

**КООРДИНАЦИОННЫЙ КОМИТЕТ ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ  
И МОНИТОРИНГУ ЗАГРЯЗНЕНИЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ**

**COORDINATING COMMITTEE ON HYDROMETEOROLOGY  
AND POLLUTION MONITORING OF THE CASPIAN SEA**



*при поддержке  
with the support of*

**КАСПИЙСКОЙ ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ПРОГРАММЫ  
CASPIAN ENVIRONMENT PROGRAMME**



**МАТЕРИАЛЫ  
МЕЖДУНАРОДНОЙ НАУЧНОЙ КОНФЕРЕНЦИИ  
«ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА И ВОДНОГО БАЛАНСА  
КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА»**

**Астрахань, Российская Федерация, 19-20 октября 2010 года**

**PROCEEDINGS  
OF THE INTERNATIONAL SCIENTIFIC CONFERENCE  
«CLIMATE AND WATER BALANCE CHANGES  
IN THE CASPIAN REGION»**

**Astrakhan, Russian Federation, 19-20 October 2010**



**Астрахань  
2011**

КООРДИНАЦИОННЫЙ КОМИТЕТ ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ  
И МОНИТОРИНГУ ЗАГРЯЗНЕНИЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

COORDINATING COMMITTEE ON HYDROMETEOROLOGY  
AND POLLUTION MONITORING OF THE CASPIAN SEA

*при поддержке  
with the support of*

КАСПИЙСКОЙ ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ПРОГРАММЫ  
CASPIAN ENVIRONMENT PROGRAMME

## **МАТЕРИАЛЫ**

### **МЕЖДУНАРОДНОЙ НАУЧНОЙ КОНФЕРЕНЦИИ «ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА И ВОДНОГО БАЛАНСА КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА»**

**Астрахань, Российская Федерация, 19-20 октября 2010 года**

## **PROCEEDINGS**

### **OF THE INTERNATIONAL SCIENTIFIC CONFERENCE «CLIMATE AND WATER BALANCE CHANGES IN THE CASPIAN REGION»**

**Astrakhan, Russian Federation, 19-20 October 2010**

**Астрахань**

**2011**

Материалы международной научной конференции «Изменения климата и водного баланса Каспийского региона» (19-20 октября 2010 года, Астрахань). Астрахань, 2011. 262 с.

Proceedings of the International Scientific Conference «Climate and Water Balance Changes in the Caspian Region» (19-20 October 2010, Astrakhan). Astrakhan, 2011. 262 p.

ISBN 978-5-91910-091-1

## Предисловие

19-20 октября 2010 года в городе Астрахани, расположенном в дельте реки Волги, впадающей в Каспийское море, прошла международная научная конференция «Изменения климата и водного баланса Каспийского региона», организованная в соответствии с рекомендациями 14-й Сессии Координационного комитета по гидрометеорологии и мониторингу загрязнения Каспийского моря (КАСПКОМ).

Тезисы докладов, представленных на конференции, были опубликованы накануне ее проведения, а затем размещены на сайте КАСПКОМ вместе с программой и другими материалами конференции <http://www.caspcom.com/index.php?razd=conf&lang=1>. Большинство участников конференции, следуя просьбе оргкомитета, представили по ее окончании полные тексты своих докладов на русском или английском языке.

Материалы на английском языке публикуются без научной редакции, в том виде, в каком они были представлены авторами. Доклады на русском языке были отредактированы. Тщательная подготовка сборника трудов конференции к изданию, к сожалению, потребовала много времени, чем объясняется несколько запоздалая публикация материалов.

Полтора года, прошедшие со дня закрытия конференции, были переломными в динамике водного баланса Каспийского моря, что подтвердило актуальность поднятой на ней проблемы в целом, отдельных ее аспектов, рассмотренных участниками конференции, а также путей решения, отраженных в принятой резолюции.

2010-2011 годы оказались маловодными на р. Волге, что привело к резкому снижению уровня Каспийского моря. Весной 2012 года, когда материалы конференции увидели свет, стало ясно, что маловодным будет и этот год, т.е. ускоренное падение уровня моря продолжится. Следует ожидать (и это уже ощущается), что данные изменения водного баланса негативно отразятся на морском хозяйстве, прежде всего, судоходстве и рыболовстве.

В связи со сложившейся критической ситуацией рабочая группа КАСПКОМ приступила к подготовке «Бюллетеней о состоянии уровня Каспийского моря», содержащих оценку его фактических и ожидаемых сезонных изменений. Данные бюллетени будут выпускаться 2 раза в год (после прохождения максимума и минимума сезонного хода) и публиковаться на сайте КАСПКОМ <http://www.caspcom.com/index.php?razd=bullet&lang=1>.

Однако оперативные данные - это только часть информации, необходимой для принятия решений. Они дополняют собой научные знания, позволяющие осмыслить ситуацию и выбрать правильную стратегию. Поэтому материалы конференции, отличающиеся глубиной анализа и широтой рассмотрения проблемы изменений климата и водного баланса Каспийского региона, несомненно, еще долго будут полезны всем, чьих интересов она касается.

Сергей Монахов

Директор Каспийского морского научно-исследовательского центра  
Координатор проектов КАСПКОМ

## Foreword

International scientific conference "Climate and Water Balance Changes in the Caspian Region" organized in accordance with the recommendations of the 14th Session of Coordinating Committee on Hydrometeorology and Pollution Monitoring of the Caspian Sea (CASPCOM) was held on 19-20 October 2010 in Astrakhan located in the delta of the Volga river flowing into the Caspian Sea.

Abstracts of the Conference papers were published before opening of the Conference and were displayed at CASPCOM website alongside with the Conference Programme and related materials <http://www.caspcom.com/index.php?razd=conf&lang=1>. Most Conference participants following the request of the Organization Committee submitted complete texts of their papers in Russian or English after the Conference.

Papers submitted in English have not been revised and are presented as submitted by the authors. Papers submitted in Russian have been revised. Thorough preparation of the Conference proceedings took a long time, thus the publication of the materials was delayed.

A year and a half which have passed from the Conference date have turned to be critical in the dynamics of the water balance of the Caspian Sea, which confirms the urgency of the problem as a whole and its aspects covered by the Conference participants as well as the solutions adopted in the Resolution.

2010-2011 were poor in water content for the Volga river, which caused a sharp decrease of the Caspian Sea level. In the spring of 2012 when the Conference materials were published it became obvious that the current year would also be poor in water, i.e. the sea level will continue to fall. We should expect that these changes of the water balance (and they are felt already) will produce a negative impact on the marine economy, and first of all on navigation and fishing.

In connection with this critical situation CASPCOM Working Group started the preparation of the "Bulletins on the state of the Caspian Sea level", which contain the assessment of its actual and expected seasonal changes. These bulletins will be issued twice a year (after reaching maximum and minimum of the seasonal trend) and displayed at CASPCOM website <http://www.caspcom.com/index.php?razd=bullet&lang=1>.

However real-time data are just part of the information required for decision-taking. They add to the scientific knowledge which makes it possible to assess the situation and choose the right strategy. That is why the Conference materials characterized by in-depth analysis and comprehension of the problem of climate and water balance changes in the Caspian region will be useful to all the stakeholders.

Sergey Monakhov

Director of Caspian Marine Scientific Research Center  
Coordinator of CASPCOM Projects

**Содержание**  
**Content**

	Стр.
RIVER RUNOFF AS A MAJOR FACTOR OF LONG-TERM CASPIAN LEVEL FLUCTUATIONS <u>Shiklomanov I.A.</u> , Georgievsky V.Yu., Shalygin A.L.	9
STUDY AND ANALYSIS OF CLIMATOLOGY DATA OF THE CASPIAN SEA SOUTHERN COAST M. Riahi, H. Sabaghzadeh, M.Khalilzadeh, Esfandyarnejad	16
SATELLITE ALTIMETRY TO SUPPORT STUDIES OF SEA LEVEL CHANGE IN THE CASPIAN SEA R. Mamedov, J. F. Cretaux, S. Vignudelli, S. Calmant, L. Testut, F. Lyard, M. Calzas, A. Alyev, A.Kostyanov	25
ОЦЕНКА ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА КАСПИЙСКОГО МОРЯ НА ОСНОВЕ НОВЫХ ИНФОРМАЦИОННЫХ ТЕХНОЛОГИЙ Воронцов А.А., Михайлов Н.Н.	31
МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЯ И ПРОГНОЗИРОВАНИЯ СГОННО-НАГОННЫХ ЯВЛЕНИЙ В КАЗАХСТАНСКОЙ ЧАСТИ КАСПИЙСКОГО МОРЯ С УЧЕТОМ ИЗМЕНЯЮЩИХСЯ ВОДНОБАЛАНСОВЫХ ХАРАКТЕРИСТИК Ивкина Н.И.	37
EXPLORING THE CASPIAN SEA BASIC ECOSYSTEM DYNAMICS BY MEANS OF THE SeaWiFS HISTORICAL RECORD (1997-2009) Barale V.	43
ВЛИЯНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА БИОТОПЫ ВОЛЖСКОЙ ДЕЛЬТЫ А.Н. Бармин, М.М. Иолин	50
СТАТИСТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ УЩЕРБОВ, ВЫЗЫВАЕМЫХ КОЛЕБАНИЯМИ УРОВНЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ Фролов А.П.	55
ВЛИЯНИЕ КОЛЕБАНИЙ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ НА ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ В СЕВЕРО-КАСПИЙСКОМ РЕГИОНЕ НА ПЕРИОД ДО 2017 ГОДА Бухарицин П.И., Андреев А.Н.	61
IS THE CLIMATE OF IRAN CHANGING? Bohloul Alijani, Reza Doostan	66
THE STUDY OF ATMOSPHERIC PARAMETERS EFFECT ON THE SOUTH CASPIAN SEA LEVEL FLUCTUATION Rafie Zahedi, Shahmir Eghtesadi	71
ФУНКЦИОНАЛЬНОЕ ЗОНИРОВАНИЕ ПРИКАСПИЙСКОГО РЕГИОНА КАЗАХСТАНА Акиянова Ф.Ж., Беккулиева А.А.	77

ДОЛГОВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ДОННЫХ БИОЦЕНОЗОВ КАСПИЙСКОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ ПОДВОДНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ Ушивцев В.Б., Ермаков Д.И., Ушивцев В.В., Галактионова М.Л., Котеньков С.А.	82
ОЦЕНКА ВЫНОСА РЕКАМИ РОССИИ В КАСПИЙСКОЕ МОРЕ БИОГЕННЫХ, ОРГАНИЧЕСКИХ, ПРИОРИТЕТНЫХ ЗАГРЯЗНЯЮЩИХ ВЕЩЕСТВ И МНОГОЛЕТНИЕ ТЕНДЕНЦИИ ЕГО ИЗМЕНЕНИЯ Никаноров А., Смирнов М., Коротова Л., Клименко О.	88
СТОК РЕКИ ВОСТОЧНЫЙ МАНЫЧ В XXI СТОЛЕТИИ В СВЯЗИ С ОЖИДАЕМЫМ ИЗМЕНЕНИЕМ КЛИМАТА Базелюк А.А., Лурье П.М.	92
LIKELY IMPACTS OF CLIMATE CHANGE ON HYDROLOGIC REGIME OF THE ATRAK RIVER BASIN, NORTH KHORASAN, IRAN Vahedberdi Sheikh	97
TREND OF CHANGE IN DISCHARGE OF IRANIAN MAJOR RIVERS TO THE CASPIAN SEA Abdolazim Ghanghermeh, Javad Malek	103
МНОГОЛЕТНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ СТОКА ВОДЫ И НАНОСОВ В УСТЬЯХ РЕК ВОЛГИ, ТЕРЕКА И СУЛАКА Полонский В.Ф., Остроумова Л.П.	112
ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ЗАТОПЛЕНИЯ, РАСЧЕТ И ОЦЕНКА ИЗМЕНЕНИЙ СОСТАВЛЯЮЩИХ ВОДНОГО БАЛАНСА ДЕЛЬТЫ ВОЛГИ В ПОЛОВОДЬЕ Полонский В.Ф., Остроумова Л.П.	119
ПРОГНОСТИЧЕСКИЕ РАСЧЕТЫ ГИДРОГРАФОВ СТОКА И УРОВНЕЙ ВОДЫ В ДЕЛЬТЕ ВОЛГИ ПО ДАННЫМ О СБРОСАХ ВОЛГОГРАДСКОЙ ГЭС В ПОЛОВОДЬЕ Полонский В.Ф.	127
IMPACT OF THE RAPID CASPIAN SEA LEVEL CHANGING ON MIANKALEH SAND SPIT EVOLUTION Khoshnavan H., Hashemian M., Rouhanizadeh S.	134
ВОДНО-БАЛАНСОВАЯ МОДЕЛЬ СЕВЕРНОГО КАСПИЯ, ОТДЕЛЬНЫХ ЕГО ЧАСТЕЙ И ОЦЕНКА ПРИТОКА РЕЧНЫХ ВОД В СРЕДНИЙ КАСПИЙ Остроумова Л. П., Полонский В.Ф.	139
MODELING WATER BALANCE CHANGES ON THE IRANIAN EAST COAST OF THE CASPIAN SEA Abdolreza Bahremand, Atena Kabir	147
TEMPORAL AND SPATIAL VARIABILITIES OF CASPIAN SEA SURFACE TEMPERATURE AND ATMOSPHERIC FORCINGS F. Hosseinibalam, F. Saeedmehr	153
LINKS BETWEEN ATMOSPHERIC PRESSURE AND PRECIPITATION OVER THE CASPIAN SEA S.Hassanzadeh, F. Saeedmehr	160

ROLE OF SEA SURFACE TEMPERATURE ANOMALY (SSTA) OF THE CASPIAN SEA ON RAINFALL VARIATIONS IN THE SOUTHERN COASTAL REGION	
Maziar Gholami, Farhang Ahmadi Givi and Sarmad Ghader	167
ASSESSMENT OF CLIMATE CHANGE IN SOUTHERN CASPIAN SEA (KHAZAR SEA)	
Manijeh Ghahroudi Tali	173
ВЛИЯНИЕ МНОГОЛЕТНИХ ИЗМЕНЕНИЙ ВОЛЖСКОГО СТОКА НА СОВРЕМЕННЫЙ РЕЖИМ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КАСПИЙСКОГО МОРЯ	
Катунин Д.Н., Кашин Д.В.	180
РАЗВИТИЕ МЕТОДОВ И ТЕХНОЛОГИЙ ПРОГНОЗА УРОВНЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ В ГИДРОМЕТЦЕНТРЕ РОССИИ	
Абузьяров З.К., Нестеров Е.С., Красюк В.С., Лежнева Н.Г.	185
ОСНОВНЫЕ КОНЦЕПЦИИ НЕПОСТОЯНСТВА УРОВНЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ	
Никонова Р.Е.	193
ИЗМЕНЕНИЕ ВОДНОГО БАЛАНСА И УРОВНЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ В УСЛОВИЯХ ГЛОБАЛЬНОЙ КЛИМАТИЧЕСКОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ И АНТРОПОГЕННОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ЕГО ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ	
Никонова Р.Е.	200
ПРОБЛЕМА ДОЛГОСРОЧНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ УРОВНЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ	
Малинин В.Н.	212
INVESTIGATION OF THE CASPIAN SEA COASTLINE CHANGES IN THE PROVINCE OF GUILAN	
Mohamad Reza Afshari azad, Alireza Ghodrati	219
MODELING OF THE CASPIAN SEA LEVEL SEASONAL AND INTERANNUAL CHANGES	
Ропов С., Лобов А.	225
THE ROLE OF THE CASPIAN SEA IN PRECIPITATION CONDITIONS ON THE SHORES OF THE NORTH OF IRAN	
Hamid Reza Moradi	244
ВОЗДЕЙСТВИЕ НЕФТЕГАЗОВОГО КОМПЛЕКСА НА ОКРУЖАЮЩУЮ СРЕДУ КАЗАХСТАНСКОГО ПРИКАСПИЯ	
Темирбаева Р.К.	250
МОНИТОРИНГ ГЕОСФЕРНЫХ ПРОЦЕССОВ КАЗАХСТАНСКОЙ ЧАСТИ ПРИКАСПИЯ	
Ергалиев Т.Ж.	253
РЕЗОЛЮЦИЯ КОНФЕРЕНЦИИ	261
RESOLUTION OF THE CONFERENCE	262



## RIVER RUNOFF AS A MAJOR FACTOR OF LONG-TERM CASPIAN LEVEL FLUCTUATIONS

**Shiklomanov I.A., Georgievsky V.Yu., Shalygin A.L.**

State Hydrological Institute, Saint-Petersburg, Russia

Tel. +7(812) 323-35-17 Fax: +7(812) 323-10-28

[ggi@hotmail.ru](mailto:ggi@hotmail.ru)

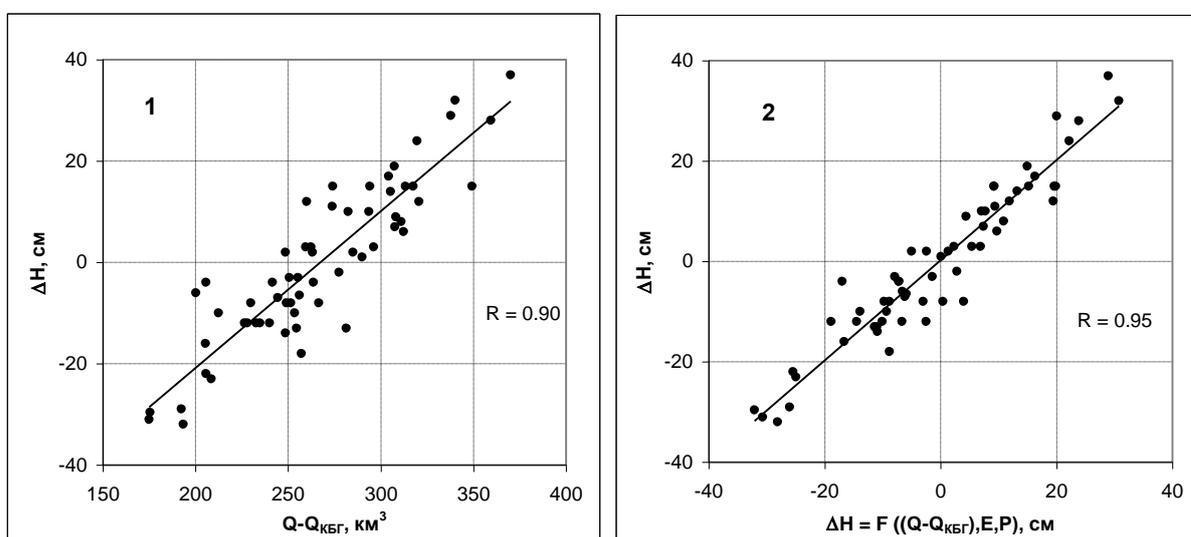
Variations in the Caspian Sea volume (level) depend on the ratio of (difference between) water inflow and outflow, which in turn is determined by a number of natural and anthropogenic factors in its basin as well as by various hydrologic and hydrodynamic processes occurring in the sea itself.

In order to obtain reliable data on the causes of sharp Caspian level fluctuations, detailed studies of its water balance components were done at the State Hydrological Institute. The water balance was calculated in two variants: first, with all the components (including evaporation from water surface) calculated independently making use of the technique developed at the State Oceanographic Institute (GOIN) and, second, with evaporation determined as a residual term in the balance.

The balance calculated and corrected at the SHI has very insignificant discrepancies with all the components calculated independently, which disproves the theories that tectonic movements in the sea basin, changes in underground inflow etc. exert any significant influence on the sea level change.

The obtained long-term data on the Caspian water balance components made it possible to estimate statistical relationship between annual level changes and major determining factors.

Figure 1 shows a graph representing the dependency of annual sea level increments on the net river inflow (minus outflow to Kara-Bogaz-Gol).



**Fig. 1.** Dependency of annual Caspian sea level increments on the net river inflow

Analysis of the above relationship gives grounds for drawing a conclusion that the major reason behind sharp Caspian level fluctuations is a substantial variation in river inflow. As follows from the Fig.1, the net annual inflow being 340-365 km<sup>3</sup>, level rise amounts to more than 30 cm, while the inflow being about 200-220 km<sup>3</sup>, the level decreases by 20-30 cm. A series of such high or low water years leads to extreme level increments.

The spread of points in Fig.1 can be explained by the fact that beside river inflow, level increments also depend on the sea surface area, evaporation from water surface and precipitation.

Influence of the surface area consists in the following: the level being high, probability of positive increments is lower than of negative ones, and vice versa. For example, continuous drop in the sea level (from the end of the XIX century till 1977) led to a shrunk in the sea area. The sea surface having been larger, as it was, for example, in the beginning of 1900's, level rise in 1978-1998 would have been to times slower.

One should also notice that the most significant spread of points around the regression line corresponds to the years when evaporation from water surface or precipitation differ greatly from annual averages.

However, in spite of the mentioned above, one should emphasize again that data on sea water balance and statistical analysis of its components give grounds for a definite conclusion that the major factor determining all the significant Caspian level fluctuations (drop in the 1930's and in 1971-77 and rise in 1978-96) is the net inflow of river water with its main component - the Volga inflow. Correlation coefficient between annual level increments and net inflow (minus outflow to Kara-Bogaz-Gol) amounted to  $-0,90$  in 1930-1996.

As the Volga inflow accounts for about 83% of the total river inflow into the Caspian Sea, the discharge of the river plays crucial role in the Caspian hydrological regime, namely level regime. Figure 2 represents the dynamics of the Caspian level and the differential integral curve of the Volga runoff at Volgograd. One can see complete simultaneity of the Caspian level and Volga runoff fluctuations.



**Fig. 2.** Dynamics of the Caspian level (blue line) and the differential integral curve of the Volga runoff at Volgograd (red line)

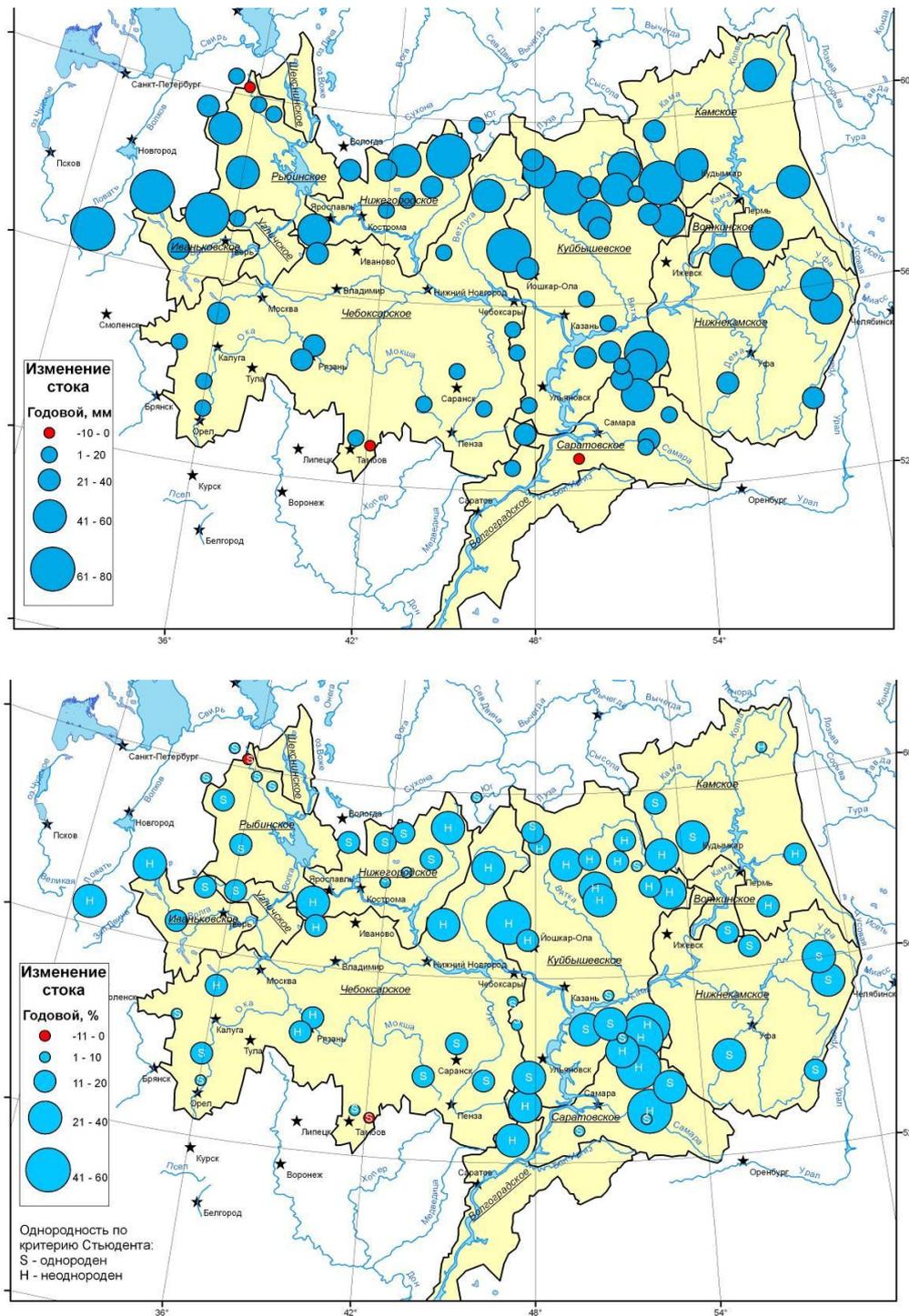
Over the last decades, noticeable changes in climate conditions have occurred in the Volga basin, first of all air temperature increase. How have these changes impacted river water regime and what can be expected in the future? The answer to these questions plays a decisive role in solving a plenty of practical tasks.

In 2009-2010, State Hydrological Institute carried out integrated research into assessment of the present day changes in the Volga water regime and their causes as well as into evaluation of possible changes in the coming decades.

In order to identify features of past climate-caused changes in the Volga water resources, a detailed physical-statistical analysis of runoff data from 79 rivers, having most long-term and continuous series of observations and not affected by anthropogenic activity, was made. It was found out that since the second half of 1970s, runoff formation conditions in the Volga basin have changed, which has influenced directly its inflow into the Caspian. Given below is brief characteristic of these changes.

**Annual runoff.** Over the last 30 years, annual runoff has increased in almost whole basin area (Fig.3). For the river basins located north of 56°N, increase in water content amounts to 20–40 mm on average, while for the basins located to the south 5–15 mm. Most rivers of the Volga basin have positive trends of annual runoff. As concerns annual runoff variability, increased dispersion as against previous period has been observed over the last 30 years on the rivers of northern part of the basin, and decreased dispersion on southern ones.

One should, however, mention that the above results do not yet give any reasons to discuss existence of any directed changes in long-term fluctuations in water resources of the Volga basin rivers, because on most rivers they take place within the range of natural variability.



**Fig.3.** Anomalies of the Volga basin rivers annual runoff in 1978-2007 (top) in comparison with 1946-1977 (down).

**Spring runoff.** Spring runoff tends to increase in the Kama, Unzha and Vetluga river basins and decrease in the rest of the watershed. Trends in flood runoff correspond to the above mentioned changes, namely negative trend on most rivers and decreased spring runoff dispersion observed over the last decades.

**Summer-autumn runoff.** Increased summer-autumn runoff has been observed in the whole Volga basin, the most significant increase being in the southern forest, forest-steppe and steppe zones of the basin where runoff has increased by 50-100% on average, and positive trends have prevailed over the last decades. At the same time, variability of summer-autumn runoff has increased. Most of the summer-autumn runoff series considered are non-homogeneous in terms of Student's criterion. Significant positive trends have also been revealed for most of the rivers.

**Winter runoff.** Winter runoff has substantially increased (by 50-100%) over the last 30 years on all rivers of the Volga basin (Fig.4). On 67 rivers, interruption in homogeneity of winter runoff series by the Student's criterion has been revealed. 74 rivers demonstrate substantial positive trends. Moreover, winter runoff dispersion has sharply increased over the last decades; 52 rivers demonstrate substantial Fisher's inhomogeneity.

