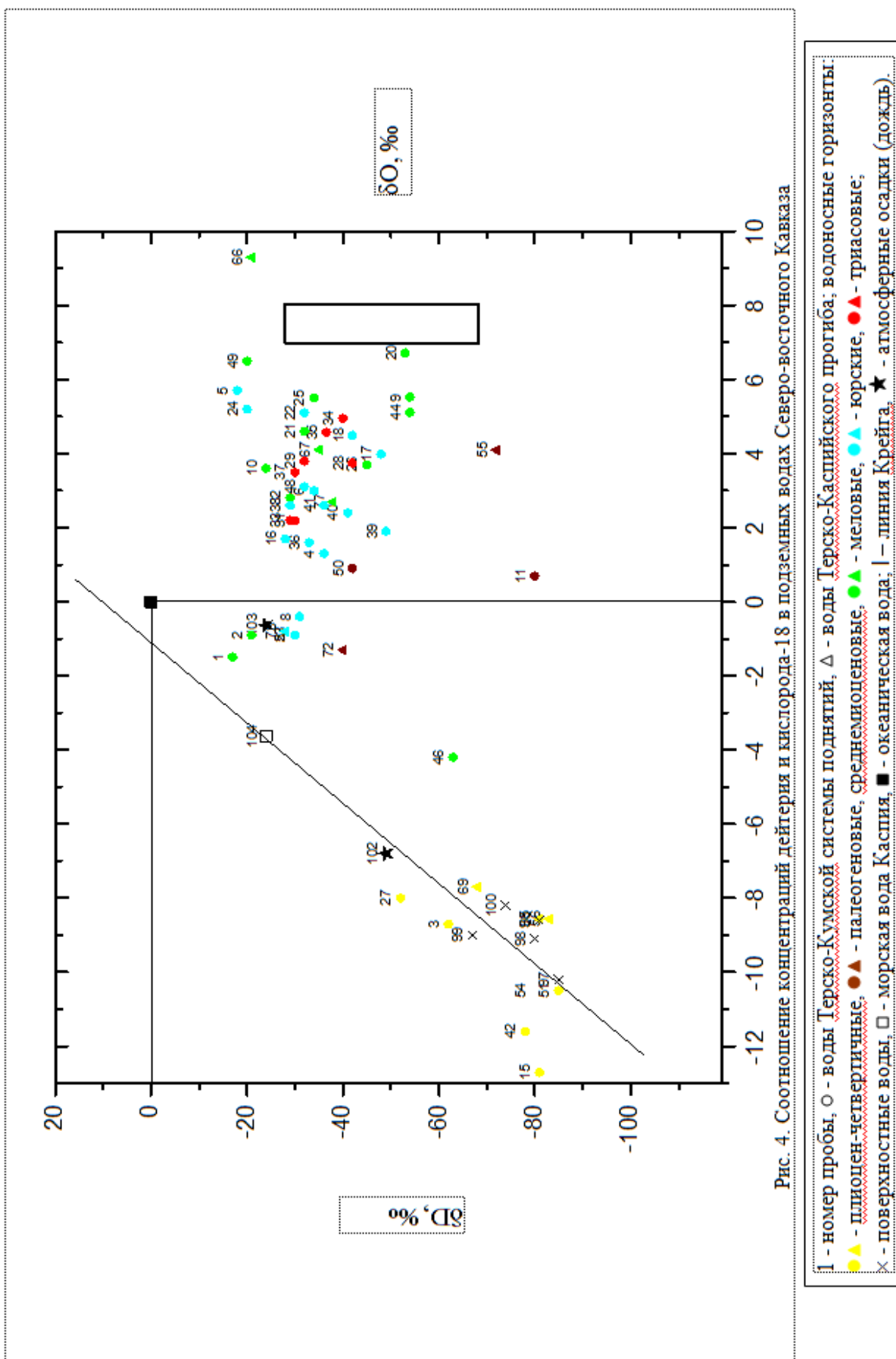
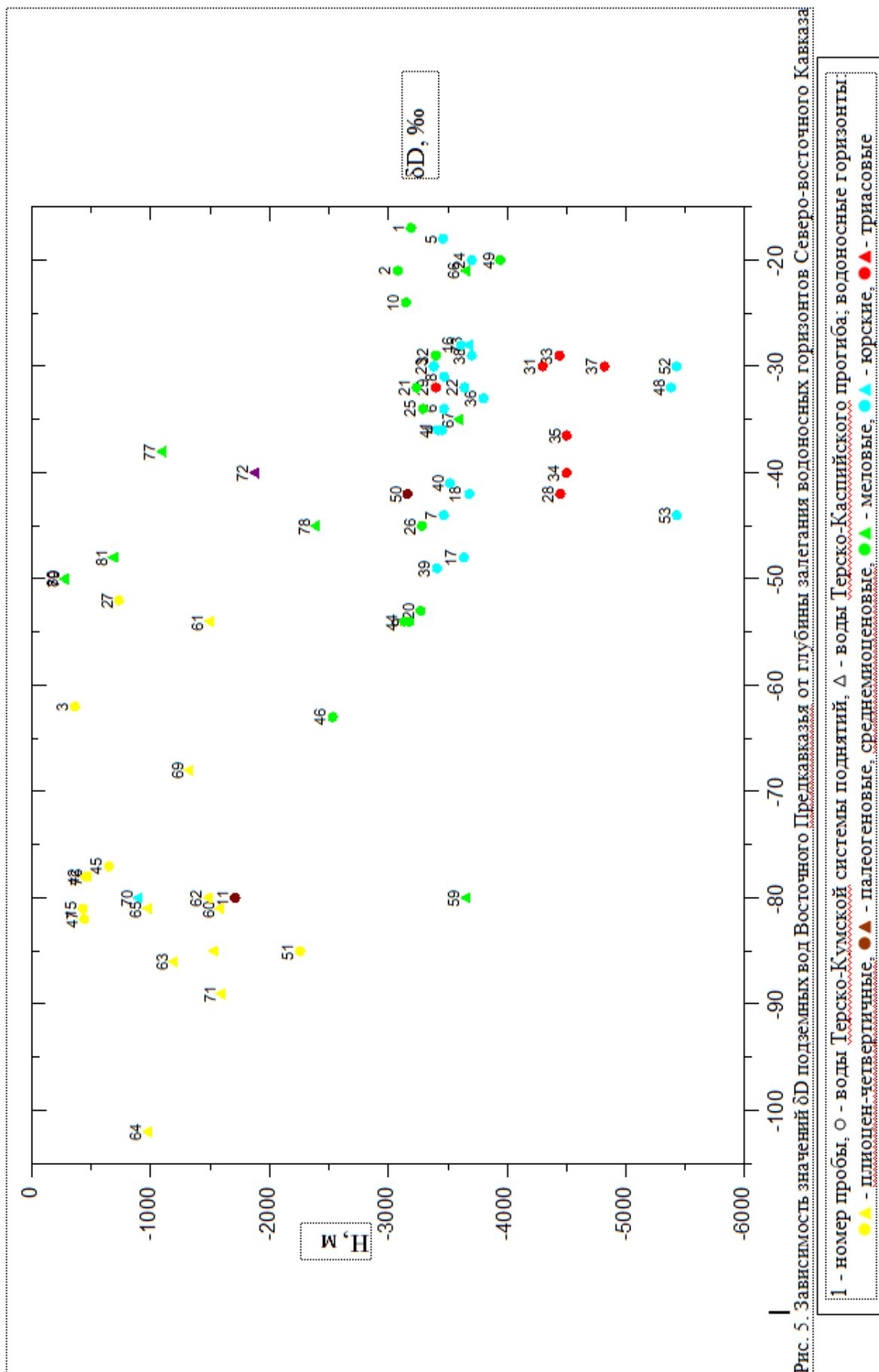
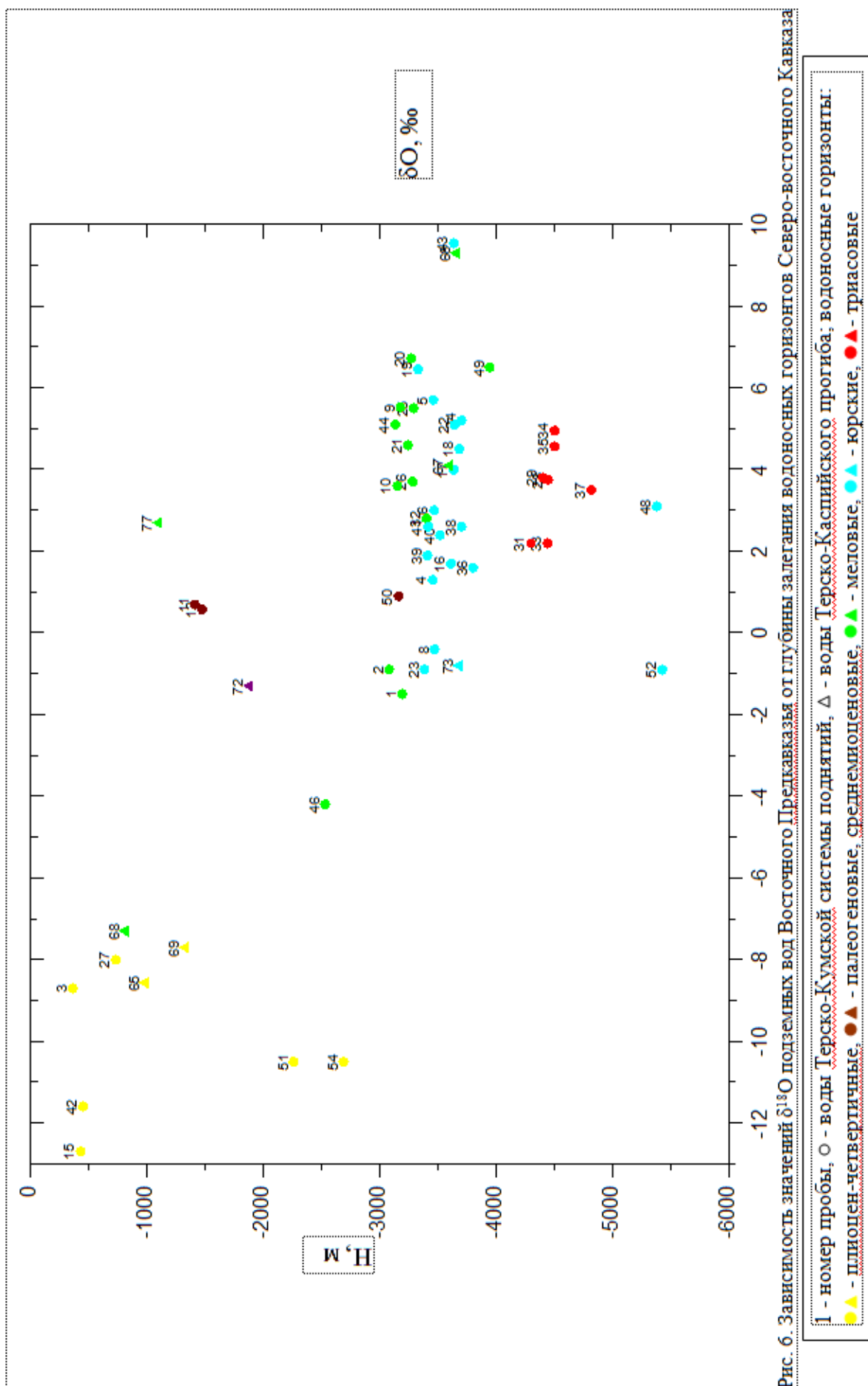


Рис. 4. Соотношение концентраций дейтерия и кислорода-18 в подземных водах Северо-восточного Кавказа





Изотопные данные водорода подтверждают эти выводы. По содержанию дейтерия рассольные воды мезозойских отложений Восточной антиклинальной зоны имеют морское происхождение и близки к водам застойного режима других районов страны [6, 27]. Эти сохранившиеся погребенные воды постепенно вытесняются по зонам тектонических нарушений, осложняющих строение Восточной антиклинали. На отдельных площадях изотопно-тяжелые воды мезозойских отложений разгружаются в вышележащие горизонты (Махачкала, скв. 27Т – $\delta D = 54\%$; Избербаш, скв. 147 – $\delta D = -40\%$), вплоть до дневной поверхности (источник на мысе Башлы – $\delta D = -46\%$).

По изотопному составу водорода воды мезозойских отложений Восточной антиклинальной зоны идентичны подземным водам мезозойских горизонтов Равнинного Дагестана, для которых характерны преимущественные значения δD , изменяющиеся в интервале от -20 до -40‰ и соответствующие водам морского генезиса.

На приподнятых участках Предгорного Дагестана юрские и меловые отложения хорошо промыты и здесь формируются воды инфильтрационного генезиса (Гели-Параул, скв.42А – $\delta D = -80\%$).

Таким образом, формирование подземных вод мезозойских отложений Предгорного Дагестана обусловлено двумя взаимно проникающими процессами: инфильтрация из областей питания, расположенных в Горном Дагестана и вытеснение древних погребенных вод из глубоких горизонтов Приморской части Дагестана.

Изотопный состав кислорода обследованных подземных вод варьируется в интервале от -8,57 до +9,3‰. Для подземных вод караган-чокракских отложений значения $\delta^{18}O$ составляют -7,7 – -8,57‰ и соответствуют водам преимущественно инфильтрационного генезиса. По мере увеличения глубины залегания водоносных горизонтов увеличивается и значение $\delta^{18}O$, что обусловлено как увеличением доли вод морского генезиса, так и изотопно-обменными процессами с вмещающими породами. В жестких термобарических условиях, свойственных для водоносных горизонтов мезозоя, за счет изотопного обмена с кислородсодержащими породами (известняки, доломиты и др.) воды обогащаются тяжелым кислородом. Интенсивность изотопно-обменных реакций возрастает с повышением температуры и давления в пластах, что вызывает увеличение $\delta^{18}O$ в подземных водах с глубиной их залегания.

Таким образом, в результате проведенных исследований дана подробная характеристика распространения изотопов водорода и кислорода в подземных водах Дагестана. Выделены воды различного генетического типов - инфильтрационные и седиментационные. Установлена их зональность, определены интервалы изменения изотопных параметров для вод различных гидрогеологических горизонтов. Полученные результаты позволяют уточнить структурно-гидрогеологические условия и особенности формирования подземных вод региона.

Литература

1. Craig H. Isotopic variations in meteoric waters. *Skienze*. 1961, V.133. P. 1762-1703.
2. Clayton R. N. and Epstein S. The relationship between $^{18}O/^{16}O$ ratios coexisting quartz, carbonate and iron oxides from various geological deposits. *J. Geol.* 1958, V. 66, P. 352-354.
3. Craig H. Standart for reporting concentration of deuterium and oxygen-18 in natural waters. *Skienze*. 1961, V. 133. P. 1833-1834.
4. Изотопно-геохимические методы оценки взаимосвязи поверхностных и подземных вод / Под ред. Э.В. Собоновича. Киев: Наукова думка. 1977. 153 с.
5. Sheppard S.M., Epstein S. F. D/H and $^{18}O/^{16}O$ ratios of minerals of possible mantle of lower crustal origin. *Earth. And Planet. Sci. Letters*. 1970, V. 9, P. 232-239.
6. Ферронский В.И., Дубинчук В.Т., Поляков В.А. и др. Природные изотопы гидросферы. М.: Недра. 1975. 280 с.
7. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitations. *Tellus*. 1964. V. 6, № 4, P. 431-438.
8. Kaufman M.V., Riedel H.S., Osmond V.R. Disequilibrium as an aid to hydrogenic study of the Floridian aquifer. *Hidrologi*. 1969, V. 9, p. 374-386.
9. White D.E., Craig H., Begemann F. Summary of the geology and isotope geochemistry of Steamboat Spring, Nevada. P. In: *Nucl. Geol. of Geothermal Areas*. Spoleto, 1963

10. Войтов Г.И., Осика Д.Г., Сойфер В.Н. и др. О некоторых особенностях химического и изотопного состава газов и вод Южного Дагестана // Докл. АН СССР. 1972. Т. 205. № 5. С. 1217-1220.
11. Никаноров А.М., Ветштейн Е.В., Тарасов М.Г., Артемчук В.Г. Отношение D/H и $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в подземных водах Центрального и Восточного Предкавказья как показатель их генезиса и условий формирования // Гидрохимические материалы. Т.80. 1980, С. 55-69.
12. Лебедев В.С. и др. Радиоизотопная характеристика газов и подземных вод Предгорного Дагестана // Советская геология. № 10. 1981. С. 99-106.
13. Газалиев И.М., Ерохин Е.В., Мирзалиев М.М. и др. Изотопный состав водорода минеральных вод Дагестана как показатель их генезиса // Известия ВУЗов «Геология и разведка». 1980. № 1. С. 29. Деп. ВИНТИ № 3257-79.
14. Газалиев И.М., Мирзалиев М.М., Лебедев В.С., и др. О формировании подземных вод Дагестана по изотопным данным // Тр. 2-го Международного симпозиума «Геохимия природных вод». Ростов-на-Дону. 17-12.05.1982. Л.: Гидрометеиздат. 1985.
15. Газалиев И.М., Лебедев В.С., Мирзалиев М.М. Изотопные исследования природных вод Дагестана // Тр. ИГ Даг.ФАН СССР. Вып. 26. Махачкала. 1982.
16. Мирзалиев М.М. Изотопно-геохимическая характеристика газов и вод сейсмоактивных районов Предгорного Дагестана в связи с поисками нефти и газа. - Канд. дисс. Москва. ВНИИЯГГ. 1984.
17. Маммаев О.А., Кудрявцева К.А. Изотопные отношения водорода и кислорода в подземных водах Платформенного Дагестана // Тр. ИГ Даг.ФАН СССР. Вып. 27. 1982.
18. Маммаев О.А. Анализ изотопного состава термальных вод Восточного Предкавказья // Тр. ИПГ Даг.ФАН СССР. Вып. 4. 1985.
19. Маммаев О.А., Маммаев Б.О. Анализ взаимосвязи поверхностных и подземных вод Восточного Предкавказья по изотопно-геохимическим показателям // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Южного федерального округа. // Тр. ИГ ДНЦ РАН. Вып. 50. 2006. С. 150-154.
20. Маммаев О.А. Подземные воды Восточного Предкавказья. Махачкала. 2006. 280 с.
21. Газалиев И.М., Якубов Б.И., Есиков Д.Г. Изотопная характеристика подземных вод нефтегазоносных площадей Дагестана // Тез. Докл. 8 Всесоюзного симпоз. «Изотопы в гидросфере». Каунас. 1989. С. 109-110.
22. Осика Д.Л. Изотопный состав рек Дагестана // Тр. ИГ Даг.ФАН СССР. Вып 31. 1984. С. 54-57.
23. Осика Д.Л., Осика Л.Д. Распределение стабильных изотопов водорода и кислорода в водах рек и атмосферных осадках Дагестана // Тр. ИГ Даг.ФАН СССР. Вып. 39. 1989. С. 156-157.
24. Friedman I. Interstitial water from deep sea sediments. J. Geoph. Res. 1965, 70, 16, 4066-4067.
25. Сухарев Г.М., Мирошников М.В. Подземные воды нефтяных месторождений й Кавказа. Гостоптехиздат 1963.
26. Шагоянц С.А. Подземные воды центральной и восточной частей Северного Кавказа. М.: Госсгеолтехиздат. 1959.
27. Селецкий Ю.Б., Поляков В.А., Якубовский А.В., Исакв Н.В. Дейтерий и кислород-18 в подземных водах (масс-спектрометрические исследования). М.: Недра. 1971.

УДК 553.7; 004

СОЗДАНИЕ ЭЛЕКТРОННОЙ КАРТЫ «МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ ГОРНО-СКЛАДЧАТОГО ДАГЕСТАНА» С ПРИМЕНЕНИЕМ ГИС ТЕХНОЛОГИЙ

*Курбанова Л.М., Гусейнова А.Ш., Ибаев Ж.Г.
Институт геологии ДНЦ РАН*

В статье дана характеристика минеральных вод горно-складчатого Дагестана согласно классификации Иванова-Невраева. Дается представление о ГИС-системах. Описывается процесс создания электронной карты минеральных вод горно-складчатого Дагестана. На примерах продемонстрирована работа с созданной картой.

Ключевые слова. Минеральные воды, бальнеологическая классификация, геоинформационные системы, электронные карты, база данных.

CREATE E-CARDS "MINERAL WATER FOLDED MOUNTAINS OF DAGESTAN" WITH THE USE OF GIS TECHNOLOGY

*Kurbanova L.M., Huseynova A.Sh., Ibayev G.Z.
Institute of Geology Dagestan scientific center of RAS*

The article describes the mineral waters of the mountain-folded Dagestan according to the classification of Ivanov-Nevraev. Gives an idea of GIS-systems. The process of creating an electronic map of mineral waters of mountain-folded Dagestan is described. The examples show how to work with the created map.

Keywords. Mineral water, balneological classification, geoinformation systems, electronic maps, database.

Минеральные воды – это природные подземные воды, характеризующиеся повышенным содержанием биологически активных минеральных или органических компонентов и обладающие определенным химическим составом и физико-химическими свойствами, и вследствие этого оказывающие лечебное действие на организм человека.

Изучение минеральных вод Дагестана началось еще с конца 19 века и этим занимались различные геологические организации в разное время. Однако систематическое и всестороннее исследование подземных вод Дагестана связано с созданием Дагестанской комплексной геологической экспедиции (1960г.), Института геологии (1956 г.) Дагестанского филиала АН СССР. На сегодняшний день накоплен определенный материал по минеральным водам Дагестана, поэтому назрела необходимость систематизации этой информации, что и явилось целью проведенной работы, о которой пойдет речь.

Согласно классификации Иванова В.В., Невраева Г.А., в Дагестане представлены минеральные воды всех бальнеологических групп [1]. На сегодняшний день в недрах Дагестана разведаны свыше 250 одиночных и групповых минеральных источников полностью отвечающие нормативам ГОСТа Минздрава РФ «Минеральные воды». Разведано 26 месторождений лечебных минеральных подземных вод, в основном, гидрокарбонатного натриевого состава без специфических компонентов (15), а также йодо-бромного (8) и сероводородного состава (3).

В пределах горно-складчатого Дагестана представлены минеральные воды следующих типов (по классификации Иванова-Невраева).

1) *Воды без специфических компонентов и свойств* распространены повсеместно, особенно в восточной части горного Дагестана. Минеральные источники маломинерализованные с повышенным содержанием гидрокарбонатов и сульфатов. Воды с повышенным содержанием хлора и гидрокарбонатов формируются в зонах замедленного водообмена в глубоких горизонтах за счет метаморфизма (катионный обмен и восстановление сульфатов) – углекисло-метановые и азотно-щелочные гидрокарбонатно-хлоридно-натриевые слабощелочные термальные воды месторождения Ахты; углекисло-метановые хлоридно-гидрокарбонатно-натриевые слабо термальные минеральные воды месторождения Рычал-Су.

2) *Углекислые* минеральные воды, которые приурочены к зоне глубинных тектонических разломов, имеют вулканическое происхождение и представлены Тиндинской, Инхокваринской и Куанской группами источников в высокогорном Дагестане. Содержание свободной

углекислоты в их водах составляет 1,1–1,7 г/л [2]. В предгорном Дагестане источников, газифицированных углекислотой нет, но имеются источники со значительным содержанием углекислоты в составе спонтанных газов.

3) *Сульфидные (сероводородные)* минеральные воды наиболее распространены в исследуемом районе. Около половины источников горного и особенно предгорного Дагестана относятся к сульфидным. Формирование этих вод связано как с восстановлением сульфатов при наличии растворенных органических веществ и битумов, так и с окислением сульфидов, широко распространенных в осадочных породах, в окислительной обстановке горно-складчатых областей. В формировании же сверхкрепких сероводородных вод типа Талгинских (700 мг/л), наряду с процессами сульфатредукции, по-видимому, имеют место процессы глубинной миграции сероводорода [3].

4) *Железистые и слабोजелезистые* минеральные источники с содержанием железа выше бальнеологических норм значительно распространены в пределах предгорного и среднегорного Дагестана. К ним могут быть отнесены (Fe, мг/л): Ашарский – 36; Ачису – 44, Карадахский – 10, Пираусский – 23,3; Зурамакентские источники – 12,2; 4,0; Какаюртовский – 11,3. Мышьяк в подземных водах горно-складчатого Дагестана практически отсутствует, хотя для равнинной части Дагестана проблема мышьяковистого загрязнения очень актуальна [4,5].

5) *Бромистые, йодистые* подземные воды приурочены к нефтегазоносным структурам. Поэтому йодо-бромные источники в зоне горного Дагестана составляют исключение. Содержание брома повышено в источниках (мг/л) Датунский №1 – 29,4; Курклинский – 25,3; Бартнихул – 38,78; Шовкринский горячий – 68,3. В предгорной зоне бром в повышенных количествах обнаружен в источниках, приуроченных к меловым и юрским отложениям (мг/л): Ачису (25,54), скв. 42 площади Капчугай (J-18,75 Br-150,78), Миатлинских сероводородных (39,8), Рычальском сероводородном №1 (J-17,3 Br-143,5).

6) *Вод с высоким содержанием органических веществ не обнаружено*, но есть определенные гидрогеологические предпосылки наличия в ряде районов предгорного Дагестана минеральных источников с металлоорганическими соединениями. К примеру, ультрапресные сульфатно-гидрокарбонатные натриевые минеральные воды источника «Зели-Кака» по содержанию органических веществ – нейтральных и кислых смол, высокомолекулярных и гуминовых кислот – напоминают слабощелочные пресные воды источника «Нафтуса».

7) *Радоновые воды* в горно-складчатом Дагестане встречаются только локально, приурочены к трещинам и разломам, имеют глубинное происхождение и связаны с распространением интрузий кислых магматических пород. Обнаружены они в основном в предгорной и низкогорной части Дагестана: Аджиноур (35 эман), Миатлинские, Гильярские, Геллинские и другие слаборадоновые источники, в которых содержание радона составляет 12–20 эман.

8) *Кремнистые* источники в центральном горном Дагестане также имеют только локальное распространение: Кванхидатлинский №3, Хзанорский термальный №1, Датунский №1, Вачинский источники. Вообще же источники этой зоны содержат более высокие количества кремниевой кислоты, чем в предгорном Дагестане, где отмечается небольшое количество источников с содержанием кремния около 50 мг/л: Ачису, Зурамакентские, Какаюртовский, Бурдекинский, Мюрегинский, Цудахарский источники.

На основании полученного и собранного материала по гидрогеологии и гидрогеохимии минеральных вод составлена электронная карта «Минеральные воды горно-складчатого Дагестана».

Для эффективного управления пространственно-распределенной информацией (в данном случае информацией по минеральным водам горно-складчатого Дагестана) необходимо иметь систему, позволяющую надежно хранить, оперативно обрабатывать и быстро анализировать собранный материал по различным геологическим, гидрогеологическим и гидрогеохимическим и другим параметрам и качественным характеристикам природных ресурсов. Анализ и обработка такой информации в целом даже в пределах небольшой территории является доста-

точно трудоемкой задачей. Поэтому для работы с такого рода информацией используются геоинформационные системы (ГИС).