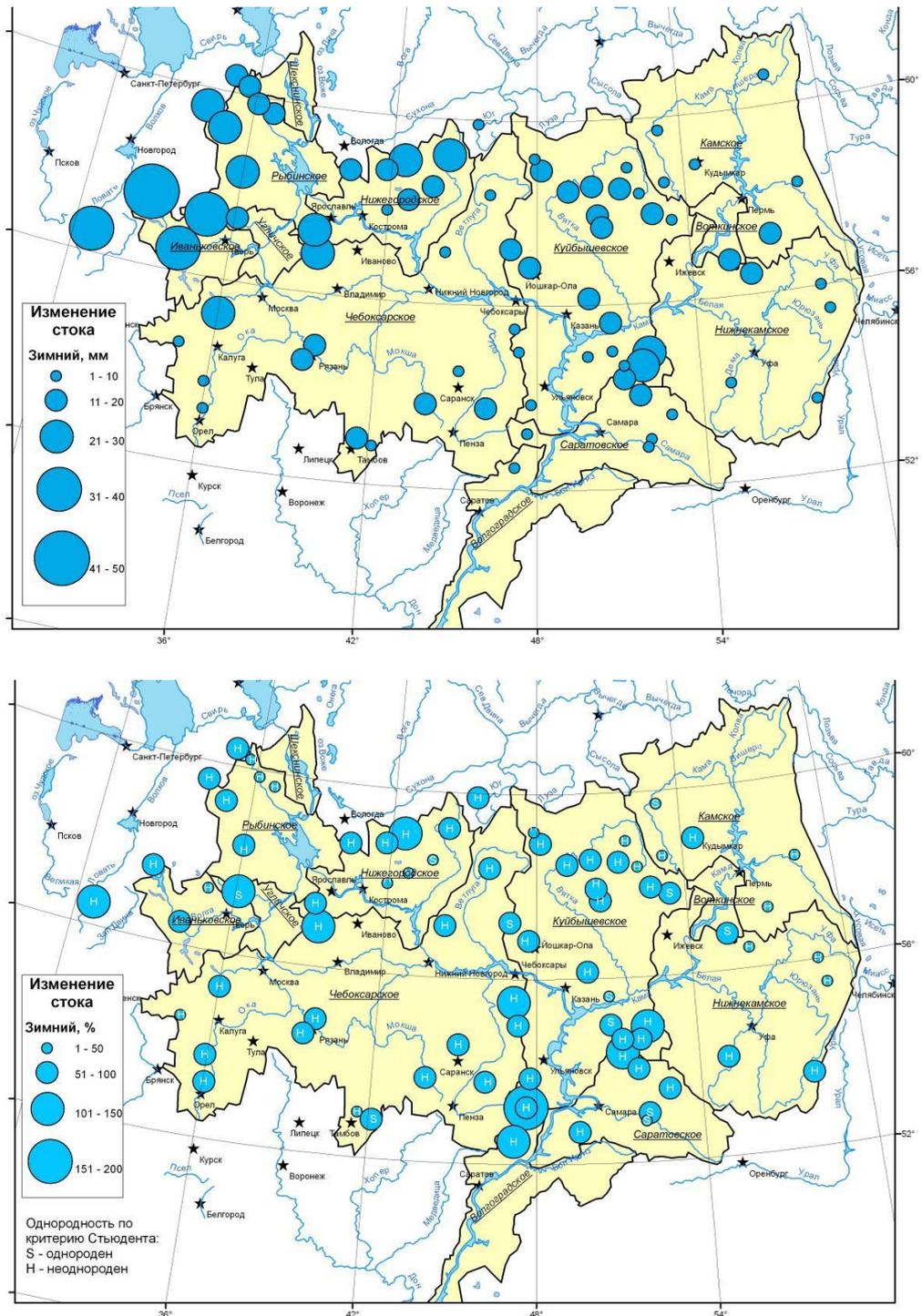
**Monthly runoff.** 88-89% of the rivers considered demonstrate substantial positive trends in long-term variations of January and February runoff, 63-64% of the rivers demonstrate positive trends in March and December runoff variations. From June to November substantial positive trends are observed at about 50% of gauges, and only in April and May negative trends in runoff have been revealed at 27% of gauges. On the whole, similar situation is observed with inhomogeneity of monthly mean runoff series. As for the dispersion, it has increased substantially from January to March and from July to October over the last decades. Along with general runoff decrease in April, a decrease in its peak-to-peak value (amplitude) has been observed.

The statistical analysis of runoff series makes it possible to conclude that in most of the Volga basin abrupt increase in low flow (mostly in winter) has caused interruption in homogeneity (stationarity) of long-term observation series and increased their variability. Therefore, they cannot be considered under the stationarity hypothesis.

In order to identify physical mechanisms, factors and causes of the observed changes in water regime of the Volga basin, the SHI scientists used data of observations of air temperature, precipitation, soil moisture, evaporation from water and land surfaces, groundwater level and data from water balance stations.

A fundamental conclusion was made that the major factor, a "trigger mechanism" to initiate changes in runoff formation conditions is the substantial increase (by 1.5-3.0°) in surface air temperature in January-March. In these months, warming was accompanied by a noticeable increase in thaw cases. For example, in Volgograd reservoir area average number of thaw cases in winter has increased by more than 50% after 1978.

Analysis of moisture cycle made with the use of data from Roshydromet network and physical-mathematical model of heat and moisture transfer enabled one to explore basic mechanisms of changes in water regime of the rivers more thoroughly. It was stated that increased winter temperature reduce soil freezing depth and, consequently, decrease accumulation of moisture in a freezing zone. At the same time, soil drainage properties and the portion of moisture involved in groundwater flow increase. Reduced winter freezing and increased number of thaw cases encourage rising of groundwater table, which in turn leads to increased summer-autumn low flow and on the whole stable "basic" component of water resources.



**Fig.4.** Anomalies of the Volga basin rivers winter runoff for years 1978-2007 (top) in comparison with 1946-1977 (down).

The above results show that over the last 30 years the Volga basin has experienced substantial changes in runoff formation conditions, which directly influenced river inflow into the Caspian Sea. This has been caused by climate change in the basin and, primarily, by increase in air temperature. Moreover, the most intense climate change in the basin was observed during quite a short period in the 1970's when air temperature (especially in winter) as well as summer and winter precipitation substantially increased.

Since the end of 1970's until present high values of air temperature, precipitation and inflow have persisted, having great inter-annual variability and practically no substantial trends. One should also mention that in previous period 1946-1977 there were no substantial trends in these characteristics either.

Based on the above data one can suggest that since the end of 1970's a new quasi stationary water regime of rivers and inflow to the Caspian have formed in the Volga basin. The results obtained provide a basis for formulation of possible approaches to evaluation of future Volga inflow to the Caspian. One of them consists in adopting a hypothesis of quasistationary hydroclimatic conditions which have formed in the basin since the end of 1970's until present. In accordance with this, inflow series for the last 30 years are accepted as analogue (in terms of statistics) for the nearest decades.

Along with this, it seems obvious that application of this approach requires a detailed verification of possibility to extrapolate present day hydroclimatic conditions to the nearest decades. In the present day conditions of changing climate, characteristics of future climate calculated by contemporary Ocean-Atmosphere Global Circulation Models (OAGCM) should be considered in addition to statistical analysis of hydrometeorological observation series. Using these data, one will be able to assess by hydrological models projected parameters of river regimes which could provide additional material for either supporting the hypothesis of taking past climate conditions as analogue for the next decades, or developing some other possible approaches.

Taking into account the above mentioned, a methodological approach has been suggested to evaluate changes in the Volga basin regime and inflow to the Caspian Sea projected until 2030 under conditions of climate change. The approach is based on the following:

- 1) Results of modeling precipitation and air temperature obtained by various OAGCMs are considered as possible scenarios of future climate conditions. "Best" OAGCMs are selected which simulate present day variations of meteorological elements most accurately. An ensemble approach is implemented by averaging parameters of future climates by the "best" models. Such approach can also be used with all other models. Therefore, a set of scenarios of future climates is formed.

- 2) Monthly anomalies of meteorological elements as against reference period of 1946-1977, during which river regime in the Volga basin was stationary, are calculated.

- 3) Runoff in the Volga basin and inflow to the Caspian are calculated for all climate scenarios by a hydrological model with scenario climate conditions taken as input data.

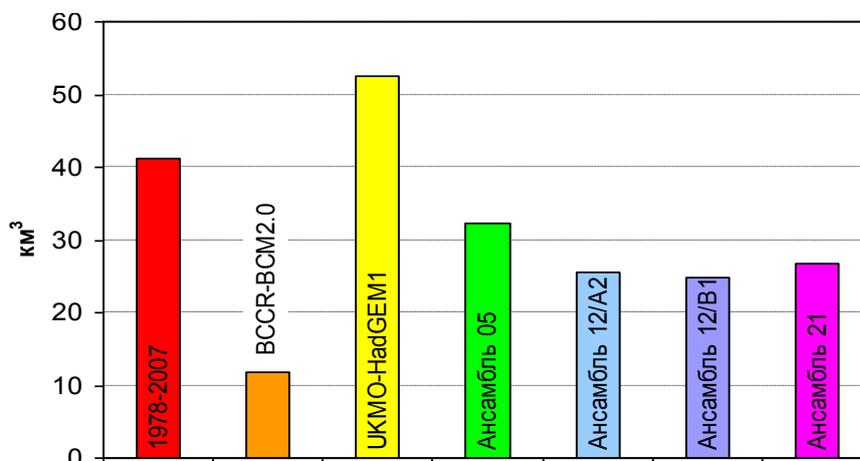
- 4) Based on comparison of runoff characteristics for scenario conditions, reference and the present day periods, conclusion is drawn on possible climate caused inflow variability and the feasibility of accepting present day hydrometeorological conditions as analogue for the nearest decades.

Air temperature and precipitation scenarios for the next 30 years (2011-2040) by 21 climate model (AOGCM) were examined for the Volga basin. The models were ranked in accordance with adequacy of simulation of real dynamics of meteorological elements in the Volga basin, and 5 relatively best models were selected for each of the two parameters (temperature and precipitation). Only two models were ranked as best simulating both temperature and precipitation. These are the Norwegian model (BCCR-BCM2.0) and the UK model (UKMO-HadGEM1).

An ensemble approach was then implemented, which consists in averaging parameters of future climate by 5 best models as well as by all 21 models. Earlier, an ensemble of 12 climate models under two greenhouse emission scenarios A2 and B1 was examined at the SHI. Therefore, we adopted 6 scenarios for further calculations (two by the most adequate models and four by ensemble models). According to all the scenarios considered, warming in the Volga basin as against reference period 1946-1977 is expected to continue. As for the seasonal trend, the most substantial warming should be expected in winter months. Following warming, annual precipitation totals are expected to increase over the whole Volga basin, although estimations of these changes differ greatly.

Calculations of "climatic runoff" of Volga and its inflow to the sea as well as its anomalies as against reference period of 1946-1977 were done by 6 adopted climate scenarios

with the use of the SHI water balance model. Most of the scenarios suggest increase in annual Volga runoff within the range of 5-15%. At the same time, results of modeling indicate that Volga regime and inflow anomalies calculated with respect to the reference period 1946-1977 fall within the range of changes observed over the last decades (Fig.5).



**Fig. 5.** Actual Volga runoff anomalies (1978 – 2007) and anomalies estimated according to the climatic scenarios as against reference period of 1946-1977

Therefore, based on the above results one can suggest that in the next 2-3 decades the Volga inflow to the Caspian will not exceed average values of the high water period observed since 1978. In other words, increased runoff of the river in the last decades was largely caused by its inter-annual variability. At the same time, all the considered climate scenarios suggest that the Volga runoff is expected to be somewhat higher than that averaged over the reference period 1946-1977.

How will such changes in the Volga water content influence the dynamics of the Caspian level? Taking into account considerable inter-annual variability of all the Caspian water balance components as well as obvious uncertainties in assessment of future climate conditions, the most reasonable approach to evaluation of the Caspian level consists, in our opinion, in its stochastic modeling, with water balance equation of sea used as a level fluctuation model.

SHI is now developing an approach based on the use of series of inflow to the sea and visible evaporation from its surface. The series are simulated by the Monte Carlo method. The above approach allows one to consider existing spatial-temporal water balance components fluctuations, laws of runoff formation and water management in the basin as well as assess the response of the level to variations in the sea water balance components under various future climate scenarios.

In order to evaluate the impact of possible climate change on the inflow to the sea, assessments of the Volga inflow to the Caspian obtained at the SHI with the use of the above mentioned scenarios were used. Assessments of variations in evaporation from water surface under future climate scenarios were made making use of diffusion formula developed at the State Oceanographic Institute. In order to calculate runoff from the sea to Kara-Bogaz-Gol, interpolation dependency of runoff on the Caspian level with account of observations in the Kara-Bogaz-Gol was obtained.

Analysis of the stochastic modeling results of the Caspian level variations for the nearest decades made with the use of the above future climate scenarios shows that reduction of the Caspian level should be expected with account taken of possible increase of water consumption in the basin. By 2030, it will be most probably within the range of  $-27.6 \div -28.2$  m BS. Naturally, in individual years or periods the levels may deviate significantly from these marks. At the same time, calculations show that in the next 20 years probability of the level rising above  $-26.0$  m is less than 1%.

# STUDY AND ANALYSIS OF CLIMATOLOGY DATA OF THE CASPIAN SEA SOUTHERN COAST

M. Riahi, H. Sabaghzadeh, M.Khalilzadeh, Esfandyarnejad

Water Research Institute, Tehran, Iran

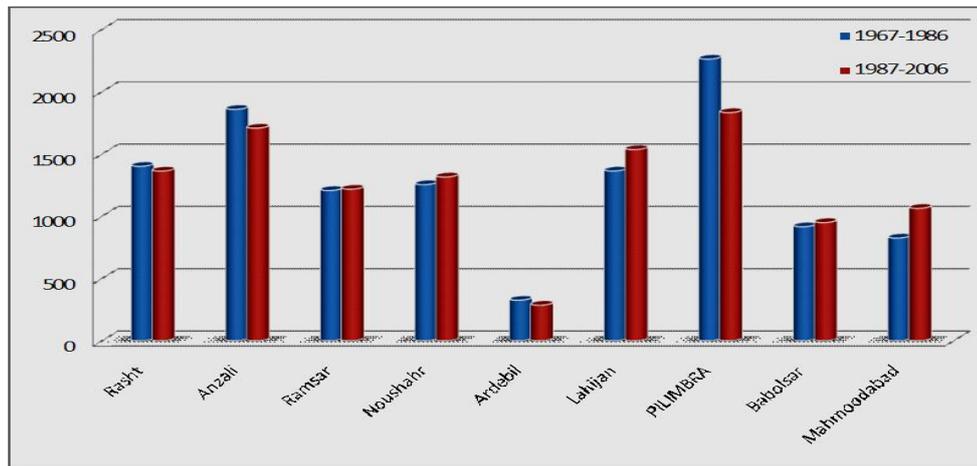
[riahi\\_moh@yahoo.com](mailto:riahi_moh@yahoo.com)

## Abstract

A number of factors, including temperature, humidity, clouds, rainfall, wind, visibility, etc., are studied in meteorology, but the climate of an area is studied by two parameters: air temperature and rainfall. The reason for this is that other meteorological elements are represented in these two parameters. In the rainfalls of the southern coasts of the Caspian Sea, the role of Alborz Mountains is very significant and these mountains have created a particular climate in these coasts. Of course the rainfall in this area is not merely mountainous, because the maximum rainfall occurs in the western coasts of the Caspian Sea, but the maximum height is in the middle part or the central Alborz. Most of the rainfalls in this area can be caused by the advection resulted from temperature differences between the air and the water. This research has been conducted based on the meteorological data and statistics from 9 synoptic stations of the southern Caspian Sea coasts and seeks to recognize the humidity and rainfall status and studies the rainfall and air humidity changes of the area in two 20-year-long periods between the years 1967 to 1986 and 1987 to 2006. Thus, the study period is 40 years and includes 9 selected stations in the provinces of Mazandaran, Gilan, and Ardabil. Based on the obtained results which are shown in Figure 1, even though in the second 20 years of statistics, decrease is observed in rainfall in 4 stations and increase in 5 stations, the total rainfall in the stations has very slight decrease (less than 1.3%). Also, the maximum rainfall during the recent 40 years occurs in Pilimera station with a value of 2262mm and the maximum changes (about 29% increase) occur in MahmoudAbad station. The average annual relative humidity occurs in Astara and Rasht with a value of over 80%. The changeability coefficient of relative humidity is very insignificant all along the year and not less than 60% during any month of the year.

## Introduction

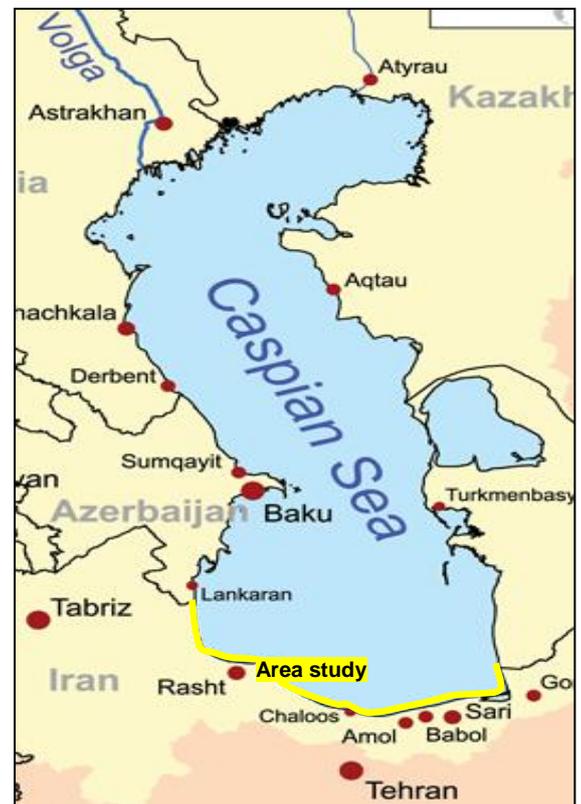
Climates encompasses the statistics of temperature, humidity, atmospheric pressure, wind, rainfall, atmospheric particle count and other meteorological elements in a given region over long periods of time. Climate can be contrasted to weather, which is the present condition of these same elements and their variations over periods up to two weeks. Yet, as these climate studies impact progress from equilibrium to transient simulations, researchers are increasingly requiring data that accurately represent climate variability continuously in space and time (Cramer, Fischer 1996; Piper, Stewart 1996). Similarly, there has been a growing demand for the representation of temporal variability in climate change scenarios (Hulme, Brown, 1998). Although these data requirements are converging toward high-resolution representation of climate in both space and time, there are few datasets that satisfy this demand. Notable exceptions are the monthly time step Global Precipitation Climatology Project (GPCP) dataset (Xie, Arkin, 1996; Xie et al., 1996), the monthly 1900–88, 2.5° lat × 2.5° long precipitation dataset of Dai et al. (1997, hereafter Dai), and the 0.5° lat × 0.5° long daily time step dataset being developed by Piper and Stewart (1996, henceforth PS). Climate change has various aspects. These include monitoring and detection of climate change (Jones 1994); evaluation of General Circulation Models (GCMs) (Hulme, 1994a; Airey et al., 1996) and regional climate simulations (Christensen et al. 1997); ground truthing, calibration, or merging with satellite climatologies (Huffman et al. 1995); understanding the role of climate in biogeochemical cycling (Sellers et al., 1997; Cao and Woodward, 1998); and construction of climate change scenarios (Carter et al., 1994).



**Fig.1.** Average annual rainfall for the two 20-year-long periods at the southern stations of the Caspian Sea

The climate of a location is affected by its latitude, terrain, and altitude, as well as nearby water bodies and their currents. Climates can be classified according to the average and the typical ranges of different variables, most commonly temperature and precipitation. The most commonly used classification scheme was originally developed by Vladimir Köppen. The Thornthwaite system in use since 1948, incorporates evapotranspiration in addition to temperature and precipitation information and is used in studying animal species diversity and potential impacts of climate changes. The Bergeron and Spatial Synoptic Classification systems focus on the origin of air masses that define the climate of a region. Therefore, in this study the data of 9 selected stations, include the synoptic and climatology station were applied in two periods which contain 20 years data. The research attempt to recognize the climate situation of the city of south Caspian Sea and to investigate the variation of precipitation, temperature and humidity.

**The area under study.** The Caspian Sea include different climates, and is adjacent in the north with Aral sea and Volga in the East with the dry and semi arid plains of Kazakhstan and Turkmenistan and in the south and west is surrounded with the mountains of Alborz and wet region of Caucasus. The Wide of coastal plains in the West was much less and in most parts, immediately after the coastline the height of ground increases up to 900 meters. In the chaboksar the distance between the counter of 900m from the coast is 3Km and in the Sari plain is about 70Km. Because of adjacent to the coast and the mountains of Alborz the region contains humid climate. It is also mentionable that adjacent to the sea and the Alborz mountains have effective roles in the climate of this area that created specific climate in which rainfall of this region in the aspect of rate, time, amount and distribution is different from other rainfall of different region in Iran. In the south coast of the Caspian Sea because of Siberian high pressure systems and Cyclone frequency, nearly duration of all the year there is rainfall and the amount of rain is increase from east to west.



## Materials and methods

**Table 1:** The selected station of the study

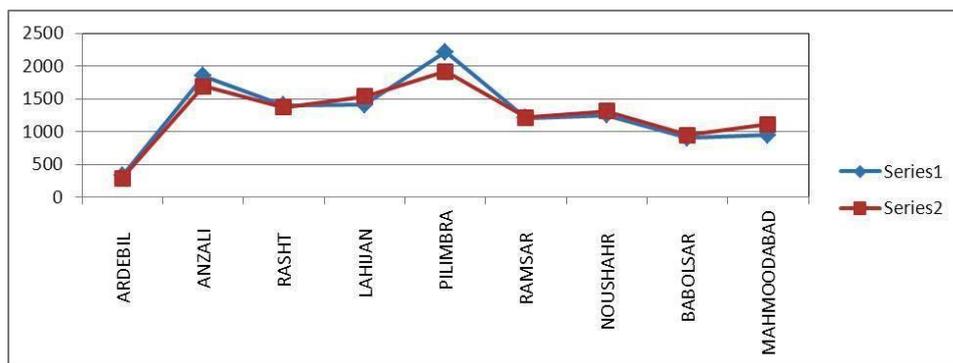
NAME	ZONECODE	LATITUDE	LONGITUDE	ELEVATION
ARDEBIL	40708	38 15 N	48 17 E	1332.0 M
BANDAR ANZALI	40718	37 28 N	49 28 E	-26.2 M
RASHT	40719	37 12 N	49 39 E	36.7 M
LAHIJAN		3711	5000	-2
PILIMBRA		3735	4905	6
RAMSAR	40732	36 54 N	50 40 E	-20.0 M
NOUSHAHR	40734	36 39 N	51 30 E	-20.9 M
BABOLSAR	40736	36 43 N	52 39 E	-21.0 M
MAHMOODABAD		3631	5300	118

According to the effect of precipitation, humidity and temperature in the specification of the climate, we try to use the stations which have long period data information. The aim of the study is to investigate the some element of humidity and temperature in south coast of the Caspian Sea and their variation in two periods that each contains twenty years. Thus the total periods of the research is 40 years that varies between 1976 to 1986 and 1987 to 2006 and includes the stations which are shown in the fig 1. The table 1 shows all the information about the stations, longitude, latitude and elevation of study area.

### Rainfall

To estimate the changes in precipitation and two 20-year periods in the study area, average annual precipitation in nine selected stations is used (see table 2 and 3). The tables show that the average rainfall in most months of the year has been reduced. Negative number in Table 2 reveals an increase in rainfall in months and the desired station. As it can be seen in the table, most of the numbers were positive, indicating that the decrease in average precipitation within the desired stations and only in July in the most stations it can be seen that rainfall has increased that indicate the climate change in this season.

As shown in Table 3, in the first period Pilimera with the 2217 mm, Anzali with 1847 mm and Lahijan with 1408 mm per year include the highest rainfall among other stations (fig. 2). In the second period, the most rainfall is about Pilimera 1917 mm, Anzali 1695 mm and Lahijan 1535 mm. It is also notable that in surveying of the rainfall the Pilimera and Anzali station has drop to 300 mm and 151 mm, respectively in which on the other hand, the Lahijan station has increased to 127 mm. Generally speaking it can be said that in second 20 years, in 4 stations there is reduction up to 519 mm and in 5 stations there is increase up to 493 mm. Therefore it can be obtained that average annual rainfall in the southern coasts of the Caspian Sea is faced the fluctuations.



**Fig. 2.** Mean rainfall in the selected station in two intervals

**Table 2:** Monthly and annual average precipitation at selected stations in 1966-1986 and 1987-2006 (mm)

STATION	PERIOD	JAN	FEB	MAR	APR	MAY	JUNE	JULY	AUG	SEP	OCT	NOV	DEC	ANNUAL
Anzali	P1	193.0	137.3	120.1	48.7	50.1	53.6	37.9	102.4	202.3	348.8	316.9	236.1	1847.2
	P2	153.2	115.1	90.8	52.3	42.1	38.8	45.8	106.6	296.2	302.2	252.0	200.7	1695.8
	P1-P2	39.8	22.3	29.3	-3.6	8.0	14.8	-7.9	-4.2	-94.0	46.6	64.9	35.4	151.4
Ardebil	P1	25.8	22.4	31.7	35.8	60.0	25.6	2.9	2.7	11.3	41.5	36.3	31.3	327.6
	P2	24.1	21.5	40.3	39.6	37.3	16.1	9.0	7.0	9.1	28.0	37.6	21.6	291.1
	P1-P2	1.6	0.9	-8.7	-3.8	22.7	9.6	-6.0	-4.3	2.2	13.5	-1.2	9.7	36.5
Lahijan	P1	93.9	75.8	66.9	29.8	22.2	21.1	22.9	55.2	82.4	158.5	143.2	131.3	903.2
	P2	99.2	64.9	63.6	35.5	20.2	23.4	30.1	51.3	103.6	158.9	162.4	136.3	949.1
	P1-P2	-5.3	11.0	3.3	-5.6	2.0	-2.3	-7.1	3.9	-21.2	-0.4	-19.2	-5.0	-46.0
Babolsar	P1	114.3	111.8	132.9	58.6	58.5	53.9	47.4	74.0	144.9	227.4	185.7	161.1	1408.6
	P2	142.5	130.7	116.6	88.8	59.1	69.4	55.0	64.2	195.5	233.6	203.4	176.3	1535.2
	P1-P2	-28.2	-18.9	16.3	-30.2	-0.7	-15.5	-7.6	9.8	-50.7	-6.3	-17.7	-15.1	-126.6
Mahmoud Abad	P1	89.1	92.9	85.3	42.6	37.5	26.1	26.7	38.9	70.4	103.0	89.0	117.7	860.9
	P2	118.3	90.3	112.9	77.1	65.0	44.3	42.8	76.2	105.2	93.4	120.9	111.4	1110.6
	P1-P2	-29.2	2.6	-27.6	-34.5	-27.4	-18.1	-16.1	-37.3	-34.8	9.6	-31.9	6.3	-249.7
Noushahr	P1	110.0	90.5	79.5	42.6	56.2	55.0	24.2	82.2	139.3	233.0	196.8	144.3	1253.6
	P2	100.0	86.0	81.5	51.2	45.7	54.6	38.3	59.1	181.3	270.6	204.5	141.7	1314.5
	P1-P2	10.0	4.4	-2.0	-8.7	10.4	0.4	-14.0	23.1	-41.9	-37.6	-7.7	2.7	-60.9
Plimira	P1	161.6	136.8	172.1	119.4	133.2	140.9	73.6	164.6	269.9	371.7	285.1	202.3	2217.5
	P2	150.9	123.2	152.2	113.0	89.1	88.7	75.2	108.9	259.0	297.7	224.6	136.0	1917.6
	P1-P2	10.7	13.5	19.9	6.4	44.1	52.2	-1.6	55.7	10.9	74.0	60.5	66.3	299.8
Ramsar	P1	84.1	79.5	90.8	42.0	48.3	56.8	39.3	64.5	151.2	262.9	162.2	122.3	1203.9
	P2	73.0	75.1	81.3	47.4	49.4	58.9	40.1	58.4	163.9	307.5	156.5	102.5	1214.0
	P1-P2	11.2	4.4	9.5	-5.4	-1.1	-2.1	-0.7	6.1	-12.7	-44.6	5.7	19.7	-10.1
Rasht	P1	148.6	130.3	120.8	54.3	60.4	43.8	41.2	68.0	127.2	217.4	201.7	177.5	1399.0
	P2	132.8	125.7	110.4	68.5	52.3	44.1	43.9	75.9	176.0	209.8	182.7	145.6	1367.6
	P1-P2	15.8	4.7	10.4	-14.2	8.1	-0.3	-2.7	-7.9	-48.7	7.6	19.1	31.9	31.4

**Table 3:** Annual mean rainfall at selected stations in 1966-1986 and 1987-2006 (mm)

YEAR	STATION										
	ARDEBIL	ANZALI	RASHT	LAHIJAN	PILIMBRA	RAMSAR	NOUSHAHR	BABOLSAR	MAHMOODABAD		
1966-1986	327.6	1847.2	1399.0	1408.6	2217.5	1203.9	1253.6	903.2	860.9		
1976-2006	291.1	1695.8	1367.6	1535.2	1917.6	1214.0	1314.5	949.1	1110.6		

The average result of seasonal rainfall in selected stations are mentioned in table 4. As it is shown, in most stations in three seasons of S<sub>1</sub>,S<sub>3</sub>,S<sub>4</sub> the rainfall has decreased while in S<sub>2</sub> it has increased.