Геоинформационная система (ГИС) – это географическая информационная система, обеспечивающая сбор, обработку, хранение, отображение и мониторинг пространственно распределенных данных, позволяющая осуществлять их интегрирование по территориям с целью эффективного использования и решения прикладных задач, связанных с управлением окружающей средой, и анализом качества природных ресурсов. Она позволяет картировать объекты окружающего мира, а затем анализировать их по огромному количеству параметров, визуализировать их, и на основе этих данных прогнозировать самые различные события и явления, происходящие на нашей планете. Эта технология объединяет традиционные операции работы с базами данных, такими как запрос и статистический анализ, с преимуществами полноценной визуализации и географического (пространственного) анализа, которые предоставляет карта. Этим возможности ГИС отличаются от других информационных систем.

Информационная система – это огромная база цифровых данных, преобразованных в цифровой формат. Она представляет собой детализованные слои, объединенные по географическому признаку и привязанные к определенной системе координат.

Работающая ГИС включает в себя пять ключевых составляющих: аппаратные средства, программное обеспечение, данные, исполнители и методы.

Аппаратные средства – это компьютер, на котором запущена ГИС.

Программное обеспечение содержит функции и инструменты, необходимые для хранения, анализа и визуализации географической (пространственной) информации. Ключевыми компонентами программных продуктов являются: инструменты для ввода и оперирования географической информацией; система управления базой данных (DBMS или СУБД); инструменты поддержки пространственных запросов, анализа и визуализации; графический пользовательский интерфейс (GUI или ГИП) для легкого доступа к инструментам.

Данные – наиболее важный компонент ГИС. Данные о пространственном положении (географические данные) и связанные с ними табличные данные могут собираться и подготавливаться самим пользователем, либо приобретаться у поставщиков. В процессе управления пространственными данными ГИС интегрирует пространственные данные с другими типами и источниками данных, а также может использовать СУБД, применяемые многими организациями для упорядочивания и поддержки имеющихся в их распоряжении данных.

Исполнители. Пользователями ГИС могут быть как технические специалисты, разрабатывающие и поддерживающие систему, так и обычные сотрудники (конечные пользователи), которым ГИС помогает решать текущие каждодневные дела и проблемы.

Методы. Успешность и эффективность применения ГИС во многом зависит от правильно составленного плана и правил работы, которые составляются в соответствии со спецификой задач и работы каждой организации.

Как работает ГИС? Любая географическая информация содержит сведения о пространственном положении, будь то привязка к географическим или другим координатам, или ссылки на адрес, или название населенного пункта и т.п. При использовании подобных ссылок для автоматического определения местоположения объекта применяется процедура, называемая геокодированием. С ее помощью можно быстро определить и посмотреть на карте где находится интересующий вас объект или явление.

ГИС общего назначения, в числе прочего, обычно выполняет пять процедур (задач) с данными: ввод, манипулирование, управление, запрос и анализ, визуализацию.

Ввод данных в базу. Для использования в ГИС данные должны быть преобразованы в подходящий цифровой формат. Процесс преобразования данных с бумажных карт в компьютерные файлы называется оцифровкой. В большинстве случаев это происходит автоматически при помощи сканера. При небольшом объеме работ, данные можно вводить с помощью дигитайзера. Многие данные уже переведены в форматы, напрямую воспринимаемые ГИС-пакетами.

Манипулирование данными. Часто для выполнения конкретного проекта имеющиеся данные нужно дополнительно видоизменить в соответствии с требованиями вашей системы. Например, имеется географическая информация о разных объектах, которые представлены в разных масштабах. Для совместной обработки и визуализации этой информации все данные необходимо представить в едином масштабе.

Управление. В небольших проектах географическая информация может храниться в виде обычных файлов. Но при увеличении объема информации и росте числа пользователей для хранения, структурирования и управления данными эффективнее применять системы управления базами данных (СУБД), то есть специальные компьютерные средства для работы с базами данных. В ГИС наиболее удобно использовать реляционную структуру, при которой данные хранятся в табличной форме. При этом для связывания таблиц применяются общие поля. Этот простой подход достаточно гибок и широко используется во многих приложениях.

Запрос и анализ. При наличии ГИС и географической информации можно получать ответы на простые вопросы и более сложные, требующие дополнительного анализа, запросы. Запросы можно задавать как простым щелчком мышью на определенном объекте, так и с помощью развитых аналитических средств. С помощью ГИС можно выявлять и задавать шаблоны для поиска, проигрывать сценарии по типу «что будет, если...». Современные ГИС имеют множество мощных инструментов для анализа, среди них наиболее значимы два: анализ близости и анализ наложения. Для проведения анализа близости объектов относительно друг друга в ГИС применяется процесс, называемый буферизацией. Он помогает ответить на вопросы типа: какова доля добытой нефти из скважин, находящихся в пределах 10 км от города Грозный? Процесс наложения включает интеграцию данных, расположенных в разных тематических слоях. В простейшем случае это операция отображения, но при ряде аналитических операций данные из разных слоев объединяются. Пространственное объединение (или наложение) позволяет, например, интегрировать данные о почвах, уклоне, растительности и землевладении со ставками земельного налога.

Визуализация. Для многих типов пространственных операций конечным результатом является представление данных в виде карты или графика. Картам в ГИС отведено особое место. Процесс создания карт в ГИС намного более прост и гибок, чем в традиционных методах ручного или автоматического картографирования. Он начинается с создания базы данных. В качестве источника получения исходных данных можно пользоваться и оцифровкой обычных бумажных карт. Основанные на ГИС картографические базы данных могут быть непрерывными (без деления на отдельные листы и регионы) и не связанными с конкретным масштабом. На основе таких баз данных можно создавать карты (в электронном виде или как твердые копии) на любую территорию, любого масштаба, с нужной нагрузкой, с ее выделением и отображением требуемыми символами. В любое время база данных может пополняться новыми данными (например, из других баз данных), а имеющиеся в ней данные можно корректировать по мере необходимости. В крупных организациях созданная топографическая база данных может использоваться в качестве основы другими отделами и подразделениями (как в нашем случае), при этом возможно быстрое копирование данных и их пересылка по локальным и глобальным сетям. Карта – это очень эффективный и информативный способ хранения, представления и передачи географической (имеющей пространственную привязку) информации. ГИС предоставляет новые удивительные инструменты, расширяющие и развивающие искусство и научные основы картографии. С ее помощью визуализация самих карт может быть легко дополнена отчетными документами, трехмерными изображениями, графиками и таблицами, фотографиями и другими средствами, например, мультимедийными.

В настоящее время имеются мощные системы обработки геоданных, создаваемые крупными компаниями, которые широко используются в разных странах. Наиболее эффективной из таких систем является такой продукт компании ESRI как ArcGIS.

ArcGIS – это система для построения ГИС любого уровня. ArcGIS помогает использовать географическую информацию для проведения анализа, лучшего понимания данных и принятия более информированных решений.

С использованием программного продукта ArcGIS 9.3 на основании материала по гидрогеологии и гидрогеохимии минеральных вод создана геоинформационная система «Минеральные воды горного и предгорного Дагестана». Она включает электронную базу данных и электронную карту.

База данных содержит информацию о 184 источниках минеральных вод горной части Дагестана. Разработана база данных в программе Microsoft Access и призвана решать задачи по сбору, хранению, систематизации, поиску и визуализации всех параметров. Она состоит из: таблиц, форм, отчетов и макросов. Все объекты базы данных служат для выполнения определенных функций. Таблицы служат для хранения и систематизации информации с помощью полей и записей. Запросы – для отбора информации из таблиц по определенному критерию. Формы – для удобства просмотра и редактирования данных. Модули – для автоматизации различных действий и программирования базы данных. Отчеты – для вывода информации на печать [6].

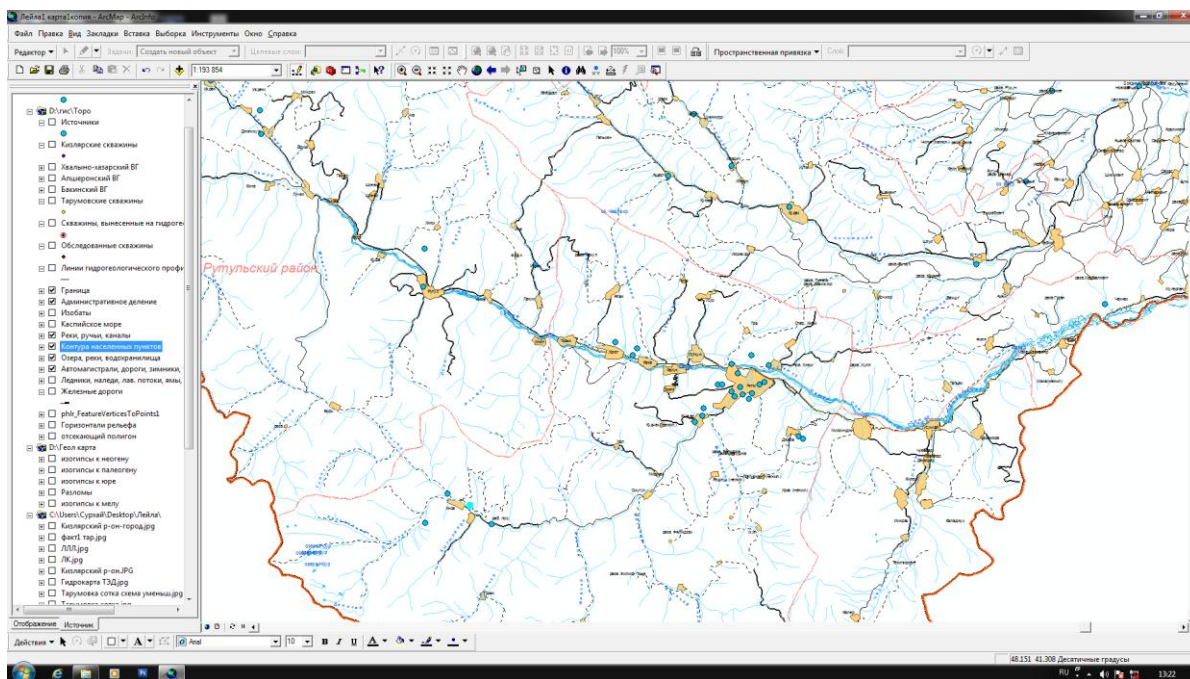
В данной базе данных одна таблица, которая включает 16 параметров:

- Название источника
- Населенный пункт (ближайший)
- Географическая привязка (описание местонахождения)
- Абсолютные отметки (м)
- Описание водоносных горизонтов (возраст, состав)
- Дебит (м³/сутки)
- Температура (°С)
- рН
- Газовый состав (%)
- Содержание микрокомпонентов (мг/л)
- Физические свойства воды
- Сведения об использовании
- Минерализация (г/л)
- Химический состав (формула Курлова)
- Географические координаты: СШ (градусы с десятичной дробью)
- Географические координаты: ВД (градусы с десятичной дробью)

Основой для создания нашей карты явилась электронная карта Республики Дагестан масштаба 1:100000, подготовленная в ГИС-центре Института геологии ДНЦ РАН. В процессе создания карты была проведена оцифровка и перевод пространственных объектов в электронную форму [7].

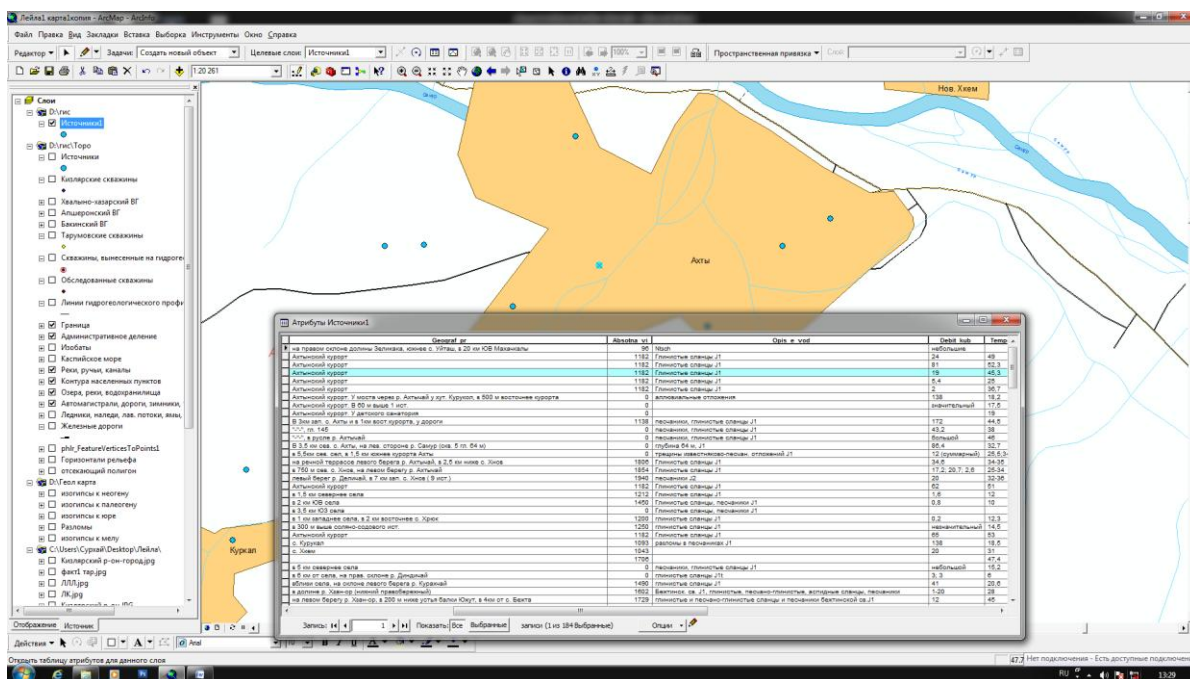
Используя возможности модуля Arc Catalog, на основе базы данных создан шейп-файл путем привязки базы данных в виде таблицы атрибутов к карте. При создании шейп-файла было задано соответствующее имя (источники) и определен тип объекта, которые он будет содержать (точки). По указанным в базе данных (таблице атрибутов) географическим координатам на данной карте автоматически проставляются точки – источники (рис. 4.1).

Рисунок 4.1



При выделении на карте объекта (минерального источника) в таблице атрибутов показываются все параметры данного объекта – координаты, химический состав, дебит и др. (рис. 4.2).

Рисунок 4.2

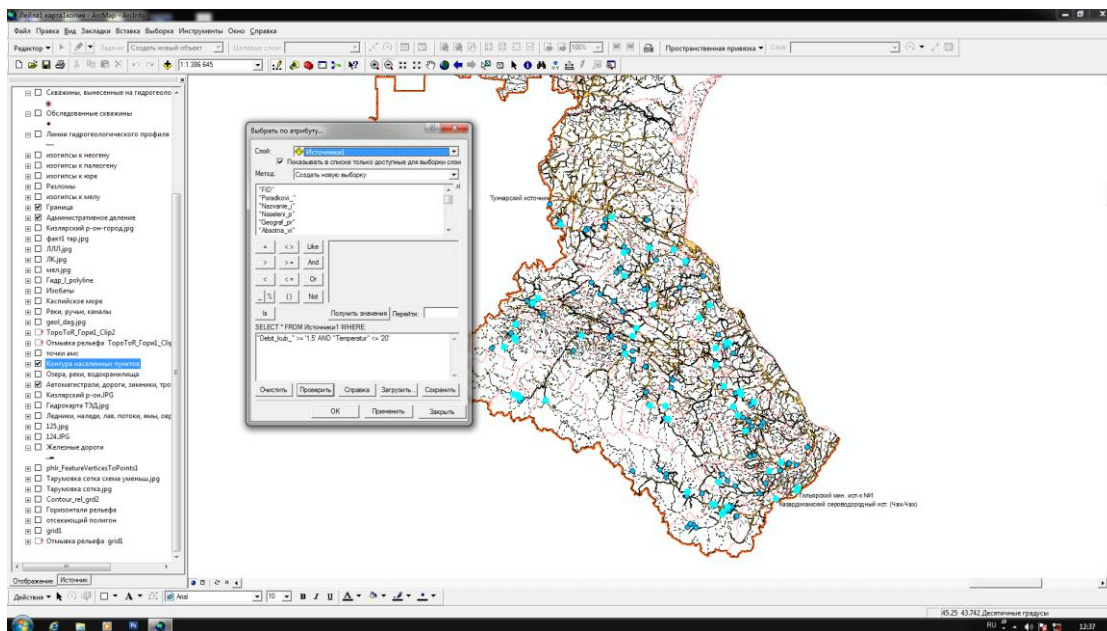


Программа позволяет также с помощью определяющих запросов найти источник соответствующий этому запросу. Т.е. задать запрос найти источник с определенным параметром или несколькими параметрами, и программа выделяет в таблице атрибутов и на карте источники, которые соответствуют заданным параметрам.

К примеру, нам нужно найти источники с дебитом больше или равно 1,5 м³/сутки и температурой 20°С и ниже. В меню выбираем пункт «Выборка», появляется иконка «Выбрать по атрибуту». В этой иконке выбираем функцию «Создать новую выборку» и ниже в этом же окне

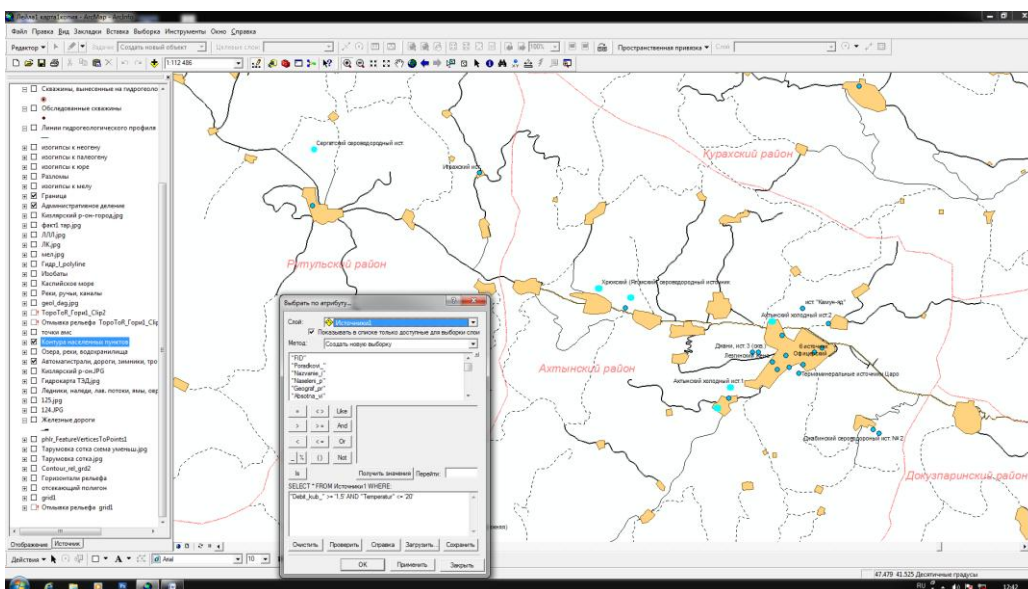
выбираем название параметра – дебит, и задаваемые количественные данные этого параметра ($\geq 1,5$); температура (≤ 20). Таким образом, можно выбрать один или несколько параметров с заданными значениями. В итоге источники с заданными параметрами будут выделены и на карте и в таблице атрибутов. В данном случае это точки (кружки) более яркого цвета, без окантовки и большего размера (рис. 4.3).

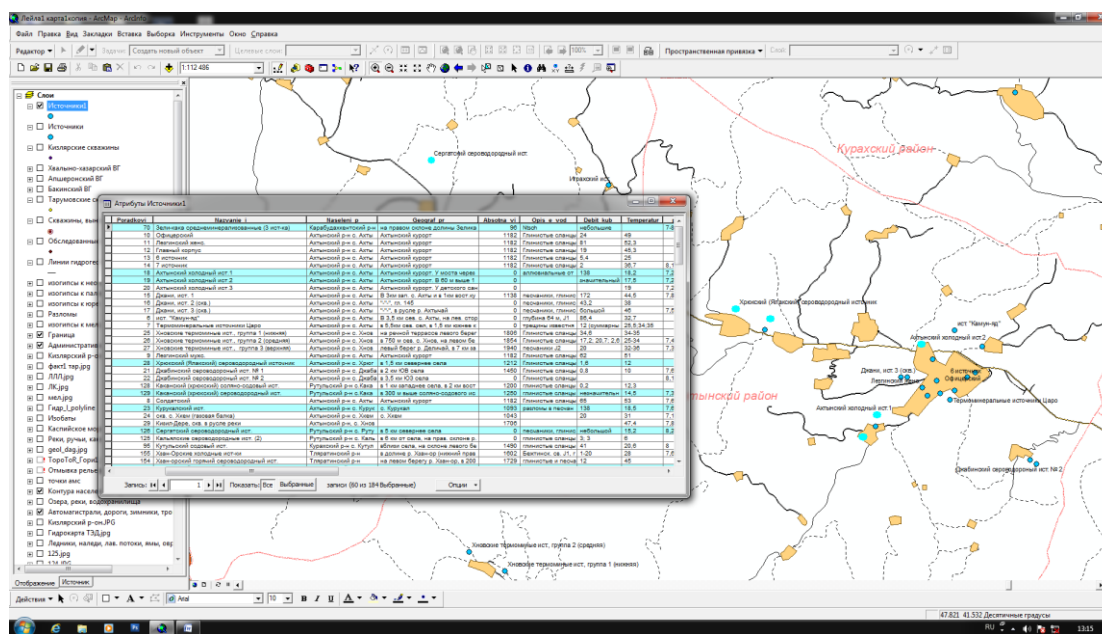
Рисунок 4.3



При увеличении фрагмента карты она становится более информативной, т.е. можно увидеть названия выделенных источников и при желании вынести на карту любой из параметров, а можно просто открыть таблицу атрибутов и в ней посмотреть эти же параметры (рис. 4.4, 4.5).

Рисунок 4.4





Данная программа позволяет вносить изменения, дополнять информацию об объектах, добавляя или изменяя ее в таблице атрибутов.

Литература

1. Иванов Г.Г., Невраев Г.А. Классификация подземных минеральных вод. – М.: Недра, 1964. 168 с.
2. Курбанов М.К. Геотермальные и гидроминеральные ресурсы Восточного Кавказа и Предкавказья. – М.: Наука, 2001. - 260 с.
3. Гецеу В.В. Минеральные источники Дагестана. – Махачкала: Даг. кн. изд-во, 1964. 144 с.
4. Курбанова Л.М., Самедов Ш.Г., Газалиев И.М., Абдулмуталимова Т.О. Мышьяк в подземных водах Северо-Дагестанского артезианского бассейна //Геохимия, 2013г. №3.- С. 262-265.
5. Курбанова Л.М., Гусейнова А.Ш. Экологические аспекты мышьяковистого загрязнения Северо-Дагестанского артезианского бассейна //Аридные экосистемы, № 1(62), 2015 г.- С. 48-52.
6. Мамаев С.А., Ибаев Ж.Г. Информационные базы данных гидрогеологических параметров артезианских скважин Северо-дагестанского артезианского бассейна //Почвы аридных территорий и проблемы охраны их биологического разнообразия. Труды Института геологии ДНЦ РАН. Выпуск № 63. Институт геологии ДНЦ РАН. Махачкала, 2014.- С. 325-329.
7. Мамаев С.А., Ибаев Ж.Г., Гусейнова А.Ш. Гис-технологии и их применение при составлении электронных карт //Геология, геодинамика и геоэкология Кавказа. Труды института геологии ДНЦ РАН. Выпуск № 66. Махачкала, 2016.- С. 279-283.
8. Мамаев С.А. Ибаев Ж.Г. Разработка трехмерных компьютерных моделей геологических объектов // Ресурсы подземных вод Юга России и меры по их рациональному использованию, охране и воспроизводству. Труды Института геологии ДНЦ РАН. Выпуск № 55. Махачкала, 2009. - С.73-75.
9. Мамаев С.А. Ибаев Ж.Г. Моделирование в геологии на основе картографирования // Геология и нефтегазоносность Юга России. Труды Института геологии ДНЦ РАН. Выпуск № 52. Махачкала, 2008. - С.159-162.
10. Курбанов М.К.,Мамаев С.А., Ибаев Ж.Г. Постоянно действующая гидрогеолого-математическая модель формирования и управления ресурсами и качеством пресных подземных вод Терско-Кумского артезианского бассейна // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Южного федерального округа/ Труды Института геологии ДНЦ РАН. Выпуск №50. Махачкала 2006.- С. 143-147.
11. Мамаев С.А. Ибаев Ж.Г. Общие принципы разработки постоянно действующей гидрогеолого-математической модели Терско-Кумского артезианского бассейна // Геология и нефтегазоносность Юга России. Труды Института геологии ДНЦ РАН. Выпуск № 52. Махачкала, 2008.- С.260-264.

УДК 556

ВЗАИМОСВЯЗЬ ПОВЕРХНОСТНЫХ И ПОДЗЕМНЫХ ВОД ГОРНО-СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА (ДАГЕСТАН)

© Самедов Ш.Г., Абдулганиева Т.И., Газалиев И.М.
Институт геологии ДНЦ РАН

В пределах горно-складчатого Дагестана в зоне активного водообмена преимущественное развитие имеют пресные подземные воды, связанные с аллювиальными отложениями. Наличие глубинных разломов кавказского и антикавказского направления, многочисленных интрузий и рудопроявлений различного состава обусловили разнообразие минеральных источников и закономерности в их распределении.

В статье приводятся данные изучения взаимосвязи подземных и поверхностных вод, как основного фактора при оценке естественных и эксплуатационных ресурсов подземных вод, а также их комплексного использования. С целью оценки потерь поверхностных вод на инфильтрацию через русла, величины разгрузки подземного стока в поверхностные водотоки, наличия взаимосвязи поверхностных и подземных вод, а также определения модуля подземного стока в долинах рек Горного и Предгорного Дагестана были проведены специализированные гидрогеологические работы.

Ключевые слова: гидрогеологические особенности, формирование подземных вод, взаимосвязь поверхностных и подземных вод, ресурсы.

THE RELATIONSHIP OF SURFACE AND UNDERGROUND WATERS OF MOUNTAIN-FOLDED AREAS OF THE EASTERN CAUCASUS (DAGESTAN)

Samedov Sh.G., Abdulganieva T.I., Gasaliyev I.M.
Institute of Geology Dagestan scientific center of RAS

Within mountain and folded Dagestan in a zone of active water exchange the fresh underground waters connected with alluvial deposits have primary development. The presence of deep faults of the Caucasian and anti-Caucasian directions, numerous intrusions and ore occurrences of various composition caused a variety of mineral sources and regularities in their distribution.

In article are given studying of interrelation of an underground and surface water as major factor at an assessment of natural and operational resources of underground waters, and also their complex use. For the purpose of an assessment of losses of a surface water on infiltration through courses, sizes of unloading of an underground drain in superficial waterways, existence of interrelation of surface and underground water, and also definitions of the module of an underground drain in valleys of the rivers of Mountain and Foothill Dagestan have been carried out specialized hydrogeological works.

Key words: hydrogeological features, formation of underground waters, interrelation of surface and underground water, resources.

Изучение взаимосвязи поверхностных и подземных вод во многих случаях имеет решающее значение при оценках естественных и эксплуатационных ресурсов подземных вод, разработке мероприятий по охране поверхностных и подземных вод от загрязнения, составлении водохозяйственных балансов территорий и генеральных схем комплексного использования водных ресурсов.