**Table 4:** The average result of seasonal rainfall at selected stations (mm)

STATION	PERIOD	S1	S2	S3	S4	ANNUAL
Anzali	P1	300.6	114.2	50.8	150.1	1847.2
	P2	251.6	149.6	44.4	119.7	1695.8
	P1-P2	49.0	-35.4	6.4	30.4	151.4
Ardebil	P1	36.4	5.6	40.5	26.6	327.6
	P2	29.1	8.3	31.0	28.7	291.1
	P1-P2	7.3	-2.7	9.5	-2.1	36.5
Lahijan	P1	144.3	53.5	24.4	78.9	903.2
	P2	152.5	61.6	26.4	75.9	949.1
	P1-P2	-8.2	-8.1	-2.0	3.0	-46.0
Babolsar	P1	42.3	19.9	12.9	25.0	1408.6
	P2	39.9	21.1	14.0	25.0	1535.2
	P1-P2	2.3	-1.2	-1.1	0.0	-126.6
Mahmoud Abad	P1	42.0	19.2	12.1	30.8	860.9
	P2	31.8	21.5	18.5	33.1	1110.6
	P1-P2	10.2	-2.3	-6.4	-2.3	-249.7
Noushahr	P1	191.4	81.9	51.2	93.3	1253.6
	P2	205.6	92.9	50.5	89.2	1314.5
	P1-P2	-14.2	-11.0	0.7	4.1	-60.9
Plimira	P1	41.8	22.7	17.6	21.2	2217.5
	P2	37.5	25.6	14.6	24.7	1917.6
	P1-P2	4.3	-2.9	2.9	-3.4	299.8
Ramsar	P1	182.4	85.0	49.0	84.8	1203.9
	P2	188.8	87.5	51.9	76.4	1214.0
	P1-P2	-6.4	-2.5	-2.9	8.4	-10.1
Rasht	P1	198.9	78.8	52.8	133.2	1399.0
	P2	179.3	98.6	55.0	123.0	1367.6
	P1-P2	19.5	-19.8	-2.1	10.3	31.4

### Temperature

In the south of the Caspian Sea, mean temperature of warmest summer months in July varies between 35 to 40 ° C and mean minimum of coldest winter months in December changes between 1 to 4° C (table 5). The minimum annual temperature refers to Ardabil station.

The average annual temperature in the first period was 9.6 ° C , while in the second period its value reached 15.56° C, in which finally 6 ° C get warmer. According to the table 6, annual fluctuations determine the thermal regime of stations which are shown in fig 3. The positive values represent that the weather get cooler and the negative indicate that the weather becoming warm. At most stations the warmer air can be seen.

**Table 5:** Monthly temperature regime at selected stations (°C)

STATION	PERIOD	JAN	FEB	MAR	APR	MAY	JUNE	JULY	AUG	SEP	OCT	NOV	DEC
Ardebil	P1	6.9	6.2	8.4	13.5	18.8	23.3	26.0	25.5	22.5	17.9	13.4	9.4
	P2	7.4	7.1	9.0	13.3	18.4	23.3	26.0	26.1	22.6	18.4	13.6	9.7
	P1-P2	-0.5	-0.9	-0.6	0.2	0.5	0.0	0.0	-0.6	-0.1	-0.5	-0.2	-0.3
Babolsar	P1	-2.3	0.2	3.7	11.3	13.9	17.6	20.5	19.4	17.1	11.0	5.7	0.4
	P2	-2.8	-1.8	3.0	8.9	12.6	16.1	18.1	18.0	14.7	10.6	5.2	0.3
	P1-P2	0.5	1.9	0.7	2.4	1.3	1.5	2.4	1.5	2.4	0.5	0.5	0.1
Lahijan	P1	7.0	7.2	9.5	14.3	19.3	23.5	26.1	25.9	23.3	18.2	13.3	9.1
	P2	8.0	8.2	10.4	14.8	19.7	24.4	26.6	26.9	23.7	19.1	13.9	9.9
	P1-P2	-1.0	-1.0	-0.9	-0.5	-0.4	-0.8	-0.5	-1.0	-0.4	-0.9	-0.6	-0.8
Mahmoud Abad	P1	7.6	7.1	8.8	14.8	19.6	23.6	26.1	25.4	22.4	18.0	13.6	9.3
	P2	8.0	8.1	10.5	14.6	18.7	23.3	25.4	25.5	22.2	18.5	14.0	10.7
	P1-P2	-0.5	-1.0	-1.7	0.2	0.9	0.2	0.7	0.0	0.2	-0.5	-0.4	-1.4
Noushahr	P1	7.2	7.4	9.4	15.2	20.6	24.4	26.5	26.2	23.7	18.6	14.0	9.8
	P2	8.1	8.1	10.2	16.1	20.0	24.3	26.7	26.9	23.9	19.5	14.2	10.4
	P1-P2	-0.9	-0.7	-0.9	-0.9	0.6	0.2	-0.2	-0.7	-0.1	-0.9	-0.2	-0.7
Plimira	P1	7.8	7.7	9.2	14.3	19.0	23.4	26.5	25.9	24.0	18.7	14.2	10.2
	P2	7.6	7.5	9.4	13.6	18.4	22.9	25.2	25.6	22.5	18.2	13.3	9.5
	P1-P2	0.3	0.2	-0.2	0.7	0.5	0.4	1.2	0.3	1.5	0.5	0.9	0.7
Ramsar	P1	6.0	5.8	8.0	13.1	18.0	22.4	25.0	24.5	21.5	17.0	12.5	8.7
	P2	6.8	6.9	9.0	13.8	18.7	23.7	26.3	26.2	22.4	18.0	13.1	8.8
	P1-P2	-0.9	-1.1	-1.0	-0.7	-0.8	-1.3	-1.3	-1.6	-0.9	-1.0	-0.6	-0.1
Rasht	P1	6.8	6.5	8.4	13.1	18.2	22.2	24.9	24.8	22.3	17.7	13.2	9.1
	P2	7.5	7.2	9.1	13.2	18.1	22.8	25.4	25.8	22.7	18.5	13.7	9.7
	P1-P2	-0.7	-0.7	-0.7	-0.1	0.1	-0.6	-0.5	-1.1	-0.4	-0.8	-0.5	-0.7

**Table 6:** Annual temperature regime at selected stations (°C)

YEAR	STATION											
	ARDEBIL	ANZALI	RASHT	LAHIJAN	PILIMBRA	RAMSAR	NOUSHAHR	BABOLSAR	MAHMOODABAD			
1966-1986	9.6	15.9	16.3	16.3	15.1	15.6	16.74	16.4	17.0			
1976-2006	8.6	16.2	15.8	16.6	16.1	16.1	16.2	17.1	17.4			

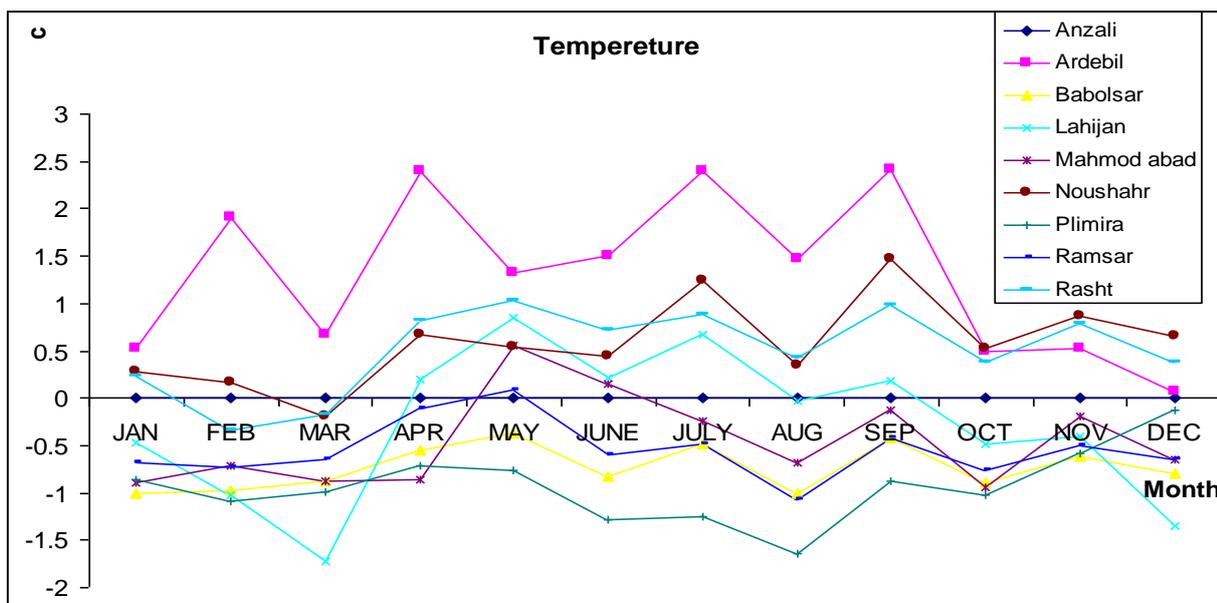


Fig. 3. The variation of monthly temperature at the selected stations (°C)

### Relative humidity

According to the table 7 and 8 at the Ardabil station, the humidity is more than 60% and in other stations it was about 80%. The negative numbers indicate increased moisture and positive values represent the reduction in moisture. The results indicate that the southwest Caspian show increasing in moisture and Southeast encountered reduction in moisture during two time intervals (fig. 4). The coefficient of variability of relative humidity during the whole year is in accordance with the above mentioned role. The maximum value is at Anzali with 85%.

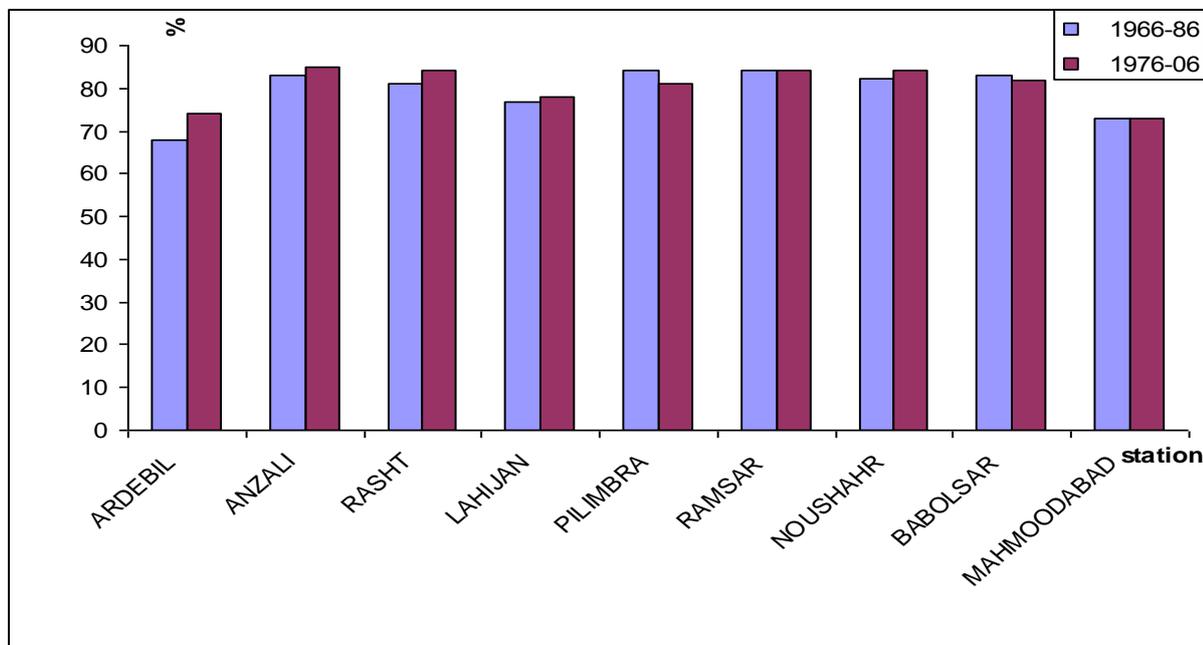


Fig. 4. The comparison of the mean annual temperature fluctuations in the selected stations in two intervals (periods)

**Table 7:** Annual relative humidity at selected stations

YEAR	STATION												
	ARDEBIL	ANZALI	RASHT	LAHIJAN	PILIMBRA	RAMSAR	NOUSHAHR	BABOLSAR	MAHMOODABAD				
1966-86	68	83	81	77	84	84	82.4	83	73				
1976-06	74	85	84	78	81	84	84	82	73				

**Table 8:** Monthly relative humidity at selected stations

STATION	PERIOD	JAN	FEB	MAR	APR	MAY	JUNE	JULY	AUG	SEP	OCT	NOV	DEC	ANNUAL
Anzali	P1	85	87	87	85	82	77	75	78	84	86	87	85	83
	P2	87	87	88	86	85	81	79	81	86	87	87	87	85
	P1-P2	-2	0	-1	-2	-3	-4	-4	-4	-2	-1	0	-2	-2
Ardebil	P1	70	69	70	60	68	68	64	63	66	72	72	71	68
	P2	77	75	74	70	71	71	70	74	77	75	75	76	74
	P1-P2	-7	-7	-5	-9	-3	-3	-7	-10	-11	-3	-3	-5	-74
Lahijan	P1	86	85	84	83	80	77	77	80	81	84	87	87	83
	P2	86	84	84	82	79	77	78	80	82	84	86	86	82
	P1-P2	0	1	0	1	1	0	-1	0	-1	0	1	0	0
Babolsar	P1	77	78	79	74	74	72	71	74	78	81	80	78	77
	P2	81	79	78	77	77	72	73	76	81	82	81	81	78
	P1-P2	-4	-1	1	-3	-2	-1	-2	-2	-3	0	-1	-3	-1
Mahmoud Abad	P1	76	76	77	73	69	68	68	72	73	75	75	76	73
	P2	77	76	76	71	70	65	65	69	74	75	77	76	73
	P1-P2	-1	0	2	2	0	3	3	3	0	0	-2	0	0
Noushahr	P1	83	84	86	85	82	80	77	80	82	83	84	83	82
	P2	83	83	85	85	83	82	82	83	85	85	85	84	84
	P1-P2	0	1	1	0	-2	-2	-5	-3	-3	-3	0	-1	-1
Plimira	P1	85	85	86	85	83	80	78	80	85	86	86	86	84
	P2	83	82	83	82	80	80	76	79	84	86	85	84	81
	P1-P2	2	3	4	2	3	1	2	1	1	0	1	2	2
Ramsar	P1	84	85	87	86	84	81	79	81	84	85	86	85	84
	P2	84	84	87	86	85	81	80	81	84	85	84	84	84
	P1-P2	0	1	0	-1	-1	-1	0	0	0	1	2	1	0
Rasht	P1	84	86	84	79	77	74	73	76	81	85	86	85	81
	P2	86	85	85	83	81	79	79	82	86	88	88	87	84
	P1-P2	-2	1	-1	-4	-4	-6	-6	-5	-5	-3	-2	-2	-3

## Conclusions

For the study of climatic elements of southern Caspian Sea in two intervals, the mean annual rainfall, temperature and humidity were analyzed. It seems that due to the complexity of climatic factors such as Alborz Mountains, height of location, especially adjacent to the sea and local winds the climate of the southern Caspian Sea region experienced certain ambiguity in which the eastern and western half of it has undergone some vice versa trend towards each other. The rainfall in two 20 year periods has decreased. Total average rainfall from 1987 to 2006 is reduced in four stations with 519 mm and has increased in 5 stations up to 493 mm in two intervals. Therefore; spatial changes in precipitation in the East and West has experienced a different distribution. Also the temperature is increased 6°C and the humidity in the selected stations have increased in the west and decreased in the east.

## References

- Airey M. J., Hulme M. and Johns T. C. Evaluation of simulations of terrestrial precipitation in UK Met. Office Hadley Centre climate change experiments // *Geophys. Res. Lett.* 1996. Vol. 23. PP. 1657–1660.
- Carter T. R., Parry M. L., Harasawa H. and Nishioka S. IPCC technical guidelines for assessing climate change impacts and adaptations / Available from Center for Global Environmental Research, National Institute for Environmental Studies, 16-2 Onogawa, Tsukuba, Ibaraki 305, Japan. 1994. 59 pp.
- Christensen J. H., Machehauer B., Jones R. G., Schar C., Ruti P. M., Castro M. and Visconti G. Validation of present-day regional climate simulations over Europe: LAM simulations with observed boundary conditions // *Climate Dyn.* 1997. Vol. 13. PP. 489–506.
- Cramer W. and Fischer A. Data requirements for global terrestrial ecosystem modeling // *Global Change and Terrestrial Ecosystems*; B. Walker and W. Steffen, Eds. Cambridge University Press, 1996. PP. 530–565.
- Huffman J. H., Adler R. F., Rudolf B., Schneider B. F. and Keehn P. R. Global precipitation estimates based on a technique for combining satellite-based estimates, rain gauge analysis, and NWP model precipitation information // *J. Climate.* 1995. Vol. 8. PP. 1284–1295.
- Hulme M. and Gessler P. E. Splines — more than just a smooth interpolator // *Geoderma.* 1994. Vol. 62. PP. 45–67.
- Hulme M. Interpolating mean rainfall using thin plate smoothing splines. Part II: Analysis of topographic dependence // *J. Geogr. Inf. Decis. Anal.* 1998.
- Jones P. D. Hemispheric surface air temperature variability — a reanalysis and update to // *J. Climate.* 1993. Vol. 7. 1794–1802.
- Piper S. C. and E. F. Stewart. A gridded global data set of daily temperature and precipitation for terrestrial biosphere modeling // *Glob. Biogeochem. Cycles.* 1996. Vol.10. PP. 757–782.
- Sellers P. J. and Coauthors. Modelling the exchanges of energy, water, and carbon between the continents and the atmosphere // *Science.* 1997. Vol. 275. PP. 502–509.
- Willmott C., Robeson S. M. and Janis M. J. Comparison of approaches for estimating time-averaged precipitation using data from the United States // *Int. J. Climatol.* 1996. Vol. 16. PP. 1103–1115.
- Xie P, Rudolf B., Schneider U. and Arkin P. A. Gauge-based monthly analysis of global land precipitation from 1971 to 1994 // *J. Geophys. Res.* 1996. Vol. 101. PP. 19023–19034.
- Xie P. and Arkin P. A. Analyses of global monthly precipitation using gauge observations, satellite estimates and numerical model predictions // *J. Climate.* 1996. Vol. 9. PP. 840–858.

# SATELLITE ALTIMETRY TO SUPPORT STUDIES OF SEA LEVEL CHANGE IN THE CASPIAN SEA

**Ramiz Mamedov, Rauf Gardashov**

Institute of Geography, Center for the Problems of the Caspian Sea Baku, Azerbaijan

Tel: +994124393541, [ramiz.mamedov@geo.ab.az](mailto:ramiz.mamedov@geo.ab.az)

**J.F. Cretaux, L. Testut, F. Lyard**

Laboratoire d'Etude en Géophysique et Océanographie Spatiales, France,

**S. Calmant**

Institut de Recherche pour le Développement, France

**S. Vignudelli**

Consiglio Nazionale delle Ricerche, Italy

[vignudelli@pi.ibf.cnr.it](mailto:vignudelli@pi.ibf.cnr.it)

**M. Calzas**

Institut National des Sciences de l'Univers, France

**A. Kostyanoy**

P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russia

## Abstract

The Caspian Sea is the biggest enclosed body of water on Earth. One of its peculiarities is the periodical fluctuation in sea level, at many temporal scales ranging from geological to very short. The causes of these changes remains an active subject of debate among scientists. In this paper we illustrate the variability of the Caspian Sea level using the *in situ* tide gauge network and satellite altimetry. The satellite altimetry technique demonstrates a great potential in this type of application to the Caspian Sea, since the sea level variability can be measured over the whole basin. However, the quality and usability of these observations is dependent upon good calibration and validation of the satellite sensors. To this purpose, a pilot sea level station at Absheron Port near Baku has been operating since June 2008. Regular field campaigns based on GPS leveling along the altimetry tracks have been also conducted. Preliminary results from these activities are presented and discussed.

## Introduction

The Caspian sea is the largest inland sea of the world. It is consequently well covered by the different altimeters currently in orbit, and it offers the possibility of continuous and very high precision monitoring of the Caspian Sea Level (CSL), from 1993 (after the launch of TOPEX/ Poseidon) until now. In fact the Caspian sea is an interesting target to evaluate the potential of altimetry in lake studies. It presents high level time and space variability. It has been monitored for more than 100 years by ground gauges, however, the reasons of CSL variations is still in debate, and the impacts on coastal zone are considerable and not sufficiently quantified.

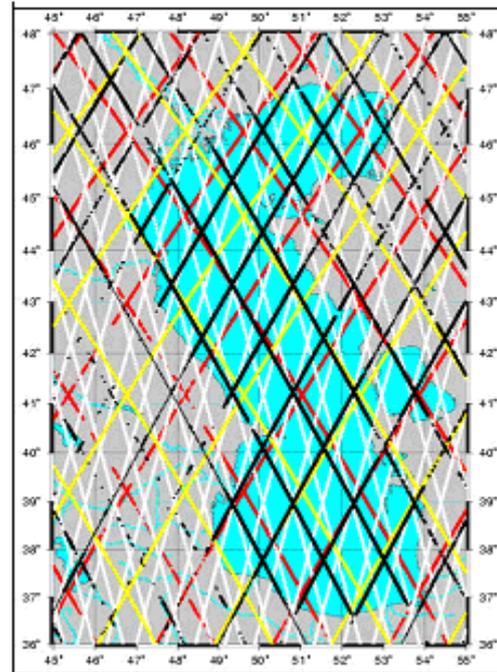
Some different applications of satellite altimetry can be developed in the case of the Caspian Sea. They are described in the following section. This essentially concerns three main components:

- calculation of decadal Caspian Sea level variation and comparison with in-situ measurements;
- estimation of water mass balance of each water body, based on coupled altimetry-climatological data;
- study of ice regime in the northern part of the Caspian sea from combination of active (altimetry) and passive (radiometry) microwave data.

### 1. Estimation of the Caspian Sea level from altimetry point of view and comparison with in-situ data

Due to its large area (375000 km<sup>2</sup>) the Caspian sea is well covered by all satellite altimetry currently in orbit (Figure 1). Five satellites can be used to compute the mean CSL

variations. TOPEX/Poseidon launched on August 10, 1992, with an expected 5-year lifetime is still operating. It is a joint United States (National Aeronautics and Space Administration (NASA)) - French (Centre National d'Etudes Spatiales (CNES)) mission. The satellite carries two radar altimeters emitting on two frequencies (13.6 GHz, Ku-Band, and 5.3 GHz, C Band), a Microwave Radiometer emitting on three frequencies (18GHz, 21 GHz, and 37 GHz) dedicated to the measurement of sea surface brightness temperature, needed to estimate the tropospheric correction, one Laser Reflector Array (LRA) and one radio positioning system (DORIS) both used to determine the precise orbit of the satellite. The orbit of TOPEX/Poseidon has been chosen in order to cover the maximum of ice free ocean without aliasing the tide, minimize the drag effect, and minimize the manoeuvre essential to maintain the orbit needed to reach the scientific requirements. The orbit of TOPEX/Poseidon is at an altitude of 1336 km, on a 10 days cycle repeat orbit, with equatorial cross-track separation of 315 km, and inclination of 66°. The altimetry data and all geophysical and instrumental correction are distributed by two data centers (AVISO and PO.DAAC) and are freely available to the scientific community.



**Fig. 1.** Coverage of each of the current satellite altimeter. Jason (red), Topex / Poseidon (yellow), GFO (black), and Envisat, ERS (white)

The Jason satellite was launched on December 7, 2001. It is the follow-on mission to the TOPEX/Poseidon mission. During the first 9 months of Jason's life (Calibration/Validation phase), both satellites were on the same orbit at 2 minutes of time interval. Since August 2002, TOPEX/Poseidon was put on an intermediate orbit in order to densify the coverage of both satellites (with equatorial cross-track separation between Jason and TOPEX/Poseidon of 160 km: see Figure 1). The orbit of the satellite is determined with 3 positioning systems, DORIS, GPS and Satellite Laser Ranging (SLR). The main requirement of Jason mission was to be at least as good as the Topex / Poseidon system.

The Envisat satellite has been launched on March 1, 2002 to monitor land, ice caps and oceans with the main objective of addressing environmental and climatological issues. It carries many optic and radar instruments among them an altimeter, the RA-2. It is a nadir pointing instrument operating in a continuous mode around the whole Earth. It provides 18 range measurements per second. The satellite operates with a 35 day repeat cycle with an inclination of 98.5 degree, allowing an across track sampling of 80 km at the equator. It is particularly well adapted for lake monitoring as it increases by a factor 4 the spatial coverage of TOPEX/Poseidon and Jason satellites. The orbit is determined with the DORIS and SLR tracking systems. RA-2 has 2 channels of measurements (13.575 GHz: Ku band, and 3.2 GHz: S band) in order to correct for the ionospheric bias.

The Geosat Follow-On (GFO) satellite has been launched on February 10, 1998 to maintain continuous ocean observation of the GEOSAT satellite. It has been put on a repeat cycle orbit of 17 days at an altitude of 800 km, and at 108° of elevation. Orbit is determined with Doppler Beacon. The radar altimeter operates in a single frequency mode: the Ku band at 13.5 GHz. Data are made available by the NOAA, but on the land surface a lot of altimetry data are missing. On the Caspian Sea and Kara Bogaz Gol (KBG), a full coverage is available.

The spatial distribution of the data, thanks to the specific orbit at 17 days repeat cycle, allow to complete the coverage of the 3 other altimetry system as one can see in Figure 1.

To compute the Caspian Sea level variations one thus can operate in a multi-satellite mode. However the first step is to estimate the bias between the various satellites before computing the lake level from a multi-mission data set. Biases observed in the Caspian Sea and KBG are in the range of 10 to 20 cm.

The quality and usability of the altimeter-derived observations is dependent upon good calibration/validation of the satellite sensors with in situ observations. Figure 2 shows the available network of in situ stations around the Caspian Sea.

The first measurement of sea level was made in Baku (Azerbaijan's capital) in 1837, and this was followed by many other site measurements (Shiklomanov et al., 1995). Annual sea level variations from four stations (Baku, Makhashkala, port Shevchenko and Krasnovodsk) were averaged to provide an "official" Caspian Sea Level (CSL) as given in Figure 3. This official CSL has been used in numerous articles to assess the Caspian Sea water balance. The objective was to determine the uncertainty in the water balance (mainly due the evaporation rate), with emphasis on explaining the level variations and predicting future evolution of the CSL (Kosarev and Yablonskaya 1994; Mamedov 2001; Panin, Mamedov, 2005).

The Caspian Sea is characterised by cyclic and high amplitude water level variations over historical time scales. For 2000 years the fluctuation were around 15 meters and for the last five centuries ~7 meters, noting extreme level oscillations of -23 m in the mid XVII century, and -29 in 1979. Between 1870 and 1929 the mean water level was -26m. Then it abruptly dropped ~2 meters in ten years. It continued to decrease reaching a minimum value in 1979, when the level started to rise again, the following 17 ears saw an increase of ~2 meters (Figure 2).