Одной из важнейших проблем являются вопросы взаимосвязи между подземными и поверхностными водами в ненарушенных и нарушенных условиях, оптимизация комплексного использования этих вод для нужд водоснабжения и орошения.

Основными факторами, определяющими режим подземных вод при откачках из водоносных горизонтов, гидравлически связанных с поверхностными водотоками, являются степень сработки естественных запасов подземных вод и масштабы привлечения поверхностного стока.

На режим подземных вод через определенное время после начала откачек река начинает оказывать гидравлическое влияние, которое выражается вначале в уменьшении темпов падения гидростатического уровня с полной дальнейшей стабилизацией движения.

Для изучения гидрогеологических условий, а также с целью изучения взаимосвязи поверхностных и подземных вод в долине реки Чирагчай, в непосредственной близости к реке был оборудован опытный куст скважин 1 ц, а, б, в, г, д. (рис. 1). [7]

Наблюдательные скважины этого куста расположены, учитывая анизотропию фильтрационных свойств, по двум взаимно перпендикулярным лучам: параллельно и перпендикулярно к реке.

Каждый луч состоял из двух наблюдательных скважин, и еще одна наблюдательная скважина пробурена в направлении коренного берега на расстоянии 47 м, равном расстоянию между центральной скважиной и урезом реки.

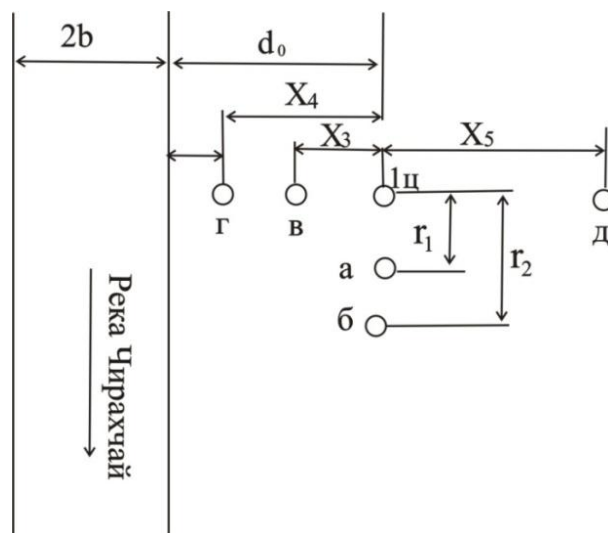


Рис.1. Схема опытного куста вблизи реки Чирахчай

Кустовая откачка для определения гидрогеологических параметров проводилась в межень период, так как в это время условия взаимосвязи подземных и поверхностных вод являются наилучшими, что дает определенный «запас надежности» в последующих расчетах.

В процессе эксплуатации инфильтрационных водозаборов ухудшение фильтрационных свойств аллювия в прирусловой зоне как естественное, так и эксплуатационное может привести к тому, что депрессионная поверхность эксплуатируемого горизонта опустится ниже слабопроницаемого экранирующего слоя в русле. [3] В этом случае говорят об «отрыве» уровня дна реки. Этот отрыв может быть частичным, когда уровень опустится ниже подошвы слабопроницаемого слоя только на участке русла, прилегающем к тому берегу, где расположен водозабор, и полным, когда такое опускание уровня ниже подошвы слабопроницаемого слоя имеет место повсюду подруслом.

При отрыве уровня от дна реки, частичном или полном, на участке отрыва река оказывается «подвешенной» и речные воды поступают к подземным только дождеванием.

Для изучения фильтрационных свойств аллювиального водоносного горизонта в районе с. Мугерган (долина р.Самур) были пробурены два опытных куста. Опытные кусты пробурены выше области разгрузки основного родникового стока. [8]

Каждый луч состоял из двух наблюдательных скважин, и еще одна наблюдательная скважина пробурена в направлении коренного берега.

Опытный двухлучевой куст скважин 970ц, а, б, в, г, д пробурен в 3-х км. южнее с.Мугерган.

Расход воды в центральной скважине (970ц) составил 2,9л/сек при понижении уровня 3,5м. Снижение уровня воды в скважинах луча, параллельного реке Самур (970а и 970б), составило 0,62 и 0,32 м., а в скважинах, пробуренных на луче перпендикулярном к реке (970в, 970д), снижение уровня соответственно составили 0,04 и 0,48м.

Очень малые значения понижения уровня воды в наблюдательных скважинах и быстрое восстановление (первые часы) указывает на хорошую связь подземных вод с поверхностными водами реки Самур.

Для оценки потерь речного стока на инфильтрацию через русло, как одного из главных источников восполнения ресурсов при использовании подземных вод, и оценки подземного притока в реки, как объективного количественного показателя ресурсов подземных вод, выявления наличия взаимосвязи поверхностных и подземных вод, в пределах исследуемой территории выполнены гидрологические измерения на 15 малых реках по 19 участкам. [9]

Измерения проводились на временных гидрологических створах, местоположение которых было определено при проведении маршрутного обследования. На временных гидрологических створах выполнялись промеры глубин поверхностных водотоков и скоростей их течения. Расходы вычислялись аналитическим путем в камеральных условиях. Среднее расстояние между створами составляло от 250 м до 3000 м. Максимальные потери речного стока отмечены в долинах рек Уллучай, ее притоке Дживус и на р.Чаранних, где они составили от 18,1 тыс. м³/сут до 35,8 тыс. м³/сут. на 1 км.

Наибольшая величина разгрузки подземного стока в поверхностные водотоки рек отмечена в бассейнах рек Рубас, Усиша, Акуша, Гамриозень, Чирагчай, Ки-зилдере, составившая от 0,78 тыс. м³/сут до 25,9 тыс. м³/сут на 1 км (табл. 1).

Для характеристики длительности периодов минимального стока и величины поверхностного стока рек в меженный период, выполнения расчетов характеристик годового и минимального стока рек был выполнен сбор и обобщение фондовых и опубликованных материалов по территории исследований. Основные гидрологические характеристики рек в районе работ приведены в таблице 2.

Таблица 1
Гидрологические замеры по рекам

№ п/п	Административный район	Бассейн реки	Протяженность участка между створами, м	- (+) потери или увеличение речного стока, м ³ /с	Модуль потерь или увеличения речного стока, м ³ /с на 1 км	Модуль потерь или увеличения речного стока, м ³ /сут на 1 км
1	2	3	4	5	6	7
1	Ахтынский	Кизилдере	2000	+0,047	+0,0235	+2030
2	Табасаранский	Ханагчай	1100	+0,01	+0,009	+785
3	Табасаранский	Рубас	850	-0,001	-0,0012	-102
4	Табасаранский	Рубас	1050	+0,271	+0,258	+22291
5	Кайтагский	Уллучай	3240	-1,344	-0,415	-35804
6	Дахадаевский, Кайтагский	Дживус, левый приток р. Уллучай	1800	-0,42	-0,233	-18140
7	Хивский	Чирагчай	2050	+0,10	+0,049	+4267
8	Сергокалинский	Гамри-озень	250	+0,075	+0,3	+25920
9	Сергокалинский	Гамри-озень	440	+0,012	+0,027	+2356
10	Карабудахкентский	Губденозень	1200	-0,016	-0,013	-1152
11	Акушинский	Усиша	7580	+0,128	+0,017	+1470
12	Акушинский	Усиша	1080	+0,261	+0,242	+20874
13	Акушинский	Акуша	4680	+0,046	+0,009	+849
14	Акушинский	Акуша	1150	+0,092	+0,08	+6912
15	Кулинский	Чаранних	1500	-0,330	-0,22	-19008
16	Хунзахский	Алатляр, левый приток р. Аварское Койсу	5550	+0,073	+0,013	+1137
17	Унцукульский	Арсул, левый приток р. Аварское Койсу	900	-0,02	-0,022	-1920
18	Унцукульский	р. Аварское Койсу	3300	-0,16	-0,048	-4150
19	Курахский	Курах	3625	+0,055	+0,015	+1300

Таблица 5.2. 2
Основные гидрологические характеристики

Основные гидрологические характеристики	Бассейн р. Самур					Бассейн р. Сулак					Бассейн рек, впадающих в Каспийское море между р.Самур и Сулак				
	р. Ахтычай (с.Ахты)	р.Самур до в/п «Усухчай»	р.Кара-Самур на устье (с.Лучек)	р. Чирахчай (с.Ашлага)	р.Курах (у с.Касумкент)	р.Сулакр. р.Хзанор на устье.	р.Анлийское Койсу по в/п Чиркота	Аварское Койсу (в/п Балаханский мост)	Казикумух-ское Койсу по в/п Гертебиль	р.Каракойсу на устье	р.Каргагу в устье	р.Уллучай по в/п Маджалис	р.Дживус в устье	р.Гамри-озень (с.Усимикент)	р.Рубас по в/п Хучни
<i>Средний годовой расход, м³/с</i>															
средний многолетний расход	15.8	72.4	6.9	5.69	5.09	17.8	69.6	95	31.6	4.17	0.62	2.38	2.38	0.88	1.01
обеспеченный на 75%	13.4	61.0	8.9	4.76	4.03	15.7	63	84.9	27.4	3.82	0.5	1.72	1.72	0.65	0.83
обеспеченный на 97%	10.2	45.7	5.5	3.51	2.7	12.6	54	70.3	21.8	3.29	0.37	0.99	0.99	0.39	0.59
<i>Максимальные расходы воды, м³/с</i>															
обеспеченный на 1%	222.0	1100.0	94.8	166	170	110	684	820	578	79.2	83.6	134	134	76.1	59.3
обеспеченный на 2%	196.0	950.0	85.5	136	152	100	628	768	526	70.5	68.5	110	110	62	48.6
обеспеченный на 5%	162.0	750.0	73.5	99.6	127	85.5	554	693	450	60.1	50.2	80.4	80.4	43.9	35.6
обеспеченный на 10%	135.0	600.0	63.5	73	107	76	495	632	399	51.5	36.8	59	59	30.5	26
<i>Минимальные среднемесячные расходы воды, м³/с</i>															
средний многолетний	5.4	21.3	1.5	0.92	1.33	4.27	22.8	21.9	5.43	0.78	0.11	0.77	0.77	0.39	0.47
обеспеченный на 75%	4.7	18.0	1.3	-	0.98	3.66	20.4	19.9	4.5	0.7	0.09	0.51	0.51	0.29	0.36
обеспеченный на 97%	3.0	13.4	0.9	-	0.59	2.82	16.8	15.2	3.42	0.59	0.06	0.25	0.25	0.17	0.24
средний многолетний сток наносов за год, тыс.т	3400	13000	380	958	1510	900	5000	4700	1600	65.8	49	15	15	11	6.4

Выполненные полевые гидрологические исследования на малых, не изученных реках, в Акушинском, Кулинском, Унцукульском, Хивском и Табаранском районах позволили получить дополнительную (к данным Росгидромета по крупным рекам) гидрологическую информацию, уточняющую специфику природных особенностей формирования стока в исследуемых бассейнах малых рек. [10]

Источниками питания рек района работ являются талые воды ледников, снежников и сезонных снегов, дождевые и подземные воды. Доля участия того или иного источника в питании рек изменяется в зависимости от высотного расположения бассейнов, особенностей климата и геологического строения территории.

В северо-западной и южной части территории питание рек происходит за счет дождевых и снеговых вод. В центральной и юго-восточной части Горного Дагестана питание рек происходит за счет дождевых вод и подземного стока в долинах рек, прорезающих сильнотрещиноватые и закарстованные карбонатные породы.

В высокогорной части наибольшая водность характерна для летне-осеннего сезона. В среднегорной зоне повышается доля дождевого питания при значительной доле сезонно-снегового. Наибольшая водность здесь наблюдается в весенне-летний или только в весенний сезон.

Межень устанавливается на реках после спада половодья. Для большинства рек выделяются летне-осенняя и зимняя межень. Питание рек в период межени определяется в основном объемом и характером подземного стока. Летний меженный период начинается с даты окончания половодья и заканчивается с началом осенних паводков или зимнего периода при отсутствии этих паводков. Наименьший сток наблюдается в декабре-феврале. Во время половодья на реках проходит от 30 до 80 % общего объема стока за год. Сроки наступления и продолжительность половодья зависят от высотного положения бассейнов. Половодье начинается в среднем в марте-апреле и составляет 90-140 дней. В высокогорных бассейнах средние сроки начала половодья сдвигаются на апрель.

Обобщая данные по годовому речному стоку, можно отметить следующие характерные черты его географического распределения. Самая большая водоносность наблюдается в западной, северо-западной и южной части Горного Дагестана, бассейны рек Аварское Койсу, Андийское Койсу и Самур. Далее к востоку водность уменьшается. В зависимости от метеорологических условий годовой сток из года в год меняется. Для одних рек эти колебания значительны, для других – нет. Коэффициенты вариации годового стока для подавляющего большинства рек изменяются в пределах 0,1-0,45.

В то же время для оценок возможности водоотбора (ресурсного потенциала и в дальнейшем запасов подземных вод) принципиальное значение имеет также их емкостная составляющая, которая может служить источником подземных вод в период недостатка стока. По результатам ранее выполненных работ лимитирующей характеристикой для оценки ресурсного потенциала принята средняя величина расхода рек в 90-суточный период глубокой межени. С учетом внутригодового распределения стока, она может составлять не менее 4% объема годового стока или не менее 15%-20% от величины среднегодового расхода рек.

С целью оценки потерь поверхностных вод на инфильтрацию через русла, величины разгрузки подземного стока в поверхностные водотоки, наличия взаимосвязи поверхностных и подземных вод, а также определения модуля подземного стока в долине реки Самур на участках “Рутул”, “Ахты” были проведены **гидрологические работы**. [8]

Наблюдения проводились на временных гидрологических створах с использованием гидрометрических вертушек ГР-55 и ГР-21. Работы заключались в промерах глубин поверхностных водотоков, скоростей течения непосредственно на створах и вычислении расходов в створах аналитическим способом.

Работы выполнялись с периодичностью один раз в год в меженный период.

Участок “Ахты”

Для оценки потерь речного стока на инфильтрацию через русло, установления взаимосвязи поверхностных вод р.Самур с подземными, гидрологические наблюдения на участке проведены по 4 временным створам в меженный период (март-апрель). Створы по участку реки разбиты следующим образом – по границам участка (1, 4), центральной части (2) и после впадения р. Ахтычай (3), расстояние между ними составило от 3,1 км до 7,0 км, протяженность участка реки – 17,0 км. (рис. 2.). Кроме того были замерены расходы р. Ахтычай перед впадением в р.Самур.

На временных гидрологических створах выполнялись промеры глубин и скоростей течения, расходы вычислялись аналитическим путем в камеральных условиях.

По результатам выполненных работ линейный модуль потерь составляет 0,11 м³/с на километр долины. Потери стока составили 12-16% от общего расхода реки.

Питание реки осуществляется за счет атмосферных осадков, талых вод; подземные воды разгружаются в реку родником (восточная граница участка), измеренные расходы, по которому составили 0,034-0,050 м³/с. Для оценки 95% обеспеченности расходов реки Самур использованы многолетние данные по ГМС «Ахты», «Усухчай».

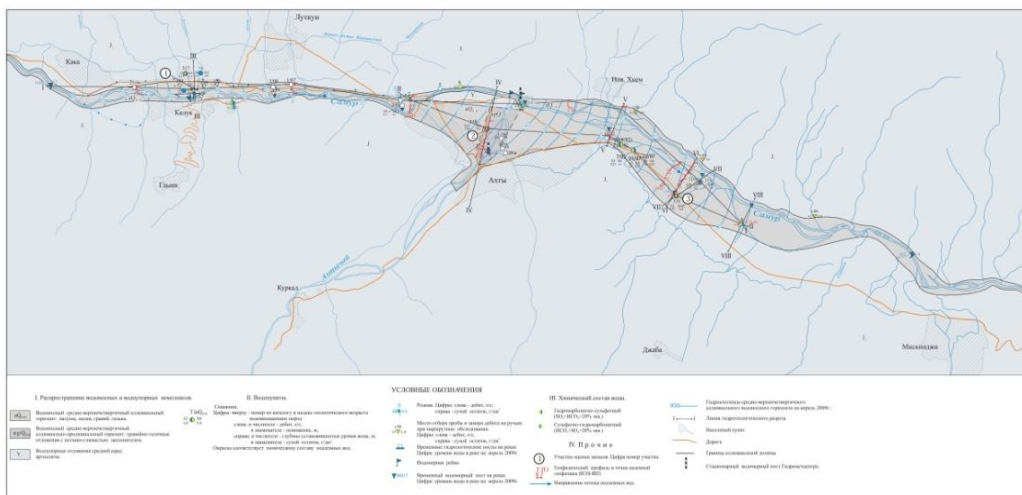


Рис. 2. Схематическая карта участка “Ахты”

Участок “Рутул”

Гидрологические наблюдения выполнены в марте 2013 г. и апреле 2014 г. по 4 створам (рис. 3).

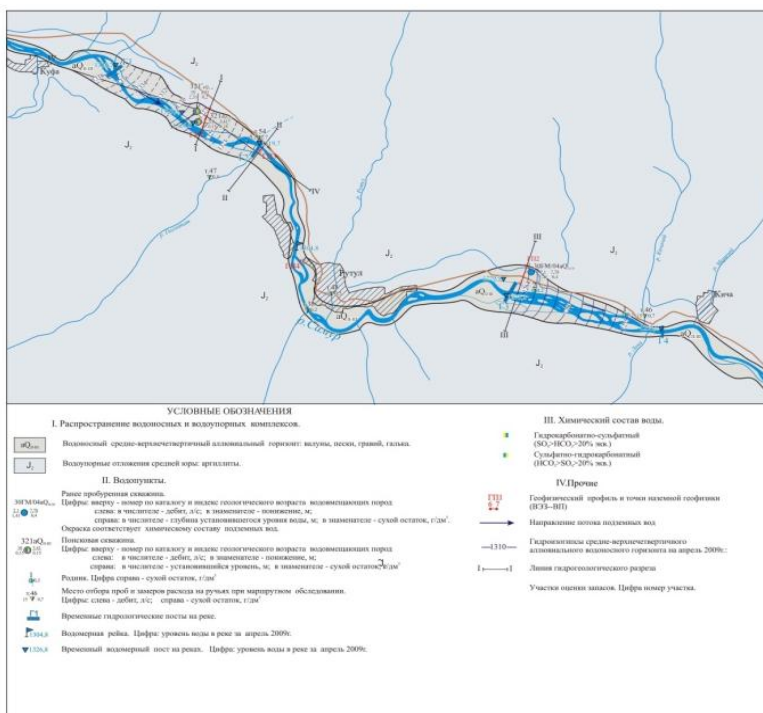


Рис. 3. Схематическая карта участка “Рутул”

Временные гидрометрические створы были организованы: на границах участка (восточная и западная), выше и ниже с. Рутул (центральная часть).

Среднее расстояние между створами составило 2 км, протяженность участка реки – 9,5 км. Линейный модуль потерь по участку реки составил 0,29-1,0 м³/с.

Практически на каждом створе фиксируются потери речного стока, несмотря на то, что в реку впадает ряд водотоков (р.р. Рутул, Кича и др.), что связано как с разгрузкой в водоносный горизонт, так и забором воды на орошение и хозяйственно-бытовые нужды населения.

Питание реки осуществляется, в основном, за счет атмосферных осадков (дождя, талых вод) и в меньшей степени – подземных.

Режимные наблюдения проводились с целью оценки закономерностей изменений во времени гидродинамического (уровней, расходов, температуры) и гидрохимического режимов

подземных и поверхностных вод с режимобразующими факторами – гидрологическим и климатическим.

Режимные наблюдения заключались в замерах уровней, расходов, температуре воды, отборе проб воды из подземных источников и поверхностных водотоков.

Периодичность замеров - 3 раза в месяц на каждом участке.

Продолжительность режимных наблюдений, в среднем, составила 12 месяцев, наблюдения начинались по мере подготовки режимных водопунктов.

Участок “Ахты”

Режимными наблюдениями на участке была охвачена часть долины р.Самур от с. Калук (западная часть) до восточной границы участка, режимная сеть состояла из 7 скважин и трех гидрологических постов (рис. 9.3).

Замеры выполнялись с марта 2013 г. по сентябрь 2014 г. включительно. Замеры проводились с периодичностью 3 раза в месяц.

Для характеристики гидрохимического режима подземных и поверхностных вод участка были отобраны пробы воды на сокращенный химический анализ и определение нефтепродуктов.

Пробы отбирались 1 раз в год и приурочены к меженному периоду (осеннее - зимний).

Гидродинамический режим подземных вод по участку в разрезе года достаточно стабилен и подчинен двум факторам – гидрологическому и климатическому.

Режим подземных вод хорошо согласуется с гидрологическим режимом р.Самур в пределах всего участка. В восточной части участка отмечена разгрузка подземных вод, по которой выполнено несколько разовых замеров по роднику 3; в меженный период измеренные расходы варьировали в пределах 34-50 л/с (до 4300 м³/сут). При подъеме уровня воды в реке – разгрузка родника происходит прямо в нее и невозможно было замерить.

Температурный режим подземных вод стабилен и незначительно подвержен сезонам года, температура колеблется в пределах 9-10 °С.

Химический состав подземных вод в разрезе года стабилен – вода гидрокарбонатная кальциевая, магниевая с величиной сухого остатка 0,3-0,5 г/дм³, величиной общей жесткости от 3,5 до 7,5 мг-экв/дм³, нефтепродукты в воде отсутствуют или в незначительных концентрациях (ниже предельно допустимых).

Поверхностные воды рек Самур и Ахтычай по анионному составу гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные, по катионному – натриевые, величина сухого остатка не превышает 0,4 г/дм³, общей жесткости 1,5-5,0 мг-экв/дм³.

Участок “Рутул”

Режимная сеть на участке состояла из двух скважин и одной водомерной рейки, установленной на опоре пешеходного моста (северо-западная окраина с. Рутул).

Замеры выполнялись с июля 2013 г. по сентябрь 2014 г. включительно, периодичность замеров – 3 раза в месяц.

Наблюдения за гидрохимическим режимом заключались в отборе воды из водопунктов и водотоков.

Периодичность отбора проб:

- по скважинам – 2 раза в год на сокращенный химанализ и определение нефтепродуктов;
- из р.Самур пробы отбирались 1 раз в меженный период на сокращенный химанализ и определение нефтепродуктов, пробы отбирались на временных гидростворах по всему участку.

Гидродинамический режим подземных вод в разрезе года достаточно стабилен - низкие уровни 3,76-4,17 м (скв. 321) – 3,72-4,04 м (скв. 321^а) характерны для зимнего периода (декабрь-март) и повышаются к июню-июлю до 3,18-3,53 м – 2,59-2,71 м. Амплитуда колебаний составляет 0,99-1,45 м; в сравнении с первоначальным (-3,41м) по скважине № 321^а (нижняя часть разреза) уровень подземных вод повысился до -2,59 м; повышение составило 0,82 м.

Гидрохимический режим подземных и поверхностных вод стабилен в разрезе года:

- подземные воды – гидрокарбонатные гидрокарбонатно-сульфатные натриевые, кальциевые с величиной сухого остатка 0,2-0,37 г/дм³, величиной общей жесткости 2,0-3,5 мг-экв/дм³, содержание нефтепродуктов в воде – ниже предельно допустимых концентраций (0,004-0,03 мг/дм³);

- поверхностные воды (р. Самур – по гидростворам 1-4) – гидрокарбонатные кальциевые с величиной сухого остатка 0,1-0,2 г/дм³, величиной общей жесткости 1,5-3,0 мг/экв/дм³; содержание нефтепродуктов в воде – ниже предельно-допустимых концентраций или отсутствуют (0,06-0 мг/дм³), превышение (до 0,14 мг/дм³) зафиксировано в единичной пробе по гидроствору 3.

Температурный режим подземных вод варьирует в пределах 13-14 °С.

Выводы:

По результатам проведенных опытных гидрогеологических работ можно сделать следующие выводы:

- долина среднего течения реки Самур относится к группе “А”, т.е. в пределах долины намечаемый к эксплуатации водоносный горизонт имеет непосредственную гидравлическую связь с рекой, независимо от того, затруднена эта связь или является совершенной;

- формирование ресурсов подземных вод подрусловых отложений среднего течения реки Самур происходит преимущественно на территории самой долины, а основными источниками питания их являются инфильтрация речных вод, атмосферные осадки, подземный сток из коренных пород;

- водный баланс бассейна р. Самур характеризуется вертикальным водообменом, т.е. величина инфильтрации атмосферных осадков примерно равна суммарному дебиту минеральных источников, оценить составляющую водного баланса можно лишь в результате проведения гидрохимических исследований в различных водах – атмосферных, грунтовых и минеральных;

- гидродинамический режим подземных вод хорошо согласуется с гидрологическим режимом р. Самур, а также зависит от влияния климатического фактора: низкие уровни 3,8-4,2 м – 3,7-4,0 м характерны для зимнего периода (декабрь-март) и повышаются к июню-июлю до 3,2-3,5 м – 2,6-2,7 м. Амплитуда колебаний составляет 1,0-1,5 м.

- химический состав подземных вод в разрезе года стабилен – вода гидрокарбонатная кальциевая, магниевая, натриевая с величиной сухого остатка 0,3-0,5 г/дм³, величиной общей жесткости от 3,5 до 7,5 мг-экв/дм³, нефтепродукты в воде отсутствуют или в незначительных концентрациях (ниже предельно допустимых). Взаимосвязь подземных вод с поверхностными подтверждается аналогичным химическим составом.

Литература

1. Бочеввер Ф.М., Глыбов М.М. Оценка заилненности русловых отложений по данным от- качек //Разведка и охрана недр. 1966. №2.
2. Газалиев И.М., Мирзалиев М.М., Лебедев В.С., и др. О формировании подземных вод Дагестана по изотопным данным //Тр. 2-го Международного симпозиума «Геохимия природных вод», Ростов-на-Дону 17-12.05.1982. Л.: Гидрометеиздат, 1985.
3. Григорьев В.М. Из опыта эксплуатации инфильтрационных водозаборов //Тр. ВНИИ ВОДГЕО. М., 1958 г.
4. Григорьев В.М. Теоретические основы расчета инфильтрационных водозаборов с учетом заиления реч- ных русел. - М.: “Водоснабжение и сантехника”. 1960. №6.
5. Ибрагимова Т.И., Самедов Ш.Г., Ибрагимова З.И. Гидрохимическое состояние подземных вод в районах интенсивной добычи для питьевого и хозяйственно-бытового водоснабжения Терско-Кумского артези- анского бассейна //Сб. статей по материалам научно-практической конференции «Геология, геодинами- ка и геоэкология Кавказа» Тр. ИГ ДНЦ РАН. Вып. 66.- С. 323-329.
6. Курбанов М.К., Газалиев И.М. Изотопно-геохимические критерии выделения Андийско-Аргунского района углекислых вод //Тез. докл XV симпоз. по геохимии изотопов. Москва. 1998. С.57.
7. Самедов Ш.Г., Ибрагимова Т.И. Изучение взаимосвязи поверхностных и подземных вод бассейна р. Са- мур на основе анализа водного баланса и гидрохимического режима //Тр. ИГ ДНЦ РАН конференция “Геология и полезные ископаемые Кавказа”. Махачкала, 2011 г., № 57. – С. 258-2641.
8. Самедов Ш.Г., Ибрагимова Т.И. Геоэкологические проблемы природных вод Южного Дагестана (р. Са- мур) и пути их решения //Вода: химия и экология, № 11, 2013 г.- С. 108-113.
9. Самедов Ш.Г., Газалиев И.М., Ибрагимова Т.И., Омаров К.М., Ибрагимова З.И. Влияние техногенной нагрузки на подземные воды в Восточно-Предкавказском артезианском бассейне в пределах Республики Дагестан //Сб. статей по материалам научно-практической конференции «Геология, геодинамика и гео- экология Кавказа». Тр. Института геологии ДНЦ РАН. Махачкала. 2016. Вып. 66.- С. 329-333.
10. Самедов Ш.Г., Ибрагимова Т.И., Бабаев М.Р., Шуйбаева Н.Ш., Османова А.Р. Рациональное использо- вание подземных вод Терско-Кумского артезианского бассейна на Северодагестанской равнине Респу- блики Дагестан //Вода: химия и экология, № 4. 2016.- С. 87-93.