Since 1993 with the help of radar altimetry, new water balance of the Caspian Sea can be estimated. Indeed altimetry could provide new light on the water balance variability of this big lake, connected to regional and global climate changes. First of all because since few years, many in situ data are not available, secondly because this can help to assess the quality of in-situ measurements when they exist. Comparisons of recent altimetry measurement and in situ gauges measurements are shown on figure 5 for annual term from 1993 to 2001. This figure demonstrates that the general trend of both time series are correlated (coefficient of

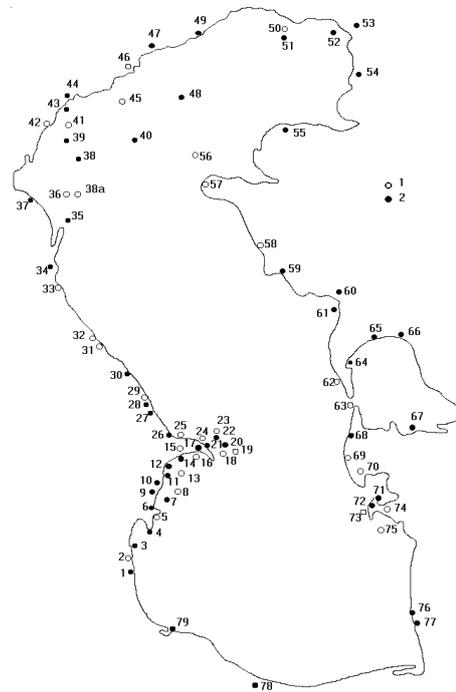


Fig. 2. In situ measurement stations on perimeters of the Caspian Sea

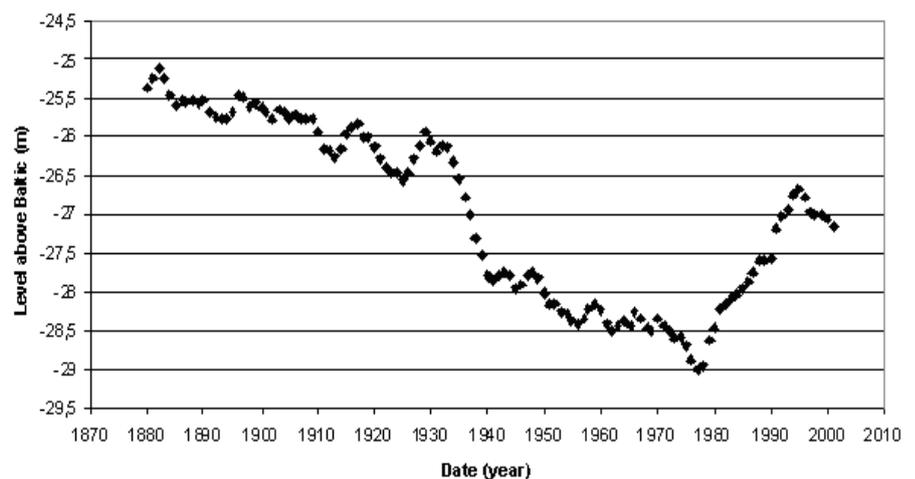
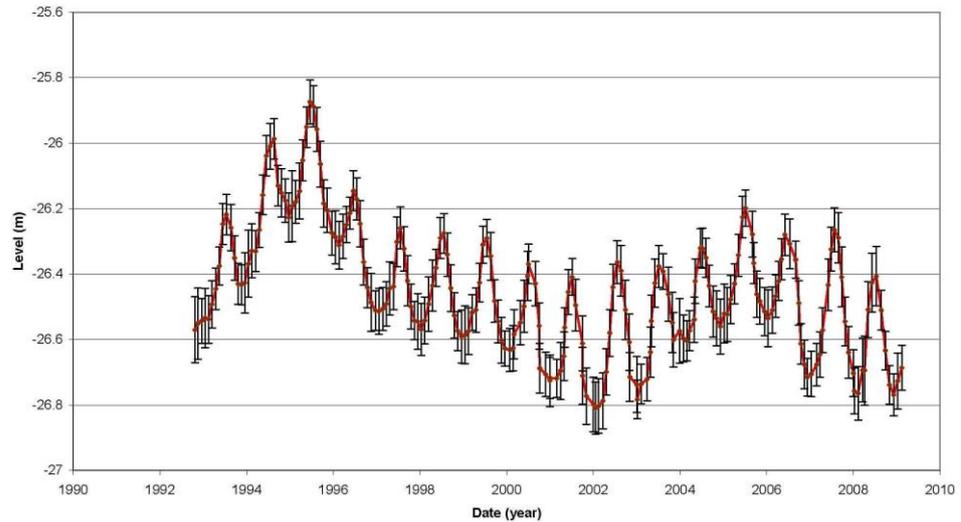


Fig. 3. Caspian Sea level from in-situ data

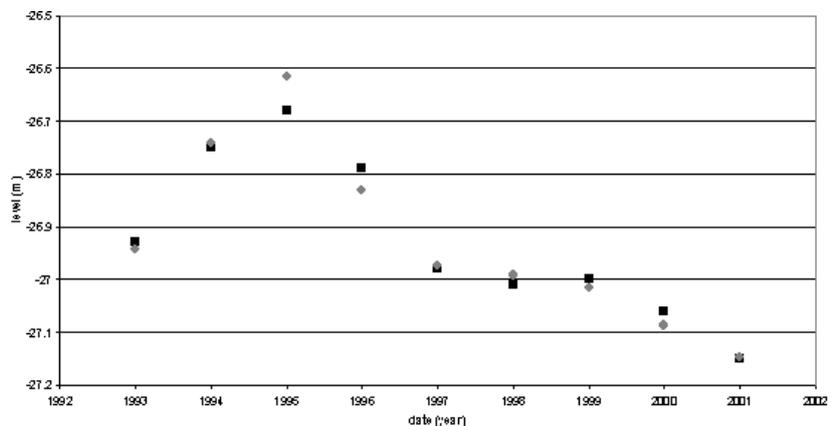
correlation of: 0.98) but also that it remains some discrepancies in particular in 1995 which represent an amount of 7 cm of level, hence around  $30 \text{ km}^3$  of water volume difference. After 2001 no in-situ data have been published for the level of Caspian Sea. Figure 4 show the Caspian Sea level from radar altimetry up to 2010.



**Fig. 4.** CSL variation deduced from altimetry measurements.

The CSL variations are based on merged T/P, Jason-1, Envisat and GFO provided by ESA, NASA and CNES data centers. The altimeter range measurements used for CSL consist of 1hz data. The water levels have been referred to Baltic Sea level reference frame. Figure 4 shows that due to climatological cycle (evaporation, precipitation) and hydrological (river runoff, discharge to Kara Bogaz Gol) CSL variations present seasonal variations. Inter-annual tendencies are also observed that should be interpreted in the light of decadal climate variability and amplification of irrigation in the Volga river basin.

Figure 5 shows a comparison of TOPEX/Poseidon altimetry (red) and in situ stations (black). Altimeter data agree well with “ground truth” at basin scale, but still some local discrepancies exist (e.g. 70 mm in 1995). The errors in altimetry are  $\sim 15 \text{ mm/yr}$ .

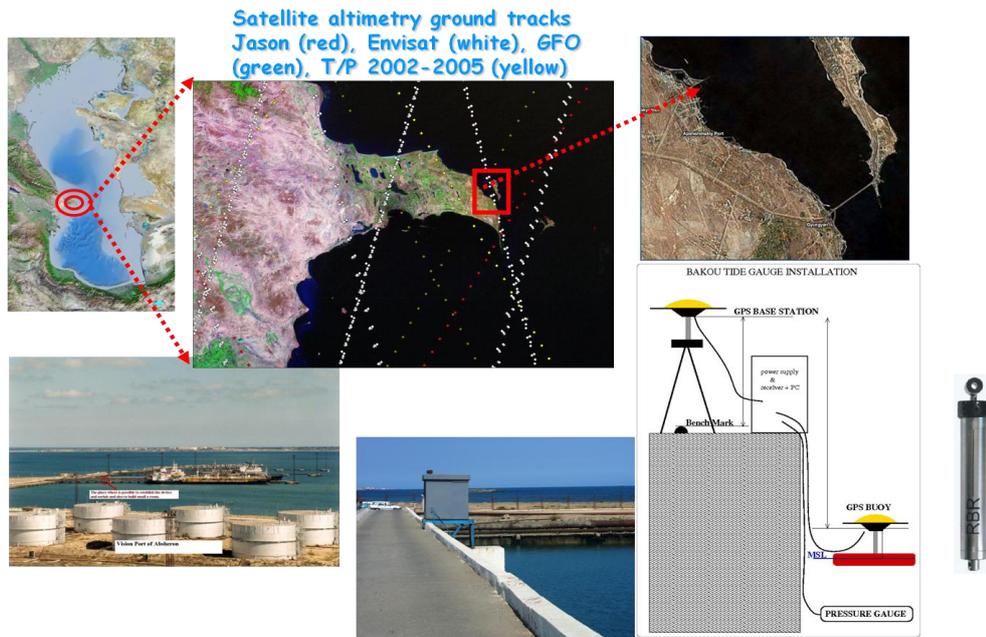


**Fig. 5.** Caspian Sea level variation from altimetry (grey circle) and from in-situ measurements (black square)

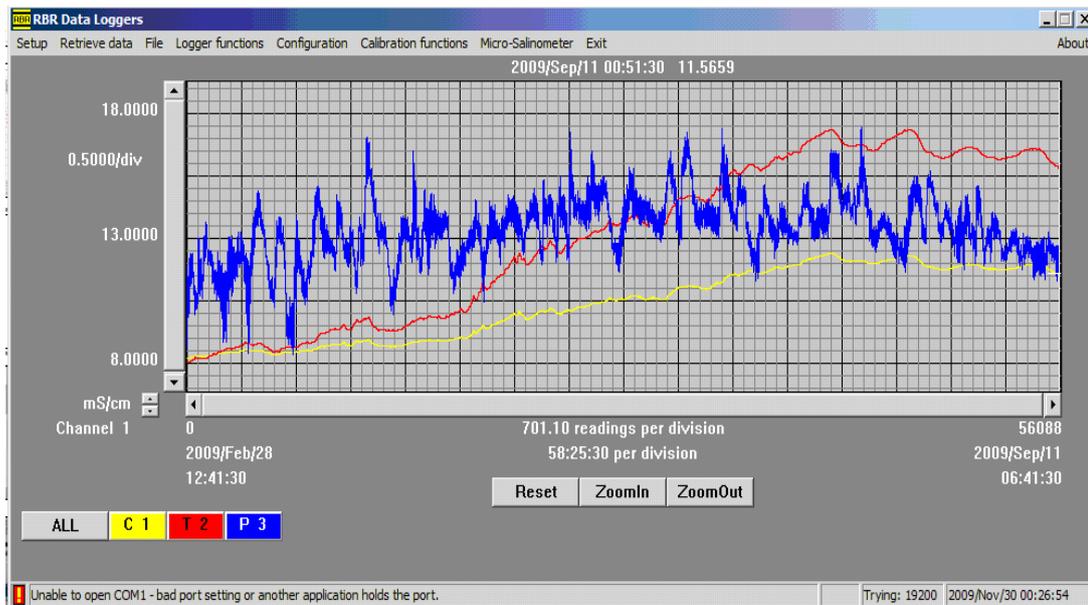
## 2. Sea level pilot station operating at Absheron Port (Baku)

Within the framework of the project ALTICORE ([www.alticore.eu](http://www.alticore.eu)), funded by INTAS program ([www.intas.be](http://www.intas.be)) for a period of two years beginning 1 December 2006, a pilot sea level station consisting of a bottom pressure has been recently (June 2008) installed at Absheron Port in Baku, Azerbaijan (Vignudelli et al., 2008; Fig. 6). The sea level station has been operating since June 2008. It consists of a bottom pressure water level gauge with objective producing a qualified data set of in situ sea level measurements.

During the observational period, the sea level at Port Absheron exhibits a large high frequency variability apparently more pronounced during summer time. There are also other oscillations superimposed that need careful investigation. The spectrum analysis shows the existence of a little tidal contribution to the sea level (Fig. 7). The large contribution is observed in the 3-30 day band, possibly linked to the meteorological forcing.



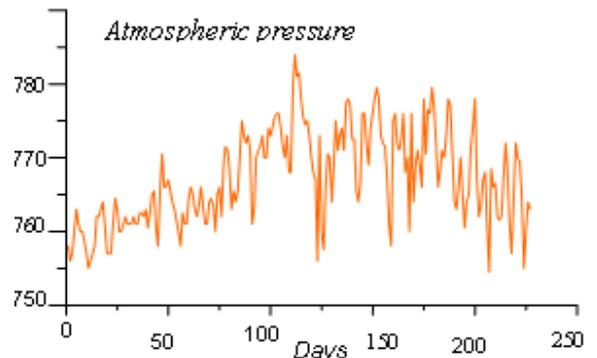
**Fig. 6.** Sea level pilot station operating at Absheron Port (Baku)



**Fig. 7.** The example of registration of conductivity (yellow), temperature (red) and pressure at the station

The dependences of electrical conductivity  $C = C(t)$ , temperature  $T = T(t)$  and pressure  $P = P(t)$  on time  $t$  are given in Figure 8. The curve of the time series of atmospheric pressure which was plotted by using the dates from measurements on Pirallakhi island within period 17.07.2008-03.03.2009, is represented in Figure 8.

For the exposure of the influence of changes in the atmospheric pressure  $P_a$  to the pressure in the water  $P$ , thereby to sea level  $L$ ,



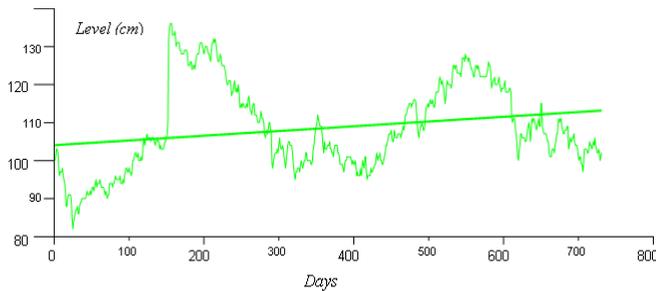
**Fig. 8.** Atmosphere pressure in proximity of the station

the correlation coefficients  $R_{P_a P}$ ,  $R_{P_a L}$  and  $R_{PL}$ , correspondingly, between the time series  $[P_a(t), P(t)]$ ;  $[P_a(t), L(t)]$ ; and  $[P(t), L(t)]$ ; with the daily and monthly averaging, were calculated.

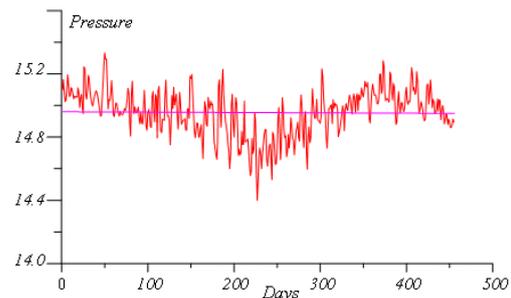
The obtained values of correlation coefficients are given in the table 1.

**Table 1:** Correlation coefficient

Averaging	$R_{P_a P}$	$R_{P_a L}$	$R_{PL}$
Daily	-0.029	-0.447	0.568
Monthly	-0.489	-0.883	0.756



**Fig.9.** Dependence of the sea level  $L = L(t)$  (cm) on time  $t$ .



**Fig.10.** Dependence of the pressure  $P = P(t)$  (dBar) on time  $t$ .

The table indicates that the daily variations of the atmospheric pressure  $P_a(t)$  and pressure  $P(t)$  on the bottom of the sea are very weakly correlated ( $R_{P_a P} = -0.029$ ), while the monthly fluctuations of pressures exhibit a noticeable correlation ( $R_{P_a P} = -0.489$ ). The different behavior is due to the inertia of the water body to short-term (daily) fluctuations of atmospheric pressure. The negative sign of the correlation coefficient indicates, that to the lowering of the atmospheric pressure  $P_a$  corresponds a rising of the sea level (and the pressure  $P$ ) and vice versa. This behaviour can be also noted in Figures 9 and 10.

Since the sea level  $L(t)$  and the pressure  $P(t)$  on the bottom of sea are proportional quantities, then correlation coefficient between them must be very high. However, in terms of the daily average values of the quantities  $L(t)$  and  $P(t)$  (Fig. 8 and 9) it proved to be:  $R_{PL} = 0.568$ . The fact that we find a not very high value of  $R_{PL}$  can be due to two reasons. Firstly, the measurement of quantities  $L(t)$  and  $P(t)$  were conducted at the different points of the sea, where the local morphologic characteristics and hydrological regime were different. Secondly, the data about the level,  $L(t)$ , taken from the tide gauge under the almost permanently existing waves, contains conspicuous errors. In terms of the monthly average values of the  $L(t)$  and  $P(t)$  the correlation proved to be:  $R_{PL} = 0.756$ . The increase of  $R_{PL}$  is connected with the smoothing procedure that decreases the contribution of the short-term fluctuations, which contain the uncorrelated errors of  $L(t)$  and  $P(t)$ .

### Concluding remarks

Sea level in the Caspian Sea is a topic of growing concern to all five surrounding countries (Azerbaijan, Republic of Iran, Kazakhstan, Russian Federation and Turkmenistan). Satellite altimetry provides an invaluable tool to monitor temporal and spatial variability of the Caspian sea level. In synergy with in situ data it can provide complementary information

on sea level variability that coupled with observations of other components of the water budget can give estimations of evaporation over the Caspian Sea. Finally, the Caspian Sea is currently considered the best natural target for calibration/validation of satellite altimetry over continental water bodies being a big lake with favourable location of satellite tracks and cross-over points

### References

- Bendat J.S. and Piersol A.G. Engineering Applications of Correlation and Spectral Analysis. Wiley, New York. 1980.
- Crétau J.F., Kouraev, A.V. Papa, F., Bergé Nguyen, M., Cazenave, A., Aladin N.V. and Plotnikov I.S. Water balance of the Big Aral sea from satellite remote sensing and in situ observations // Journal of Great Lakes Research. 2005. 31 (4).
- Fu L.L. and Cazenave A. Satellite altimetry and Earth Science, a hand book of techniques and applications // International Geophysics Series. 2001. Vol 69.
- Kosarev A.N. and Yablonskaya E.A. The Caspian Sea. SPB academic publishing. 1994.
- Krapivin V.F. and Phillips G.W. A remote sensing-based expert system to study the Aral-Caspian aquageosystem water regime // Remote Sensing of Environment. 2001. Vol 75. Issue 2.
- Kouraev A.V., Papa F., Buharizin P.I., Cazenave A., Crétau J.F., Dozortseva J. and Remy F. Ice cover variability in the Caspian and Aral seas from active and passive satellite microwave data // Polar Research. 2003. Vol. 22. No 1. 2003.
- Kouraev A.V., Papa F., Mognard N.M., Buharizin P.I., Cazenave A., Crétau J.F., Dozortseva J. and Remy F. Sea ice cover in the Caspian and Aral seas from historical and satellite data // Journal of Marine Systems. 2004. 47.
- Kouraev A.V., Papa F., Mognard N.M., Buharizin P.I., Cazenave A., Crétau J.F., Dozortseva J. and Remy F. Synergy of active and passive satellite microwave data for the study of first-year sea ice in the Caspian and Aral seas // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing (TGARS). 2004. Vol. 42. No 10.
- Mamedov R.M. Caspian Sea Level and Ecological problems // Proceedings of the International Symposium on the Problems of the Regional Seas (12-14 May 2001, Istanbul-Turkey). 2001. P.1-11.
- Mammadov R.M. Caspian Sea: Hydrodynamical variability and ecogeographical problems. Baku: Elm, 2007. 433 p.
- Panin G.N., Mamedov R.M. Present state of the Caspian Sea. Moscow: Nauka, 2005. 355 p.

## ОЦЕНКА ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА КАСПИЙСКОГО МОРЯ НА ОСНОВЕ НОВЫХ ИНФОРМАЦИОННЫХ ТЕХНОЛОГИЙ

**Воронцов А.А., Михайлов Н.Н.**  
ВНИИГМИ-МЦД, Обнинск, Россия  
[vorv@meteo.ru](mailto:vorv@meteo.ru)

### Аннотация

Созданный на основе ГИС-технологий в рамках Единой системы информации об обстановке в Мировом океане (ЕСИМО) электронный атлас Каспийского моря и прибрежных территорий позволил получить на основе максимально полных исходных данных новые оценки климатических характеристик, в том числе по основным гидрометеорологическим параметрам, а также проанализировать тренды изменений важнейших параметров на прибрежных гидрометеостанциях. Исследования показали, что изменчивость климата прежде всего проявляется в повышении температуры воды, уменьшении ее солености, повышении уровня моря. Наиболее существенные изменения наблюдаются в Северном Каспии, причем скорость этих изменений в последние десятилетия проявляет тенденцию к повышению.

## **Введение**

Проблема изменений климата вошла в число важнейших международных комплексных междисциплинарных проблем современности. Изменения климата проявляются в увеличении размахов колебаний погодных условий, в изменении интенсивности климатических аномалий, учащении и усилении экстремальных природных явлений, затрагивают все регионы планеты, в т.ч. Каспийский регион. Это предопределяет необходимость основательного изучения и мониторинга изменений климата как одного из ключевых долговременных факторов национальной и международной безопасности

В новейшее время сформировались две тенденции. С одной стороны, с каждым годом увеличиваются объемы данных натуральных наблюдений, удлиняются ряды наблюдений за природной средой, что позволяет проводить более точные и качественные оценки пространственно-временной изменчивости природных параметров. С другой стороны, идет постоянное развитие современных компьютерных технологий на основе географических информационных систем (ГИС), систем управления базами данных (СУБД), web-технологий, что позволяет автоматизировать расчетные процедуры и процессы отображения выходной продукции.

## **Основная часть**

Последнее десятилетие отмечено активным внедрением информационных систем (ИС) практически во все области человеческой деятельности. В основе разработок таких систем лежит концепция интегрированной информационной технологии (Fedra, Jamieson, 1993), включающая принципы: композиционности, единства реализации посредством использования унифицированных стандартов информационных ресурсов, технологических и программных средств; открытости для различных модификаций и расширений технологии.

При создании ИС обеспечивается объединение на функциональном уровне баз данных, математических моделей и методов расчетов, стандартов и руководств, системных и прикладных программ.

Архитектура ИС – это взаимосвязанная совокупность структурных элементов трех уровней: базового, функционально-технологического и внешнего. Базовый уровень системы представляет набор компонент, основанных на стандартах ее создания и функционирования для обеспечения взаимодействия отдельных составных элементов, а также для интеграции используемых в ИС информационных ресурсов. К основным компонентам относятся:

- научно-методическая компонента, определяющая режим и тематическую направленность работы системы;
- информационно-лингвистическая компонента - единая совокупность терминов, понятий и средств унификации данных в системе (коды и кодификаторы, языки описания и т.п.);
- программно-технологическая компонента, состоящая из конкретных систем управления данными (СУБД) и географических информационных систем (ГИС), языков разработки приложений и т.п., с применением которых реализуются и совершенствуются информационные технологии в самой ИС;
- аппаратно-вычислительная компонента, представляющая собой комплекс технических средств (компьютеры, периферийные устройства, средства связи и удаленного доступа), согласованный между участниками разработки системы;
- организационно-правовая компонента, отражающая кадровый аспект (группы разработчиков системы, сопровождения и использования), и определяющая нормы взаимодействия между группами и различными ИС.

Функционально-технологический уровень в архитектуре системы занимают функциональные подсистемы, реализующие информационную деятельность

определенного вида. Подсистемы могут разделяться на функциональные блоки – элементы подсистемы, выполняющие вполне конкретную задачу. Подсистемы и их блоки создаются путем разработки соответствующих приложений (программно-технологических средств осуществления функций системы) на основе компонент, чем достигается единство средств реализации системы.

С 1999 г. в рамках Федеральной целевой программы «Мировой океан» создается Единая государственная система информации о Мировом океане (ЕСИМО), главная цель которой – повысить эффективность информационного обеспечения морской деятельности (Единая система информации об обстановке в Мировом океане, 2003). В целом ЕСИМО представляет собой распределенную систему информационных ресурсов и технологий, организационных структур федеральных органов исполнительной власти и общественных объединений, специализирующихся в области производства, сбора, накопления, обработки, хранения, защиты и распространения информации об обстановке в Мировом океане, функционирующих в едином правовом и информационном пространстве для эффективного обеспечения морской деятельности. Основными структурными элементами технологии ЕСИМО являются подсистема распределенных информационных ресурсов и функциональные приложения.

В настоящее время ЕСИМО – это сложный комплекс развивающихся программно-технологических средств, позволяющий работать с электронными картами и комплексными базами данных, а также решать различные прикладные задачи, связанные с природной средой исследуемого региона или акватории, с использованием математических моделей и методов. Одно из основных направлений в ЕСИМО – разработка информационных технологий получения разного рода электронных справочных пособий (ЭСП), в т.ч. и по морской природной среде (Воронцов, 2007).

Первые реализации ЭСП – статические, в которых были загружены материалы, рассчитанные заранее и занесенные в специализированную базу данных (СБД) в виде комплекта таблиц, графиков, текста, метаданных (справочных данных) и тематической картографической информации. Эти материалы пользователь мог только просмотреть и что-то сохранить у себя. Следующий шаг в развитии ЭСП – полнофункциональные справочные пособия, динамически работающие комплексы приложений. Естественно, эти ЭСП сохраняют в себе и элементы статических ЭСП, особенно в части метаданных.

Особое место в ряду ЭСП занимает динамически формируемое режимно-справочное пособие по морской природной среде в виде электронного атласа (ЭА) «Климат морей России и ключевых районов Мирового океана» (Воронцов, 2007). Формирование ЭА базируется на одной из ведущих технологий ЕСИМО – технологии подготовки ЭА, которая в настоящее время включает в себя информационную базу (исходные, расчетные, модельные и справочные данные), расчетно-модельный комплекс программ получения режимных характеристик и программы формирования выходной продукции. Основа ЭА – это программно-технологическая среда (СУБД) для хранения, управления и обработки данных и ГИС для формирования выходной продукции в виде картографического, текстового, табличного и графического материалов.

Сама технология состоит из двух крупных блоков: серверной и клиентской части. Дополнительно на серверной стороне можно выделить достаточно независимый блок собственно хранения данных – систему распределенных баз данных.

Основную нагрузку по выполнению задач формирования выходной продукции в настольном варианте несет, конечно, клиентская часть. И это вполне справедливо, так как в ряде случаев мы можем абстрагироваться от серверной части, от данных и выполнить некий вид работ независимо, пользуясь только настольными программными средствами.

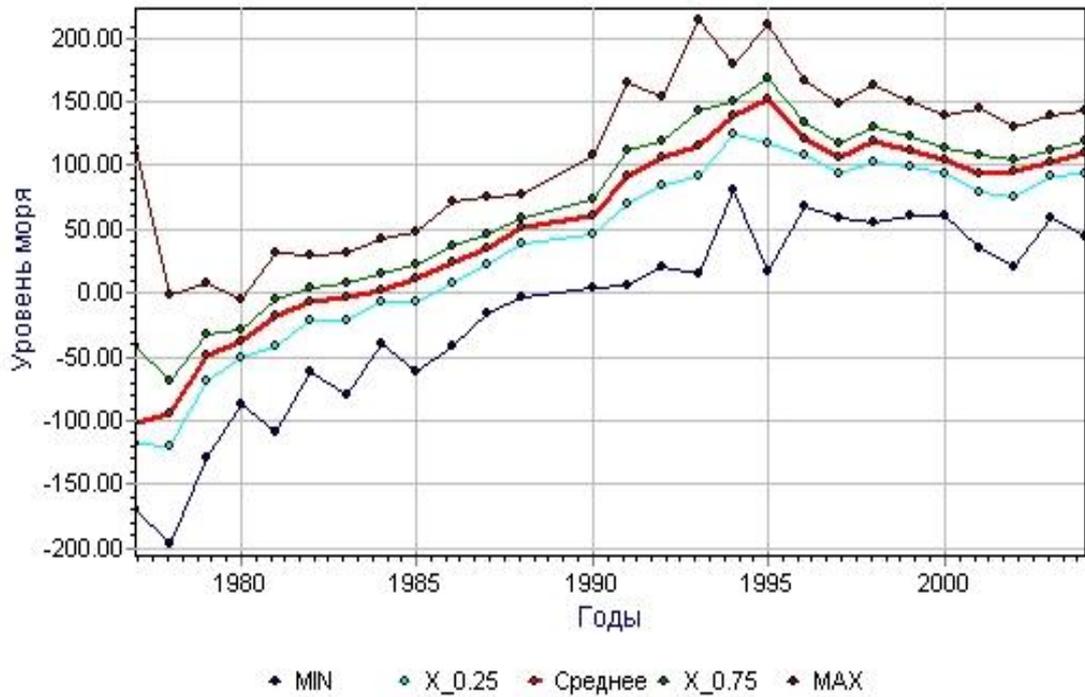
В целом, выпускаемый в настоящее время электронный атлас «Климат морей России и ключевых районов Мирового океана», доступный пользователям на официальном портале ЕСИМО ([http://data.oceaninfo.info/atlas/index\\_atlas.html](http://data.oceaninfo.info/atlas/index_atlas.html)), представляет собой режимно-справочное пособие, содержащее сведения о климатических характеристиках морской среды, которые получены за последний тридцатилетний период.

Состав параметров, освещаемых в ЭА: а) температура воды, соленость, плотность, содержание кислорода, скорость звука по данным наблюдений на океанографических станциях; б) температура воздуха, скорость ветра, высота ветрового волнения по судовым метеоданным; в) температура воды, температура воздуха, соленость, уровень моря, скорость ветра, высота волн по данным прибрежных и островных ГМС. Уровень обобщения: многолетний месяц. Наполнение: электронные карты распределения параметров по акватории; таблицы статистик; графики, текстовая часть.