УДК 550.3

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ И СЕЙСМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ РАЙОНА СТРОИТЕЛЬСТВА АРГУНСКОГО КАСКАДА ГЭС

Керимов^{1,2} И.А., Гайсумов¹ М.Я., Бадаев¹ С.В.

¹Академия наук Чеченской Республики, ²Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

В статье рассмотрены данные о геодинамической активности и сейсмическом режиме района строительства каскада ГЭС на р. Аргун Чеченской Республики. Приведены сведения о геологическом строении, современных движениях земной поверхности и сейсмичности района. Даны рекомендации по изучению геодинамики и сейсмичности района.

Ключевые слова: геодинамическая активность, землетрясения, сейсмичность, каскад ГЭС, разломы.

GEODYNAMIC ACTIVITY AND SEISMIC REGIME OF THE ARGUN AREA OF CONSTRUCTION OF THE HPP CASCADE

Kerimov I. A., Gasumov M. Y. Badaev S. V.

Academy of Sciences of the Chechen Republic, Institute of physics of the Earth. O. Y. Schmidt, RAS

The article considers data on the geodynamic activity and seismic regime of the area the construction of the HPP cascade on the river Argun in the Chechen Republic. Provides information about the geological structure and modern movements of the earth's surface and seismic activity of the region. Recommendations for studying of geodynamics and seismicity of the area.

Key words: geodynamic activity, earthquakes, seismicity, hydroelectric power, faults.

На территории Чеченской Республики предполагается строительство каскада ГЭС на р. Аргун, имеющей значительный гидротехнический потенциал. Создание крупных искусственных водохранилищ оказывает значительное влияние на динамическое равновесие локальных участков земной коры и это дополнительно приводит к существенному изменению сейсмичности и сейсмического режима в пределах обширных территорий примыкающих к водохранилищам [2].

Район предполагаемого строительства каскада ГЭС располагается в южной (предгорной) части территории Чеченской Республики. Данная территория характеризуется высокой сейсмичностью и геодинамической активностью [5, 6]. В 2008 г. на юго-востоке республики произошло сильное Курчалойское землетрясение со следующими параметрами: $K_p=15.4$, $M_w=5.8$, $I_0=7-8$ [10]. По карте общего сейсмического районирования (ОСР-2014) данный район характеризуется интенсивностью 8 баллов для общегражданского строительства - (карта А), и 9 баллов для объектов ответственного строительства (карта В) с вероятностью не превышения соответственно 5% и 10%. Строительство ГЭС относится к объектам ответственного строительства и соответственно исходный балл сейсмичности принимается равным - 9 баллов.

Пилотный проект гидротехнического строительства предполагает первоочередными объектами Чири-Юртовскую и Дуба-Юртовскую ГЭС. Для Дуба-Юртовской ГЭС проектируется бетонная гравитационная плотина длиной по верхнему бьефу 77-80 м, максимальная глубина водохранилища 57 м., общий объем воды при максимальном уровне -145 млн.м³. Параметры Чири-Юртовской ГЭС следующие: каменно-насыпная плотина с длиной по верхнему гребню 1100 м. максимальная глубина водохранилища 35 м., общий объем воды при максимальном уровне - 380 млн.м³.

Обзорная карта района приведена на рис. 1, с нанесенной схемой расположения объектов строительства и геофизических профилей представлена ниже:

В тектоническом отношении район относится к Черногорской моноклинали горст-антиклинория альпийской складчатости Большого Кавказа. Черногорская складчатая зона характеризуется моноклиналильным погружением в северо – северо-восточном направлении, и ограничена востока и запада Датыхским и Беноевским структурными поднятиями. Строение района исследований характеризуется сложностью, дифференцированностью, большими ам-

плитудами тектонических движений по разломам которые привели к формированию различных генетических тектонических форм [1, 14].

Системой разломов кристаллический фундамент и доюрское основание расчленены на блоки образующие структуру горст-грабенового строения. В осадочном чехле подавляющее большинство разломов имеют продолжение в форме оперяющих разрывов.

В строении гетерогенного доюрского основания выделяются структурные этажи - байкальский, герцинский и переходный пермо-триасовый. Нижний структурный этаж предположительно представляется состоящим из докембрийских (рифейских) образований. Верхний структурный этаж сложен предположительно поздним карбоном и пермотриасом, а также низами лейаса [1].

Выше в осадочном чехле выделяются 3 структурно-тектонических этажа: юрский (тоар-неокомский ($J_{3tr}+K_{1n}$)) – предположительно складчатый; - меловой-палеогеновый ($K_{1a}+K_2+P$), блоково-складчатый (антиклинально-синклинальный); и неогеновый (N_1) - блоково-складчатый (антиклинально-синклинальный).

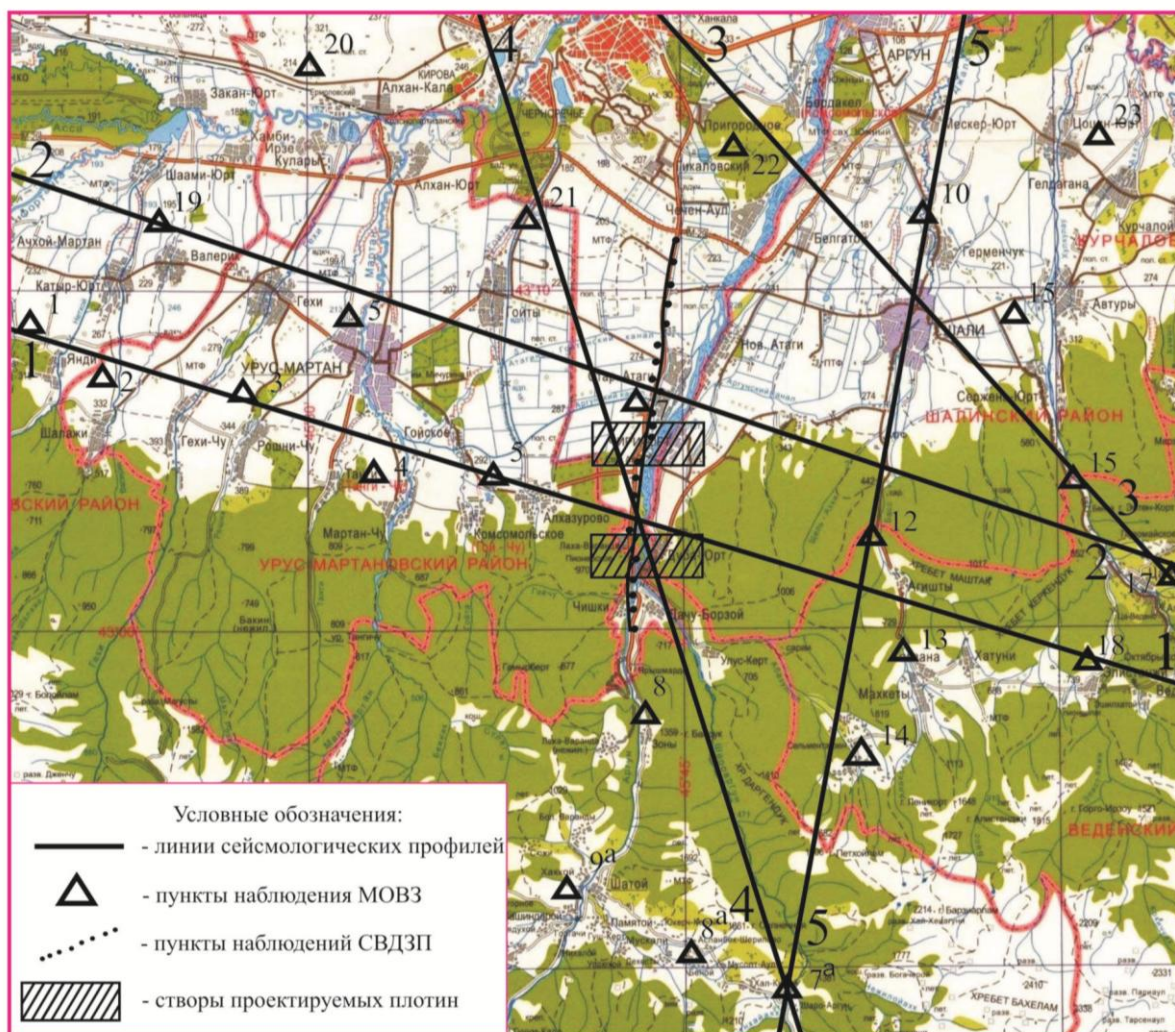


Рис.1. Обзорная карта объектов строительства Аргунского каскада ГЭС

Непосредственно на площади располагаются два крупных разлома: Черногорский – широтного направления и ортогональный к нему - Аргунский, с оперяющими разрывными нарушениями и характеризуются как древней, так и современной геодинамической и сейсмической активностью. Эти разломы имеют мантийное заложение и в вышележащих слоях они находят выражение в изменении литофаций и мощностей отложений, в специфических особенностях развития складчатости. Разломы являются ослабленными зонами (трещиноватыми разломами), что наглядно представлено в горной части, где с ними связаны сероводородные и радоновые источники в окрестности селений Ярыш-марды и Варанды. Появление воды, по мнению В.Н.

Шолпо (1978), связано с процессом гидроразрыва монтморилловых глин ниже-среднеюрского возраста в условиях сильного горизонтального сжатия [18]. Черногорский разлом характеризуется взбросом с падением в южном направлении и амплитудой смещения 2-3 км.

По мнению многих исследователей зоны сочленения таких разломов характеризуется наибольшей сейсмической активностью [14]. Примерами могут служить сильные землетрясения: 1928 г. (Аргунское), 1966 г. (Аргунское-II), Черногорское землетрясение 1976 г. - с сотрясениями на поверхности 8-9 баллов в эпицентре сопровождалось многочисленными афтершоками, а также множество других землетрясений меньшей интенсивностью. Впоследствии в 1984 г. практически в этой же эпицентральной зоне произошли два землетрясения с силой 6-7 баллов и $M=5.2$, 1989 г. и с $M=5.0$, 1999 г., а также в 2006 г. с $M=4.5$ и очагом в верхней мантии.

В геоморфологическом отношении район представлен Варандийской флексурной складкой имеющей размеры 60×15 км и крутое падение ($70-80^{\circ}$) в северном направлении.

Для изучения глубинного строения района были использованы материалы опытно-методической экспедиции ПО «Грознефтегеофизика» по изучению глубинного строения методом обменных волн от землетрясений. Район исследований довольно плотно покрыт пунктами измерений МОВЗ. На рис. 2 и 3 приведены разрезы МОВЗ по линиям 1-1, 4-4 и (в качестве примера), карта среза по границе обмена волн PS_3 , соответствующей границе подошвы осадочного чехла [13].

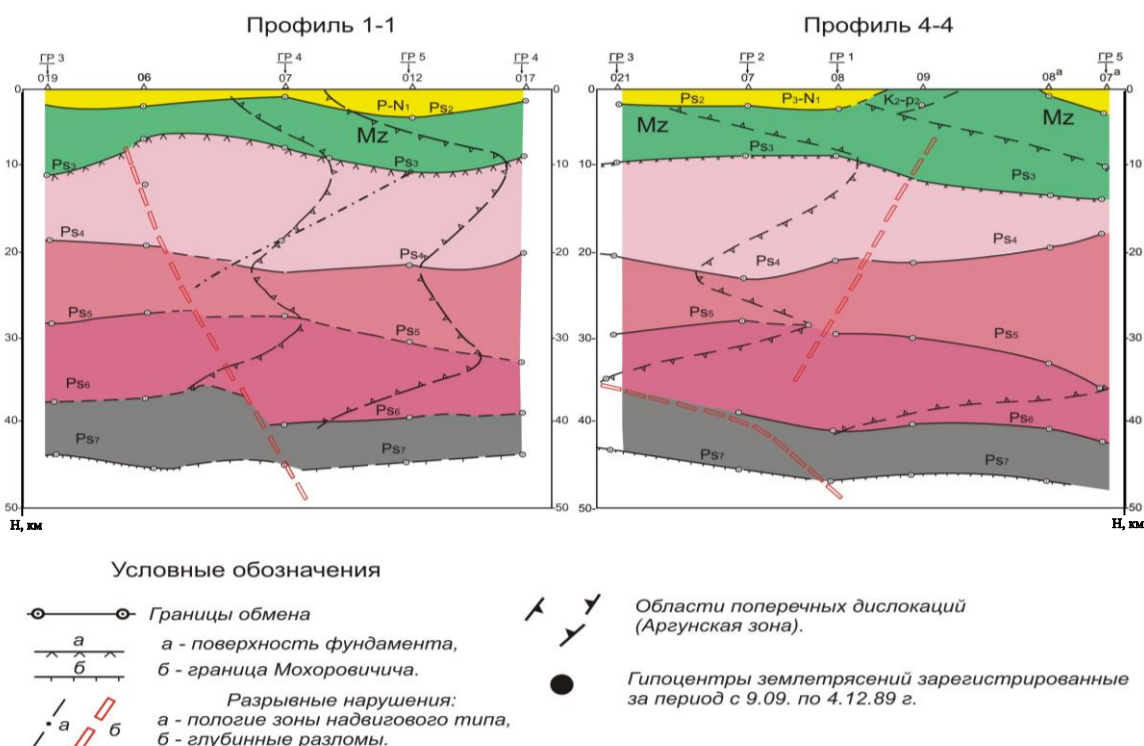


Рис.2. Сейсмологические разрезы МОВЗ по линиям 1-1, 4-4 (по данным ПО «Грознефтегеофизика», 1988-89 гг.)

По результатам обработки и интерпретации были выделены 6 границ обмена волн: 4 границы - в консолидированной коре и 2 - в осадочном чехле. Почти горизонтальная поверхность мантии (граница PS_7), зафиксирована на глубине около 43-45 км. Поверхности «базальтового» и «гранитного» слоев отмечаются на глубинах 29-33 км и 18-21 км, соответственно. Кровля кристаллического фундамента изменяется в пределах глубин от 10 км в южной части до 13-14 км. на севере. Зоны потери корреляции отождествляются с зонами разломов в земной коре. Анализ разрезов показывает сложный характер глубинного строения и разносторонний характер по разломам в виде взбросов и надвигов, что свидетельствует о длительной истории и мно-

гократной активизации этих разломов, как в древнее, так и в настоящее время. В целом, результатами исследований МОВЗ подтверждается наличие Черногорского и Аргунского разломов и сложный унаследованный характер движений блоков земной коры в результате нескольких тектонических активизаций.

Для анализа современной геодинамической активности рассмотрены данные измерений современных вертикальных движений земной поверхности (СВДЗП) выполненные ИГИРГИ 1978-88 гг. [16]. При изучении СВДЗП, для уверенного выделения границ высокоградиентных зон скоростей современных вертикальных движений, был использован парадокс «больших скоростей» т.е. использование зависимости свидетельствующей о том, что чем меньше промежуток времени между повторным нивелированием тем больше скорости движений.

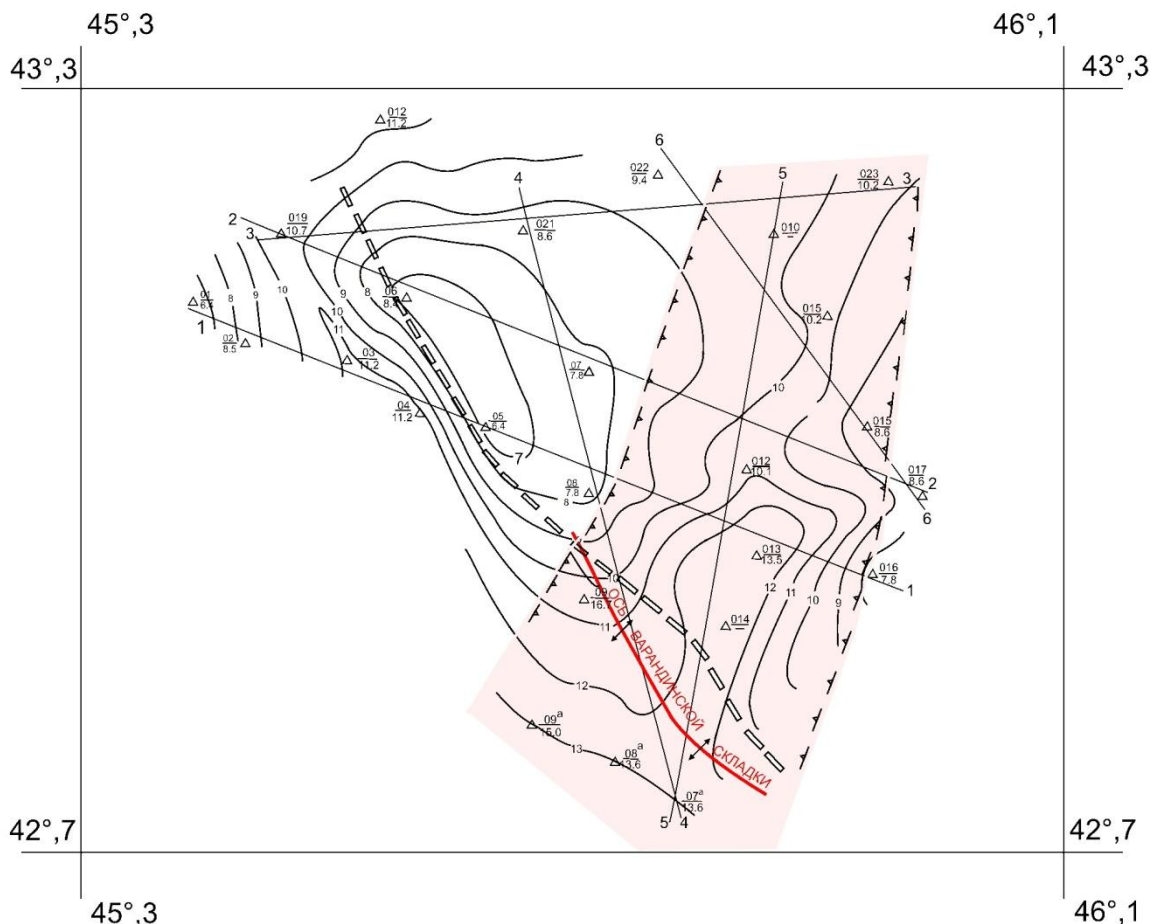
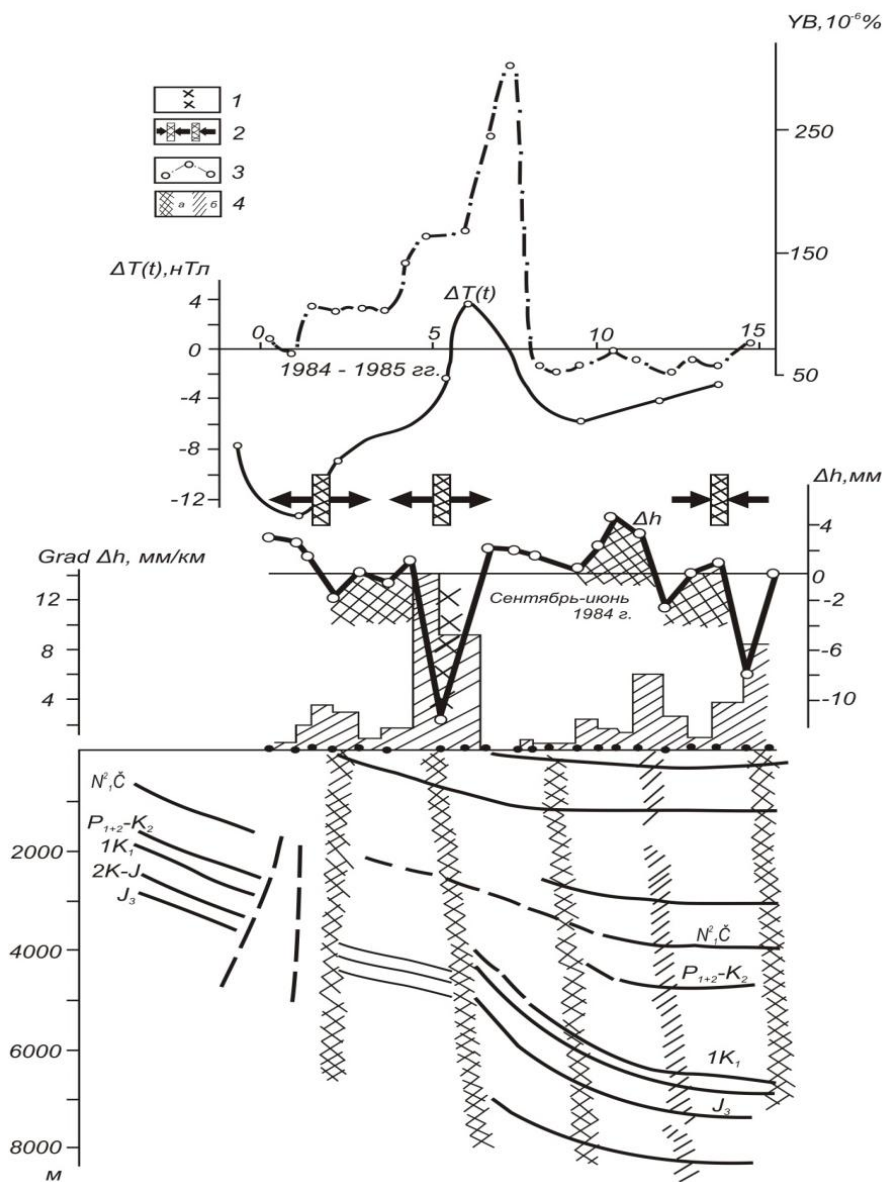


Рис.3. Карта мощности осадочного чехла

Характер СВДЗП позволяет достаточно уверенно выделять местоположение разломов и отражает современную геодинамическую активность геологических структур разного порядка. Результаты измерений СВДЗП в сопоставлении с результатами повторных высокоточных магнитометрических измерений по профилю-39 приведены на рис.4. Этот профиль пересекает район исследований со средним расстоянием между пунктами – 1.1 км. По результатам исследований получены результаты, позволяющие судить о степени современной тектонической активности и высокоградиентные зоны изменений СВДЗП показывают существенную дифференциацию в распределении современных движений.

На графиках отмечается значительная дифференциация вертикальных движений, которая носит блоковый характер. Ширина совокупности активных блоков составляет 4-8 км, наблюдается практическое совпадение высокоградиентных межблоковых границ с разрывными нарушениями установленными по геолого-геофизическим данным. Наиболее контрастными движениями выделяется Черногорский разлом с наибольшими современными вертикальными движениями достигающих 40-45 мм/год, максимальными изменениями значений ΔT и концентраций гелия.

По оценке скоростей современных движений Северного Кавказа по GPS наблюдениям, характерным аспектом поля скоростей Северного Кавказа является относительно быстрое горизонтальное смещение земной поверхности в северо-восточном направлении со скоростями 26—28 мм/год. Анализ СДЗП свидетельствует о преобладающей величине вертикальных блоковых движений по обрамляющим их разломам и возможной трансформацией их в субгоризонтальные тангенциальные движения [11].



Условные обозначения: 1 - положение регионального линейамента по данным космической съемки; 2 - зоны растяжения и сжатия по геоморфологическим данным; 3 - кривая содержания УВ в надпочвенном воздухе; 4 - вероятные положения активных разрывных нарушений, ограничивающих: а - системы блоков, б - отдельные блоки.

Рис.4. СВДЗП и изменения геомагнитного поля во времени и газовые аномалии по профилю в пределах Черногорской структурной зоны [15].

Для анализа сейсмической активности из Каталога землетрясений Северного Кавказа Геофизической службы РАН [4] была сделана выборка землетрясений начиная с энергетического класса $K=11$ в зоне радиусом 15 км от района строительства (табл.1).

Таблица 1
Каталог землетрясений района строительства Аргунского каскада ГЭС

№ пп	гг	мм	дд	ЧЧ-ММ-СС	Широта	Долгота	Н, км	Магнитуда		Е	I ₀ , баллы
								MLH	MPV		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	1928	10	5	19-47-21	42,8	45,6	8	4,7	-	12	7
2	1964	6	13	03-24-58	43,0	45,5	20	4,3	0	11	0
3	1966	3	2	02-37-02	43,03	45,7	16	4,9	0	13	7
4	1966	3	4	07-46-05,7	43,0	45,6	10	3,7	0	11	5
5	1976	7	28	20-17-42,8	43,17	45,6	28	6,2	6,2	15	8
6	1977	7	1	21-49-15,3	42,94	45,58	4	4	4,8	11	0
7	1981	5	12	17-43-04,5	42,92	45,71	40	4,7	5,2	12,6	6
8	1984	3	4	11-51-02,9	42,8	45,52	36	4,5	5,4	11,9	0
9	1984	3	4	19-24-44,9	43,09	45,54	25	5,3	5,8	12,6	0
10	1984	3	8	23-22-02,0	42,98	45,4	21	3,8	5,2	11,4	4
11	1984	3	27	01-21-16,9	42,9	45,4	10	4,3	5,2	11,7	0
12	1984	4	26	22-36-00,5	43,07	45,87	15	4,7	5,4	11,1	6
13	1990	7	23	20-54-54,5	42,85	46,03	10	4,1	4,9	11,3	0
14	2002	9	25	02-57-28,4	43,3	45,59	29	4,6	3,6	12,2	0

Из каталога видно, что обе ГЭС находятся в сейсмическом районе, а эпицентры землетрясений тяготеют к зонам динамического влияния Аргунского и Черногогорского разломов, что подтверждает их высокую современную сейсмическую активность. Механизм очагов определяется как взброс с элементами правостороннего сдвига [3].

Ранее, на площади предполагаемого строительства были выполнены комплексные инженерные изыскания, включающие ДСР в ближней (5-15 км) и дальней (150 км) зонах и сейсмическое микрорайонирование [13]. К сожалению, в материалах исследований не приведены данные по Аргунскому глубинному разлому, имеющий свое отражение, как в рельефе, так и геофизических полях.

Выводы

Район проектируемого Аргунского каскада ГЭС располагается в зоне Аргунского глубинного разлома, характеризующегося геодинамической активностью и высокой сейсмичностью.