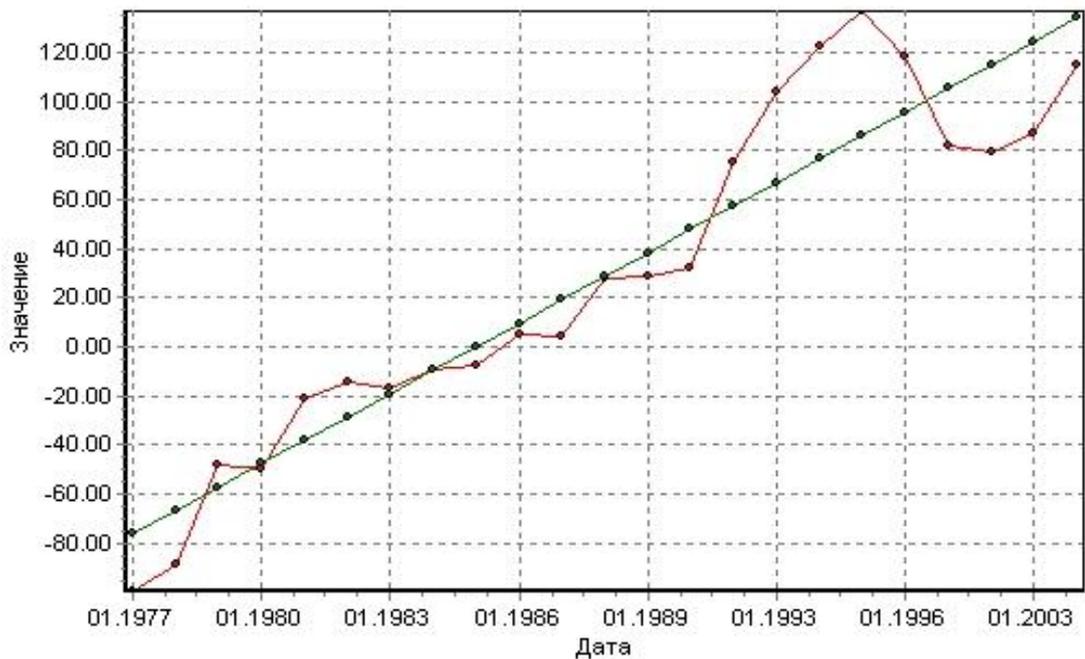
Созданный на основе ГИС-технологий в ЕСИМО электронный атлас по морской природной среде Каспийского моря и прибрежных территорий (<http://data.oceaninfo.info/atlas/Kasp/index.html>) позволил получить на основе исходных данных максимальной полноты новые оценки климатических характеристик, включая характеристики изменчивости климата по основным гидрометеорологическим параметрам, а также оценки трендов важнейших параметров на прибрежных гидрометстанциях. Характерной особенностью изменчивости климата в последние десятилетия является повышение температуры воды, повышение уровня моря, уменьшения солености. Наиболее значимы эти изменения проявляются в Северном Каспии, причем скорость изменения имеет тенденцию к повышению в последние десятилетия.

Одной из важнейших характеристик гидрологического режима Каспия является уровень моря. Под действием целого ряда астрономических, гидродинамических и гидрометеорологических факторов различных временных масштабов он подвержен значительным периодическим и непериодическим (случайным) колебаниям. Наибольший размах в мелководном Северном Каспии имеют сгонно-нагонные колебания, последствия которых могут носить катастрофический характер. К менее значительным по размаху колебаниям относятся сезонные и многолетние изменения уровня поверхности моря.

Для оценки многолетней изменчивости уровня на базе технологий ЭА были проведены расчеты тренда многолетнего хода среднегодовых высот уровня моря на сети прибрежных гидрометеорологических станций (ГМС). Используя технологию формирования ЭА, были проведены работы по контролю исходных данных на учет изменения «нуля поста», поэтапное осреднение данных наблюдений на ГМС/ГМП, расчет различных статистических характеристик и получение выходной продукции в табличном и графическом видах. При этом расчеты трендов производились по методике (Воронцов, 1990) на основе временных рядов среднегодовых значений уровня моря, полученных, в свою очередь, по данным срочных наблюдений на ГМС за 1977-2008 гг. Результаты расчетов применительно к станции о. Тюлений приведены на рис. 1 (среднее, квантили, экстремумы) и 2 (тренд).



**Рис.1.** Многолетний ход уровня моря на ГМС о.Тюлений



**Рис. 2.** Тренд уровня моря на ГМС о.Тюлений

Пример многолетнего хода уровня моря на станции Махачкала приведен на рис. 3. За многолетний период (1977-2007 гг.) положительный тренд уровня моря составил 200 сантиметров.

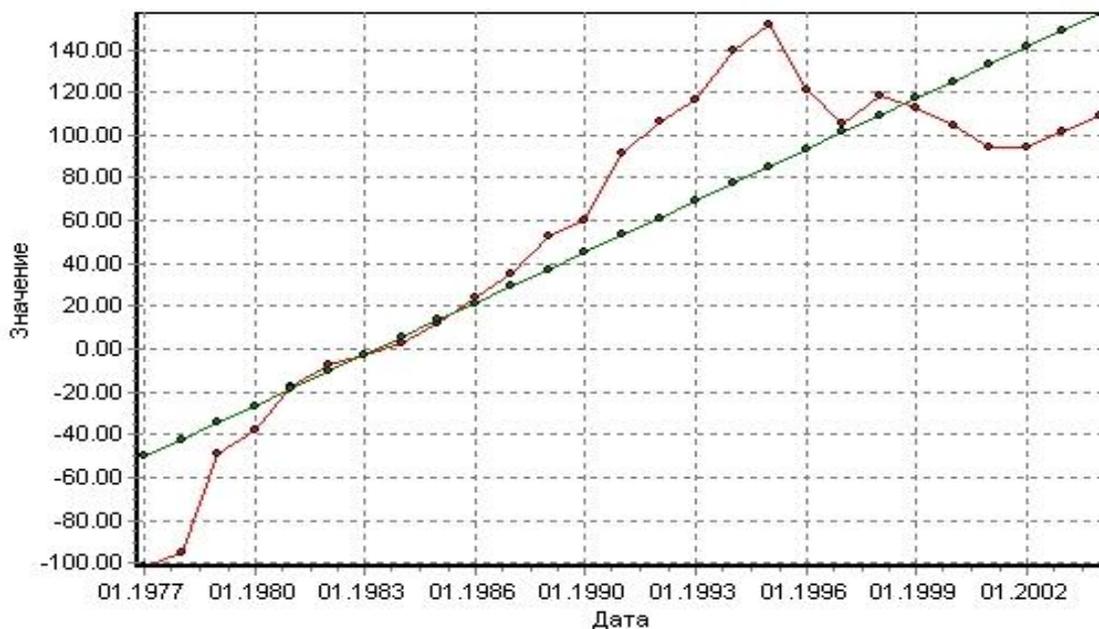


Рис. 3. Среднее значение и тренд уровня моря на ГМС Махачкала

### Заключение

Таким образом, на основе применения новых технологий ЭА появилась возможность проведения полноценного анализа климатической изменчивости по актуальным материалам.

Необходимо отметить, что электронный атлас находится в постоянном развитии. В настоящее время разрабатывается новая версия атласа, представляющая его как комплексный, динамически обновляемый, геоинформационный ресурс об обстановке в морях России, который объединяет тематические пространственные данные, поступающие от разных ведомств и организаций, под единой веб-оболочкой, настроенной для интерактивного взаимодействия пользователя с пространственными данными. Принципиально новый подход, реализуемый в ЭА благодаря телекоммуникационным технологиям, дает возможность демонстрации оперативных данных, минимальный временной лаг обновления которых может составлять 3 часа (например, оперативные данные наблюдений, поступающие как со стационарных постов, так и с дрейфующих станций).

Основные функции ГИС-Атласа – получение справочной, оперативной, аналитической или прогностической информации по объектам морской среды или морской деятельности в реальном режиме времени в сочетании с возможностью добавлять на карту собственные данные – в конечном итоге предусматривают получение информации по любой морской акватории и/или прибрежной территории в виде триады: обобщение (климат) - текущее состояние (анализ) - прогноз (ожидаемое состояние).

### Список использованной литературы

- Воронцов А.А. Создание электронных атласов по морской природной среде на основе ГИС-технологий в ЕСИМО // Труды VI Российской конференции «Современное состояние и проблемы навигации и картографии». Санкт-Петербург: ФГУП ГНИНГИ, 2007. С. 497–501
- Воронцов А.А., Михайлов Н.Н., Олейников С.А., Ульянич И.Г. Режимно-справочный банк данных «Океанография – моря СССР». Методическое, программное и информационное обеспечение получения климатических характеристик для исследования изменчивости гидрометеорологического и гидрохимического режима морей. Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 1990. 92 с.

Единая система информации об обстановке в Мировом океане. Системный проект. Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 2003. 140 с.

Fedra K., Jamieson D.G. An object-oriented approach to model integration: a river basin information system example / Kovar K. and Nachtnebel H.P.[eds.]. IANS Publ. 1993. N 235. PP. 669-676

## **МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЯ И ПРОГНОЗИРОВАНИЯ СГОННО-НАГОННЫХ ЯВЛЕНИЙ В КАЗАХСТАНСКОЙ ЧАСТИ КАСПИЙСКОГО МОРЯ С УЧЕТОМ ИЗМЕНЯЮЩИХСЯ ВОДНОБАЛАНСОВЫХ ХАРАКТЕРИСТИК**

**Наталья Ивкина**

Республиканское государственное предприятие «Казгидромет», Алматы, Казахстан  
Тел.: +7 7272 542263, факс: +7 7272 676464

[n\\_ivkina@mail.ru](mailto:n_ivkina@mail.ru)

### **Аннотация**

Дано описание характера опасных ветровых сгонно-нагонных явлений в казахстанском секторе Каспийского моря и метода их прогнозирования. Представлена автоматическая система прогнозирования, основой которой является гидродинамический модуль модели MIKE 21, разработанной в Датском гидравлическом институте и адаптированной казахстанскими специалистами к мелководным условиям Каспийского моря.

### **Введение**

Изучение ветровых нагонов и сгонов, возникающих под действием касательных напряжений ветра на водную поверхность, имеет большое значение для познания закономерностей динамики вод, а также для решения практических задач, связанных с управлением прибрежной зоной.

Для шельфа неприливногo Каспийского моря основным видом колебаний уровня воды являются сгонно-нагонные явления анемобарического происхождения, при которых за короткий период (несколько часов) уровень может измениться на 1,5-2,5 м. Особенно опасными являются нагоны в отмельных районах моря с низменным побережьем, на котором они вызывают наводнения (рис. 1).



**Рис. 1.** Наводнение на северо-восточном берегу Каспийского моря в результате опасного нагона

## Основная часть

Статистика сгонно-нагонных явлений в северо-восточном Каспии (по данным МГ Пешной) показывает, что в среднем в месяц происходит 3-5 нагонов и 5-6 сгонов воды различной интенсивности. Наибольшая частота и высота нагонов в этой части моря отмечаются обычно весной и осенью. Подъем уровня моря до 1 м возникает при скорости ветра 10-15 м/с и продолжительности от 10-12 часов до 1-2 суток, а при сильных ветрах со скоростью 15 - 25 м/с высота нагона может достигать 1,0 - 1,5 м и более.

Распределение нагонов внутри года имеет свою закономерность, связанную с периодами возникновения штормовых ветров. Средняя высота нагонов в многолетнем разрезе изменяется от 50 до 70 см. Наиболее высокие редкой повторяемости нагоны характерны в основном для весны и осени, но также могут наблюдаться в начале зимы. Общая продолжительность нагонов изменяется от 1 суток до 2 - 3 недель. Время подъема уровня до наивысшей отметки – от нескольких часов до 10 дней, а его продолжительность связана с формой гидрографа уровня (Ивкина, 2003; Шиварева, 2006).

Не меньшую опасность для побережья представляют сгоны воды. При сгонах падение уровня моря в Северном Каспии может достигать 2,5 м. Это приводит к нарушению работы водозаборов, обмелению портовых акваторий и судоходных морских каналов, сокращению площадей нерестилищ и площадей нагула ценных промысловых рыб, в первую очередь – осетровых, изменению ландшафтной структуры прибрежных территорий, опустыниванию прибрежных районов. В открытой более отдаленной от берега части моря при значительных сгонах ухудшаются условия для прохода судов, и они идут с недогрузкой.

Следует отметить, что сгонно-нагонные колебания накладываются на сезонные и многолетние колебания уровня, обусловленные главным образом изменения водного Каспия. В результате минимальные отметки уровня моря при сгонах наблюдаются в периоды низкого стояния уровня моря или регрессии, а максимальные отметки уровня моря при нагонах – в периоды высокого стояния уровня моря или трансгрессии (рис. 2).

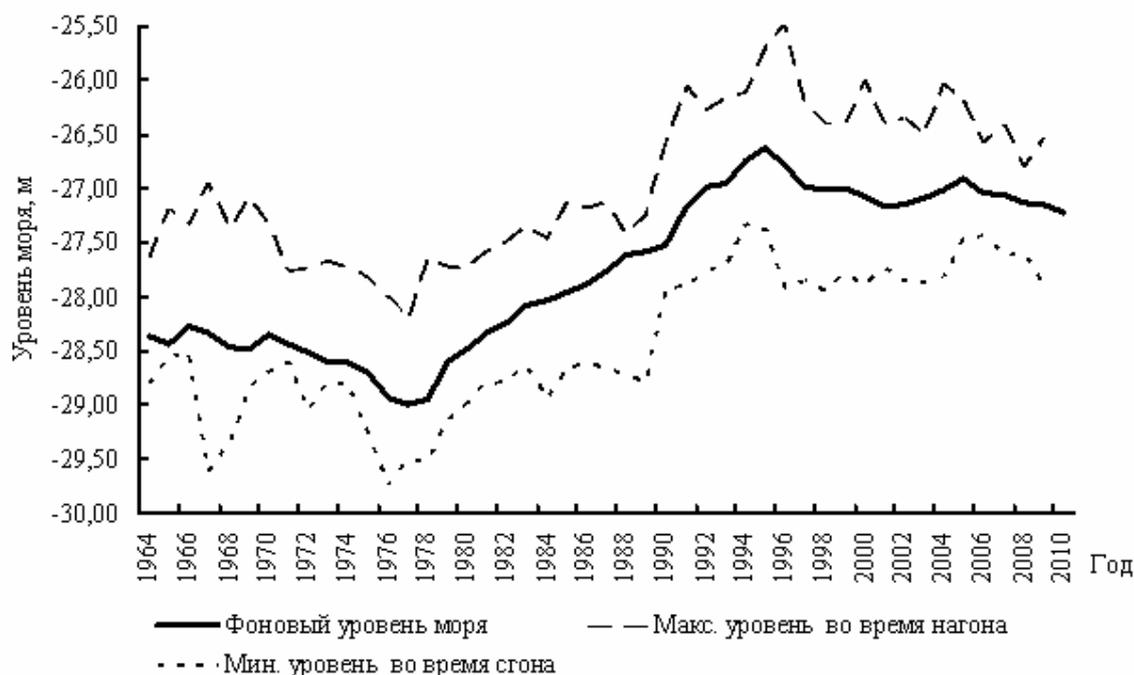


Рис. 2. Наложение сгонно-нагонных колебаний на многолетние (фоновые) изменения уровня Каспийского моря

Анализ данных наблюдений на о. Пешной, показал, что наибольшие высоты нагонных волн в данном районе были зафиксированы в мае 1990 г. (1,45 м), декабре 1991 г. (1,29 м), в июне 1996 г. (1,19 м), декабре 1998 г. (1,0 м), апреле 1999 г. и 2000 г. (1,29 м и 1,72 м соответственно).

За последние 5-7 лет в казахстанском секторе также были отмечены крупные нагоны следующей интенсивности (Ивкина, 2008):

- 27-29 апреля 2001 г. при вторжении западных ветров со скоростью 20 м/с был сформирован нагон высотой 0,8 м (отметка уровня моря - минус 26,4 м БС);
- 3-14 марта 2002 г. юго-западные ветры вызвали подъём уровня моря до отметки минус 26,36 м БС (высота нагона – 0,94 м);
- 29 апреля - 3 мая 2003 г. наблюдался нагон высотой 0,8 м (минус 26,5 м БС);
- 5-6 апреля 2004 г. – 0,96 м (отметка уровня моря - минус 26,04 м БС);
- 28 апреля -1 мая 2004 г. в районе поста Жамбай зарегистрирован опасный нагон.

В результате воздействия продолжительного юго-восточного ветра уровень моря поднялся на 0,98 м и достиг отметки минус 25,72 м. Согласно донесению Атырауского ЦГМ, только благодаря тому, что посёлок Жамбай со стороны моря обнесён дамбой с отметкой выше минус 24,0 м, затопления и разрушений в данном районе не отмечено.

- 23-24 октября 2004 г. в районе от дельты р. Урал до мыса Бурыншик произошёл штормовой нагон морской воды, который превысил особо опасную отметку (минус 25,9 м).

- 23-24 июня 2005 г. на восточном побережье Северного Каспия в районе от устья р. Эмбы до залива Комсомолец в результате усиления западного ветра произошёл особо опасный нагон морской воды с повышением уровня моря более чем на 2,0 м.

- 5-18 октября 2005 г. юго-восточные ветры вызвали подъем уровня моря до отметки минус 26,64 м БС (высота нагонной волны составила 0,76 м).

- 5–10 апреля 2006 г. при продолжительном воздействии сильного юго-восточного ветра на северном побережье Северного Каспия 10 апреля сформировался опасный нагон морской воды с повышением уровня моря по сравнению с предшествующим на 80 см, что было зафиксировано на посту Жамбай. Произошло подтопление жилых домов и хозяйственных построек.

- 18–22 апреля 2007 г. в районе о. Пешной произошел нагон с подъемом уровня до отметки минус 26,5 м, что вызвало подтопление домов в поселке Пешной.

- 17-18 апреля 2008 г. произошел подъём уровня моря выше опасной отметки. Опасное повышение уровня моря на 100 см до отметки минус 25,85 м, вызванное воздействием сильного ветра (более 10 м/с) устойчивого восточного направления, было зафиксировано у северного побережья 18 апреля на посту Жамбай.

В 2009 г. выявлен 21 случай со сгонно-нагонными ситуациями, из них 6 случаев подъёма уровня моря под воздействием ветра до и выше критической отметки минус 26,60 м были отмечены у восточного побережья Северного Каспия в районе поста Каламкас.

В 2010 г. в Северном Каспии при ветровых сгонно-нагонных колебаниях уровень повышался до отметки минус 26,38 м и понижался до отметки минус 27,83 м. В весенний период, на фоне высокого стояния фонового уровня моря и продолжительном воздействии сильного юго-западного ветра (более 10 м/с), зафиксирован случай с опасным ветровым нагоном морской воды на все восточное побережье. 24 мая в районе поста Каламкас уровень моря повысился до опасной отметки – минус 26,38 м. Опасная нагонная ситуация сохранялась до 29 мая. С 15 по 22 июня в районе восточного побережья, по данным наблюдений на посту Каламкас, произошло опасное сгонное понижение уровня на 1 м.

Как следует из приведенных примеров, сгонно-нагонные явления являются проблемой, без решения которой невозможно разрабатывать планы по стратегии в

непредвиденных обстоятельствах в случаях затопления. Необходимо отметить, что в современных условиях при высоком стоянии уровня Каспийского моря (по данным Росгидромета в 2009 г. он составил минус 27,15 м) нагоны даже более 40 см вызывают затопление прибрежных территорий, нанося серьезный ущерб хозяйствующим объектам. Поэтому совершенно очевидно, что характеристики нагонных явлений необходимо учитывать при освоении и использования прибрежной зоны, а также при планировании и проведении природоохранных мероприятий, связанных с конкретным морским бассейном.

Изучение трансформации морских сгонно-нагонных волн в прибрежной зоне и динамики наката на берег и отражения представляет как теоретический, так и прикладной интерес. Внимание к практической стороне этих задач обусловлено тем, что затопление берега нагонными водами часто вызывает катастрофические последствия. Поэтому при проектировании и защите гидротехнических и гражданских сооружений на одно из центральных мест выдвигаются прогнозы уровня моря, полученные с помощью численного моделирования, которое с развитием вычислительной технологии и численных методов становится все более совершенным.

В настоящее время наиболее подходящей физико-математической моделью изучения процесса наката и отражения волн являются гидродинамические уравнения мелкой воды. Система именно таких уравнений решается гидродинамическим модулем модели MIKE 21, разработанной в Датском гидравлическом институте (Abbott, 1991; Jensen, 1991) и адаптированной к мелководным условиям Северного Каспия специалистами Казгидромета. Эта модель является структурным элементом технологической линии оперативной системы прогнозирования штормовых нагонов с заблаговременностью до 120 часов. Система позволяет получать по каналам связи метеорологическую информацию из Европейского Центра среднесрочных прогнозов погоды (Великобритания), гидрологическую – с казахстанских станций на Каспийском море, обрабатывать ее и в кратчайшие сроки составлять все необходимые прогнозы. Использование метеорологических прогнозов позволяет обеспечить упреждающее моделирование возможных последствий от штормовых нагонов.

Данная система успешно внедрена в оперативную практику РГП «Казгидромет», где ежедневно проводится расчет уровня воды Каспийского моря на основе информации о ветре и атмосферном давлении, получаемом из ЕЦСПП.

Прогнозы уровня воды составляются для шести пунктов Северного Каспия и четырех – Среднего Каспия, выбранных таким образом, чтобы учитывались морфометрические условия и специфика синоптических процессов, развивающихся в этом регионе и наличие ежедневной гидрометеорологической информации. Начальный уровень моря определяется по данным наблюдений на сети, поступающим по каналам связи. Если рассчитанный уровень моря достигает отметок, близких к возникновению критических, опасных и особо опасных нагонов и сгонов, выпускается прогноз уровня моря и штормовое предупреждение о сгонно-нагонных явлениях. Форма представления прогноза: текст, график хода уровня на каждый час с заблаговременностью 120 ч, предупреждение о возможных последствиях (затопление, разрушение дамб, ухудшение условий плавания).

Для улучшения качества расчета уровня воды с применением модели нагонов, учитываются ежегодные колебания уровня воды и сезонная специфика. Для этой цели в модель включены средние величины основных элементов водного баланса (речного притока и видимого испарения) и информация о ледовых условиях.

Для ввода в модель притока рек был рассчитан средний приток воды за последние десять лет и определены модельные координаты пяти, так называемых, источников. Так как реки Терек и Самур находятся рядом, то их приток объединен в один источник. Безусловно, что для получения более точной оценки притока, необходимы данные фактического притока и его прогноза заблаговременностью до 5 суток на ежедневной

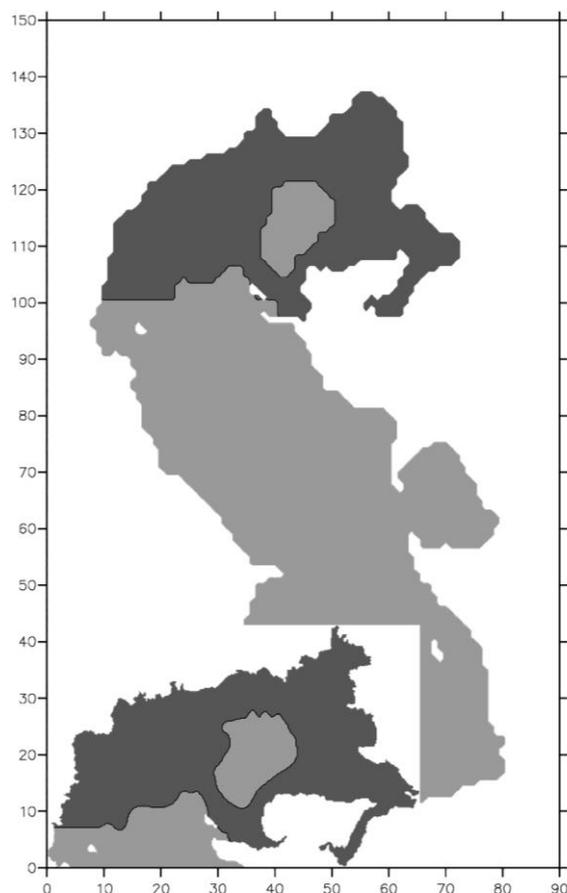
основе. Однако на момент составления прогноза получить такие данные для Каспийского моря не представляется возможным.

Поэтому были проведены исследования и установлены ряды многолетнего речного притока основных рек в Каспийское море, при выполнении условия, чтобы временное разрешение хронологических рядов было не менее одного месяца. Совершенно очевидно, что ввод в модель только характеристик речного притока приведет к искажению водного уровня. Поэтому следующей задачей по улучшению качества прогнозов стал ввод в модель рассчитанных величин “видимого” испарения (осадки за вычетом испарения) с поверхности Каспийского моря. Поскольку модель штормового нагона не предназначена для моделирования элементов водного баланса, временные ряды испарения рассчитаны по модели водного баланса, разработанной Робинот Вардлоу (Эдинбургский университет Великобритании) в рамках Каспийской экологической программы (Йенсен, 2002). В качестве фонового уровня Каспийского моря использовался современный уровень, равный минус 27 м, который в дальнейшем может быть модифицирован.

Еще одной важной характеристикой, которую необходимо учитывать для улучшения качества расчетов, являются ледовые условия. Как известно, Каспийское море относится к морям с сезонным ледовым покровом и отличается большой неоднородностью развития ледовых процессов из-за различных климатических условий в разных частях моря. В зависимости от особенностей атмосферных процессов, развивающихся над морем, степени аномалий термических условий в предзимье и зимой, на Каспийском море формируется своеобразная для каждого года ледовая обстановка. Ледовый период в Каспийском море охватывает три естественно-синоптических сезона: осень (предзимье), с октября по декабрь; зиму - с января по март и весну – с конца марта по май. Анализ литературных источников и натурных наблюдений показал, что Северо-восточный Каспий является районом со 100 % вероятностью образования льда в течение холодного периода.

Совершенно очевидно, что состояние ледового покрова необходимо учитывать при моделировании уровня поверхности. Модель MIKE 21 позволяет это сделать, при условии наличия модельных карт ледового покрытия для различных периодов ледообразования и разрушения ледового покрова.

При создании таких карт необходимо было проанализировать все имеющиеся материалы наблюдений и определить характерные даты изменения ледового покрова. Для этой цели использовались все имеющиеся космические снимки за различные годы, а также материалы наблюдений по казахстанским станциям. На основе анализа космических снимков и данных наблюдений средствами MIKE 21 были созданы модельные карты ледовых полей масштаба 10 на 10 км и более точные карты Северного Каспия масштаба 2 на 2 км для определенных периодов. На рис. 3 приведен пример модельных карт ледового поля Северного Каспия масштаба 10×10 и 2×2 км на период с 1 по 28 февраля для средней зимы. В оперативном режиме в течение зимнего сезона вводимая в модель карта при необходимости может корректироваться с учетом фактической информации о ледовой обстановке. Учет ледовых условий и основных элементов водного баланса при расчете уровня воды позволяет улучшить качество расчетов и добиться хорошего совпадения измеренных и рассчитанных уровней воды.



**Рис. 3.** Модельные карты ледового поля Северного Каспия масштаба 10×10 и 2×2 км на период с 1 по 28 февраля для средней зимы

Как показали результаты оценки точности и эффективности краткосрочных и среднесрочных прогнозов уровня воды Каспийского моря, оправдываемость автоматизированного метода прогноза на 3 суток в среднем составляет 87 %, на 5 суток – 80 %, и, следовательно, использование метода является целесообразным.

#### **Список использованной литературы**

- Abbott M.B., McCowan A., Warren I.R. Numerical Modelling of Free-Surface Flows that are Two Dimensional in Plan, Transport models for Inland and coastal waters. Academic press, 1991. Pp.222-283.
- Jensen H. R., Vested H. J., Simonsen C. Storm Surge Forecasting for the Danish North Sea Area // PIANC Bulletin. 1991. N 72. Pp.76-98.
- Ивкина Н.И., Строева Т.П. Усовершенствование схемы прогноза неперiodических колебаний уровня воды Каспийского моря на основе учета элементов водного баланса // Гидрометеорология и экология. 2003. № 3. С. 25-32.
- Ивкина Н.И. Характерные нагоны морской воды на северо-восточное побережье Каспийского моря // Гидрометеорология и экология. 2008. № 4. С. 144-154.
- Йенсен Х.Р., Ивкина Н.И., Строева Т.П. Некоторые результаты тестирования системы предупреждения штормовых нагонов на Каспийском море // Гидрометеорология и экология. 2002. № 1. С. 93-100.
- Шиварева С.П., Ивкина Н.И., Строева Т.П., Бондарь Г.М. Типизация синоптических ситуаций, приводящих к возникновению ветров эффективного нагонного направления на казахстанском побережье Северного Каспия // Гидрометеорология и экология. 2006. № 3. С. 36-49.

# EXPLORING THE CASPIAN SEA BASIC ECOSYSTEM DYNAMICS BY MEANS OF THE SeaWiFS HISTORICAL RECORD (1997-2009)

**Vittorio Barale**

Institute for Environment and Sustainability, Joint Research Centre, European Commission

Tel: + 39 0332 789274 Fax: +39 0332 789034

[vittorio.barale@jrc.ec.europa.eu](mailto:vittorio.barale@jrc.ec.europa.eu)

## **Abstract**

Patterns of algal blooming, described by variations in the concentration of chlorophyll-like pigments (Chl), are considered to be effective indicators of ecological dynamics in coastal and marine environments. A time series of Chl statistical maps, derived from data collected by the Sea-viewing Wide Field-of-View Sensor (SeaWiFS), from September 1997 to July 2009, were used to explore the space and time heterogeneity of algal blooming in the Caspian Sea. The imagery details the diverse characteristics of the northern region, dominated by the impact of Volga river runoff, and of the southern region, where intense events occur along the coast and on prominent shelf breaks. Between these, a central transitional region presents more variable environmental conditions. The observed seasonal pattern is essentially bimodal, with a late-summer, early-fall period of extended blooming, and a winter-spring period of less intense events. The northern region has a dominant role in determining this general pattern, while the middle and the southern regions do present the same pattern, but with some summer variations. The inter-annual variability is not very pronounced, with annual *Chl* anomalies showing limited oscillations around zero over most of the basin. In the north, large anomalies are related to the Volga river plume variability, while in the south negative the anomalies of the first years are followed by prevailing positive anomalies, after the exceptional 2001 summer event. A rather peculiar, unusual patchiness, composed of large, circular, intense spots of high concentration, appears to be typical of the coldest months.