Учитывая сложные геодинамические условия района и широкое развитие оползневых, обвально-осыпных и карстовых процессов, высокая сейсмичность может способствовать созданию экстремальных ситуаций. Под угрозой разрушения могут оказаться многие жилые объекты, части населенных пунктов, мосты и дороги.

Для обоснованного принятия решения о строительстве каскада ГЭС и создания крупных водохранилищ, необходимо проведение длительных детальнейших исследований для решения проблем сейсмической безопасности в условиях высокой сейсмичности региона.

Литература

1. Брюсов Б.А. Глубинное строение Кавказа и Предкавказья по геофизическим данным. Геология СССР. Т.9. Северный Кавказ. М.:1990. С. 650-657.
2. Геодинамический эффект от создания крупных водохранилищ в сейсмоактивных областях /Левкович Р.А., Дейнега Г.И., Каспаров С.А. и др. М.: Наука. 1975. 75 с.
3. Габсатарова И.П., Королежки Л.Н., Малянова Л.С. О механизмах очагов землетрясений на различных глубинах в Терско-Сунженской зоне //Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. ФИЦ ЕГС РАН: Обнинск, 2016. С.103-107.
4. Каталог землетрясений Кавказа. Геофизическая служба РАН [Электронный ресурс]. - Режим доступа: <http://www.ceme.gsras.ru/>.
5. Керимов И.А. Детальное изучение сейсмического режима и оценка сейсмической опасности территории Чечни и Ингушетии //Вестник Академии наук Чеченской Республики, 2014. № 3(24). С.96-109.
6. Керимов И.А., Бадаев С.В. Сейсмичность и сейсмический режим территории Восточного Предкавказья

- //Известия КБНЦ РАН, 2014. №1(57). С. 38-45.
7. Керимов И.А., Гайсумов М.Я. Сейсмичность и современная геодинамика территории Чеченской Республики //Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. Материалы II Всероссийской научно-технической конференции. Грозный: Академия наук Чеченской Республики, 2012. С. 43-64.
 8. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации и объяснительная записка. М.: ИФЗ РАН. 2014.
 9. Лобацкая Р.М. Структурная зональность разломов. М.: Недра. 1987. 127 с.
 10. Макросейсмические проявления Курчалойского землетрясения 11 октября 2008 г. с $K_p=15.4$, $M_w=5.8$, $I_0=7-8$ (Чеченская Республика) /О.А Асманов., Р.А. Левкович, М.Я. Гайсумов, И.А. Керимов и др. //Землетрясения Северной Евразии. 2008 год. Обнинск: ГС РАН, 2014. С.421-432.
 11. Милоков В.К., Миронов А.П., Рогожин Е.А., Стеблов Г. М. Оценки скоростей современных движений Северного Кавказа по GPS наблюдениям //Геотектоника, 2015. № 3. С. 56-65.
 12. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука. 1977. 536 с.
 13. Отчет о выполнении работ по детальному сейсмическому районированию и сейсмическому микрорайонированию площадки проектируемой Чири-Юртской ГЭС. /Отв. исп. Перетокин С.А. Красноярск: НП «ЭЦ РОПР», 2012.
 14. Расцветаев Л.М. Тектонодинамические условия формирования альпийской складчатости Большого Кавказа //Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука. 1987. С.69-96.
 15. Рогожин Е.А., Лутиков А.И., Овсяченко А.Н. Оценка сейсмической опасности Северного Кавказа в детальном масштабе //Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений, 2013. №5. С.14-19.
 16. Современные движения земной коры и нефтегазоносность (на примере Терско-Каспийского прогиба) /В.А. Сидоров, С.В. Атанесян, М.В. Багдасарова и др. М.: Наука, 1987. 119 с.
 17. СП 14.13330.2014. Строительство в сейсмических районах (Актуализированная редакция СНиП II-7-81*). М., 2014.
 18. Шолпо В.Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра, 1978. 175 с.

УДК 550.312+550.343.6

О ЦЕЛЕСООБРАЗНОСТИ ВОЗОБНОВЛЕНИЯ ПОВТОРНЫХ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ В РАЙОНЕ СУЛАКСКОГО КАСКАДА ГЭС В ДАГЕСТАНЕ

Таймазов^{1,2} Д.Г., Таймазов² М.Д.¹Единая геофизическая служба РАН, ²Институт геологии ДНЦ РАН

Описывается разработанная нами методика разбивки долговременной гравиметрической сети и обработки результатов наблюдений. Показано, что при использовании этой методики в сочетании с современными гравиметрами может быть существенно повышена точность определения неприливных изменений силы тяжести на нашем полигоне.

Ключевые слова: сила тяжести, вертикальный градиент, неприливные изменения, гравиметры, эталонирование.

ON THE EXPEDIENCY OF THE RESUMPTION OF REPEATED GRAVIMETRIC OBSERVATIONS IN THE AREA OF THE SULAK CASCADE OF HYDROELECTRIC POWER STATIONS IN DAGESTAN

Taymazov^{1,2} D.G., Taymazov² M.D.¹United geophysical service of RAS, ²Institute of Geology, Dagestan scientific center, RAS

Describes developed by us method for the creation of long-term gravimetric network and processing the results of observations. It is shown that when using this technique in combination with modern gravimeters can be significantly improved the accuracy of determining non-tidal changes of gravity in our polygon.

Keywords: gravity, vertical gradient, non-tidal changes, gravimeters, calibration.

Поскольку деформационные процессы в земной коре, предшествующие землетрясениям и сопровождающие их, неизбежно связаны с перемещениями масс, а также с уплотнением и разуплотнением среды, представляется очевидным, что эти процессы должны отражаться на гравитационном поле, наблюдаемом на дневной поверхности. В частности, неприливные изменения силы тяжести (НИСТ), ввиду существования ее вертикального градиента, напрямую связаны с вертикальными движениями земной коры – самым информативным и в то же время самым трудоемким в измерении компонентом деформаций земной коры.

Таким образом, наблюдая за временными изменениями компонентов гравитационного поля, в том числе и его вертикальной составляющей – силой тяжести, можно судить о сейсмодеформационных процессах в земной коре. Однако, достигнутый на текущий момент метрологический уровень аппаратуры не позволяет в полной мере использовать эти информационные каналы. Предложенные нами аппаратные разработки в этом направлении – гравиметры, градиентометры, наклонометры, вариометры [1-6] – далеки от реализации, поэтому представляется целесообразным возобновить наблюдения НИСТ на пунктах, заложенных еще в 80-х годах прошлого века на сейсмоактивной территории Дагестана [6,7], с использованием серийно выпускаемых гравиметров, например CG-5 Autograv фирмы Scintrex (Канада) [8,9]. Российских аналогов, сравнимых по классу точности с CG-5, не существует.

К числу основных источников ошибок при исследовании НИСТ на геодинамических полигонах относятся, как известно, нестабильность цены деления гравиметров, нелинейность их шкал, а также межприборные расхождения в ценах деления при измерениях группой гравиметров. На полигонах с большими разностями силы тяжести между пунктами возникает ситуация, когда выявленные расхождения между сериями измерений, выполненными в разные эпохи, не могут быть однозначно интерпретированы как следствие каких-то геологических процессов, поскольку возможные кажущиеся изменения силы тяжести, обусловленные упомянутыми причинами, сравнимы по величине с этими расхождениями. Примером может послужить Байкальский вариационный полигон, где разность сил тяжести между пунктами достигает 200 мГал и распределение значений силы тяжести на пунктах в этом интервале носит случайный характер [10].

Чтобы обойти указанные трудности, прибегают к частым эталонированиям гравиметров, используемых для исследования НИСТ, преимущественно методом наклона [11]. Однако это связано с применением дорогостоящей аппаратуры и с большими затратами труда и времени. При этом эталонирование должно быть выполнено опытным, высококвалифицированным специалистом. Поскольку далеко не на всех геодинимических полигонах имеются условия для эталонирования гравиметров, то возникает необходимость частой доставки гравиметров в стационарные лаборатории, оснащенные необходимой аппаратурой и специалистами, что связано с дополнительными затратами средств и времени.

Как показано нами в [12], влияние нестабильности цены деления гравиметров, нелинейности их шкал и межприборных расхождений на результаты повторных гравиметрических наблюдений на полигонах может быть уменьшено как применением специальной методики разбивки долговременной гравиметрической сети, так и применением специальной методики обработки результатов.

Предложенная и реализованная нами методика разбивки сети [7,12] заключается в том, что долговременные гравиметрические пункты (ДГП) располагают на нескольких разнесённых по высоте уровнях. На каждом из уровней ДГП должны быть подобраны так, чтобы силы тяжести в них были предельно близки друг к другу. Это нетрудно осуществить в горных условиях, регулируя высотные положения ДГП. Разумеется, при этом не должна сильно нарушаться равномерность распределения ДГП по исследуемой площади или профилю. Количество уровней и их разнос по высоте зависит от рельефа местности и площади полигона. Необходимость разнорасположения уровней по высоте обусловлена тем, что вся площадь полигона, включающего в себя как правило и горные и низменные территории, не может быть охвачена пунктами одного уровня.

Для выявления преимуществ такого способа разбивки долговременной гравиметрической сети рассмотрим случай, когда ДГП расположены на двух уровнях, на одном из которых, например нижнем, находится опорный пункт (ОП), общий для всех ДГП. Обозначим приращение силы тяжести в пунктах нижнего уровня относительно ОП через Δg_i , среднее значение приращений силы тяжести в пунктах верхнего уровня относительно ОП – через $\overline{\Delta g}$ и разброс значений силы тяжести в пунктах верхнего уровня относительно $\overline{\Delta g}$ – через Δg_j . Здесь i и j – текущие номера пунктов соответственно нижнего и верхнего уровней. Обозначим, далее, через Δc относительное изменение цены деления гравиметра за период t , прошедший между двумя сериями измерений. Тогда кажущееся изменение силы тяжести, обусловленное изменением цены деления гравиметра, в пунктах нижнего уровня может быть определено по очевидной формуле $\delta g_{ci} = -\Delta c \cdot \Delta g_i$, (1) а в пунктах верхнего уровня – по формуле $\delta g_{cj} = -\Delta c \cdot \overline{\Delta g} - \Delta c \cdot \Delta g_j$. (2)

Если разброс значений силы тяжести на ДГП каждого из уровней Δg_i и Δg_j не превышает ~ 1 мГал, то при $\Delta c/t \approx 2 \cdot 10^{-4}$ в месяц [11] и $t=12$ мес. $\delta g_{ci} \approx 10^{-3}$ мГал, что гораздо меньше ошибок, обусловленных другими факторами. Такова же величина и второго слагаемого в формуле (2). Это означает, что если приращения силы тяжести между ДГП одного уровня малы (порядка 1 мГал), то ошибки, вносимые в повторные измерения нестабильностью цены деления гравиметра, пренебрежимо малы. Таким образом, можно ограничиться рассмотрением только первого слагаемого в формуле (2) $\Delta c \cdot \overline{\Delta g}$, которого мы обозначим через δg_c ввиду того, что оно одинаково для всех пунктов верхнего уровня с погрешностью не более $\Delta c \cdot \Delta g_j$. Это обстоятельство позволяет определить δg_c путём статистического анализа повторных измерений и вводить в результаты соответствующие поправки. Задача сводится к определению расхождений между среднесерийными значениями измеренных данным гравиметром Δg . Очевидно следующее равенство:

$$\sum_n \delta g = n \cdot \delta g_c + \sum_n \delta g_t, \quad (3) \text{ где } \delta g - \text{измеренные расхождения между сериями, } \delta g_t -$$

вклад, вносимый в эти расхождения действительными изменениями силы тяжести в пунктах за время t , n – число ДГП на верхнем уровне. Предлагаемая методика выявления и учёта систематических ошибок в повторных гравиметровых наблюдениях основана на предположении, что

$$\left| \sum_n \delta g_t \right| \ll \left| n \cdot \delta g_c \right| \quad (4)$$

и с большой точностью $\sum_n \delta g = n \cdot \delta g_c$. Основания для такого предположения даёт нам тот эмпирический факт, что число пунктов с ощутимыми временными изменениями силы тяжести составляет, как правило, незначительную долю от общего числа пунктов полигона, а величины самих изменений сравнимы с упомянутыми выше систематическими ошибками и, по крайней мере частично, разнонаправлены. Для выполнения условия (4) необходимо, чтобы ДГП каждого уровня были распределены на возможно большей площади, линейные размеры которой гораздо больше характерных глубин залегания и линейных размеров возможных источников НИСТ, и чтобы ДГП были расположены в различных геодинамических условиях, уменьшающих вероятность согласованного изменения силы тяжести на них, которое внесло бы ощутимый вклад в погрешность определения δg_c . По оценкам, основанным на этих требованиях, линейная протяжённость сети каждого уровня должна быть порядка 100 км и более, а число пунктов на каждом уровне – 20-30.

$$\text{Итак, } n \cdot \delta g_c \approx \sum_n \delta g \text{ и } \delta g_c \approx \frac{1}{n} \sum_n \delta g. \quad (5)$$

Эта поправка должна быть введена во все результаты повторных наблюдений в пунктах верхнего уровня, после чего в них останется только малая случайная ошибка, обусловленная вторым слагаемым в формуле (2).

В тех случаях, когда $\sum_n \delta g_i$ сравнима с $n \cdot \delta g_c$ обработка результатов должна быть проведена по вышеприведённой схеме в два этапа, на первом из которых используются данные для всех пунктов и выявляются пункты, в которых произошли заметные изменения силы тяжести («активные» пункты), а на втором этапе используются данные только по тем пунктам, в которых нет изменений силы тяжести, выходящих за пределы ошибок («пассивные» пункты).

Таким образом, при использовании предложенной методики разбивки долговременной гравиметрической сети, процесс измерений может быть совмещен во времени с относительным эталонированием гравиметра, то есть с определением изменения цены деления гравиметра за период между двумя сериями измерений, что вполне достаточно для введения поправок за нестабильность цены деления гравиметра. Немаловажен и тот факт, что эталонирование и измерение производится на одних и тех же участках шкалы гравиметра, что практически устраняет влияние на результаты нелинейности шкалы.

Поскольку временной ход цены деления гравиметров носит индивидуальный характер, то при измерениях группой гравиметров величина δg_c для каждого из них должна быть вычислена и учтена отдельно. Оставшиеся после введения поправок искомые величины δg_{kj} (изменение силы тяжести на j -ом пункте, измеренное k -ым гравиметром) становятся сравнимыми между собой и могут быть подвергнуты совместной статистической обработке.

На тех площадях полигона, где уровни перекрывают друг друга, может быть исследован также временной ход усреднённого по этой площади вертикального градиента силы тяжести, что облегчает интерпретацию НИСТ [12]. Этот вывод нашел впоследствии независимое подтверждение и практическое применение в работе [13].

Описанную методику разбивки долговременной гравиметрической сети мы реализовали на Дагестанском геодинамическом полигоне [7,12]. ДГП располагаются на трёх разнесённых по высоте уровнях. Наибольшее число пунктов (19) расположено на среднем уровне, охватывающем районы Чиркейской и Миатлинской ГЭС. Верхний уровень, отстоящий по вертикали

от среднего уровня на ~300 м, содержит 11 пунктов и сдвинут относительно него вверх по течению реки Сулак, частично перекрывая при этом средний уровень. Нижний уровень, который отстоит от среднего уровня по высоте на ~200 м, представлен 12 пунктами, охватывающими города Махачкала и Каспийск, а также район Димитровского газо-конденсатного месторождения. Разброс значений силы тяжести между пунктами каждого уровня не превышает ~1 мГал. Подбор пунктов с таким малым разбросом значений силы тяжести на горной холмистой местности не встречает принципиальных трудностей.

Упомянутая выше методика обработки результатов с целью уменьшения влияния временного хода цены деления применима также и для полигона с произвольным распределением силы тяжести на ДГП и основана на том очевидном положении, что если цена деления гравиметра за время t между двумя сериями измерений изменилась на Δc (в относительных единицах), то сумма модулей всех измеренных приращений силы тяжести для второй серии должна отличаться от таковой для первой серии на величину $\Delta c \cdot \sum |\Delta g_i|$, где Δg_i – приращение силы тяжести между ОП и i -м пунктом. То есть

$$\sum_n |\Delta g_i''| - \sum_n |\Delta g_i'| \approx -\Delta c \cdot \sum_n |\Delta g_i|$$

(в предположении отсутствия случайных ошибок). Отсюда

$$\Delta c \approx \frac{\sum_n |\Delta g_i''| - \sum_n |\Delta g_i'|}{\sum_n |\Delta g_i|} \quad (6)$$

Здесь $\Delta g_i'$ и $\Delta g_i''$ – измеренные данным гравиметром среднесерийные значения приращений силы тяжести между ОП и i -м пунктом. (Очевидно, что без ущерба для точности истинное значение приращения Δg_i в знаменателе может быть заменено на $\Delta g_i'$ или $\Delta g_i''$).

Если число «активных» в течение интервала времени t пунктов полигона сравнимо с числом «пассивных» пунктов и соотношение (4) не выполняется, то обработку следует провести, как и прежде, в два этапа, на первом из которых в формулу (6) входят данные по всем ДГП и выявляются «активные» пункты, а на втором этапе в формулу (6) входят только данные по «пассивным» пунктам. Таким образом, «пассивные» в течение исследуемого интервала времени пункты полигона используются для контроля временного хода цены деления гравиметра, благодаря чему отпадает необходимость в его частом эталонировании.

Точность определения Δc по формуле (6) зависит от результативной среднеквадратичной ошибки определения сумм $\sum_n |\Delta g_i'|$ и $\sum_n |\Delta g_i''|$, которая очевидно зависит от ошибки определения среднесерийного значения Δg_i (для данного гравиметра) и числа «пассивных» пунктов n , используемых для вычисления этих сумм. Чтобы обеспечить точность относительного определения Δc на уровне $\sim 1 \cdot 10^{-4}$, соответствующем достигнутой точности эталонирования гравиметров методом наклона [11], при средней величине измеряемых приращений силы тяжести в ~30 мГал и среднеквадратичной погрешности определения среднесерийного значения Δg_i , равной ~0,001 мГал (гравиметр CG-5 Autograv), число «пассивных» пунктов, по которым определяется Δc , должно быть ~10 и более. Таким образом, чем больше число ДГП (а, следовательно, и «пассивных» пунктов) на полигоне, тем эффективнее предлагаемый способ определения Δc . При измерениях группой гравиметров обработка результатов по описанной методике должна быть выполнена отдельно для каждого гравиметра, после чего данные по всем гравиметрам обрабатываются совместно.

Следует отметить также, что как предлагаемая методика разбивки сети, так и методика обработки результатов, не устраняют ошибок, обусловленных температурной зависимостью цены деления гравиметров. Поправки за эту зависимость должны быть введены в результаты до их обработки по вышеприведённым схемам.

Выводы

1. Точность определения НИСТ по повторным гравиметрическим наблюдениям на горной и холмистой местности может быть повышена как использованием специальной методики разбивки долговременной гравиметрической сети, при котором ДГП располагаются на нескольких дискретных уровнях, так и использованием двухэтапной методики обработки результатов для учета временных изменений цены деления гравиметров без их эталонирования.

2. С использованием предложенной методики разбивки сети ДГП и современных гравиметров (например, CG-5 Autograv) точность определения НИСТ на нашем полигоне, охватывающем район Сулакского каскада ГЭС и прилегающие территории, может быть доведена до ~0,001-0,002 мГал, что существенно повышает вероятность выявления гравиметрических предвестников землетрясений.

Литература

1. Таймазов Д.Г. О путях улучшения метрологических и эксплуатационных характеристик газожидкостных гравиметров // Сейсмические приборы. 2008. Т. 44. № 4. С. 27-35.
2. Таймазов Д.Г. широкодиапазонный емкостный преобразователь перемещений для прецизионных приборов и систем позиционирования // Сейсмические приборы. 2008. Т. 44. № 3. С. 48-54.
3. Таймазов Д.Г. Струнный вертикальный гравитационный градиентометр // Сейсмические приборы. 2008. Т. 44. № 4. С. 36-42.
4. Таймазов Д.Г. Двухкоординатный струнный наклономер // Сейсмические приборы. 2010. Т. 46. № 4. С. 52-56.
5. Таймазов Д.Г. Безмаятниковый гравитационный вариометр // Сейсмические приборы. 2009. Т. 45. № 3. С. 56-59.
6. Таймазов Д.Г. Некоторые тектонофизические и аппаратурно-методические проблемы прогноза землетрясений / Российская акад. наук, Дагестанский научный центр, Ин-т геологии, Махачкала, 2005. 175 с.
7. Таймазов Д.Г., Дейнега Г.И. Исследование неприливых изменений силы тяжести на территории Дагестана // Повторные гравиметрические наблюдения. М.: ВНИИ Геофизики, 1984. С. 67-70.
8. Вельтистова О.М., Печерин В.Н. Гравиметрические наблюдения с применением автоматического микропроцессорного гравиметра CG-5 Autograv: метод. указания / Ухта : УГТУ, 2014., 26 с.
9. Милюков В.К., Юшкин В.Д., Миронов А.П., Заалишвили В.Б., Кануков А.С., Дзеранов Б.В. Мониторинг приращений силы тяжести на опорных гравиметрических пунктах Северного Кавказа высокоточными относительными гравиметрами // Геология и геофизика Юга России, № 2, 2013. С. 39-45.
10. Ладынин А.В. Временной ход цены деления гравиметров, используемых на байкальском вариационном полигоне // Повторные гравиметрические наблюдения. М.: ВНИИ Геофизика, 1981. С. 83-88.
11. Рукавишников Р.В. Влияние внешних факторов на цену деления отсчетных шкал кварцевых астазированных гравиметров // Повторные гравиметрические наблюдения. М.: ВНИИ Геофизика, 1981. С. 57-82.
12. Таймазов Д.Г. К методике исследования неприливых изменений силы тяжести на геодинамических полигонах: Сб. тр. / АН СССР. Даг. ФАН, ИПГ. 1985. вып.3. с.110-113.
13. Буланже Ю.Д., Волгина А.И. Использование рельефа земной поверхности при исследовании причин временных вариаций силы тяжести // Докл. РАН. 1995. Т. 340, № 3. С. 383-385.

УДК 550.3

АНАЛИЗ ВАРИАЦИЙ КАЖУЩЕГОСЯ СОПРОТИВЛЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД НА ИЗМЕРИТЕЛЬНОМ ПУНКТЕ МАХАЧКАЛА ЗА 2012 – 2016 гг.

*Алиев И.А., Мусаев М.А., Магомедов А.Г.**Институт геологии Дагестанского научного центра РАН*

В статье рассматриваются результаты наблюдений вариаций кажущегося сопротивления горных пород, полученных на измерительном пункте Махачкала. Показано, что в наблюдаемых вариациях отмечаются и эндогенные и экзогенные причины. Из эндогенных причин отмечено, что в вариации наблюдаемых геофизических параметров значительный вклад вносят тектонические напряжения и деформации от сейсмических событий. Из экзогенных причин: основной вклад идет от Солнечно-Земных связей – изменений геомагнитной активности и гравитационных явлений, связанных с движениями Земли в Солнечной системе и Галактике.

Ключевые слова: кажущееся сопротивление горных пород, тектонические напряжения и деформации от сейсмических событий, геомагнитная активность, гравитационные явления

ANALYSIS OF THE VARIATIONS IN APPARENT RESISTANCE OF ROCKS AT THE MEASURING POINT MAKHACHKALA FOR 2012 – 2016.

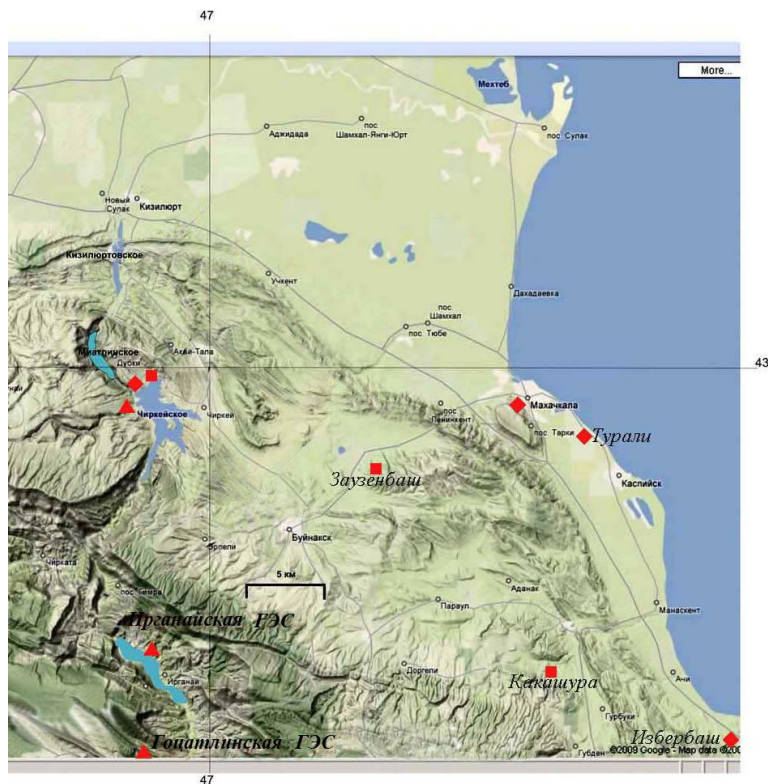
*Aliiev I.A., Musaev M.A., Magomedov A.G.**Institute of Geology Dagestan scientific center of RAS*

The article discusses the results of observations of variations of apparent resistance of rocks, obtained at the measuring point Makhachkala. It is shown that the observed variations are observed endogenous and exogenous causes. From endogenous causes observed that the variation of observed geophysical parameters, a significant contribution to tectonic stress and strain from seismic events. From exogenous causes: the main contribution comes from Solar-Terrestrial relations – changes of geomagnetic activity and gravitational phenomena associated with the movements of the Earth in the Solar system and the Galaxy.

Keywords: apparent resistivity of rocks, tectonic stresses and deformation from seismic events, geomagnetic activity, gravitational phenomena

Пункт наблюдений приведен на рис. 1. (координаты: 42.98° с.ш.; 47.50° в.д.). Измерения проводились в необсаженной скважине глубиной 27 м. Для измерений используется четырехэлектродный зонд с разносом питающих электродов АВ=6 м. Приемный диполь длиной MN=1,5 м располагается в середине между питающими электродами. Породы, где пробурена скважина, состоят из водоупорных глин. Величина КС равна $\rho_k = 5 \text{ Ом}\cdot\text{м}$. Уровень грунтовых вод располагается на глубине 3 м от поверхности. Коренные породы, состоящие из Сарматских глин (N_{sm}) залегают на глубине 24 м. Мощность их составляет 600-700 м.

На рис.2 приведен график вариаций значений КС горных пород на станции *Махачкала* за период 2012 – 2016 гг., для удобства анализа представлен по полугодиям, где а – данные за 2012 г., б – 2013 г., в – 2014 г., г – 2015 г., и д – 2016 г. Как видно из рисунка в вариациях значений КС горных пород за рассматриваемый период присутствуют и медленные и импульсные изменения. Проанализируем основные причины вариаций. Отметим сразу, что проводимый нами, параллельно с экспериментальными наблюдениями, детальный анализ изменений атмосферного давления, температуры и выпадений осадков в анализируемый период показал, что к вариациям наблюдаемых параметров КС горных пород они не имеют отношения. Ранее мы отмечали, что вариации КС на измерительном пункте *Махачкала* испытывают и сезонные изменения [1, 2, 6] с высоким коэффициентом корреляции $k > 0,6$. В период (2006 – 2009 гг.), каждые полгода наблюдался рост КС, а вторые полгода его падение, как и уровня Каспийского моря. Однако, это случайное совпадение т.к. при рассмотрении вариаций КС за предыдущий период (2003 - 2006 гг.) и последующий (2010 - 2015 гг.) таких совпадений нет. Как и совпадение с вариациями атмосферного давления и температуры воздуха, за этот же период представленный на рис. 3. [8].

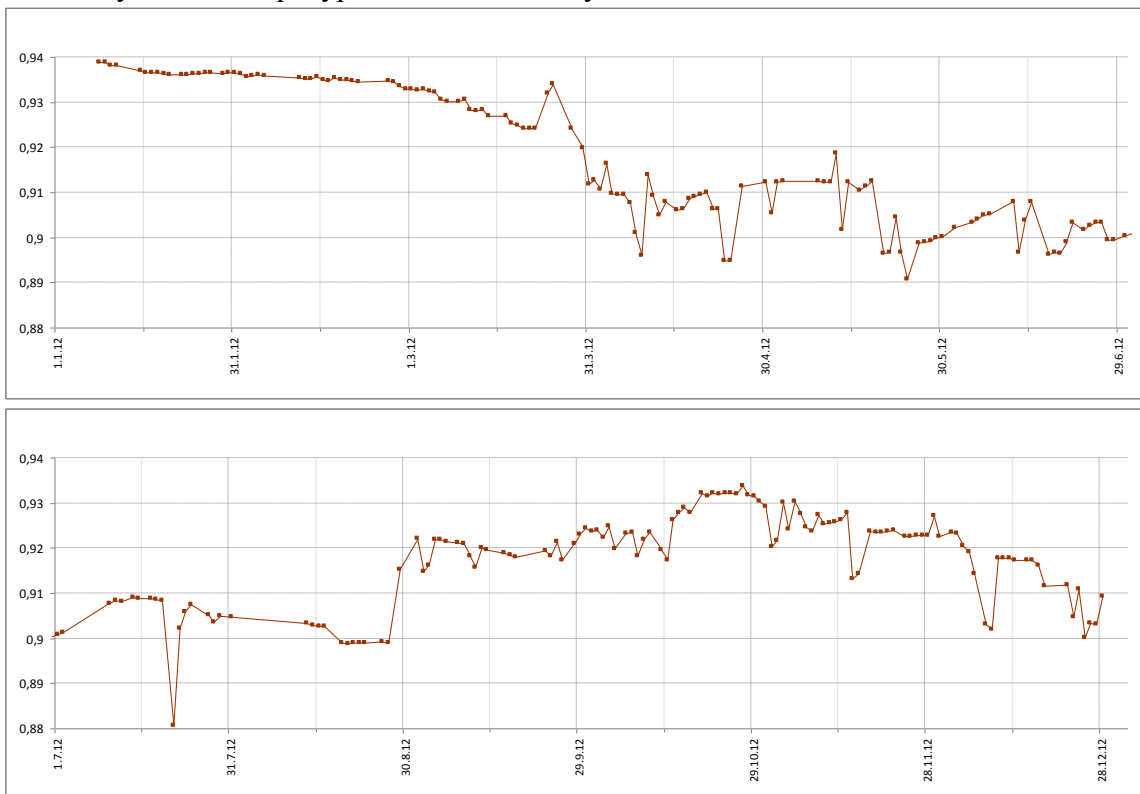


- 1 - 2 - 3

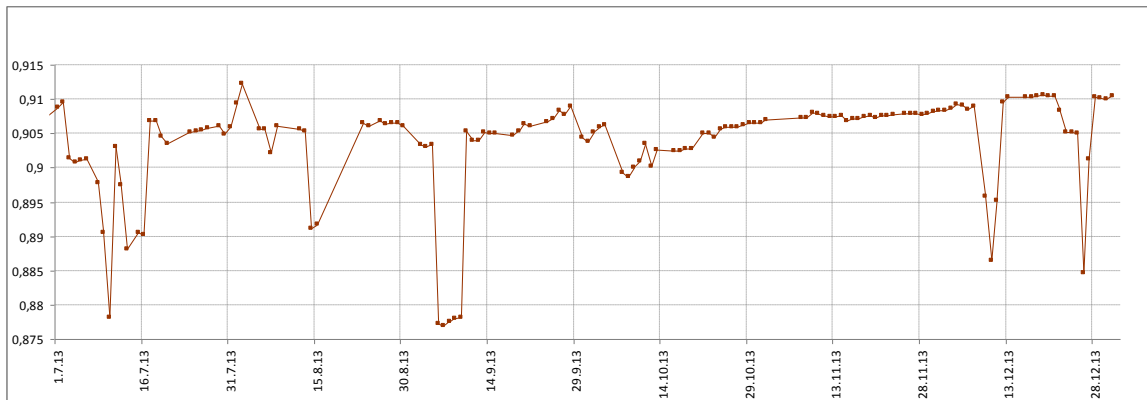


Рис.1. Сеть наблюдательных пунктов ИГ ДНЦ РАН: 1, 3 – расположение пунктов геофизических наблюдений; 2 – расположение пунктов геохимических наблюдений.

Максимальные и минимальные значения атмосферного давления и температуры находятся в противофазе, что естественно, чем выше температура, тем меньше атмосферное давление. С максимумом температур связан и максимум паводковых вод.



а



б



в

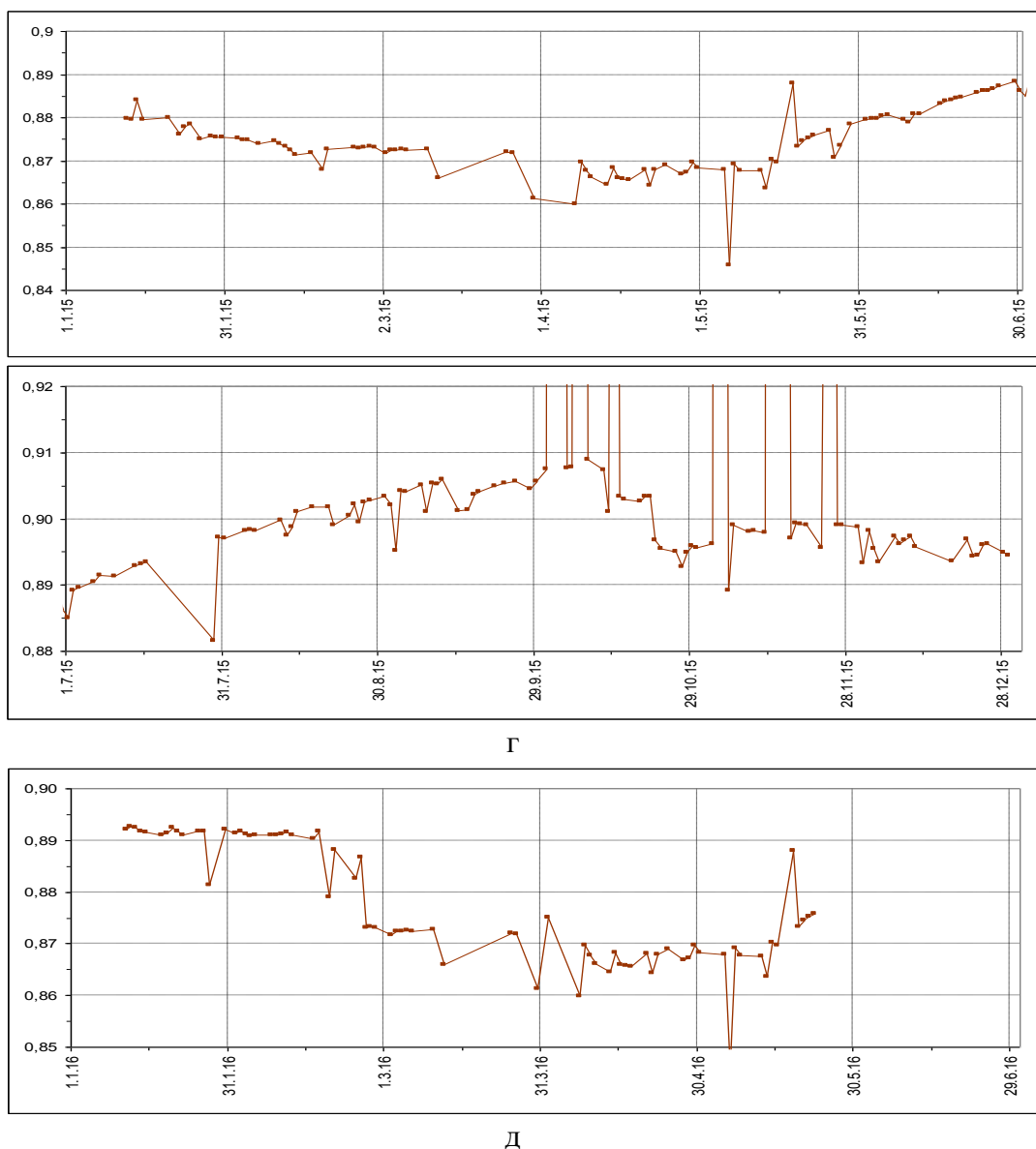


Рис. 2 Вариации значений КС горных пород на станции Махачкала за период 2012 – 2016 гг., где а – данные за 2012 г., б – 2013 г., в – 2014 г., г – 2015 г., и д – 2016 г.

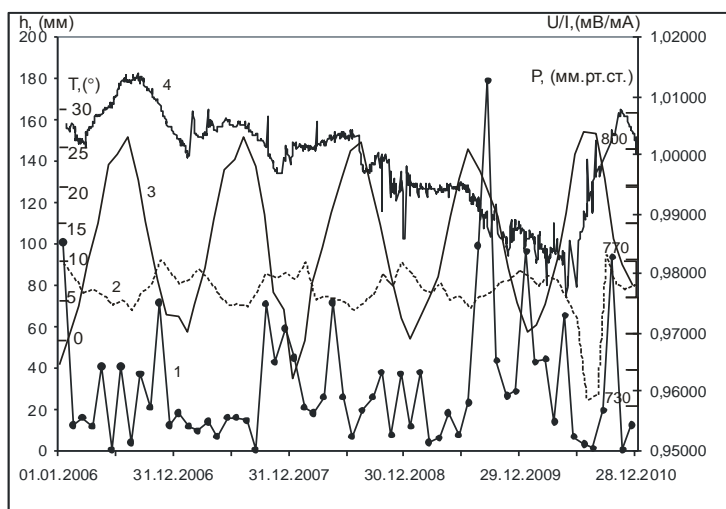


Рис. 3. Графики среднемесячных значений осадков (1), атмосферного давления (2), температуры воздуха (3) и среднесуточных значений КС за период 2006 – 2010 гг. [8].

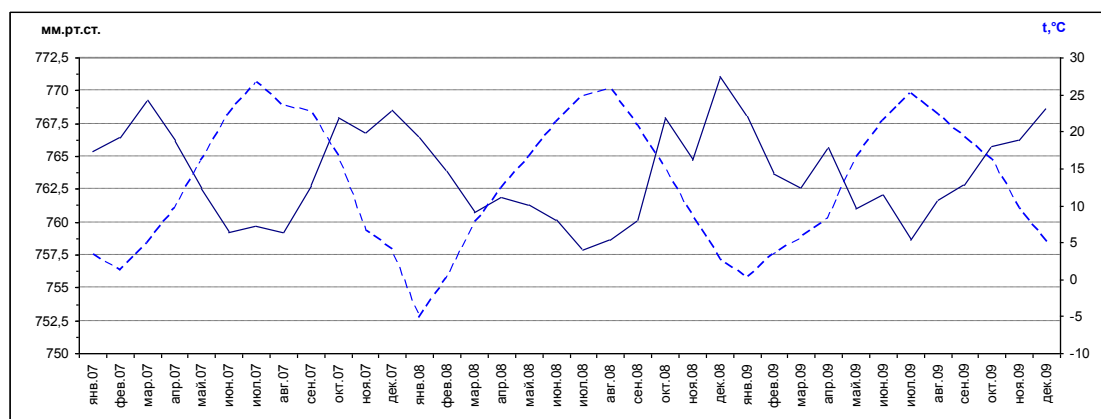


Рис.4 Среднемесячные значения атмосферного давления и температуры воздуха 2007-2009 гг. (более детально)

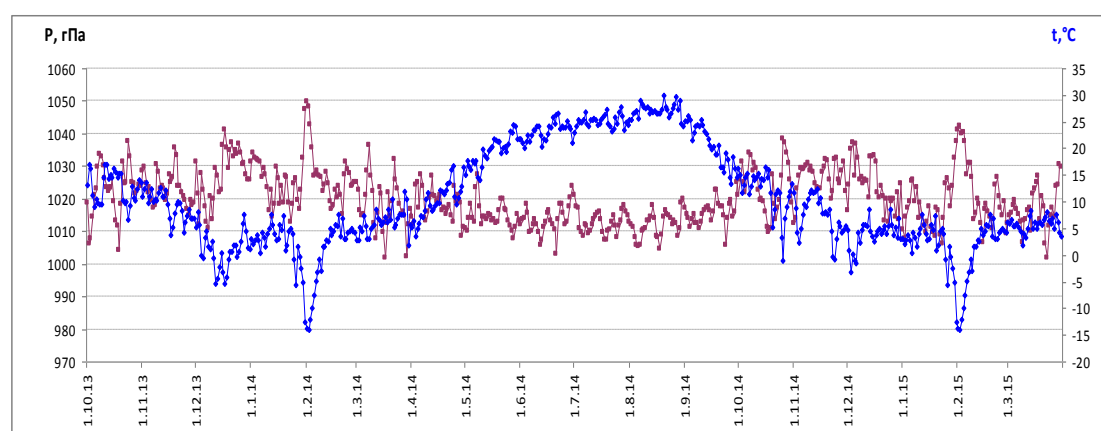


Рис.5. Среднесуточные значения атмосферного давления и температуры воздуха 2013 - 2015 гг.

Практика измерений деформаций с применением штанговых инструментов с горизонтальным расположением их в подземных галереях (штольне) [4] показывает, что атмосферное давление редко оказывает какое-либо влияние на измеряемый параметр. Это связано с тем, что данные инструменты позволяют измерять деформации только в горизонтальном направлении, поэтому они на вертикальные деформации не реагируют, в том числе и на изменение атмосферного давления. В отличие от них, атмосферное давление оказывает заметное влияние на скважинные деформографы Saks-Evertson, несмотря на то, что они расположены на глубинах 100-150 м под землей. Из этого можно предположить, что и наша измерительная аппаратура на станции *Махачкала* также регистрирует процесс объемной деформации горных пород вызванное изменением атмосферного давления, но все же нет. Изменения КС горных пород в период 2007-2009 гг. хорошо коррелируют ($abs\ k < 0,7$) с атмосферным давлением, но в другие периоды 2003-2006 гг. и 2010-2016 гг. ($abs\ k < 0,18$), что говорит о случайном совпадении или о каком-то воздействии, вызвавшем изменение и КС и атмосферного давления [8].

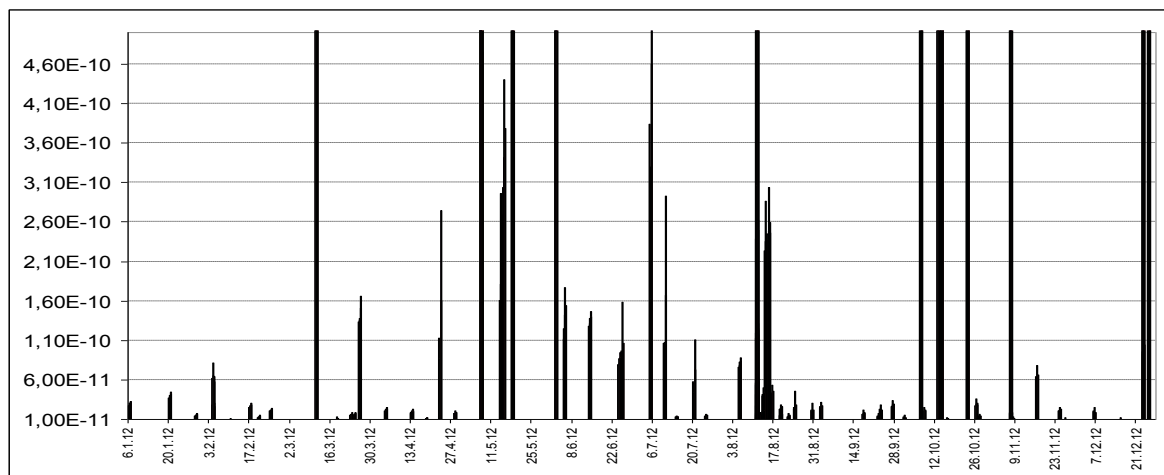
Сейсмические события для анализируемой области за 2012 г. исследуемого периода взяты из каталогов ГС (Геофизической службы) РАН и EMSC (European-Mediterranean Seismological Centre). Данные о магнитуах и испытываемых деформациях, от этих сейсмических событий на наблюдательных пунктах за 2012 г., приведены в табл.1. Деформации вычислены по формуле Добровольского [5].

$$\frac{\Delta \varepsilon}{\varepsilon} = \frac{10^{1,4M-9,18}}{r^3} \text{ для } M \leq 5,0$$

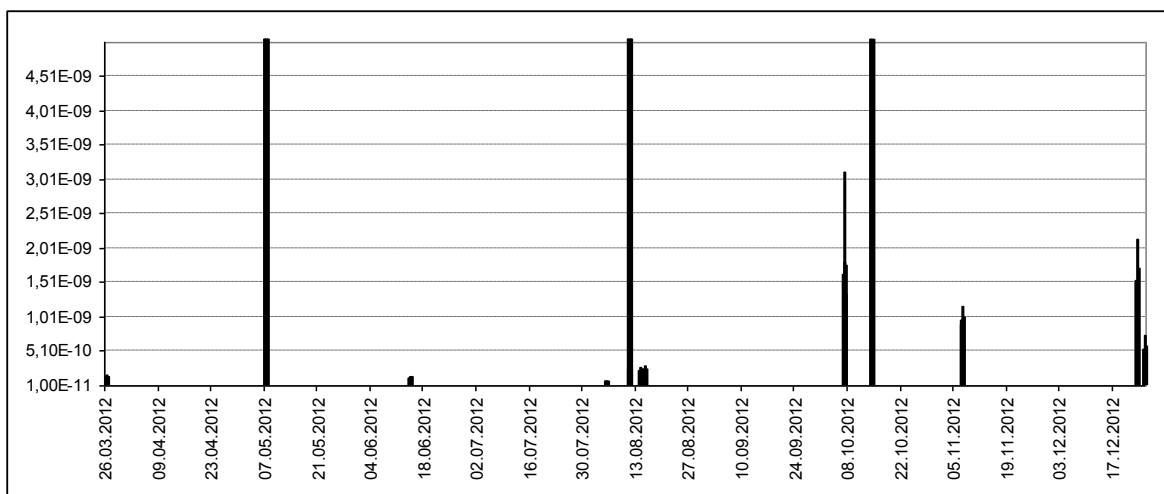
$$\frac{\Delta \varepsilon}{\varepsilon} = \frac{10^{1,3M-8,19}}{r^3} \text{ для } M \geq 5,0$$

Где $\frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon}$ - относительная деформация; r - эпицентральное расстояние в километрах; M - магнитуа землетрясения.

На рис.6 - (а) представлены деформации, вызываемые сейсмическими событиями $M > 4$, а – (б) сейсмическими событиями $M > 5$ на измерительном пункте Махачкала. В периоды, которые мы анализируем с $M \geq 5$, наблюдаются значительные деформации, а менее значительные деформации этого периода с $M \geq 4$ (табл.1). Сравнивая деформации и вариации КС за 2012 г. на рис.2 –(а) можно отметить, что именно в периоды максимальных магнитуд отмечаются и резкие скачки КС. Отсюда можно сделать вывод, что в наблюдаемые вариации КС горных пород значительный вклад вносят и деформации от сейсмических событий.



а



б

Рис.6 Деформации, вызываемые сейсмическими событиями на измерительном пункте Махачкала в 2012 г. с $M \geq 4$ – (а), и с $M \geq 5$ – (б).

Таблица 1
Сейсмические события происшедшие в исследуемом районе в 2012 г.

№	Date	Depth (km)	Magn	Дефор-мация	№	Date	Depth (km)	Magn	Дефор-мация
1	06.01.2012	2	4,6	2,8E-11	51	04.04.2012	2	4,5	2,1E-11
2	06.01.2012	5	4,3	5,7E-12	52	04.04.2012	14	4,4	8,5E-12
3	07.01.2012	2	4,0	7,6E-13	53	12.04.2012	2	4,0	3,0E-12
4	10.01.2012	10	4,0	3,5E-12	54	12.04.2012	2	4,2	2,2E-12
5	10.01.2012	10	3,9	7,3E-13	55	13.04.2012	10	4,4	1,9E-11
6	11.01.2012	2	4,0	3,3E-12	56	13.04.2012	21	4,5	1,7E-11
7	11.01.2012	24	4,0	1,0E-12	57	18.04.2012	5	4,3	1,0E-11
8	13.01.2012	2	4,2	2,5E-12	58	22.04.2012	6	4,1	1,2E-12
9	16.01.2012	2	4,0	3,1E-12	59	23.04.2012	2	4,1	1,1E-10
10	18.01.2012	5	3,9	4,8E-13	60	28.04.2012	22	4,7	1,7E-11
11	19.01.2012	5	3,9	2,1E-12	61	30.04.2012	8	4,2	1,4E-12
12	20.01.2012	21	4,7	3,7E-11	62	02.05.2012	2	4,1	6,8E-12
13	21.01.2012	22	4,0	3,2E-12	63	02.05.2012	10	4,2	1,3E-12
14	22.01.2012	2	3,9	4,9E-13	64	03.05.2012	2	3,9	2,9E-12
15	22.01.2012	2	3,9	2,7E-12	65	05.05.2012	15	4,4	3,4E-12
16	27.01.2012	7	4,3	1,9E-12	66	05.05.2012	2	4,0	9,4E-13
17	28.01.2012	2	3,9	2,6E-12	67	07.05.2012	10	5,6	2,9E-08
18	29.01.2012	5	4,4	1,5E-11	68	07.05.2012	10	4,0	1,2E-10
19	29.01.2012	5	3,9	2,9E-12	69	07.05.2012	8	4,7	1,3E-09
20	30.01.2012	9	3,9	4,9E-13	70	07.05.2012	4	4,4	3,5E-10
21	31.01.2012	17	3,9	2,1E-12	71	07.05.2012	2	4,1	1,9E-10
22	02.02.2012	2	3,9	6,4E-13	72	07.05.2012	10	5,5	2,7E-08
23	04.02.2012	13	3,9	2,1E-12	73	07.05.2012	8	4,0	1,2E-10
24	04.02.2012	30	4,5	2,9E-11	74	07.05.2012	10	4,4	5,1E-10
25	04.02.2012	54	4,9	6,2E-11	75	07.05.2012	10	3,9	8,7E-11
26	08.02.2012	2	4,0	3,8E-12	76	14.05.2012	20	4,1	7,9E-12
27	10.02.2012	12	4,7	9,3E-12	77	14.05.2012	2	4,2	1,6E-10
28	12.02.2012	70	4,0	5,1E-12	78	15.05.2012	5	4,2	2,7E-10
29	13.02.2012	20	3,9	5,8E-13	79	18.05.2012	10	4,8	3,0E-09
30	17.02.2012	7	4,6	2,5E-11	80	19.05.2012	5	3,9	2,2E-12
31	20.02.2012	1	4,4	1,3E-11	81	02.06.2012	60	4,6	3,7E-09
32	24.02.2012	10	4,5	2,0E-11	82	05.06.2012	20	4,0	1,1E-10
33	29.02.2012	10	4,3	2,6E-12	83	14.06.2012	2	4,0	1,4E-12
34	29.02.2012	7	4,0	3,2E-12	84	14.06.2012	10	5,3	1,3E-10
35	03.03.2012	7	4,0	3,5E-12	85	14.06.2012	4	4,2	3,9E-12
36	05.03.2012	2	4,7	9,2E-12	86	15.06.2012	2	4,2	2,9E-12
37	07.03.2012	4	4,0	2,9E-12	87	16.06.2012	2	3,9	1,0E-12
38	11.03.2012	20	4,4	6,3E-10	88	16.06.2012	2	3,9	1,0E-12
39	11.03.2012	2	4,2	7,2E-12	89	24.06.2012	16	4,9	7,9E-11
40	13.03.2012	2	4,0	3,0E-12	90	25.06.2012	5	4,0	8,5E-11
41	16.03.2012	2	4,0	4,0E-12	91	27.06.2012	2	4,5	3,8E-12
42	18.03.2012	2	4,5	1,0E-11	92	27.06.2012	2	4,0	4,1E-12
43	20.03.2012	5	4,0	3,6E-12	93	28.06.2012	7	4,1	4,6E-12
44	20.03.2012	2	4,1	1,2E-12	94	05.07.2012	5	4,2	3,8E-10
45	20.03.2012	7	3,9	2,0E-12	95	10.07.2012	10	3,9	1,1E-10
46	23.03.2012	6	4,4	1,5E-11	96	14.07.2012	10	4,8	1,3E-11
47	24.03.2012	2	4,4	1,5E-11	97	18.07.2012	2	4,1	4,1E-12
48	25.03.2012	7	3,9	3,6E-12	98	20.07.2012	2	4,2	5,8E-11

49	26.03.2012	7	5,1	1,3E-10
50	31.03.2012	2	4,1	6,0E-12

99	20.07.2012	8	4,3	9,2E-12
100	24.07.2012	2	4,4	1,4E-11

Таблица 1 (продолжение)

№	Date	Depth (km)	Magn	Дефор-мация
101	27.07.2012	2	4,3	4,1E-12
102	27.07.2012	2	4,3	4,2E-12
103	31.07.2012	19	4,3	8,4E-12
104	05.08.2012	10	5,1	7,7E-11
105	06.08.2012	7	4,2	1,6E-12
106	11.08.2012	10	6,4	2,0E-08
107	11.08.2012	4	4,9	1,1E-10
108	11.08.2012	10	6,3	1,5E-08
109	11.08.2012	2	4,1	7,3E-12
110	11.08.2012	5	4,7	5,3E-11
111	11.08.2012	5	4,3	1,6E-11
112	11.08.2012	20	4,6	4,2E-11
113	11.08.2012	5	4,1	6,5E-12
114	11.08.2012	5	4,5	2,8E-11
115	11.08.2012	5	4,1	6,6E-12
116	11.08.2012	2	4,7	5,7E-11
117	11.08.2012	30	4,9	1,2E-10
118	11.08.2012	2	4,1	6,8E-12
119	11.08.2012	5	4,0	4,9E-12
120	11.08.2012	5	4,4	1,8E-11
121	11.08.2012	10	4,3	1,2E-11
122	11.08.2012	10	4,7	5,6E-11
123	11.08.2012	10	5,1	2,4E-10
124	11.08.2012	10	4,0	5,0E-12
125	12.08.2012	2	3,9	3,5E-12
126	12.08.2012	10	4,2	1,0E-11
127	12.08.2012	10	4,3	1,4E-11
128	13.08.2012	5	4,6	3,9E-11
129	13.08.2012	2	4,1	7,0E-12
130	13.08.2012	2	4,4	1,9E-11
131	13.08.2012	2	3,9	3,4E-12
132	14.08.2012	10	5,1	2,2E-10
133	14.08.2012	2	3,9	3,3E-12
134	15.08.2012	10	5,1	2,4E-10
135	16.08.2012	20	4,6	4,1E-11
136	17.08.2012	2	3,9	3,5E-12
137	17.08.2012	10	3,9	3,3E-12
138	18.08.2012	4	3,9	3,6E-12
139	19.08.2012	10	4,3	1,5E-11
140	19.08.2012	10	4,2	9,0E-12
141	19.08.2012	6	4,1	8,0E-12
142	19.08.2012	4	4,4	2,3E-11
143	22.08.2012	10	4,3	1,4E-11