## **Introduction**

The space and time heterogeneity of phytoplankton growth is a critical element to understand basic marine ecosystem dynamics. In fact, it is the photosynthetic activity of phytoplankton that converts the energy entering marine ecosystems as sunlight into biochemical energy – which then propagates through the food web, as a function of inter-relationships among organisms and environmental factors. The assessment of phytoplankton growth patterns, describing this energy transfer, for basin scales and multi-annual periods, can only be achieved by means of optical remote sensing (Barale *et al.*, 2008). Statistical maps and anomalies of a suitable algal biomass and production indicator, such as chlorophyll-like pigment concentration (Chl), derived from satellite data, was used to explore the recent cycles and trends of algal blooming in the Caspian Sea. Following analogous earlier studies (see *e.g.* Kopelevich *et al.*, 2008, and references therein), the patterns observed in the climatological pigment fields were interpreted as qualitative indicators of basic ecosystem dynamics.

Numerous tributaries, notably the Volga (accounting for about 80% of the inflow), Ural, and Zhem, from the north, the Gorgan and Atrek, from the east, and the Kura, from the west, have a profound impact on the Caspian Sea optical water properties (both a direct one, via the introduction of water constituents such as suspended inorganic matter and dissolved organic matter, as well as an indirect one on planktonic agents, due to the nutrient load carried by the runoff). The impact is paramount in the shallow northern part (averaging only ~5 m of depth), while the substantially deeper central part (788 m) and southern part (1025 m) present optical characteristics common to both seas and lakes. Indeed, although it is not a freshwater lake (its average salinity is 12.7-12.8 psu, about one third the salinity of seawater, with maximum of 13.2 psu on the eastern coast and minimum of 0.1-0.2 psu near the northern river mouths), the Caspian Sea is often listed as the world's largest endorheic lake, by both area and volume, from which there is no outflow of water, either at the surface as rivers, or underground by flow or diffusion through rock or permeable mate. Moreover, since there is no natural outflow from the basin other than evaporation (except the Manych Canal), and since water input from

precipitation and continental runoff far exceeds output by evaporation, the Caspian Sea can be classified as a dilution basin (except for the large, shallow embayment of the Garabogazköl Gulf, which acts as a concentration basin, in which water output by evaporation exceeds input from precipitation and continental runoff). These features render the Caspian Sea a basin with peculiar water constituents characteristics, where surface optical properties can reveal much about basic ecosystem dynamics.

## Data

An extended time series of Chl statistical maps and anomalies was derived from the historical Sea-viewing Wide Field-of-View Sensor (SeaWiFS) data set. The SeaWiFS mission, which started in September 1997, has generated an extensive collection of world-wide optical remote sensing data (McClain *et al.*, 2004). Twelve consecutive annual cycles, from September 1997 to July 2009, were considered to follow Chl dynamics in the Caspian Sea. Climatological data based on this time series were obtained directly from the US National Aeronautics and Space Administration (NASA), which distributes SeaWiFS data for research purposes. The original imagery was processed to correct top-of-the-atmosphere radiances from atmospheric noise, derive normalized water-leaving radiances, and compute from these Chl and other parameters<sup>1</sup>.

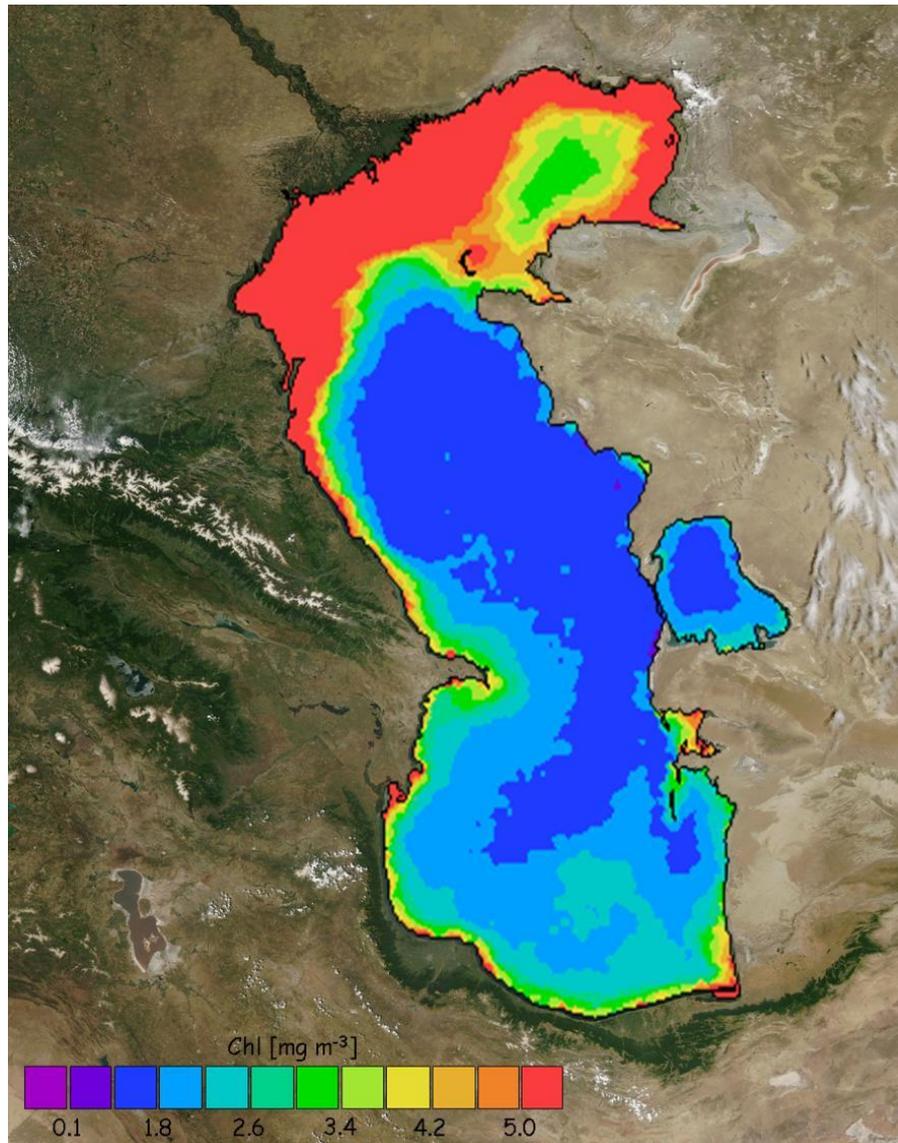
As a dilution basin, strongly impacted by river runoff (chiefly from the Volga river, in the northern basin), the Caspian Sea is characterized by high concentrations of coloured water constituents, which may alter significantly the Chl signal derived from the SeaWiFS radiances. Hence, the data being presented here should be considered with caution, owing to the abundance of optically active materials other than phytoplankton and related pigments (*i.e.* dissolved organic matter and suspended inorganic particles), with partially overlapping spectral signatures, in the regions covered by the images. In general, this may prevent the computation of reliable Chl absolute values, but here it was not considered a major obstacle for the interpretation of the historical time series in terms of recurrent or anomalous algal blooms, and related environmental boundary conditions, when the limitations above are taken in due account.

Each SeaWiFS daily image was treated using the SeaDAS algorithm set (Baith *et al.*, 2001) and re-mapped on a common equal-area grid, with a grid cell, or “bin”, of 9 km x 9 km. For the creation of monthly and yearly composite data products, all of the valid pixels of a given time period and grid cell were compiled in the same bin, and their weighted mean generated. The weight was based on the number of valid pixels used in the binning process (Campbell *et al.*, 1995). Because the number of valid pixels increases with larger and longer binning intervals, the compositing process generates complete, cloud-free images. As will be seen in the following, though, the variability due to highly dynamical events in a given area is averaged out too, and the composite images retain only those patterns that persist over significant areas and periods of time.

The Chl monthly and yearly climatologies are defined as averages of all composite images in each time period, over the entire SeaWiFS lifetime (*i.e.* from September 1997 to July 2009, at the time when the present work was carried out). Chl anomalies, again at the monthly and yearly scales, are defined as the difference between each monthly mean and the corresponding climatological month, and between each yearly mean and the climatological year, respectively.

---

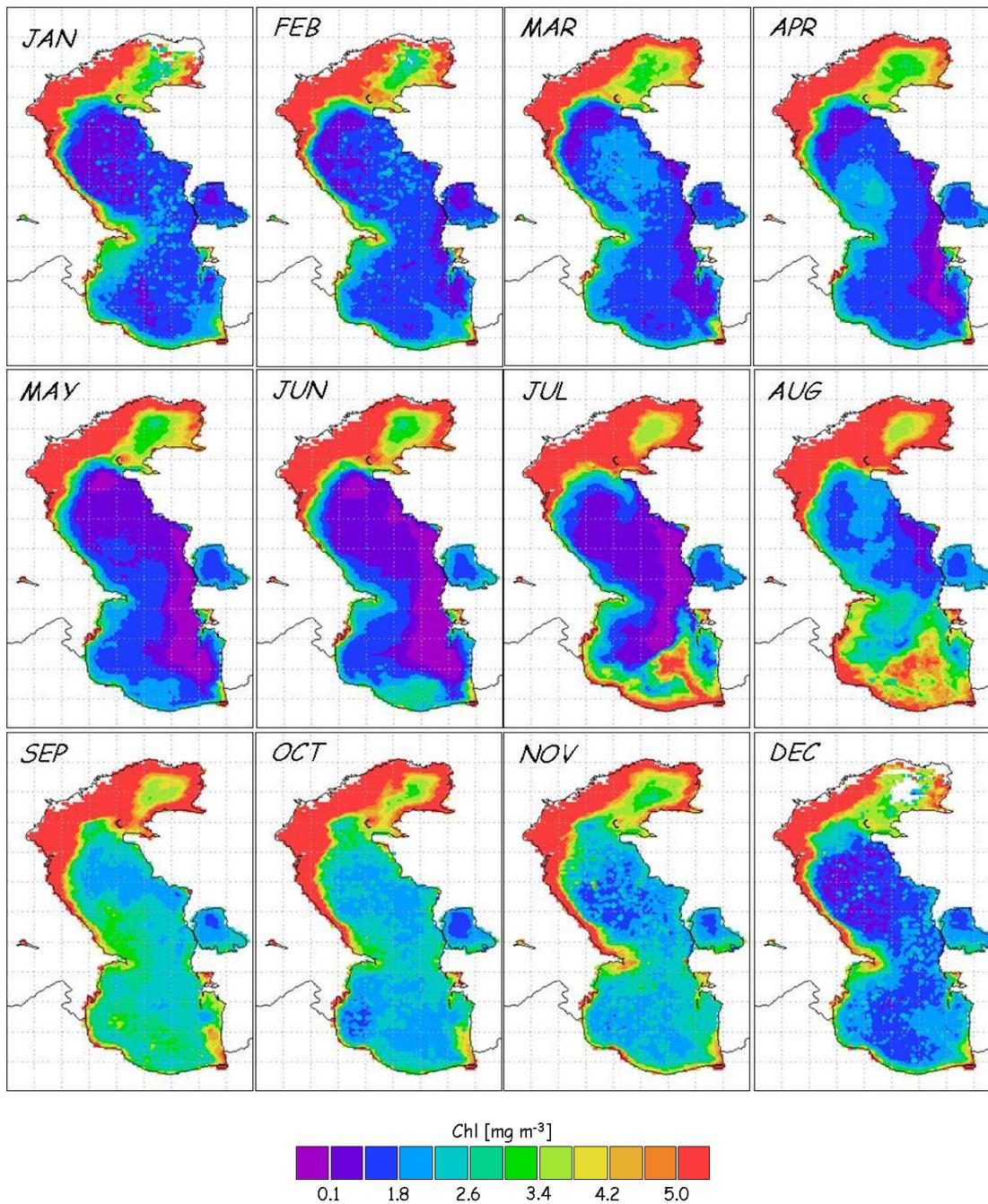
<sup>1</sup> SeaWiFS Ocean Reprocessing 5.1 completed on July 5, 2005. For details see the www site: <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/REPROCESSING/SeaWiFS/R5.1/>



**Fig. 1.** Caspian Sea Chl climatological annual mean from SeaWiFS data (1997-2009). Background: simulated true colour image derived from MODIS data (1 June 2002)

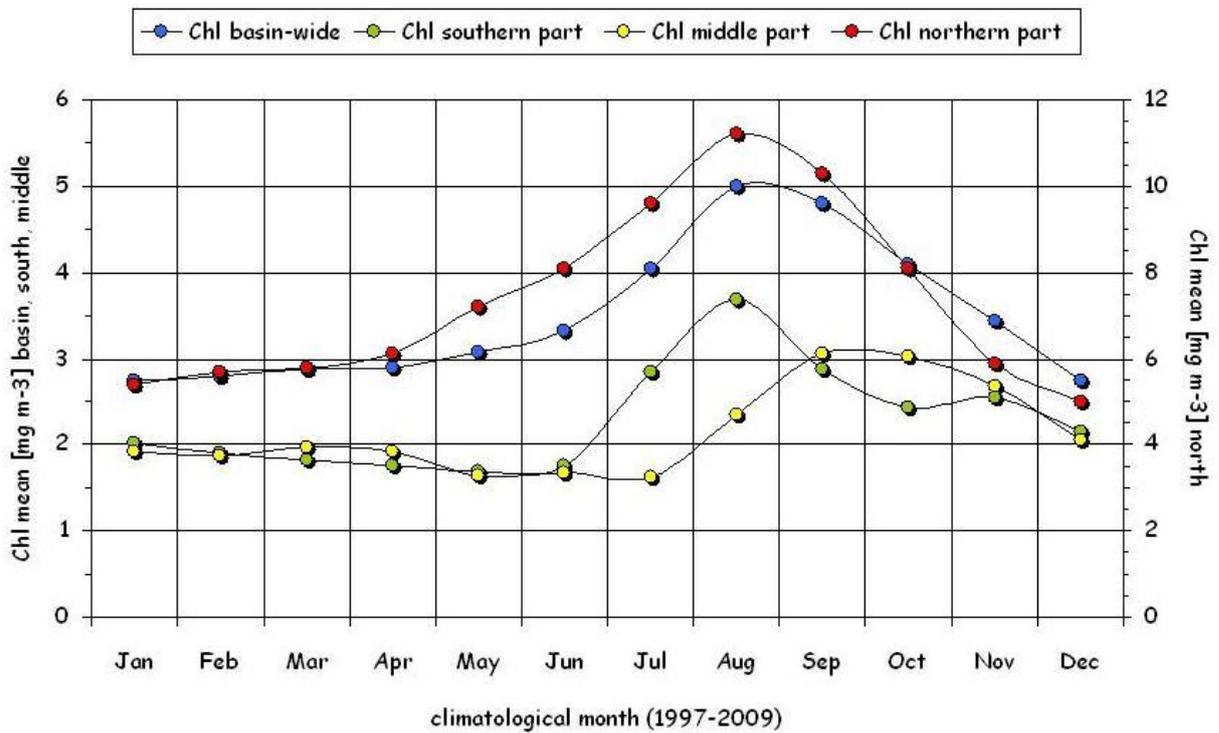
## Results

The 1997-2009 Chl climatological annual mean proposes once again the classical subdivision of the Caspian Sea between a northern and a southern region, separated by a middle, transitional section with intermediary conditions (Figure 1). However, distinct sub-basins also appear within each region. In the north, the western section systematically shows features parallel to the Volga delta shoreline, where river runoff provides extreme concentrations of water constituents, while the eastern section presents a (cyclonic) cell with lower concentrations in the interior. The central region appears to be similar to, and in fact continuous with, (the interior of) the southern region, with the Absheron peninsula constituting the only element of discontinuity between the two. In the very south, again the western section is rather different from the eastern one, where intense high-concentrations events occur along the coast, as well as on and around the prominent shelf breaks.



**Fig. 2.** Caspian Sea Chl climatological monthly means from SeaWiFS data (1997-2009)

The climatological monthly means add a number of intriguing details to this general picture. The northern region does not vary much from season to season, except for the very near-coastal areas (where the coastline seems to be reshaped by river runoff variations) and for the areas where ice is present in winter. In the middle region, weak spring blooming and then strong fall blooming occur in the interior of the basin. In summer, the near-coastal features extending from the north-east towards the interior suggest a complex evolution of the cyclonic surface circulation. The southern region presents large-scale features in summer (which however are mostly due to the blooming episodes of summer 2001). A rather peculiar, unusual patchiness, composed of large, circular, intense spots with very high (Chl) values, appears to be typical of the coldest months. This could be interpreted as the result of local alterations of the optical properties, due to the presence of hydrocarbons at offshore sites.



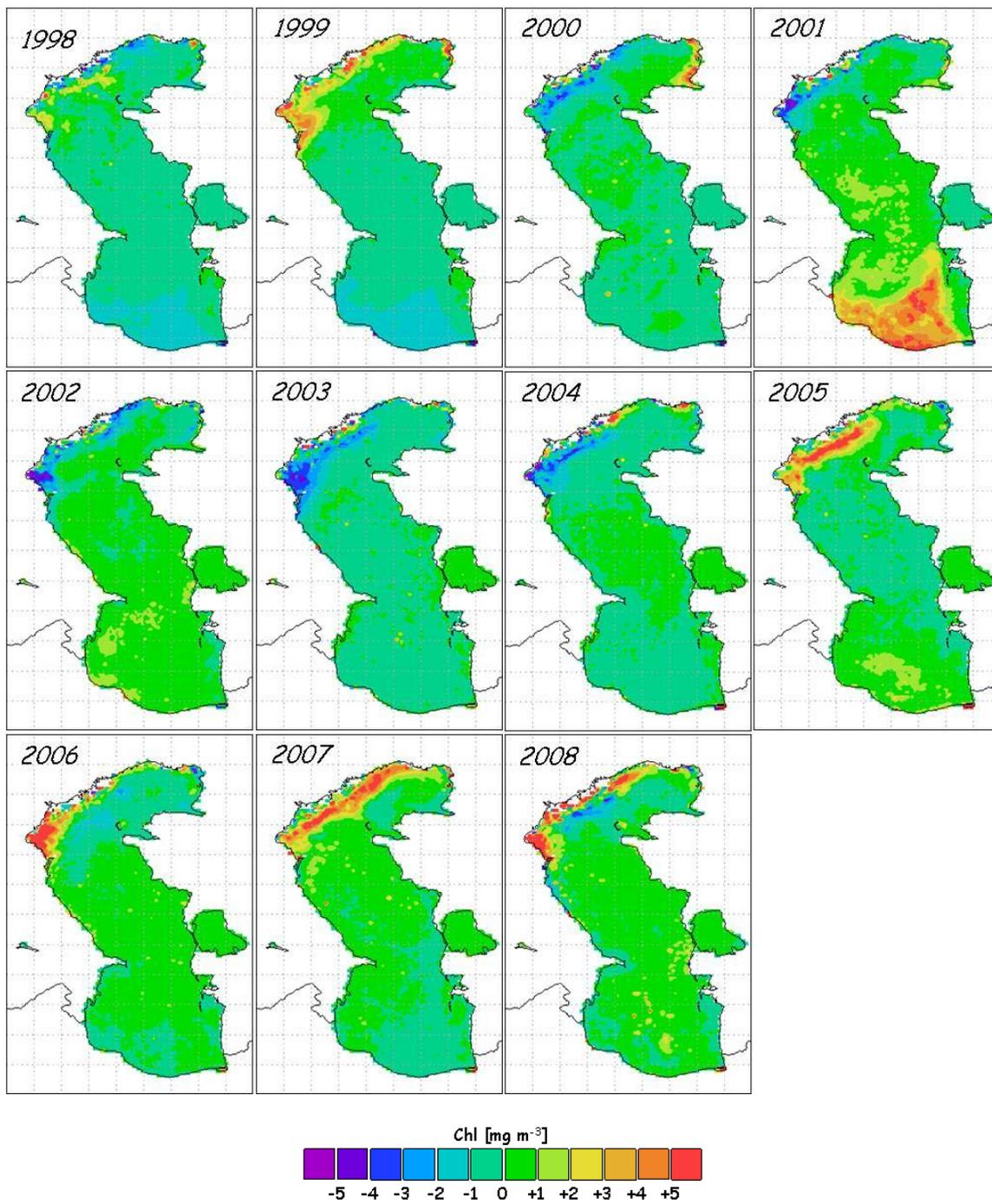
**Fig. 3.** Caspian Sea Chl average basin value, from the SeaWiFS-derived (1997-2009) climatological monthly means. Note that the scale on the right refers to the southern region only (red dots)

A more schematic way of looking at the phytoplankton seasonal cycle in the Caspian Sea is proposed in Figure 3, where the Chl average basin value, derived from the climatological monthly means, is plotted against time. The basin-wide assessment shows values oscillating around a minimum ( $\text{Chl} \approx 3.0 \text{ mg m}^{-3}$ ) from November to June; higher values ( $4.0 < \text{Chl} < 5.0 \text{ mg m}^{-3}$ ) between July and October; and a maximum in August ( $\text{Chl} \approx 5.0 \text{ mg m}^{-3}$ ). Although this trend recalls the one inferred from the above analysis of the climatological monthly mean images, it appears to be statistically dominated by the high late-summer values of the northern (and southern) region, and by the basin-wide fall blooming.

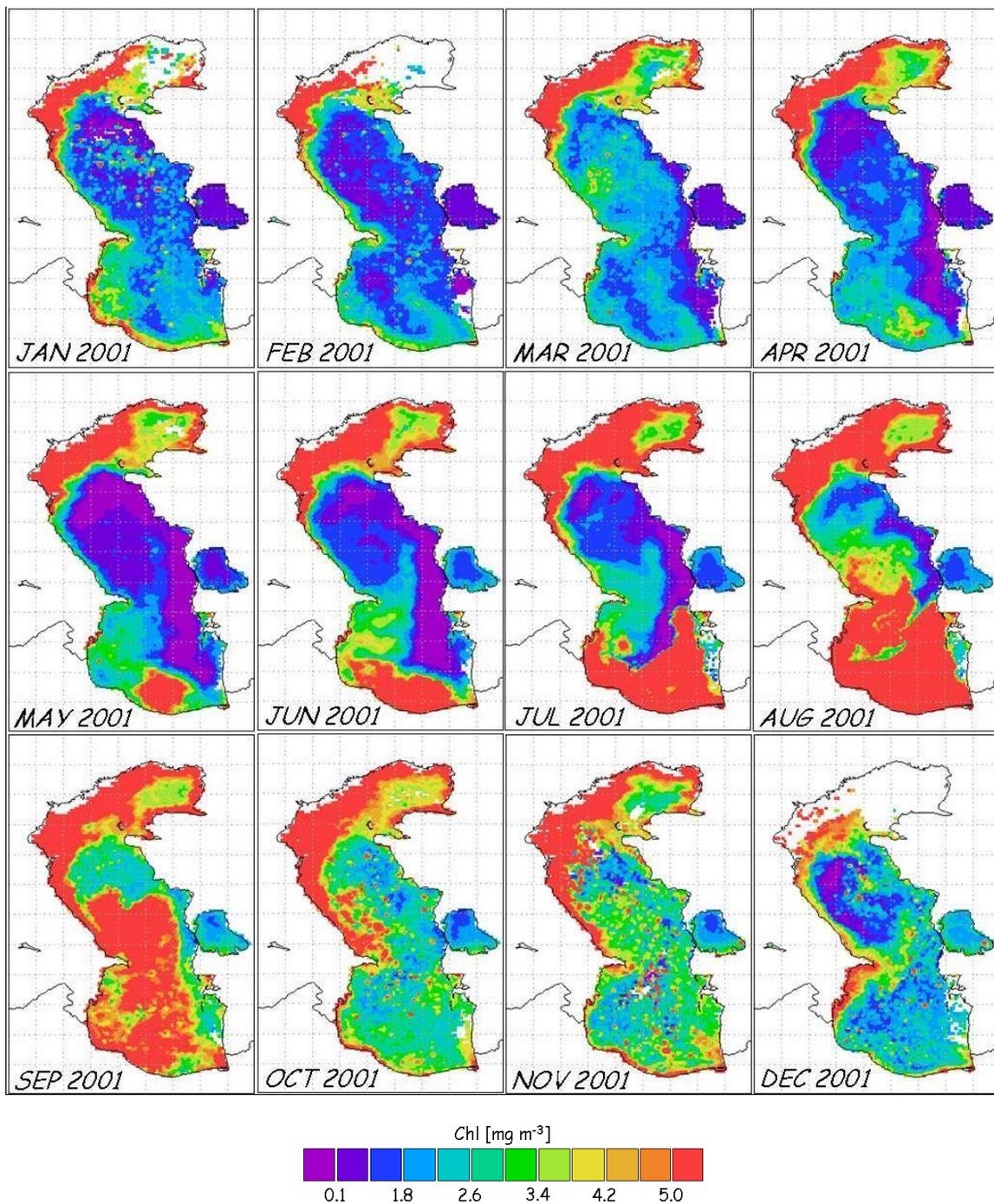
Considering only the northern part of the basin, the Chl average value presents about the same pattern, although greater by a factor 2. By contrast, considering only the southern part, a slightly different seasonality emerges, with a decrease ( $\text{Chl} < 2.0 \text{ mg m}^{-3}$ ) in late spring and early summer, from April to June, followed by a maximum in August ( $\text{Chl} > 3.5 \text{ mg m}^{-3}$ ) and a secondary maximum ( $\text{Chl} \approx 2.5 \text{ mg m}^{-3}$ ) in November. In the central part, the late spring decrease continues well into summer, so that Chl starts to increase only in August, reaching a maximum ( $\text{Chl} \approx 3.0 \text{ mg m}^{-3}$ ) between September and October.

### Conclusions

The basin-wide seasonal pattern, described by variations in the Chl concentration, appears to be essentially bimodal. A late-summer, early-fall period of extended blooming is opposed to a winter-spring period of lesser Chl values. The northern region has a dominant role in determining this general pattern, while the middle and the southern region present slight summer variations of the same trend. The inter-annual variability is not very pronounced (Figure 4), with annual Chl anomalies showing limited oscillations around zero over most of the basin (but growing slightly over the 12 years considered). In the north, large anomalies are related essentially to the Volga river plume variability. In the south, negative anomalies characterize the first years, while positive anomalies prevail after the exceptional 2001 summer event (Figure 5).



**Fig. 4.** Caspian Sea Chl yearly anomalies from SeaWiFS data



**Fig. 5.** Caspian Sea Chl monthly means from SeaWiFS data (2001)

### Acknowledgements

The present exploratory research has been undertaken as part of the EC FP7 Action 21203 PROCAS. Images and data used in this paper were acquired using the GES-DISC Interactive Online Visualization ANd aNalysis Infrastructure (Giovanni), provided by the NASA's Goddard Earth Sciences (GES) Data and Information Services Center (DISC). SeaWiFS processed data of the same region are also available from the Environmental Marine Information System (EMIS) of the Institute for Environment and Sustainability, Joint Research Centre of the EC.

## References

- Baith K., Lindsay R., Fu G. and McClain C.R. SeaDAS, a data analysis system for ocean-color satellite sensors // EOS Transactions AGU. 2001. 82. P. 202.
- Barale V., Jaquet J.M. and Ndiaye M. Algal blooming patterns and trends in the Mediterranean Sea as derived from the SeaWiFS data set (1998-2003) // Remote Sensing of Environment. 2008. 112 (8). Pp. 3300-3313.
- Campbell J.W., Blaisdell J.M., and Darzi M. Level-3 SeaWiFS Data Products: Spatial and Temporal Binning Algorithms // SeaWiFS Technical Report Series. 1995. 32.
- Kopelevich O.V., Burenkov V.I. and Sheberstov S.V. Case Studies of Optical Remote Sensing in the Barents Sea, Black Sea and Caspian Sea // Remote Sensing of the European Seas; V. Barale and M. Gade Eds. Springer, Heidelberg. 2008. Pp. 53-66.
- McClain C.R., G.C. Feldman, and S.B. Hooker. An overview of the SeaWiFS project and strategies for producing a climate research quality global ocean bio-optical time series // Deep-Sea Research. 2004. II 51. Pp. 5-42.

## ВЛИЯНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА БИОТОПЫ ВОЛЖСКОЙ ДЕЛЬТЫ

**А.Н. Бармин, М.М. Иолин**

Астраханский государственный университет

Тел.: +7 8512 440224 Факс: +7 8512 440224

[abarmin60@mail.ru](mailto:abarmin60@mail.ru)

### Аннотация

Анализируется динамика почвенно-растительного покрова на лугах различного гипсометрического уровня, как пример изменений биотических комплексов волжской дельты, вызванных изменениями климата и объема водного стока р. Волги.