№	Date	Depth (km)	Magn	Дефор-мация
151	08.09.2012	2	3,9	3,5E-12
152	09.09.2012	18	4,0	1,1E-12
153	12.09.2012	2	4,2	3,5E-12
154	13.09.2012	2	4,2	3,3E-12
155	17.09.2012	2	4,3	1,7E-11
156	22.09.2012	10	4,2	1,3E-11
157	23.09.2012	2	4,3	1,5E-11
158	23.09.2012	21	4,3	8,4E-12
159	23.09.2012	20	4,6	2,3E-11
160	24.09.2012	2	4,0	3,2E-12
161	27.09.2012	15	4,5	2,7E-11
162	01.10.2012	2	4,7	1,3E-11
163	01.10.2012	2	4,1	1,6E-12
164	01.10.2012	2	4,2	1,6E-12
165	07.10.2012	40	5,1	1,6E-09
166	08.10.2012	10	4,4	2,0E-11
167	13.10.2012	10	4,6	1,3E-09
168	14.10.2012	2	4,0	1,2E-10
169	14.10.2012	2	4,2	2,9E-10
170	14.10.2012	10	5,4	2,5E-08
171	16.10.2012	10	4,2	9,8E-12
172	21.10.2012	18	4,0	7,5E-13
173	23.10.2012	10	4,1	1,0E-09
174	26.10.2012	20	4,5	2,8E-11
175	27.10.2012	2	4,3	1,3E-11
176	07.11.2012	5	5,5	9,1E-10
177	07.11.2012	2	4,4	1,7E-11
178	07.11.2012	2	3,9	3,4E-12
179	08.11.2012	2	4,2	1,0E-11
180	10.11.2012	20	3,9	2,1E-12
181	10.11.2012	15	4,0	5,1E-12
182	15.11.2012	2	3,9	3,3E-12
183	16.11.2012	2	4,7	6,1E-11
184	24.11.2012	2	4,5	2,0E-11
185	25.11.2012	17	3,9	8,0E-13
186	26.11.2012	2	3,9	1,2E-12
187	26.11.2012	20	4,1	8,8E-12
188	01.12.2012	10	4,0	7,6E-13
189	06.12.2012	7	4,1	5,2E-12
190	06.12.2012	10	4,6	2,0E-11
191	12.12.2012	11	4,0	2,1E-12
192	12.12.2012	10	3,9	3,6E-12
193	15.12.2012	2	4,0	8,4E-12

144	24.08.2012	10	3,9	2,5E-11
145	30.08.2012	20	4,3	2,1E-11
146	31.08.2012	11	4,0	4,9E-12
147	31.08.2012	5	4,2	3,3E-12
148	02.09.2012	10	4,4	2,4E-11
149	05.09.2012	2	4,1	7,3E-12
150	08.09.2012	2	4,6	8,4E-12

194	19.12.2012	40	4,2	2,0E-12
195	23.12.2012	5	4,9	9,3E-11
196	23.12.2012	10	4,2	7,8E-12
197	23.12.2012	10	5,7	1,5E-09
198	23.12.2012	2	3,9	2,9E-12
199	25.12.2012	2	5,4	5,3E-10
200	25.12.2012	10	4,2	8,3E-12

Таблица 2
Сейсмические события происшедшие в исследуемом районе в 2014 г.

№	Date	Depth (km)	Magn	Дефор-мация
1	02.01.2014	40	4,2	2,0E-11
2	10.01.2014	80	4,8	1,3E-09
3	10.01.2014	10	4,0	1,2E-12
4	14.01.2014	48	5,2	2,6E-10
5	20.01.2014	2	4,0	8,3E-13
6	25.01.2014	2	4,1	1,0E-12
7	30.01.2014	10	4,0	8,3E-13
8	08.02.2014	10	4,7	2,5E-11
9	10.02.2014	55	5,4	2,5E-09
10	18.02.2014	40	4,6	2,7E-11
11	27.02.2014	30	4,1	7,9E-12
12	02.03.2014	16	4,0	6,5E-13
13	05.03.2014	7	4,2	6,1E-12
14	07.03.2014	2	4,2	2,5E-11
15	15.03.2014	1	4,3	1,2E-11
16	15.03.2014	20	4,5	5,7E-10
17	15.03.2014	20	4,2	1,3E-11
18	18.03.2014	2	4,2	7,1E-12
19	18.03.2014	8	3,9	2,6E-12
20	19.03.2014	10	3,9	5,2E-13
21	30.03.2014	2	4,1	6,3E-12
22	31.03.2014	2	4,4	4,2E-12
23	03.04.2014	3	4,5	1,1E-11
24	10.04.2014	2	4,5	6,2E-12
25	14.04.2014	5	4,0	3,0E-11
26	16.04.2014	10	4,3	3,1E-12
27	27.04.2014	2	4,6	2,2E-09
28	27.04.2014	22	3,9	2,3E-12
29	03.05.2014	10	4,0	6,0E-12
30	08.05.2014	2	3,9	3,5E-12
31	10.05.2014	9	4,2	2,1E-12
32	21.05.2014	10	3,9	1,7E-12
33	26.05.2014	13	4,0	1,5E-11
34	27.05.2014	2	4,4	1,5E-11
35	28.05.2014	2	4,3	1,4E-11
36	02.06.2014	2	4,5	7,8E-10
37	06.06.2014	2	3,9	6,1E-13
38	07.06.2014	44	5,4	9,1E-10

№	Date	Depth (km)	Magn	Дефор-мация
39	11.06.2014	5	4,3	8,3E-12
40	12.06.2014	2	3,9	2,4E-12
41	13.06.2014	2	4,4	3,2E-12
42	13.06.2014	3	4,0	3,1E-12
43	18.06.2014	2	4,6	5,3E-12
44	29.06.14	10	4,1	9,3E-13
45	29.06.14	20	5,1	6,5E-09
46	06.07.14	2	4,0	1,5E-11
47	12.07.14	2	4,2	1,9E-12
48	15.07.14	2	3,9	5,9E-13
49	19.07.14	13	4,1	4,1E-12
50	19.07.14	2	4,2	1,3E-11
51	31.07.14	20	4,6	3,1E-09
52	16.08.14	8	4,3	2,7E-12
53	18.08.14	250	4,2	2,3E-12
54	21.08.14	10	4,0	3,7E-12
55	27.08.14	10	4,3	1,9E-12
56	30.08.14	36	4,0	2,6E-11
57	06.09.14	10	4,6	5,9E-12
58	07.09.14	10	4,4	3,2E-12
59	16.09.14	10	4,1	1,2E-12
60	18.09.14	52	4,6	4,8E-11
61	28.09.14	5	4,0	1,8E-12
62	29.09.14	12	5,4	9,1E-09
63	03.10.14	2	4,1	6,1E-11
64	04.10.14	6	5,0	2,2E-09
65	08.10.14	2	4,0	1,3E-11
66	10.10.14	2	3,9	2,6E-12
67	30.10.14	13	4,6	1,9E-11
68	30.10.14	7	3,9	1,7E-12
69	06.11.14	10	4,0	7,7E-13
70	23.11.14	190	3,9	1,4E-12
71	24.11.14	10	4,6	2,2E-09
72	01.12.14	10	3,9	3,4E-12
73	05.12.14	10	4,1	1,4E-12
74	15.12.14	10	4,4	2,0E-11
75	23.12.14	2	4,1	1,7E-12
76	30.12.14	8	4,0	7,8E-13

На рис.7 представлены деформации, вызываемые сейсмическими событиями $M > 5$. В периоды, которые мы анализируем с $M \geq 5$, наблюдаются значительные деформации, а менее значительные деформации в апреле и июле связаны с $M \geq 4,6$ (табл.2). Сравнивая деформации и вариации КС за 2014 г. на рис.2 –(в) можно отметить, что и здесь именно в периоды максимальных магнитуд отмечаются и резкие скачки КС. Отсюда можно сделать вывод, что в наблюдаемые вариации КС горных пород, как и в 2012 г., значительный вклад вносят деформации от сейсмических событий. Аналогичные результаты получены и за другие года отчетного периода.

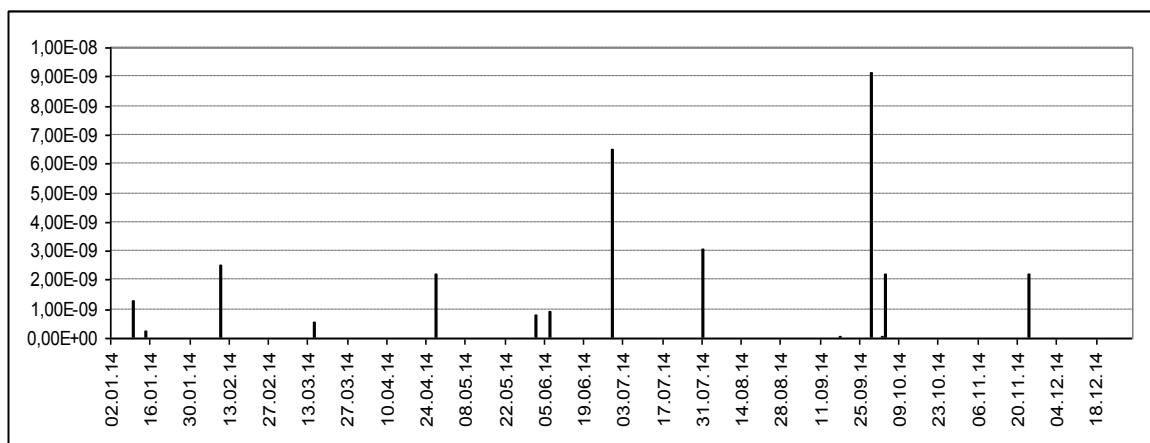


Рис.7. Деформации, вызываемые сейсмическими событиями $M \geq 5$ на пункте наблюдений Ма-
хачкала в 2014 г.

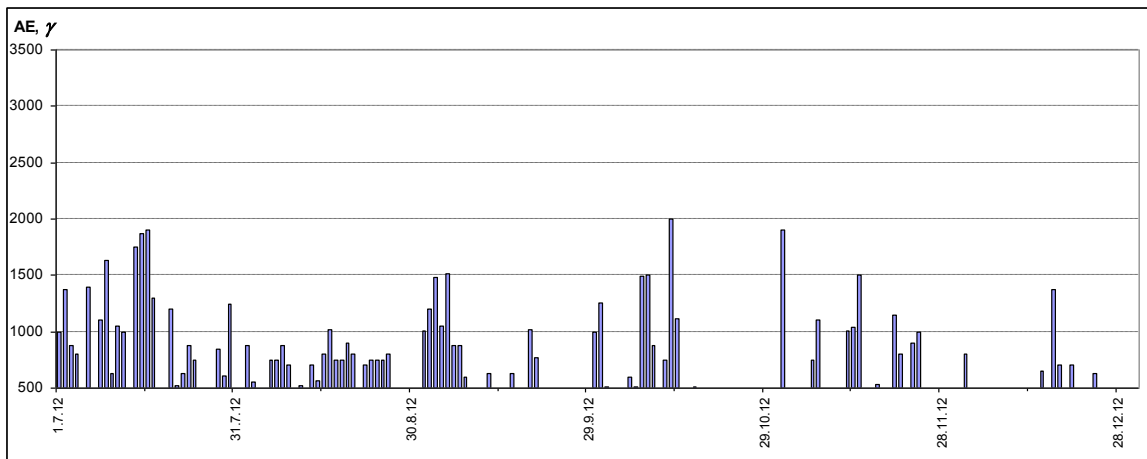
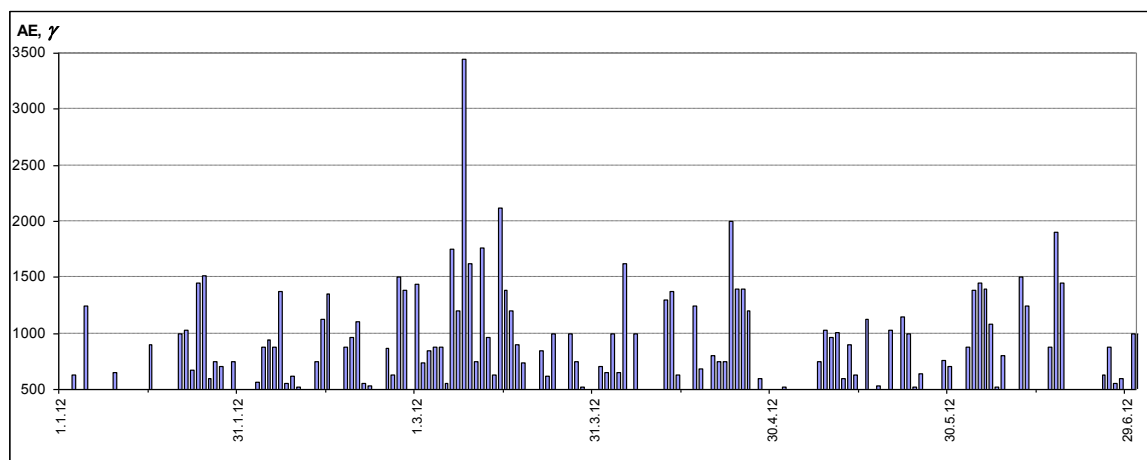


Рис.8. Вариации АЕ – индекса геомагнитной активности за 2012 г.

Как мы указывали [9] возможные причины вариаций геофизических параметров можно разделить на 2 основных вида: это эндогенные и экзогенные причины. Также отмечали, что в вариации наблюдаемых геофизических параметров значительный вклад вносят деформации от сейсмических событий [3]. Поэтому в качестве основных эндогенных причин рассмотрели тектонические напряжения и деформации от сейсмических событий. Из экзогенных причин: основной вклад идет от Солнечно-Земных связей – изменений геомагнитной активности [7] и гравитационных явлений, связанных с движениями Земли в Солнечной системе и Галактике. Эти движения и их вариации отражаются в геологических процессах, происходящих в Земле, и коррелируют с её геофизическими полями. Существует связь между геодинамическими процессами и гравитационными явлениями [10].

Как видно из рис.8., фоновым значением AE – индекса можно считать его нахождение в пределах 500 \square . Если максимальное значение AE – индекса приблизительно +3000 \square , то для оказания минимального воздействия (искажения) на проводимые нами измерения должно быть 50 % от него, т.е. приблизительно +1500 \square . Можем считать, что 1000 \square - это уровень обнаруженного или обнаруживаемого воздействия, а 1500 \square - уровень обязательного воздействия на измеряемые параметры или измерительные линии. Таких случаев (по месяцам) обязательного воздействия на рисунке всего восемь: 1-4, 6, 7 8, и 10 месяцы 2012 г.. Сравнив рис.3.1.1.8 и рис.3.1.1.2.- а можно отметить, что между вариациями AE - индексов и вариациями KC по месяцам в периоды обязательного воздействия на измеряемые параметры или измерительные линии (1-4, 6-8, и 10 месяцы 2012 г.) наблюдаются резкие изменения значений KC . Отсюда можно сделать вывод о том, что магнитные вариации (или вариации AE – индексов) оказывают влияние на измерительные линии или измеряемые параметры - вариации KC горных пород.

Гравитационные явления, связанные с движениями Земли в Солнечной системе и Галактике, как указывали выше, отражаются в геологических процессах, происходящих в Земле. Вызывают дополнительное движение или торможение Аравийской и Африканской плит. Давление, которых ответственно за перераспределение тектонических напряжений, изменение деформаций, в исследуемой области и проявляется в вариациях наблюдаемых параметров на сети станций ИГ ДНЦ РАН.

Литература

1. Абдуллаев Ш.-С.О. и др. Вариации кажущегося сопротивления горных пород, связанные с геодинамическими процессами в районе нефтегазового месторождения //Журнал «Вулканология и сейсмология» //2011. №3. С. 155-170.
2. Алиев И.А. и др. Анализ вариаций кажущегося сопротивления горных пород на измерительном пункте Махачкала 2007-2009 гг. //Геология и полезные ископаемые Кавказа. Материалы научно-практической конференции к 55-летию Института геологии ДНЦ РАН //Труды Института Геологии ДНЦ РАН, выпуск № 57. Махачкала, 2011, ДИНЭМ. С. 283-286.
3. Алиев И.А. и др. Анализ вариаций сейсмичности Восточного Кавказа и её проявление в наблюдаемых параметрах на сети пунктов наблюдений Дагестана в 2014 г. //Тр. Института геологии ДНЦ РАН. Махачкала. 2016. Вып. 66. С. 129-135.
4. Асада Т., Исибаси К., Матсуда Т. и др. Методы прогноза землетрясений. Их применение в Японии. М.: Недра. 1984. 307 с.
5. Добровольский И.П. Механика подготовки тектонического землетрясения. М. ИФЗ АН СССР. 1984. №2. 188 с.
6. Идармачев Ш.Г. и др. Вариации кажущегося сопротивления горных пород в сейсмоактивном районе Дагестана //Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. Материалы Всероссийской научно-технической конференции //Грозный: АН Чеченской Республики. 2011. С. 254-263.
7. Заболотная Н.А. Индексы геомагнитной активности: Справочное пособие. Изд. 2-е, перераб. М.: Издательство ЛКИ, 2007. 88 с.
8. Отчет по теме: Динамика сейсмичности и вариации геофизических полей Восточного Кавказа под воздействием природных и техногенных землетрясений //Институт геологии ДНЦ РАН. Махачкала, 2012 г. 181 с.
9. Отчет по теме: Изучение пространственно – временных закономерностей распределения геополей Восточного Кавказа под воздействием природных – техногенных факторов. //Институт геологии ДНЦ РАН. Махачкала, 2016 г. 114 с.
10. Vikulin A.V., Dolgaya A.A., Vikulina S.A. Geodynamics waves and gravity. Geodynamics & Tectonophysics 2014. 5(1), 291 – 303. doi: 10.5800/GT – 2014-5-1-0128.

УДК 550.34.06.013.3

РЕТРОСПЕКТИВНЫЙ АНАЛИЗ ВЫЗВАННОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ В РАЙОНЕ ЧИРКЕЙСКОЙ ГЭС

Мусаев М.А., Идармачев Ш.Г., Алиев И.А.
Институт геологии ДНЦ РАН

Для визуализации техногенной сейсмичности в районе Чиркейской ГЭС за длительный период, создана компьютерная программа, которая на основе электронных каталогов землетрясений (в MS Excel), представляет на экране монитора развитие сейсмического процесса и одновременно схематично изображает синхронное изменение уровня воды в водохранилище. Получаемая на экране монитора картина наглядно показывает значительное увеличение сейсмичности рассматриваемой территории после начала заполнения водохранилищ.

Ключевые слова: водохранилище, сейсмическая активность, сезонные колебания уровня воды, энергия землетрясений, карта эпицентров землетрясений, скриншоты.

RETROSPECTIVE ANALYSIS OF INDUCED SEISMICITY IN THE AREA OF CHIRKEY HYDROPOWER STATION

Musaev M. A., Dormachev S. G., Aliev I. A.
Institute of Geology Dagestan scientific center of RAS

For imaging man-caused induced seismicity in the area of Chirkey hydropower station over a long period, created a computer program that is based on electronic catalogs of earthquakes (in MS Excel), is to monitor the development of the seismic process and at the same time schematically depicts the simultaneous change of the water level in the reservoir. Obtained on the monitor screen, the picture clearly shows a significant increase in seismicity of the territory after the start of filling of the reservoirs.

Keywords: reservoir, seismic activity, seasonal fluctuations in water level, energy of earthquakes, map of epicenters of earthquakes, screenshots.

Прошло сорок лет после начала заполнения водохранилища крупнейшей на Северном Кавказе Чиркейской ГЭС. Она расположена в зоне максимальной сейсмической активности этого региона, в 37 км северо-западнее г. Буйнакск. Высота плотины равна 232,5 метра, а ее длина – 338 метра. Площадь водной поверхности Чиркейского водохранилища 42,4 км², а объем достигает 2,78 км³. Береговая линия длиной около 86 км сильно изрезаны. Ширина водохранилища превышает 5 км. Координаты центра водохранилища 43,085° с. ш., 46,835° в. д.

Заполнение водохранилища началось в июле 1974 года. При достижении высоты уровня воды 120 метров 23 декабря 1974 года около плотины произошло первое сильное землетрясение («Салатауское землетрясение») магнитудой $M = 5$ [2] (изображено «крестиком» на рис. 1). Через 17 дней, 9 января 1975 года, произошло второе более сильное землетрясение с магнитудой 5,2 («Буйнакское землетрясение») [6], и, буквально через 2,5 часа почти в том же месте еще одно – с магнитудой 5, после которых произошло большое количество повторных толчков магнитудами до 4,5. Малая глубина очага этих землетрясений привела к разрушениям домов, расположенных в этом районе.

В течение последующих 17 лет (до 1990 г. включительно) в районе водохранилища произошло более 1500 толчков с магнитудой больше 2 [7]. Высокая сейсмическая активность района Чиркейского водохранилища сохраняется и в настоящее время.

Нами создана компьютерная программа, которая по каталогу землетрясений, заданному в MS Excel, рисует на карте, выведенной на экран монитора компьютера, положение эпицентров последовательных во времени сейсмических событий с магнитудой более 2, которые происходили в районе Чиркейского водохранилища за период с 1973 г. – по 1990 г., одновременно схематично изображает и синхронное изменение уровня воды в водохранилище. Весь этот процесс был записан с экрана монитора компьютера в видеофайл. Видеоролик, который демонстрирует, как происходили сейсмические события при заполнении Чиркейского водохранилища, можно посмотреть на Youtube (<https://youtu.be/OWqQdnkMyn0>).

Приведем пояснения к происходящему на экране при просмотре этого видеоролика (скриншоты представлены на рис. 1 – рис.3).

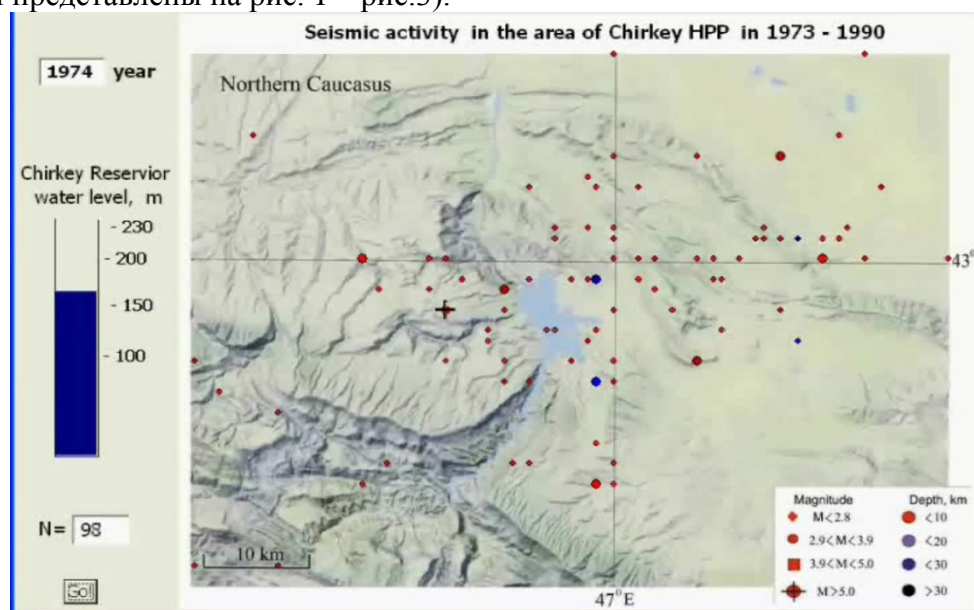


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений, происшедших за период с начала 1973 г. до конца 1974 г.

В левой части экрана схематично иллюстрируется синхронное изменение уровня воды в водохранилище, внизу справа от буквы «N» изменяющееся число – это количество землетрясений с магнитудой больше 2, зарегистрированных с начала 1973 года к текущему моменту, демонстрируемому вверх экрана: «year» (год).

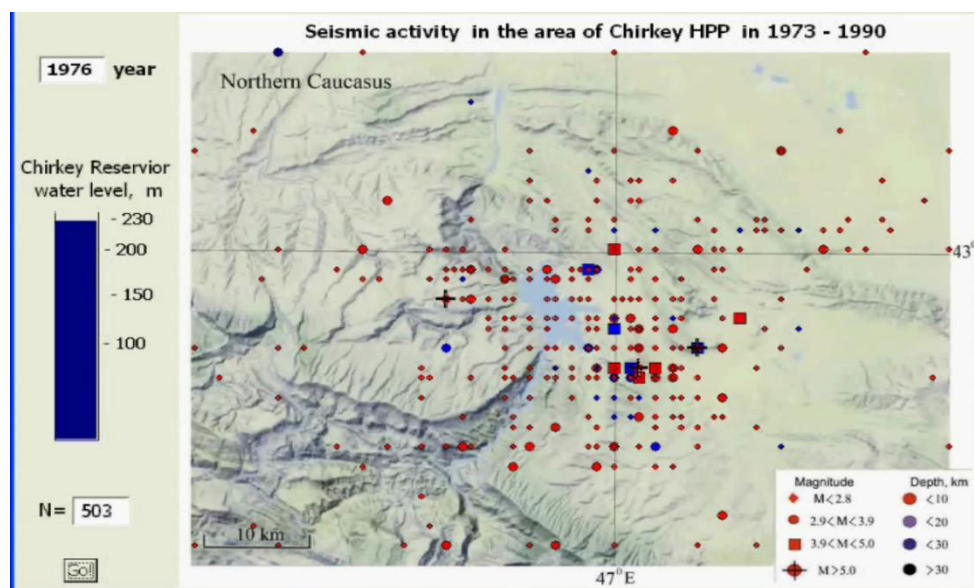


Рис. 2. Карта эпицентров землетрясений, происшедших за период с начала 1973 г. до конца сентября 1976 г. (до первого максимального заполнения водохранилища.)

Справа внизу приведены условные обозначений, используемые при выводе эпицентров землетрясений на карту, где “Magnitude” и “Depth” – это, соответственно, магнитуда и глубина очага землетрясения.

Цветом обозначены глубины очагов землетрясений: гипоцентры с глубиной до 10 км – красным, до 20 км – голубым, до 30 км – синим, более 30 км – черным, и размером – величина магнитуды землетрясения.

На рис. 2 крайним справа «крестиком» отмечено «Буйнакское землетрясение», происшедшее 9 августа 1975 г.

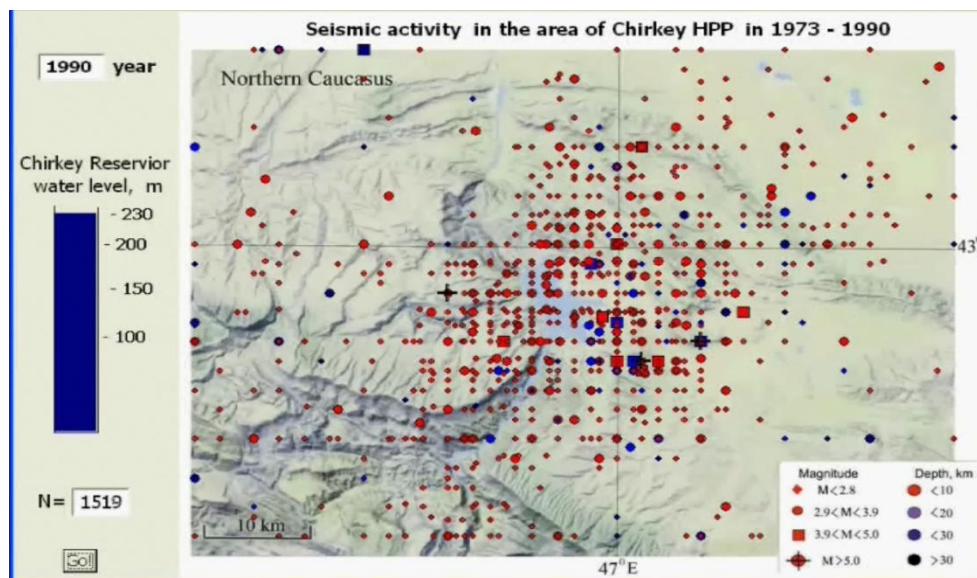


Рис. 3. Карта эпицентров землетрясений, происшедших за период с начала 1973 г. до конца 1990 г.

Отметим, что в сентябре 1976 года уровень воды в Чиркейском водохранилище достиг своего максимального значения (230 м) и после этого происходят сезонные колебания уровня воды: от минимального значения, равного 195 м (февраль – март) до максимального – 230 м (август – сентябрь).

По частоте проявлений и количеству сильных землетрясений сейсмичность, наведенная заполнением водохранилищ, занимает первое место в ряду техногенных землетрясений. Сейчас в мире насчитывается более 100 случаев изменения сейсмической активности, связанной с заполнением водохранилищ.

Уникальность наведенной сейсмичности в районе Чиркейского водохранилища является то, что частота землетрясений начала возрастать сразу после достижения уровня воды 120 метров. Суммарная энергия землетрясений за год после начала заполнения водохранилища превысила в 100 раз величину среднегодовой энергии землетрясений до заполнения водохранилища [4,5]. По продолжительности наведенной сейсмической активности район Чиркейской ГЭС занимает первое место в мире. Достаточно высокий уровень сейсмичности здесь сохраняется [1] уже в течение 40 лет после начала заполнения водохранилища. По показателю продолжительности наведенной сейсмичности район Чиркейского водохранилища превосходит район водохранилища Койна в Индии, который рассматривается как уникальное явление в природе в мире [3].

Литература

1. Алиев И.А., Черкашин В.И., Мусаев М.А. Сейсмичность Сулакского каскада ГЭС и ее техногенные аспекты // Геофизика. 2016. № 2. С. 69–74.
2. Асманов О.А., Арефьев С.С., Идармачев Ш.Г. и др. Салатауское землетрясение 23 декабря 1974 г. в Дагестане // Землетрясения в СССР в 1975 г. М.: Наука, 1975. С. 43–45.
3. Гупта Х., Растоги Б. Плотины и землетрясения. М.: Мир. 1979. 250 с.
4. Идармачев Ш.Г., Левкович Р.А., Арефьев С.С. и др. Изменение некоторых характеристик сейсмичности района Чиркейской ГЭС в период его заполнения. Сейсмический режим территории Дагестана. Махачкала: Ин-т геол. Дагестан. филиал АН СССР, 1997. Вып.1. С. 3–9.
5. Идармачев Ш.Г., Черкашин В.И., Алиев И.А. и др. Возбужденная сейсмичность в районе Чиркейского водохранилища и ее проявление в геофизических полях. Махачкала: АЛЕФ, 2012. 103 с.
6. Левкович Р.А., Асманов О.А., Крамынин П.И. и др. Буйнакское землетрясение 9 января 1975 г. // Сейсмический бюллетень Кавказа 1975 г. январь–декабрь. – Тбилиси: Мецниереба, 1977. С. 171–192.
7. Общий каталог землетрясений на территории Дагестана до 2005 года. Махачкала: Эпоха, 2007. 394 с.

УДК 550.380.12

МЕХАНИЗМ СЕЗОННЫХ ВАРИАЦИЙ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В РАЙОНЕ ЧИРКЕЙСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

Идармачев¹ Ш.Г., Магомедов² Х.Ж., Идармачев¹ А.Ш.

¹Институт геологии ДНЦ РАН, ²ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН»

Рассматривается механизм вариаций геомагнитного поля горных пород в районе Чиркейского водохранилища, связанный с сезонным изменением уровня воды в водохранилище. Предлагается механизм возникновения магнитного поля электрокинетической природы. Для оценки индукции магнитного поля использованы данные полевых наблюдений за электрофильтрационным полем в зоне обходной фильтрации плотины Чиркейской ГЭС. Количественные оценки подтверждают реальность возникновения сезонных вариаций геомагнитного поля в районе водохранилища, индуцированных токами электрофильтрационной природы.

Ключевые слова: магнитная индукция, электрофильтрационное поле, деформация, сезонные возмущения полей.

MECHANISM OF SEASONAL VARIATIONS OF THE GEOMAGNETIC FIELD IN THE DISTRICT OF THE CHIRKEAN WATER RESERVOIR

Idamarchev¹ Sh.G., Magomedov² Kh.Zh., Idamarchev¹ A.Sh.

¹Institute of Geology, Dagestan Scientific Center of the Russian Academy of Sciences,

²FIC "Unified Geophysical Service of the Russian Academy of Sciences"

The mechanism of variations of the geomagnetic field of rocks in the area of the Chirkey water storage, which is associated with a seasonal change in the water level in the reservoir, is considered. A mechanism is proposed for the appearance of a magnetic field of the electrokinetic nature. To assess the induction of the magnetic field, field observations of the electrofiltration field in the bypass filtration zone of the Chirkey HPP dam were used. Quantitative estimates confirm the reality of the occurrence of seasonal variations of the geomagnetic field in the reservoir region induced by currents of electrofiltration nature.

Key words: magnetic induction, electrofiltration field, deformation, seasonal perturbations of fields.

Введение

Высокоточные геомагнитные наблюдения в районах крупных водохранилищ представляют научный интерес с точки зрения изучения механизма плотинных землетрясений, для наблюдения за состоянием и свойствами земной коры, которые могут меняться под воздействием веса водохранилища или других факторов. В частности, в работе авторов [Абрамов и др., 1983] приведены данные режимных наблюдений геомагнитного поля в зоне Нурекского водохранилища, на основании которых делается вывод о том, что вариации геомагнитного поля могут быть вызваны пьезомагнитным или электрокинетическим эффектами.

Пьезомагнитный эффект в основном определяется изменениями магнитной восприимчивости горных пород, величина которой находится в пределах 10^{-6} – 10^{-4} ед. СГС. Электрокинетический эффект, обусловленный процессом фильтрации подземных вод, может быть относительно большим из-за высокой степени обводненности горных пород в районах водохранилищ. Коэффициент корреляции временного хода магнитного поля ΔT в районе Нурекской ГЭС с изменением уровня воды в водохранилище составляет – 0,84. Измерения проводились протонными магнитометрами МПП-1. Точность измерений составила 0,5 нТл [Каримов, 1986].

Анализируя результаты геомагнитных наблюдений в сейсмоактивном районе, авторы [Безуглая и др., 1983] на фоне длиннопериодных вариаций выделяют короткопериодные изменения длительностью до 2 месяцев, совпадающие с местными землетрясениями энергетических классов $K = 9 - 10$ ($K = \lg E$, где E – энергия землетрясения в Дж). Амплитуды аномалий напряженности магнитного поля лежат в пределах 0,8 – 2,5 нТл. Для слабых землетрясений подтверждается пространственно-временная и амплитудная зависимость тектономагнитного эффекта от энергетического класса землетрясения. Другой пример режимных наблюдений при заполнении водохранилища приведен в работе [Davis, 1972]. В Австралийских горах Сноу было заполнено водохранилище, образованное плотиной Талбинго. Вокруг водохранилища, име-

ющего длину и ширину, соответственно, 3 км и 1 км и максимальную глубину 150 м, проводились измерения магнитного поля с помощью 15 станций, оснащенных протонными магнитометрами. Сравнительный анализ данных вариаций геомагнитного поля с опорной станцией показал, что заполнение водохранилища привело к уменьшению напряженности полного вектора на 2 – 8 нТл.

В настоящее время механизм влияния водохранилища на геомагнитное поле Земли остается нераскрытым. Поэтому в настоящей работе сделаны оценки влияния электрокинетического процесса сезонной природы.

Район исследований и методика измерений

Объектом исследований является Чиркейское водохранилище с размерами 10 км x 4 км, расположенное в сейсмоактивном районе Кавказа с координатами 42,8° Вост. Долг. и 46,8° Сев. Шир. Высота плотины равна 232 м. Пункт режимных наблюдений располагался на расстоянии 0,3 км от берега водохранилища. Для измерения геомагнитного поля использовались магнитометры М-27 (Z – вертикальная компонента), М-33 и МПП-1 (T – модуль полного вектора). Точность разовых измерений магнитометров составляла 0,1 и 1,0 нТл, соответственно. Измерение Z компоненты осуществлялось 2 раза в сутки в одно и то же время, а T – в автоматическом режиме через каждый час с помощью приставки с программным управлением [Сулейманов и др., 1984].

На рис. 2 представлены графики, полученные в результате измерений параметров T , Z и уровня воды в водохранилище за период 1983 г. [Сулейманов, 1989]. Как видно между ΔT , ΔZ и уровнем воды в водохранилище, как и на других водохранилищах, рассмотренных нами выше, наблюдается отрицательная корреляционная связь, т.е. заполнение водохранилища приводит к уменьшению полного вектора магнитного поля.

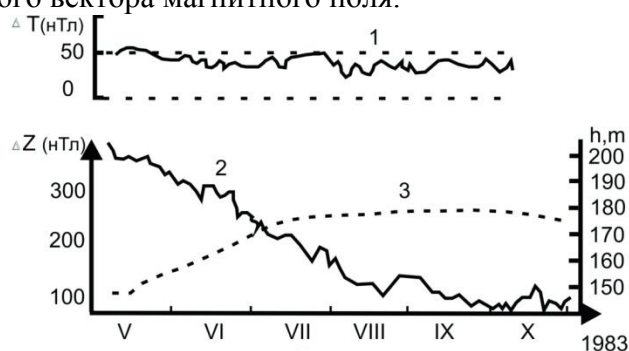


Рис. 1. Графики геомагнитного поля в районе Чиркейского водохранилища: 1 – полный вектор T ; 2 – вертикальная компонента Z ; 3 – уровень водохранилища [Сулейманов, 1989].

Однако на Чиркейской ГЭС амплитуда на компоненте Z превышает изменение полного вектора магнитного поля T более чем на порядок. Такое различие амплитуд вариаций синхронных измерений T и Z , связанных с заполнением водохранилища, автор работы [Сулейманов, 1989] объясняет магнитоупругим эффектом массива горных пород, вызванным нагрузкой водохранилища. Проведенные им оценки показывают, что изменение Z на 350 нТл при изменении T только на 50 нТл возможно при повороте модуля полного вектора напряженности магнитного поля на угол равный до 1° .

Для анализа магнитоупругого эффекта сделаем некоторые оценки деформации прогибания центра водохранилища относительно его берега, где расположен пункт измерений. По расчетным данным [Саидов, 1984] прогибание земной коры после наполнения Чиркейского водохранилища в его центральной части составило $d=8$ см. Если приближенно считать, что расстояние от берега до центра водохранилища равным $r=5$ км, то тогда угол наклона земной коры будет равен $\arcsin(d/r)=0,001^\circ$. Если учесть, что сезонная дополнительная нагрузка веса воды в паводковый период составляет $1/3$ от максимального веса водохранилища, то угол наклона будет еще меньше. Следовательно, механизм магнитоупругого эффекта не выдерживает никакой критики.

Рассмотрим механизм электрокинетической природы изменения геомагнитного поля. Индукция магнитного поля B можно определить по упрощенной формуле Био-Савара-Лапласа [Авагимов и др., 1986]:

$$B = \frac{\mu_0}{2\pi} \frac{E \cdot S}{\rho \cdot r} \quad (1)$$

где μ_0 – магнитная постоянная, E – напряженность фильтрационного электрического поля; S – поперечное сечение проводника (в данном случае площадь водохранилища); ρ – удельное сопротивление пород; r – расстояние от центра водохранилища до точки измерения.

Для оценки сезонной компоненты E использовались данные Дагестанского филиала Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федеральный исследовательский центр «Единая геофизическая служба Российской академии наук» за электрическим полем в скважине, расположенной в зоне обходной фильтрации плотины Чиркейской ГЭС [Алиев и др., 2016]. На рис. 2 приведены графики уровня воды в Чиркейском водохранилище и изменения электрического напряжения U на электродах измерительного зонда, установленного на глубине 148 м от устья скважины. Измерительные электроды выполнены из свинца. Расстояние между электродами равно 9 м. Регистрация электрического сигнала осуществляется высокоточным вольтметром чувствительность входного канала до 1 мкВ, сопряженного с компьютером. Данные за каждые 5 минутные интервалы осредняются и записываются на жесткий диск в текстовом файле Excel. На рис. 2 видно хорошее совпадение сезонных ходов графиков уровня воды в водохранилище и электрического напряжения.

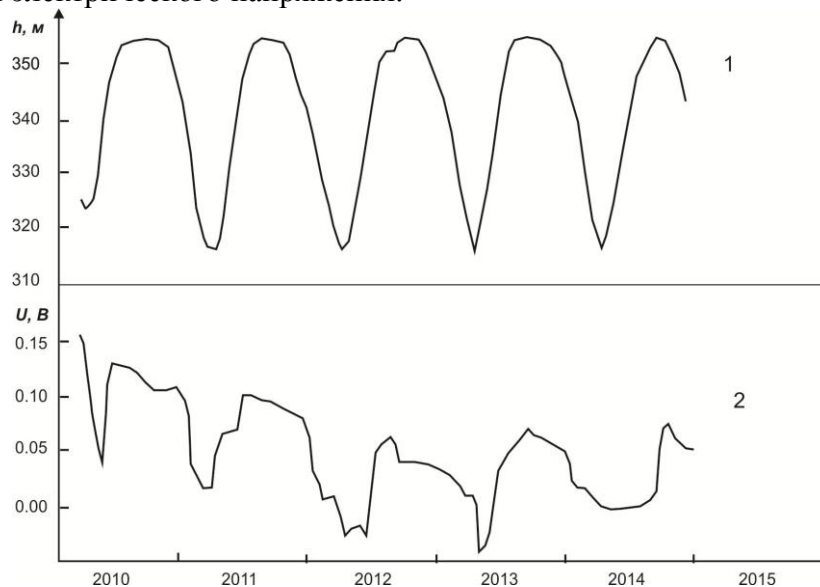


Рис. 2. Графики уровня воды в Чиркейском водохранилище (1) и электрического напряжения на электродах измерительного зонда в скважине (2).

На рис. 3 показана их взаимнокорреляционная функция, рассчитанная по программе WinABD [Дещеревский и др., 2015], которая позволяет рассматривать графики на различных временных сдвигах относительно друг друга. Максимальная положительная корреляция 0,72 наблюдается на сдвигах 384 сут. На нулевом сдвиге корреляция равна 0,63. Эти данные показывают, что вариации U связаны с сезонным изменением уровня воды в водохранилище с периодом близким 365 сут. Среднегодовая сезонная вариация электрического напряжения равна 80 мВ.

Величина напряженности электрического поля определяется отношением напряжения на электродах к длине диполя, например, если $U=80$ мВ, а длина диполя $L=9$ м, тогда $E=8,9$ мВ/м. Подставляя численные значения $E=8,9$ мВ/м, $S=40$ км, $\rho=10$ Ом·м, $r=5$ км, $\mu_0=4\pi \cdot 10^{-7}$ в формулу (1), получаем $B=14,2$ нТл.

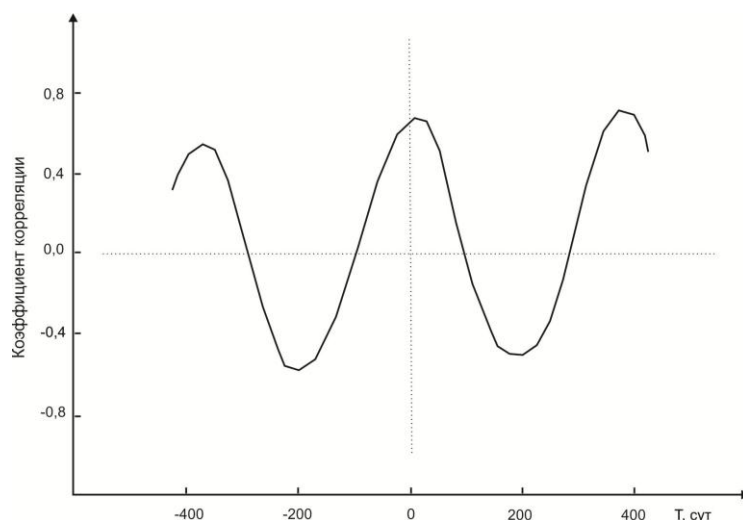


Рис. 3. Взаимнокорреляционная функция связи уровня воды в водохранилище и электрического напряжения.

Таким образом, количественные оценки подтверждают реальность возникновения сезонных вариаций геомагнитного поля в районе водохранилища, индуцированных токами электрофильтрационной природы.

Выводы:

На основе экспериментальных данных вариаций электрофильтрационного поля в скважине, связанных с режимом сезонного изменения уровня воды в Чиркейском водохранилище, сделаны оценки изменения геомагнитного поля, которые подтверждают возможность связи его с электрофильтрационными процессами в районе водохранилища.

Литература

1. Абрамов О.К., Каримов Ф.Х., Негматуллаев С.Х. и др. О влиянии гидрорежима крупных водохранилищ на локальное геомагнитное поле //Изв. АН Тадж. ССР. 1983. № 1 (87).- С.74–82.
2. Авагимов А.А., Атаев А.К., Журков В.С. и др. Локальные вариации геомагнитного поля токовой природы //Прогноз землетрясений. 1986. № 7.- С. 181-185.
3. Алиев М.М., Даниялов М.Г., Магомедов Х.Ж., Идармачев И.Ш. Сезонные вариации напряженности естественного электрического поля в районе плотины Чиркейской ГЭС, связанные с изменением уровня воды в водохранилище. Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы XI Международной сейсмологической школы, г. Чолпон-Ата, Кыргызстан, 11-17 сентября. Обнинск. 2016.
4. Безуглая Л.С., Сквородкин Ю.П. Тектономагнитные исследования в СССР (1976-1981). Современное состояние исследований в области геомагнетизма. М., ИФЗ АН СССР.1983. 239 с.
5. Дещеревский А.В., Журавлев В.И., Никольский А.Н. WinABD – пакет программ для сопровождения и анализа данных геофизического мониторинга. Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. К 100-летию организации инструментальных сейсмологических наблюдений на Камчатке. Труды 5 научно-технической конференции. Петропавловск-Камчатский. 27 сентября - 3 октября 2015 г. Петропавловск-Камчатский, 2015.- С. 211-216.
6. Каримов Ф.Х., Прохоров А.А. О проявлении тектономагнитного эффекта в зоне Нурекского водохранилища //Прогноз землетрясений. Душанбе - Москва: Дониш, 1986. № 7.- С. 261-267.
7. Саидов О.А. Деформация прогибания и возбужденные землетрясения //Советская геология. 1984. № 1.- С. 120-125.
8. Сулейманов А.Б., Алиев М.М. К методике изучения вариаций геомагнитного поля на Дагестанском геодинамическом полигоне. Геофизические поля Прикаспийского региона. Махачкала: Ин-т пробл. геотерм. Дагестан. филиал. АН СССР. 1984.- С. 108-111.
9. Сулейманов А.И. Магнитоупругий эффект - возможный предвестник техногенного землетрясения. Вопросы сейсмичности Восточного Предкавказья. Махачкала: Ин-т геол. Даг. филиал АН СССР. 1989.- С. 35-37.
10. Davis P.M., Stacey F.D. Geomagnetic anomalies caused by a man - made //Nature. 1972. V. 240. № 348. P. 512-520.

Информация для авторов

Материалы для опубликования в журнале направлять по адресу: 367030, г. Махачкала, ул М.Ярагского 75.

Статьи необходимо направлять в редакцию в двух бумажных экземплярах, подписанных всеми авторами, а также в электронном виде (CD-диск или др. накопитель, либо отправка электронной версии статьи по e-mail на: dangeogis@mail.ru).

К рукописи необходимо приложить документы (разрешение на публикацию от учреждений, в которых выполнены исследования).

Иностранные авторы должны предоставить согласие на публикацию статьи (наличие оригинальной или факсимильной подписи обязательно).

Также следует предоставить информацию об авторах: имена и отчества, адреса, телефоны, dangeogis@mail.ru.

Правила оформления рукописи в журнале

"Труды Института геологии ДНЦ РАН. Геология и ресурсы Кавказа".

1. В журнале публикуются оригинальные статьи теоретического и методического характера по вопросам геологии, геофизики и геохимии, результаты изучения состава и строения коры и мантии Земли, процессов формирования и общих закономерностей размещения полезных ископаемых, исследования по разработке и применению геолого-геофизических методов. Для работ регионального характера предпочтение отдается статьям по различным вопросам сравнительной геологии с учетом специфики Кавказа, сопредельных стран Азии и прилежащих акваторий. Журнал печатает также заказные тематические обзоры.

2. Статьи, соответствующие профилю журнала, принимаются к опубликованию после рецензирования. Авторы представляют статьи на русском и английском языках. Необходимо указать официальное название организации, в которой выполнена работа, в том числе на английском языке, а также официальные адреса авторов. При использовании в тексте сокращенных названий следует давать их расшифровку при первом применении или ограничиваться общепринятыми сокращениями.

3. Название статьи должно строго соответствовать ее содержанию. Текст статьи, как правило, разбивается на разделы: а) введение и постановка проблемы, б) методика исследования, в) результаты исследований, г) обсуждение результатов, д) заключение и т. п.

4. Аннотация объемом до 100 слов, ключевые слова (3-7), индекс УДК.

5. Название, данные об авторах, аннотация, ключевые слова и список литературы дублируются на английском языке.

6. Рукопись должна быть окончательно проверена, датирована, подписана всеми авторами.

К рукописи прилагаются документы (разрешение на публикацию от учреждений, в которых выполнены исследования). Редакция оставляет за собой право редакторской правки.

Технические требования:

1. Статьи, в том числе приложения, примечания, список литературы, подписи к рисункам, таблицы, представляются в электронном виде по адресу dangeogis@mail.ru и должны быть напечатаны на отдельных листах, через два интервала, с полями (сверху – 2, снизу – 2, слева – 3 см, справа – 2 см). Объем статьи в общем случае не должен превышать одного авторского листа, включая таблицы и список литературы. Один авторский лист соответствует 40000 знаков с пробелами. Исключение составляют заказные и обзорные статьи. Текст статьи должен быть также представлен в электронном виде.

2. В текстах статей можно размещать рисунки, таблицы, графики и схемы. На рисунках должен быть минимум буквенных и цифровых обозначений. Название рисунков и информация по ним должны приводиться в подрисуночных подписях.

При необходимости рекомендуется представлять в цветном варианте рисунки (фотографии и микрофотографии обнажений, шлифов, ископаемых остатков фауны и флоры, другие фотографии, а также карты и профили геофизических полей с элементами их интерпретации, географические, батиметрические и другие карты, схемы, диаграммы, использующие в качестве главной информативной части шкалу градаций цвета). Печать цветной графики является платной. Если автор не согласен оплачи-

вать цветную печать, представляемая графика должна быть переработана в черно-белом варианте таким образом, чтобы обеспечить ясность изображения и избежать необходимости допечатной коррекции. При этом рекомендуется присылать оба варианта рисунка с пометкой, что для печати автор просит использовать черно-белый вариант графики.

Разрешение растровых иллюстраций должно быть не менее 300 dpi.

3. Список используемой литературы дается в конце статьи в алфавитно-хронологическом (по первому автору) порядке: вначале на русском, а затем на английском и других иностранных языках. Авторский коллектив приводится полностью. В списке литературы даются только опубликованные работы. Ссылка в тексте дается в квадратных скобках, указывается номер ссылки в списке литературы.

4. Список литературы оформляется с абзацного отступа следующим образом: фамилии и инициалы авторов, полное название источника, город, издательство, год издания, число страниц. Цитируя статью из сборника, необходимо указать фамилии и инициалы авторов, полные названия как статьи, так и сборника в целом, фамилии и инициалы его редакторов, место и год издания источника и номера страниц статьи. Для журнальной статьи: фамилии и инициалы авторов, название статьи и журнала, год издания, том, номер, страницы.

5. Упомянутые в статьях единицы измерения должны соответствовать Международной системе единиц СИ.

6. Занумерованные формулы обязательно выключаются в красную строку, номер формулы ставится у правого края. Желательно нумеровать лишь те формулы, на которые имеются ссылки.

Рукописи, оформленные с нарушением правил, возвращаются без рассмотрения.

Адрес редакции:
Россия, 367030, Махачкала, ул. М.Ярагского 75
© 2017–2018 Институт геологии ДНЦ РАН



Выпуск журнала № 1 подготовлен при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 17-05-20396 Г).

Научное издание

Ежеквартальный научный журнал

Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН

Выпуск № 1 (68) 2017

Издаются по решению ученого совета ИГ ДНЦ РАН

Сборник набран, сверстан и отредактирован на компьютерной базе Гис-центра Института геологии ДНЦ РАН.

Дизайн – Черкашин В.И.
Верстка – Мамаев С.А., Магомедов Р.А., Ибаев Ж.Г., Идрисов И.А.
Набор – Гусейнова А.Ш.

Подписано в печать 20.09.2017 г.
Формат 60x84¹/₈. Печать ризографная. Бумага офсетная.
Гарнитура «Таймс». Усл. п. л. 13. Тираж 500 экз.



Отпечатано в типографии АЛЕФ, ИП Овчинников М.А.
367002, РД, г. Махачкала, ул. С.Стальского 50, 3 этаж
Тел.: +7 (8722) 935-690, 599-690, +7 (988) 2000-164
www.alefgraf.ru, e-mail: alefgraf@mail.ru