### Введение

Мониторинг биотических комплексов дельты Волги проводится, начиная с 1979 года, с целью отслеживания изменений их состояния под воздействием природных и антропогенных факторов, разработки рекомендаций по охране природы и рациональному природопользованию.

Настоящая работа посвящена оценке влияния изменений климата на динамику почвенно-растительного покрова. Отличительной особенностью рассматриваемого периода является сочетание вековой тенденции повышения температуры воздуха с более короткими по времени циклами увлажнения территории.

По мнению некоторых исследователей достаточно определенная тенденция повышения приземной температуры воздуха прослеживаемая на протяжении последних 400 лет (Клиге, 2007). При этом во второй половине XX столетия глобальное потепление ускорилось за счет антропогенного воздействия – парникового эффекта.

В свою очередь особенностью дельты Волги, как объекта исследований, является то, что в увлажнении ее территории принимают участие не только атмосферные осадки, но и речные воды. Роль последних в увлажнении зависит как от колебаний уровня воды в реке, так и от гипсометрических отметок прирусловых участков.

### Данные наблюдений

Наблюдающиеся в последние 30 лет в Астраханской области значительные положительные отклонения температуры воздуха и осадков от многолетних значений связаны с аномальным развитием западной формы атмосферной циркуляции, при которой влажные и теплые воздушные массы с Атлантики поступают на Нижнюю Волгу. За период наблюдений 1922-2006 гг. произошло заметное увеличение годовых осадков по Астрахани от 180 мм (1946-1955 гг.) до 230 мм (1983-1992 гг.) и 250 мм

(1997-2006 гг.), причем последняя цифра больше климатической нормы на 47 мм (Вознесенская, 2007).

Среднегодовая температура за последние 30 лет возросла на 0,6°C. Причем этот рост произошел в основном за счет зимних температур (табл. 1).

**Таблица 1**

Климатические показатели по данным гидрометеорологической станции г. Астрахани

Годы	Средняя сумма осадков за период с t > 10°C, мм	Средняя сумма температур за период с t > 10°C, мм	Гидротермический коэффициент по Г.Т. Селянинову	Среднегодовая сумма осадков, мм	Среднегодовая температура
1946-1955	89,5	3626	0,25	179	9,5
1956-1972	99,5	3584	0,28	189	9,7
1973-1982	118,6	3606	0,33	208	9,9
1983-1992	143,9	3736	0,39	235	10,2
1993-2006	155,3	3698	0,42	250	10,5

В результате анализа многолетних колебаний стока Волги установлено, что с середины 70-х гг. практически во всем гидрометрическом створам наблюдаются однонаправленные и значимые изменения во внутригодовом распределении стока, которые ранее не отмечались. Они связаны с увеличением водности в меженные месяцы (летние и зимние), снижением стока весеннего половодья и увеличением годового стока Волги. За период 1978-2006 гг. увеличение меженного стока в целом достигает 20-40 % от нормы (Кондрашин и др., 2006).

Средний многолетний сток Волги составляет примерно 250 км<sup>3</sup>. За инструментальный период наблюдений с 1881 г. максимальная его величина составила 390 км<sup>3</sup> (1926 г.), минимальная - 161 км<sup>3</sup> (1937 г.). За условно естественный период 1946-1959 гг. объем стока составил в среднем за год 260 км<sup>3</sup>. В первый период зарегулированного стока (1960-1973 гг.) он уменьшился до 228 км<sup>3</sup>, а в следующий период (1974-1987 гг.) годовой сток возрос, а его объем во втором квартале еще более уменьшился. Начиная с 90-х годов (1988-2007 гг.) объем стока возрос до 265 км<sup>3</sup> (табл. 2). Высота половодья после зарегулирования стока резко уменьшилась, но в последние периоды значительно возросла (до 333 см в 1988-2007 гг. по рейке водомерного поста г. Астрахани).

**Таблица 2**

Характеристика гидрологических условий р. Волги

Годы	Объем стока в створе Волгоградской ГЭС, км <sup>3</sup> / год	Объем стока в створе Волгоградской ГЭС, км <sup>3</sup> за 2-ой квартал	Доля весеннего половодья, %	Максимальные уровни воды по рейке водомерного поста Астрахань, (см)
1946-1959	260	141	54	240
1960-1973	228	102	45	251
1974-1987	248	96	39	252
1988-2007	265	116	44	333

Изменения климата и увеличение водного стока привело к динамическим изменениям почвенно-растительного покрова в дельте Волги. Эти изменения зафиксированы с помощью мониторинга, который проводится в дельте р. Волги на

стационарном профиле с 1979 г. (Голуб, Бармин, 1994; Голуб, Бармин, 1997; Иолин, 2003, Бармин и др. 2006; Бармин, Иолин, 2007).

Сравнительный анализ ионного состава водных вытяжек из почвенных образцов за наблюдаемый период показал, что в 80-е годы произошло резкое (на 30%) уменьшение содержания водорастворимых солей, особенно токсичных ионов Cl и Na. В последующий период минерализация изменялась в узких пределах, при этом эти изменения в основном были вызваны колебаниями уровня воды в половодье (табл. 3).

**Таблица 3**

Содержание ионов водорастворимых солей в слое почвы 0-15 см в различных интервалах высот профиля над меженью, мг-экв на 100 г почвы (126 точек)

Годы	НСО <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	T	Сумма
1979	0,20	4,82	7,49	4,75	3,35	4,41	5,41	25,02
1980	0,22	5,06	7,36	5,13	3,07	4,44	5,55	25,28
1981	0,26	3,60	5,51	3,46	3,14	2,77	4,06	18,74
1990	0,29	1,38	6,75	3,31	2,85	2,26	2,13	16,84
1991	0,32	1,27	6,26	3,45	2,26	2,14	1,90	15,70
1995	0,16	1,46	4,85	3,16	1,95	1,36	1,83	12,94
1996	0,15	0,70	7,10	4,80	2,50	0,65	1,19	15,90
2002	0,39	0,61	4,04	2,41	0,96	1,67	1,01	10,08
2006	0,37	1,58	6,78	3,88	2,28	2,57	2,23	17,46
<b>1.3-1.8 м (54 площадки)</b>								
1979	0,26	8,53	14,20	7,30	7,02	8,68	9,96	46,00
1980	0,31	7,90	13,88	7,12	6,43	8,54	9,31	44,18
1981	0,32	6,00	11,84	5,94	6,08	6,14	7,24	36,32
1990	0,35	2,55	11,70	5,29	4,70	4,61	3,90	29,20
1991	0,27	2,30	10,82	6,16	4,10	3,13	3,29	26,78
1995	0,24	3,72	11,02	5,22	5,26	4,50	4,93	29,96
1996	0,14	2,60	17,75	7,70	8,70	4,09	4,64	40,98
2002	0,40	3,99	12,15	7,68	3,28	5,59	4,90	33,12
2006	0,44	4,9	14,78	7,98	5,75	6,28	6,35	40,13
<b>1.9-2.4 м (34 площадки)</b>								
1979	0,33	2,90	11,90	6,36	5,06	3,73	4,07	30,28
1980	0,36	5,48	12,06	6,29	5,23	6,39	6,71	35,82
1981	0,34	2,59	9,81	5,87	4,12	2,75	3,45	25,48
1990	0,23	3,05	11,20	6,04	4,68	3,76	4,11	28,96
1991	0,29	2,99	11,10	6,43	4,24	3,70	3,98	28,75
1995	0,23	3,58	10,82	5,30	5,41	3,92	4,73	29,26
1996	0,15	2,90	15,60	7,30	8,00	3,35	4,59	37,30
2002	0,32	3,08	9,54	5,51	2,54	4,89	3,95	25,91
2006	0,41	1,80	11,54	6,30	3,60	3,90	2,93	27,53
<b>2.5 м и более (11 площадок)</b>								
1979	0,39	6,49	7,98	5,75	3,64	5,47	7,01	29,42
1980	0,50	5,10	7,98	4,38	3,38	5,82	5,92	27,16
1981	0,42	5,24	6,44	4,26	3,52	4,32	5,76	24,20
1990	0,35	4,24	7,81	4,60	3,11	4,69	4,95	24,80
1991	0,30	6,96	10,25	5,57	5,00	6,94	7,95	35,02
1995	0,24	4,91	7,63	3,80	4,23	4,75	5,72	25,56
1996	0,16	3,30	10,60	5,13	5,31	3,62	4,43	28,12
2002	0,47	2,00	7,18	3,95	2,15	3,55	2,74	19,30
2006	0,38	2,4	6,61	3,45	2,11	3,74	3,11	18,70

В целом с 1979 по 2006 гг. по результатам анализа 126 почвенных образцов отношение  $Cl/SO_4$  уменьшилось в 2 раза, с 0,6 до 0,3. Если судить по суммарному эффекту токсичных ионов в эквивалентах хлор-иона, то средняя токсичность почвенного раствора на профиле с 1979 к 2006 г. уменьшилась в 2 раза. Особенно этот процесс был выражен на площадках расположенных на лугах низкого (1,2 м и ниже над меженью) и высокого уровней (2,5 м и более), где токсичность снизилась в 2,4 раза.

В течение рассматриваемого периода (1979-2006 гг.) на лугах низкого уровня общее количество солей постоянно снижилось, только в 2006 г. произошло небольшое повышение, обусловленное изрядным половодьем ( $76 \text{ км}^3$ ), из-за которого многие участки лугов низкого уровня были затоплены на непродолжительный период и токсичные соли не были вымыты. В 2006 г. токсичность почвенного раствора увеличилась в 2 раза по сравнению с 2002 г., но по сравнению с началом наблюдений она уменьшилась в 2,5 раза.

На лугах среднего уровня (в интервалах высот 1,3-1,8 м и 1,9-2,4 м) минерализация вытяжки то повышалась, то уменьшалась, но при этом и отношение  $Cl/SO_4$  и токсичность почвенного раствора в конце наблюдений снизились по сравнению с началом наблюдений в 1,4 раза.

На высотах 2,5 м и более (луга высокого уровня), несмотря на флуктуации ионного состава, четко прослеживается тенденция уменьшения минерализации и токсичности почвенного раствора, снижения концентрации ионов хлора и натрия. токсичности

Если на лугах низкого уровня уменьшение общего количества солей можно приписать промывному эффекту половодий, то уменьшение солей на лугах высокого уровня мы объясняем увеличением количества осадков, которое фиксируется в последнее время (так в 2006 г. в вегетационный период количество осадков превысило норму в 10 раз).

Повышение увлажнения дельты Волги повлияло и на продуктивность фитоценозов. В сравнении с 1982 г. общая надземная масса растений в 2006 г. увеличилась на всех высотных отметках (табл. 4). Особенно большое увеличение продуктивности (в 2,5 раза) отмечено на лугах низкого уровня. Эти участки стали затопливаться на более длительные периоды, и на них произошло общее уменьшение содержания солей, а это вызвало перемещение растений гликофитов на ранее засоленные экотопы.

**Таблица 4**  
Величина средней общей надземной массы травостоя,  $\text{г/м}^2$

Интервалы высот	1982 г.	1991 г.	1996 г.	2001 г.	2006 г.
1,2 м и ниже	720,9	1014,5	964,2	1491,9	1779,4
1,3 – 1,8 м	351,3	368,7	236,3	1147,2	688,4
1,8-2,4 м	255,5	343,9	223,2	757,2	885,0
2,5 м и выше	232,6	480,0	272,4	625,2	472,4

С повышением высоты участка биомасса надземной части растений снижается, и вместе с тем снижаются темпы ее прироста за период с 1982 по 2006 гг. Следует отметить, что наращивание биомассы произошло на всех участках, при этом на лугах низкого уровня в основном за счет улучшения условий их затопления и подтопления, а на лугах высокого уровня – за счет увеличения суммы осадков.

Из 17 видов растений, которые выделялись при разборке укосов, в рассматриваемый период возросла биомасса 11 видов, а 6 видов она снизилась (табл. 5).

Таблица 5

Средний вес надземной массы растений, г/м<sup>2</sup> (126 точек)

№	Название растений	1982 г.	1991 г.	1996 г.	2001 г.	2006 г.
1	<i>Typha angustifolia</i>	3,1	36,7	39,6	41,4	23,4
2	<i>Bolboschoenus maritimus</i>	2,7	16,6	9,4	15,8	9,7
3	<i>Eleocharis palustris</i>	3,4	6,6	3,5	14,0	8,2
4	<i>Petrosimonia oppositifolia</i>	0,7	6,1	0,6	3,1	1,1
5	<i>Litrum virgatum</i>	0,2	1,4	0,5	2,7	0,8
6	<i>Aeluropus pungens</i>	10,1	5,7	5,2	9,3	6,0
7	<i>Phalaroides arundinacea</i>	10,0	2,9	1,8	7,5	25,1
8	<i>Crypsis schoenoides</i>	5,5	1,3	0,3	0,2	0,3
9	<i>Elytrigia repens</i>	3,6	0,2	1,6	3,1	15,3
10	<i>Inula Britannica</i>	2,2	0,1	0,3	0,1	0,2
11	<i>Althaca officinalis</i>	1,7	1,2	2,9	3,4	0,2
12	<i>Suaeda confuse</i>	0,1	0,4	2,2	0,3	0,1
13	<i>Rubia tatarica</i>	1,8	1,5	0,5	0,4	4,8
14	<i>Pragmites australis</i>	1,4	1,1	3,7	15,6	68,6
15	<i>Hierochloe repens</i>	5,4	3,8	3,4	6,5	4,6
16	<i>Glycyrriza glabra</i>	0,6	2,9	4,1	20,0	49,5
17	<i>Atriplex prostrata</i>	1,5	2,6	2,2	0,6	0,1
18	Общая масса	394,3	510,1	368,1	945,0	947,7

Особенно ошутимое увеличение массы произошло у крупных растений, отрицательно реагирующих на выпас и сенокосение, таких как *Typha angustifolia*, *Pragmites australis*, *Glycyrriza glabra*, в 8, 49 и 83 раза соответственно. После резкого уменьшения представленности *Phalaroides arundinacea* и *Elytrigia repens* в 1991-1996 гг. произошло сначала восстановление биомассы этих видов в 2001 г. до значений 1982 года, а в дальнейшем последовало увеличение их биомассы в 2,5 раза в 2006 г., что улучшило качество сенокосов в дельте.

### Выводы

Изменения климата в последние десятилетия привели к увеличению среднегодовых температур, росту годового количества осадков в Астраханской области и увеличению водности р. Волги. Это привело к сукцессионным изменениям в почвенно-растительном покрове волжской дельты. На лугах низкого уровня произошло уменьшение токсичности почвенного раствора и смена более токсичного хлоридного засоления на сульфатное, что привело к формированию монодоминантных сообществ с *Typha angustifolia* и росту надземной массы от 5 до 8 раз. На лугах среднего уровня произошло уменьшение минерализации и токсичности почвенного раствора, что также привело к увеличению биомассы главным образом в многоводные годы. На лугах высокого уровня зафиксировано увеличение биомассы в связи с увеличением осадков в период вегетации.

### Список использованной литературы

- Бармин А.Н., Иолин М.М., Шарганова Н.А., Кульвинская Е.А. Современная характеристика почвенного покрова Астраханской области // Южно-российский вестник геологии, географии и глобальной энергии. 2006. №1. С. 64-73.
- Бармин А.Н., Иолин М.М. Современные проблемы природопользования на территории Волго-Ахтубинской поймы и дельты р. Волги // География в школе. 2007. № 4. С. 20-23.
- Вознесенская Л.М. Изменение климата в Астраханской области в XX – начале XXI в. и его природные последствия // Водные ресурсы Волги: настоящее и будущее, проблемы управления: мат. Всеросс. науч.-практич. конф. Астрахань: Астраханский университет, 2007. С. 58-61.

- Голуб В.Б., Бармин А.Н. Оценка изменений растительности средней части дельты р. Волги // Бот. журн. 1994. Т. 79. № 10. С. 84-90.
- Голуб В.Б., Бармин А.Н. Дополнительные итоги многолетних наблюдений на стационарном профиле в дельте р. Волги // Межд. конф.: Экологические проблемы бассейнов крупных рек – 2. Тольятти: ИЭВБ РАН, 1998. С. 56-59.
- Иолин М.М. Динамика экологических характеристик почвенно-растительного покрова южной части Волго-Ахтубинской поймы и дельты р. Волги // Автореф. дисс... канд. геогр. наук. Ярославль, 2003. 24с.
- Кондрашин Р.В., Бармин А.Н., Иолин М.М., Стебенькова М.А. Экогидрологические особенности Астраханской области // Южно-российский вестник геологии, географии и глобальной энергии. 2006. №1. С. 53-56.
- Клиге Р.К. Влияние геодинамики на современный климат и водные ресурсы бассейна Волги // Водные ресурсы Волги: настоящее и будущее, проблемы управления. Астрахань: Астраханский университет, 2007. С. 140-142.

## **СТАТИСТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ УЩЕРБОВ, ВЫЗЫВАЕМЫХ КОЛЕБАНИЯМИ УРОВНЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ**

**Анатолий Фролов**

Институт водных проблем РАН, Москва, Россия

Тел.: + 7 499 1350406 факс: + 7 499 1355456

[anatolyfrolov@yandex.ru](mailto:anatolyfrolov@yandex.ru)

### **Аннотация**

Предложена стохастическая модель ущербов, основанная на применении динамико-стохастической модели многолетних колебаний уровня моря. Ущерб рассматривается как функция от стохастического процесса изменений уровня Каспия.

Выполнены расчеты математического ожидания ущербов от изменений уровня моря для сельского хозяйства и нефтегазовой промышленности Азербайджана.

Полученные характеристики ущербов могут быть использованы, например, при планировании берегозащитных мероприятий, страховании хозяйственных объектов, расположенных в прибрежно-шельфовой зоне моря.

Предложенный метод оценки ущербов как функции случайных колебаний уровня может быть также применен для оценки экономических последствий изменения режима Каспия вследствие влияния климата, отсечения мелководий, изменения водного баланса и т.п.

### **Введение**

Многолетние изменения уровня Каспийского моря приводят к затоплению или осушению прибрежных территорий, переработке берегов, нарушают нормальное функционирование различных хозяйственных объектов в прибрежной зоне, ухудшают экологический режим прибрежной территории и акватории, негативно влияют на условия жизни людей. Значительные изменения уровня Каспия – снижение в 1930-1940 гг. и подъем в 1978-1996 гг. – сопровождалось большими экономическими и экологическими ущербами (Голицын и др., 1998).

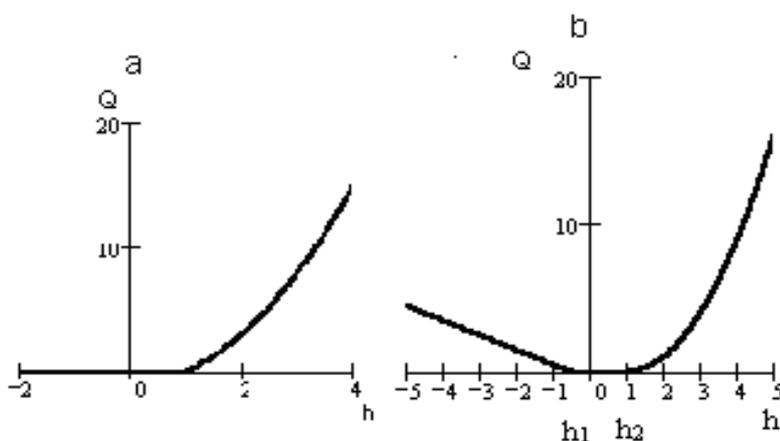
Функционирование хозяйственных объектов в прибрежно-шельфовой зоне Каспия и в будущем сопряжено с риском неблагоприятного воздействия уровня моря, например, риском затопления и подтопления хозяйственных объектов, расположенных на прибрежных территориях при подъеме уровня, риском обмеления портовых акваторий и морских каналов при снижении уровня моря.

Особый интерес представляет оценка возможных ущербов в прибрежно-шельфовой зоне Каспия для условий меняющегося климата. Такая оценка может быть использована для определения состава мероприятий, направленных на предотвращение или снижения ущербов. Принимая во внимание стохастический характер колебаний

уровня моря, легко видеть, что экономические и экологические ущербы от значительных изменений уровня моря также имеют стохастический характер. Действительно, ущербы представляют собой функцию случайной величины – отметки уровня моря, в общем случае представляющей собой композицию многолетних и короткопериодных изменений уровня (Фролов и др., 2000). В качестве статистической модели ущерба рассматривается функция распределения вероятностей ущерба.

### Описание модели ущерба

Наиболее простым случаем возникновения ущерба можно считать случай потери части прибрежных земель сельскохозяйственного назначения, например, пастбищ, при затоплении морем побережья. При отступлении моря пастбища могут быть использованы практически сразу. В данном случае ущербы имеют место только при подъеме уровня моря и затоплении территории (рис.1а). В других случаях, например, связанных с работой морского порта, зависимость ущерба от положения уровня моря может иметь более сложный характер (рис.1 б).



**Рис.1.** Примеры детерминированных зависимостей экономического ущерба  $Q$  от отметки уровня Каспийского моря  $h$ . а – для сельскохозяйственных объектов (пашня, пастбища), б – для морского порта

При уровне ниже  $h_1$  для функционирования порта требуется проведение дноуглубительных работ в портовой акватории, при подъеме уровня выше  $h_2$  - необходимо соответствующее переустройство причальных сооружений. Экономические ущербы в данном примере имеют место как при снижении уровня моря ниже отметки  $h_1$ , так и при его повышении выше отметки  $h_2$  (рис.1б).

Рассмотрение ущерба как функции случайной величины – положения уровня моря означает, что по известному закону распределения уровня может быть найдена соответствующая функция распределения вероятностей ущерба (Nicholls et al.,1999, Stakhin et al.,1991). В некоторых случаях эта функция находится аналитически. Предполагается, что известны также вероятности  $F(h)$ , т.е. известна стохастическая модель колебаний уровня моря, в качестве которой будем использовать модель, в соответствии с которой распределение уровня Каспия близко к гауссову распределению (Фролов, 2003).

Пусть зависимость ущерба  $Q$  от уровня  $h$  имеет вид (рис.1б),

$$Q(h) = \begin{cases} a(h+m), & h < m, a < 0, m > 0 \\ b(h-n)^2, & h > n, b > 0, n > 0, \\ 0, & -m \geq h \geq n \end{cases} \quad (1)$$

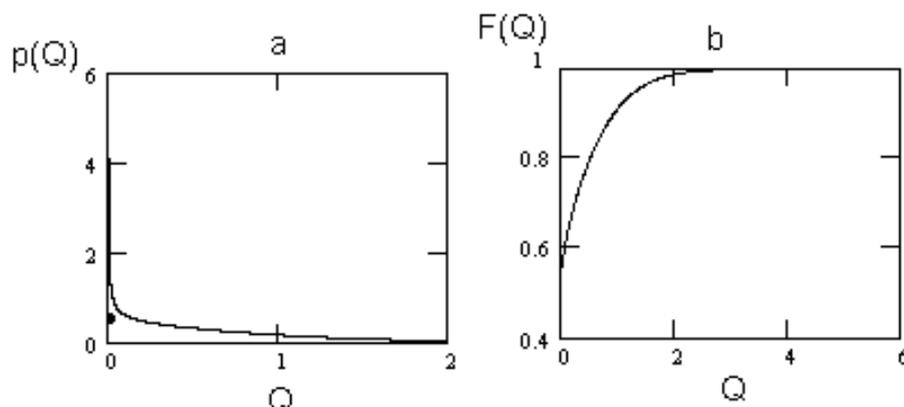
где  $m=h_1$ ,  $n=h_2$ ,  $a>0$  и  $b<0$  – некоторые константы.

Тогда плотность распределения вероятности ущерба определяется формулой

$$f(Q) = \begin{cases} \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \left[ \frac{1}{|a|} \exp\left[ \frac{-(-m + \frac{Q}{a})^2}{2\sigma^2} \right] + \exp\left[ \frac{-\left(\sqrt{\frac{Q}{b}} + n\right)^2}{2\sigma^2} \right] \right], Q > 0, \\ \frac{1}{2} \left[ \operatorname{erf}\left(\frac{m}{\sigma\sqrt{2}}\right) + \operatorname{erf}\left(\frac{n}{\sigma\sqrt{2}}\right) \right], Q = 0 \end{cases} \quad (2)$$

где  $\sigma$  - стандартное отклонение уровня,  $\operatorname{erf}$  – известная функция ошибок.

Применим полученные формулы для примера, когда  $a=-1$ ,  $m=0.5$ ,  $b=1$ ,  $n=1$ . В этом случае ущерба от понижения и подъема уровня начинаются с отметок  $h=-0.5$  м и  $h=1.0$  м, соответственно. Здесь и в дальнейшем уровень Каспийского моря отсчитывается от отметки  $-28.0$  м БС. Плотность распределения вероятности  $p(Q)$  и функция распределения вероятностей ущерба  $F(Q)$  приведены на рис.2.



**Рис.2.** Плотности распределения  $p(Q)$  (а) и функции распределения вероятностей ущерба  $F(Q)$  для зависимости  $Q(h)$  вида (1а). Функция  $p(Q)$  имеет разрыв в нуле;  $p(0) = F(0) = 0.533$ .

Интересно отметить, что ущерб представляет собой смешанную случайную величину, принимающую как дискретное, так и непрерывные значения.

В этом примере ущербы формально возрастают неограниченно на бесконечном интервале колебаний уровня. Однако практически более важен случай, когда ущерб сосредоточен в конечном интервале отметок.

Предположим, что различным интервалам отметок уровня  $[h_i, h_{i+1}]$ ,  $h_{i+1} > h_i$  ( $i=1, 2, \dots, N$ , где  $N$  – число интервалов) соответствуют различные монотонно возрастающие функции ущерба  $Q_i(h)$ . Для отметок  $h$ , находящихся правее правых границ интервалов, функции  $Q_i(h) = C_i$ , где  $C_i$  – постоянные величины. Величины констант  $C_i$  означают максимальный размер ущерба для соответствующей  $i$ -ой зоны риска, например, полное уничтожение морем хозяйственного объекта, расположенного в этой зоне.

Рассмотрим случай, когда выделяются две прибрежно-шельфовые зоны риска; обобщение результатов на большее число зон риска не вызывает трудностей.

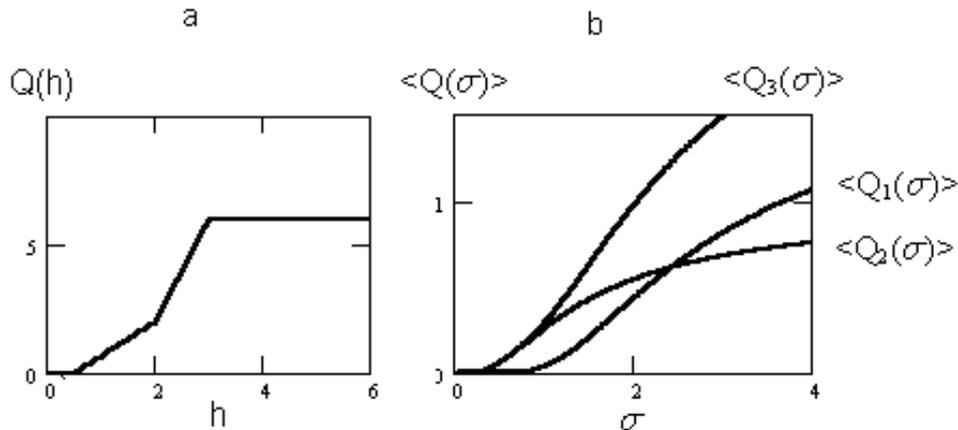
Пусть 1-ой и 2-ой зонам риска соответствуют функции ущерба  $Q_1(h)$  и  $Q_2(h)$ , определенные на интервалах  $[h_1, h_2]$  и  $[h_2, h_3]$ . Если ущербы в зонах независимы друг от друга, то для интервала  $[h_1, h_3]$  математическое ожидание ущерба равно  $\langle Q(h) \rangle = \langle Q_1(h) \rangle + \langle Q_2(h) \rangle$ , где  $\langle Q_1(h) \rangle$  и  $\langle Q_2(h) \rangle$  - математические ожидания ущербов для 1-й и 2-й зоны риска соответственно.

Положим, для определенности,

$$Q_i(h) = \begin{cases} 0, h < h_i, h_i > 0 \\ a_i h + d_i, h \in [h_i, h_{i+1}], \\ C_i, h > h_{i+1} \end{cases} \quad (3)$$

где  $a_i = \frac{C_i}{h_{i+1} - h_i}$ ,  $b_i = -h_i \frac{C_i}{h_{i+1} - h_i}$ ,  $i=1,2$ .

Пусть, например,  $C_1=2$  и  $C_2=4$  млн.USD,  $h_1=0.5$  м,  $h_2=2$  м (рис.3). Тогда зависимости ущерба от уровня принимают вид, изображенный на рис.3а.



**Рис. 3.** а - Пример зависимости ущерба от уровня моря для объединения двух непересекающихся зон риска; б – зависимости математических ожиданий ущерба от стандарта уровня моря:  $\langle Q_1(\sigma) \rangle$  и  $\langle Q_2(\sigma) \rangle$  – для 1-й и 2-й зон риска,  $\langle Q_3(\sigma) \rangle$  – для объединения этих зон.

Зависимость математического ожидания ущерба от уровня моря для каждой из зон определяется по формуле

$$\langle Q_i(h) \rangle = \int_{h_i}^{\infty} Q_i(h) p(h) dh \quad (4)$$

где  $p(h)$  - гауссова плотность распределения уровня,  $Q_i$  – выражения, определяемые зависимостями (3),  $i=1,2$ . Выполняя интегрирование (4), получаем формулу (5)

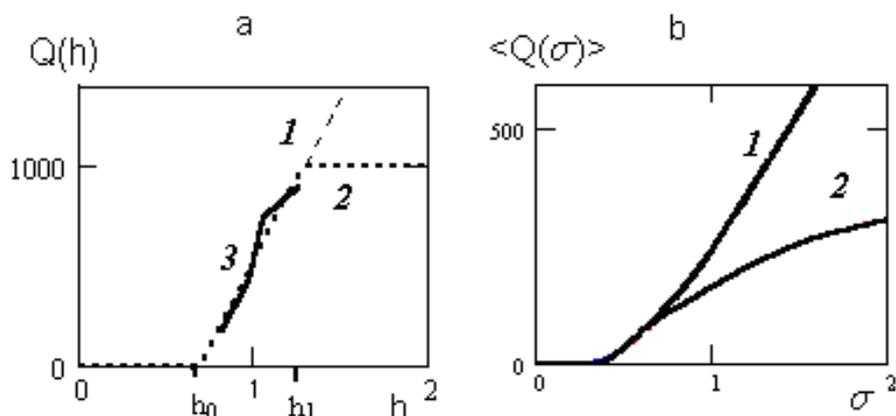
$$\langle Q_i \rangle = \frac{a_i \sigma}{\sqrt{2\pi}} \left[ e^{-\frac{h_i^2}{2\sigma^2}} - e^{-\frac{h_{i+1}^2}{2\sigma^2}} \right] + \frac{d_i}{\sqrt{2}} \left[ \operatorname{erf}\left(\frac{h_i}{\sigma\sqrt{2}}\right) - \operatorname{erf}\left(\frac{h_{i+1}}{\sigma\sqrt{2}}\right) \right] + \frac{C_i}{2} \left[ 1 - \operatorname{erf}\left(\frac{h_i}{\sigma\sqrt{2}}\right) \right] \quad (5)$$

где  $\operatorname{erf}$  – функция ошибок,  $i=1,2$  – номера зон риска. Легко убедиться, что при  $\sigma \rightarrow \infty$  величина  $\langle Q_i \rangle \rightarrow C_i/2$ . Для объединения зон математическое ожидание ущерба равно сумме математических ожиданий для каждой из зон.

Математические ожидания ущербов как функций стандарта уровня моря для 1-й и 2-й зон риска и их объединения приведены на рис.3 б. Полученные величины ущербов могут быть использованы, например, при планировании берегозащитных мероприятий для сопоставления расходов на берегозащиту и ущербов при ее отсутствии.

## Оценка средних ущербов для сельского хозяйства и нефтегазовой промышленности Республики Азербайджан

Рассмотрим сначала пример расчета математического ожидания ущерба от повышения уровня моря для сельского хозяйства Азербайджана. На рис. 2 приведена зависимость ущерба от затопления сельскохозяйственных земель Каспийским морем, построенная с использованием данных, приведенных в (Последствия..., 1997).



**Рис. 4.** Ущерб от затопления сельскохозяйственных угодий (Республика Азербайджан). *a* – зависимости ущерба от уровня моря: 1 и 2 – кусочно-линейные аппроксимации, 3 – по данным (Последствия..., 1997),  $h_0 \approx 0.7$  м и  $h_1 \approx 1.3$  – отметки уровня Каспия; *b* – зависимости 1 и 2 м.о. ущерба от стандарта  $\sigma$  колебаний уровня моря, соответствующие аппроксимациям 1 и 2 на рис. 2*a*. Ущерб измеряется в млн. USD.

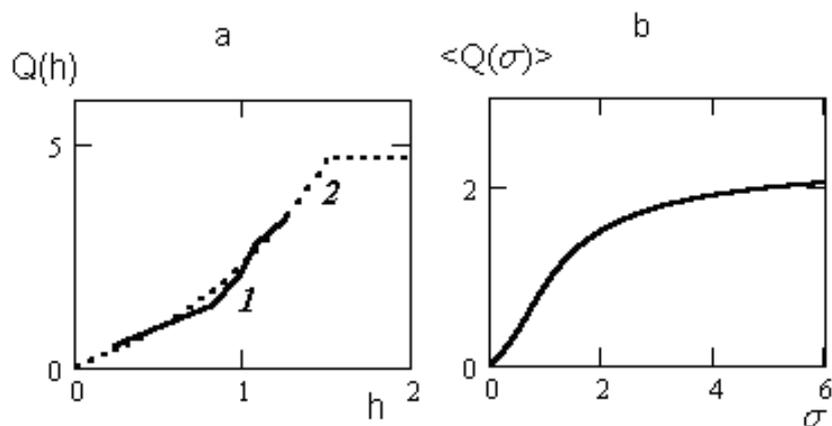
Кусочно-линейная аппроксимация 1, приведенная на рис. 4 *a*, отвечает предположению о том, что сельскохозяйственные угодья расположены на полубесконечном интервале отметок  $[h_0, \infty)$ . Положению этих угодий в зоне риска, определяемом интервалом  $[h_0, h_1]$  соответствует аппроксимация 2.

Математическое ожидание ущерба находится в предположении гауссовости процесса колебаний уровня моря.

Как можно видеть из рис. 2*б*, эта величина существенно зависит от того, имеет ли место рост ущерба на полуинтервале  $[h_0, \infty)$  или же ущерб сосредоточен в диапазоне отметок  $[h_0, h_1]$ .

При стандарте уровня  $\sigma = 1$  м (т.е. примерно равном современному значению),  $\langle Q_1(I) \rangle = 248$  и  $\langle Q_2(I) \rangle = 166$  млн. USD. Такой ущерб должен считаться «нормальным», в известной мере «запланированным», естественно, при сохранении условий землепользования, отсутствия строительства берегозащитных сооружений, при стационарном стохастическом процессе колебаний уровня моря и т.д.

Зависимость ущерба  $Q(h)$  в нефтяной и газовой промышленности Республики Азербайджан от положения уровня моря и зависимость математического ожидания ущерба  $\langle Q(\sigma) \rangle$  от стандарта колебаний уровня приведены на рис. 3*a* и *б*, соответственно.



**Рис. 5.** Ущерб (млрд. USD) в нефтяной и газовой промышленности Азербайджана от повышения уровня Каспийского моря. *a* – зависимости ущерба от уровня моря: 1 – по данным из (Последствия ..., 1997), 2 – аппроксимация; *b* – зависимость математического ожидания ущерба от стандарта колебаний уровня моря.

На интервале значений стандарта уровня (0, 2 м) математическое ожидание ущерба в данном случае сильно зависит от стандарта уровня. Для стандарта уровня, равного 1 м, математическое ожидание ущерба примерно равно 700 млн. USD.

Оценка математического ожидания ущерба с учетом известного начального уровня моря может быть получена с использованием условной функции распределения вероятностей уровня.

Для любого момента времени  $t \geq 0$  математическое ожидание ущерба является функцией условных математического ожидания уровня и стандарта уровня,  $\langle Q(t) \rangle = \Phi[\langle h(t) \rangle, \sigma(t)]$ . При  $t \rightarrow \infty$  величина  $\langle Q(t) \rangle \rightarrow \langle Q \rangle$ , т.е. к ущербу в условиях стационарного режима. Вообще говоря, зависимость ущербов от времени может быть немонотонной в зависимости от хода условного математического ожидания уровня.

### **Выводы**

Разрабатываемая методика оценки ущербов как функции случайных колебаний уровня может быть применена для оценки экономических и экологических последствий изменения режима колебаний Каспия (отсечения мелководий, изменения водного баланса и т.п.). Например, влияние увеличения дисперсии уровня моря в результате отсечения залива Кара-Богаз-Гол может быть оценено в денежных единицах.

Оценка условного математического ожидания ущерба, полученная по предложенной методике, может быть использована при страховании хозяйственных объектов, расположенных в прибрежно-шельфовой зоне моря от неблагоприятных воздействий уровня моря.

*Исследования были выполнены при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 08-05-01064)*

### **Список использованной литературы**

- Голицын Г.С., Раткович Д.Я., Фортус М.И., Фролов А.В. О современном подъеме уровня Каспийского моря // Водные ресурсы. 1998. 25 (2). С. 133-139.
- Последствия изменения климата в регионе Каспийского моря. Региональный обзорный документ-1995. ЮНЕП-Женева, 1997. 125 с.
- Фролов А.В. Моделирование многолетних колебаний уровня Каспийского моря: теория и приложения. Москва: ГЕОС, 2003. 171 с.
- Фролов А.В., Зильберштейн О.И., Музылев С.В. Особенности расчета экстремальных уровней в прибрежно-шельфовой зоне Каспийского моря // Экологические проблемы Каспия. Москва-Киров, 2000. С. 176-180.

- Nicholls R.J., Hoozemans F.V.J., Marchand M. Increasing flood risk and wetland losses due to global sea-level rise: regional and global analyses // *Global Environmental Change*. 1999. N 9. PP. 69 - 87.
- Stakhin, E.Z., Ratick S.J. and Wei Du. Risk-coast aspects of sea level rise and climatic change in evaluation of shore protection projects // *Water Resources Engineering Risk Assessment*. NATO ASI Series. Series G: Ecological Sciences. 1991. Vol. 29. PP. 311–335.

## **ВЛИЯНИЕ КОЛЕБАНИЙ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ НА ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ В СЕВЕРО-КАСПИЙСКОМ РЕГИОНЕ НА ПЕРИОД ДО 2017 ГОДА**

**П.И. Бухарицин<sup>1</sup>, А.Н. Андреев<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Институт водных проблем РАН,

Астраханский государственный технический университет, Астрахань, Россия

Тел.: +7 8512 716254

[astrgo@mail.ru](mailto:astrgo@mail.ru)

<sup>2</sup>Гидрометеорологический центр Каспийской флотилии, Астрахань, Россия

### **Аннотация**

При разработке долгосрочного прогноза климатических изменений в Северо-Каспийском регионе использованы известные на сегодняшний день основные закономерности зависимости климата Земли от циклов солнечной активности и флуктуаций скорости вращения Земли под влиянием гравитационного взаимодействия Земли с Луной, Солнцем и планетами солнечной системы.

### **Введение**

В работе Н.С. Сидоренкова (2003) приводятся тесные связи флуктуаций вращения Земли с колебаниями климатических характеристик. В периоды замедления скорости вращения Земли повторяемость меридиональной формы атмосферной циркуляции (С) в первом секторе Северного полушария (от 50° з.д. до 80° в.д.) увеличивается, а зональной (W и E) уменьшается.

При этом уменьшается масса льда в полярных областях и темп роста глобальной температуры воздуха, общее количество облачности и осадков. Одновременно увеличивается средняя скорость ветра в приземном слое и испарение с поверхности суши и моря.

В 1973 г. начался период ускоренного вращения Земли, который в настоящее время сменяется периодом замедленного вращения Земли, что приведет к началу новой климатической эпохи, которая продлится около 35 лет (до 2040-2045 гг.).

Влияние цикличности процессов солнечной активности на климат Земли установлено более двух веков назад и сейчас ни кем не оспаривается. Основные циклы солнечной активности следующие:

- 11-ти летние циклы (Швабе-Вольфа) определяются количеством пятен на Солнце. За цикл взят промежуток времени между двумя минимумами солнечных пятен. Продолжительность цикла от 7,3 до 17,1 года, в среднем 11,2 года (отсюда название «11-ти летние»). Начиная с 1755 г. каждый цикл имеет порядковый номер;
- 22-летние циклы (Хойла). При переходе от одного 11-ти летнего цикла к другому меняется полярность головного и хвостового солнечных пятен в каждом полушарии Солнца, что позволило Хойлу выделить 22-летний цикл, состоящий из четного и нечетного 11-ти летних циклов;

- 80-летние («вековые») циклы установил А.Л. Ганский. В 1939 г. Глейсберг рассчитал продолжительность вековых циклов в 78 лет. Существование этих циклов подтвердил М.Н. Гневашев;
- 190-летние циклы («индиктион»). В 1948 г. Л.Л. Предтеченский установил цикл солнечной активности в 190 лет, который был назван индиктионом - возвращающимся, Д.А. Бонов рассчитал продолжительность индиктиона в 176 лет (8 циклов по 22 года).

Различия в магнитных свойствах четных и нечетных 11-ти летних циклов определяют различия их воздействия на климат Земли. В январе 2009 г. начался новый 24-ый одиннадцатилетний цикл. Цикл четный. Его влияние на климатические характеристики проявятся в следующем:

- в периоды максимумов солнечной активности цикла атмосферное давление в арктической зоне будет понижаться, а в умеренных широтах повышаться;
- в максимумы солнечной активности будет усиливаться зональный тип циркуляции атмосферы;
- сильно развитые униполярные магнитные поля будут усиливать меридиональный тип атмосферной циркуляции в четный 11-летний цикл;
- обострение меридиональной циркуляции в средних широтах усилит температурные контрасты за счет вторжения арктического воздуха до широты 30-50° с.ш. и приведет к общему понижению температуры воздуха.

Следует отметить, что с учётом суммарной площади солнечных пятен в 11 - летнем цикле помимо основного выделяют еще три максимума активности:

- за 1-2 года до основного;
- через 1-2 года после основного;
- через 5 лет после основного.

### **Основная часть**

Изменения климата под влиянием флуктуаций солнечной активности в каждом регионе проявляются по-разному в соответствии с его географическими особенностями. Изменения климата на побережье и акватории Северного Каспия имеют однонаправленный характер. Так, температурный режим по данным МС Астрахань, Тюлений, Кулалы, Ганюшкино, Атырау, Пешной, Форт-Шевченко за 1938-2003 гг. изменялся синхронно и синфазно.

Имея данные наблюдений за температурой воздуха по МС Астрахань с 1836 г., можно выявить особенности температурного режима в период с 8-го по 23-й одиннадцатилетний цикл солнечной активности и распространить их на весь Северо-Каспийский регион.

Выделен индиктион (1833-2008 гг.). Он состоит из двух вековых циклов (1833-1923 и 1924-2007 гг.) и из восьми 22-летних. Продолжительность цикла 176 лет (что соответствует расчетам Д.А. Бонова). Каждый вековой цикл состоит из восьми 11-ти летних и четырех 22-х летних. Продолжительность первого – 91 год, второго – 85 лет.

Особенности температурного режима циклов солнечной активности следующие:

- средняя температура воздуха четного 11-летнего цикла холоднее нечетного (в паре составляющих 22-летний цикл Хойла) в среднем на 0,5°C;
- средняя температура холодного сезона года (ноябрь-март) четного цикла холоднее нечетного, в среднем на 0,9°C;
- средняя температура воздуха марта четного цикла на 0,8°C, февраля на 1,7°C, а декабря на 1,1 °C холоднее соответствующих температур нечетного цикла;
- средняя температура воздуха фазы спада солнечной активности четного 11-летнего цикла холоднее нечетного в среднем на 1,0°C;

- наиболее низкую температуру на протяжении векового цикла солнечной активности имеет первый и третий 11-летние циклы; с пятого по восьмой 11-летний цикл температура воздуха повышается;
- средняя температура воздуха 22-летних циклов, составляющих вековой цикл, повышаются от первого к четвертому циклу, при этом наибольший рост температуры воздуха наблюдается в первом и четвертом циклах.

В целом, на протяжении «векового» цикла солнечной активности (80-90 лет) температурный режим развивается следующим образом: температура на протяжении первого и третьего 11-летних циклов ниже нормы, а с пятого по восьмой 11-летний цикл – выше нормы. Повторяемость холодных зим выше в четных 11-летних циклах, а повторяемость теплых зим – в нечетных 11-летних циклах. Существенно различается температурный режим на разных фазах развития 11-летнего цикла. На фазу спада солнечной активности приходится около 70% экстремально холодных и теплых годов.

Новый 24-й четный одиннадцатилетний цикл солнечной активности начался в январе 2009 года и продлится  $10,8 \pm 0,7$  лет (прогноз). Характерное для четных 11-ти летних циклов понижение атмосферного давления в полярных областях приведет к смещению центра арктического антициклона к северо-востоку. Атлантические циклоны, формирующиеся во влажном морском воздухе, будут проходить севернее обычного, что приведет к уменьшению количества осадков в бассейнах Волги и Камы и уменьшению годового стока реки Волги в Каспийском море.

В Северо-Каспийском регионе усилится антициклоническая циркуляция под влиянием гребней Азорского и Сибирского антициклонов. Погода станет засушливее. Количество осадков уменьшится, особенно в осенне-зимний период и весной. Континентальная арктическая воздушная масса, в которой формируется Сибирский антициклон, в результате интенсивного радиационного выхолаживания в зимний сезон года определит резкое понижение температуры воздуха.

Усиление меридиональной формы циркуляции атмосферы в периоды максимумов солнечной активности приведет к еще большему понижению температуры воздуха в осенний зимней сезон за счет вторжения арктического воздуха по нормальной полярной и ультра полярной осям.

Средняя годовая температура воздуха в 24-ом цикле составит около  $9^{\circ}\text{C}$ , что на  $0,6^{\circ}$  ниже многолетней нормы и на  $1,8^{\circ}\text{C}$  ниже, чем в 23-ом цикле (1996-2008 гг.). Понижение средней годовой температуры произойдет за счет резкого снижения температуры холодного сезона года (ноябрь-март) до  $-3,0$ - $-3,5^{\circ}\text{C}$ , что  $0,7$ - $1,2^{\circ}\text{C}$  ниже нормы и на  $3,0$ - $3,5^{\circ}\text{C}$  ниже, чем в 1996-2008 гг.

Таким образом, до окончания десятых годов текущего столетия по Астраханской области и акватории Северного Каспия следует ожидать засушливую, с холодными зимами и сильными восточными ветрами, погоду. Общее снижение количества осадков по Волго-Камскому бассейну приведет к уменьшению объемов годового стока реки Волги, к низким весенним полноводьям, уменьшению глубины на отдельных судоходных участках рек до критических значений в летнюю и осеннюю межень, снижению уровня Каспийского моря. Увеличится продолжительность ледостава в дельте Волги и на Северном Каспии. Продолжительность зимы вместо привычных за последние 20 лет 80-100 дней увеличится до 100-120, а в отдельные годы до 120-140 дней.

Нами подсчитана повторяемость очень суровых и суровых зим за период 1924-2006 гг. Было зарегистрировано 8 очень суровых зим (10%), 9 суровых (11%), остальные зимы в совокупности составили 79% от общего числа зим. Таким образом, повторяемость очень суровых зим составила за весь период наблюдений 1 раз в 10 лет, суровых зим – 1 раз в 5 лет (Бухарицин, 1994).

В последние десятилетия в низовьях Волги и на Северном Каспии происходила существенная перестройка климатических процессов. Сказалась она и на

повторяемости суровых зим. Очень суровая зима последний раз наблюдалась в зимний сезон 1968/1969гг. В последующие 37 лет очень суровых, и даже суровых зим в низовьях Волги и на Северном Каспии не наблюдалось (табл. 1).

**Таблица 1**

Сумма среднесуточных отрицательных температур воздуха за зиму по данным наблюдений на МС Астрахань с 1984 по 2010 г.

Годы	ноябрь	декабрь	январь	февраль	март	сумма
1984-1985	с 01.11 -50,6	-224,4	-172,0	-178,7	до 21.03 -99,5	-725,2
1985-1986	с 18.11 -31,5	-89,8	-71,1	-153,3	до 25.03 -32,6	-378,3
1986-1987	с 15.11 -37,2	-81,2	-253,3	-187,3	до 29.03 -102,0	-661,0
1987-1988	с 11.11 -28,3	-86,4	-206,4	-223,8	до 11.03 -5,8	-550,7
1988- 1989	с 03.11 -15,7	-60,3	-76,6	до 20.02 -41,8	-	-194,4
1989-1990	с 19.11 -9,5	-49,5	-120,5	-98,3	до 16.03 -1,3	-279,1
1990-1991	-	с 10.12 -93,6	-108,6	-162,9	до 11.03 -24,4	-389,5
1991-1992	с 02.11 -7,6	-111,7	-92,6	-86,6	до 17.03 -13,1	-311,6
1992-1993	с 26.11 -3,0	-122,1	-113,9	-139,7	до 16.03 -52,8	-431,5
1993-1994	с 08.11 -209,2	-116,6	-113,6	-149,7	до 15.03 -53,8	-642,5
1994-1995	с 06.11 -30,9	-147,8	-29,2	-14,4	до 17.03 -26,6	-248,9
1995-1996	с 14.11 -1,4	-121,4	-228,3	-134,0	до 29,03 -31,6	-516,7
1996-1997	-	-100,8	-205,2	-133,0	до 8.03 -0,8	-439,8
1997-1998	с 06.11 -17,7	-140,8	-198,5	-201,6	до 26,03 -9,7	-568,3
1998-1999	с 10.11 -59,5	-88,4	-70,2	-31,1	-3,9	-253,1
1999-2000	с 08.11 -95,8	-17,1	-27,8	-12,0	-	-152,7
2000-2001	с 11.11 -21,8	-41,6	-88,8	-68,6	-2,8	-223,6
2001-2002	с 06.11 -3,7	-117,6	-61,7	-13,0	-	-196,0
2002-2003	-11,6	-289,3	-74,5	-155,5	-29,1	-560
2003-2004	-	с 02.12 -21,0	-58,7	до 22.02 -18,7	-	-98,4
2004-2005	с 23.11 -18,5	-7,7	-35,9	-116,5	-	-178,6
2005-2006	-	с 22.12 -10,9	-346,7	-129,1	-	-486,7
2006-2007	с 19.11 -34,9	-37,1	-7,9	-84,7	-1,4 по 17.03	-166,0
2007-2008	с 7 .11 -28,7	-100,3	-274,9	-141,0 по 22.02	-	-544,9
2008-2009	-	с 14.12 -142,3	-1,3	-60,0	-13,5	-217,1
2009-2010	-	с 15.12	-	по 19.02	-	-407,7

Что касается ледяного покрова, то максимальной толщины ровный лёд естественного нарастания на Северном Каспии достигает в январе-феврале и даже в очень суровые зимы, как правило, не превышает 60 см в северо-западной части моря, и 90 см в северо-восточной (табл. 2.).

**Таблица 2**

Абсолютные максимумы толщины льда в дельте Волги и на Северном Каспии

Пункт наблюдений	Декабрь			Январь			Февраль			Март	
	1-я дек.	2-я дек.	3-я дек.	1-я дек.	2-я дек.	3-я дек.	1-я дек.	2-я дек.	3-я дек.	1-я дек.	2-я дек.
Астрахань	32	42	46	49	47	52	60	64	64	62	60
Икрыное	19	37	40	41	44	55	66	71	71	67	63
Оля	19	27	29	32	35	45	52	55	55	46	35
о.Искусственный	15	20	21	28	38	49	52	55	55	47	36
о.Тюлений	20	20	20	20	40	45	50	52	50	50	43
о.Чистая Банка	17	22	26	28	42	56	69	70	68	67	59
о.Укатный	28	36	43	46	47	53	53	54	56	60	60
о.З.В Шалыга	35	47	58	61	64	64	64	64	70	74	72
о.Б. Пешной	35	41	60	75	64	72	75	78	75	70	69
Жилая Коса	25	45	60	66	70	73	83	86	88	90	89
о.Кулалы	16	23	26	29	34	46	46	55	56	57	54

### Выводы

Столь значительные изменения климатических и гидрологических условий, прогнозируемые нами на ближайшие годы, безусловно, негативно скажутся на деятельности всех, без исключения, отраслей экономики не только Астраханской области, но и всего Северо-Каспийского региона. Это приведет к значительным дополнительным материальным затратам как в теплые, так и в холодные сезоны рассматриваемого периода.

Усиление аридности климата негативно отразится на сельском хозяйстве, водном транспорте, затронет рыбную отрасль. В летние месяцы будет происходить интенсивное цветение воды в водоемах Волго-Ахтубинской поймы и дельты Волги. От недостатка воды будет происходить массовое пересыхание малых и средних водотоков в пойме и дельте Волги. Особенно этому будут подвержены водоемы западных подступных ильменей.

Потребуется выполнение дополнительных объемов дноуглубительных, мелиоративных работ, а, возможно, и реконструкции многих существующих прибрежных морских и речных гидротехнических сооружений и объектов. Резко возрастут расходы жилищно-коммунального комплекса на обеспечение водой населения, особенно в периоды летне-осенней межени, и на отопление жилых, служебных и производственных помещений в холодные сезоны. Значительно возрастет потребление электрической и тепловой энергии, различных видов топлива.

Понижение уровня Каспийского моря в первую очередь скажется на его мелководной, северной части. В летние, жаркие сезоны это приведет к интенсивному прогреву и испарению воды с обширных мелководий Северного Каспия, возрастанию солености морской воды, возникновению обширных зон с гипоксией. Возрастет повторяемость и интенсивность опасных сгонов воды, что будет препятствовать не только судоходству, но и нерестовым миграциям проходных и полупроходных рыб.

В холодные сезоны, в результате пониженной теплоемкости мелководий под воздействием низких температур и интенсивного волнового перемешивания в начальный период ледообразования, на Северном Каспии будет образовываться

мощный ледяной покров, толщина которого к середине зимы будет достигать своих максимальных, многолетних значений.

В связи с падением уровня Каспия и уменьшением глубин в мелководной северной части моря резко возрастет интенсивность процессов торошения льда. Особую угрозу будут представлять сплоченные плавучие льды, выносимые ветром и течениями в глубоководную, среднюю часть моря и дрейфующие вдоль берегов на юг. Дно моря практически повсеместно на всей акватории Северного Каспия будет подвержено выпаивающему воздействию тяжелых дрейфующих льдов.

#### **Список использованной литературы**

- Бухарицин П.И. Опасные гидрологические явления на Северном Каспии // Водные ресурсы. 1994. Том 21. № 4-5.  
Сидоренков Н.С. Приливы дирижируют погодой // Земля и Вселенная. 2003. № 5.

## **IS THE CLIMATE OF IRAN CHANGING?**

**Bohloul Alijani, Reza Doostan**

Tarbiat Moallem University, Tehran, Iran  
[alijani@tmu.ac.ir](mailto:alijani@tmu.ac.ir), [bralijani@gmail.com](mailto:bralijani@gmail.com)

#### **Abstract**

The signs of the climate change over both the surface and the upper atmosphere of Iran have been studied. The winter mean temperature at Mehrabad station in Tehran and the winter 500 hPa geopotential heights of the window extending from 20° N to 50°N and from 25°E to 70°E were analyzed for the period 1961-2008. The obtained results indicate that the winter atmosphere of Iran did not show any significant trend. The existing climate variations are the variations around the mean.

#### **Introduction**

Climate change is defined as the change in the means during long periods. During the past century there has been an increasing development in the human activities and settlements. Urban areas have been expanded tremendously as many of villagers moved to the cities. On the other hand, due to the health improvements the population has increased manifold. The temperature of the earth increase about .7 degrees Celsius during past 100 years (IPCC, 2007). And it will worsen during the next 100 years (Hewit, 2008). The signs of this global warming are shown as the melting of polar ice (Weatherly, 2001), increase of the climatic variability and extreme events such as daily torrential rains and heat waves or cold spells. Many studies are carried out on the effects of this global warming. For example Turkes et.al.(2002) studied the temperature trends in Turkey, New et.al. (2001) have examined the precipitation variations, and Rusticucci et.al.(2007) analyzed the snow and extreme temperatures. Some researchers that these changes are human induced process. They are remarkable near the human settlement. And the contribution of natural causes is very small compared to human impact. According to Gray (2001) there was no increase in the temperature series of the polar stations or stations far from the human settlements. Thus the natural climate change can be traced in the atmospheric pressure patterns far from the effect of the human activities. As an example, the signs of the climate change in the lower atmosphere were studied by Slonosky et. al. (2000) and mid atmospheric layers by Perlwitz et. al. (2001) and vorticity patterns and surface variables by authors such as Slonosky et. al.(2001), Jinhong, et.al. (2002), Dunkeloh, et. al.(2003.) Congbin, et. al.(1999).

Iran is located in the subtropical area where it experiences different subtropical and extra tropical climates during the course of the year. The general climate of the region is dry. Therefore it has naturally a variable climate (Alijani,1995). But during the recent years it is experiencing a very variable climate. Very cold winters, unusual hot summers, abnormal

droughts, and torrential rains followed by destructive floods (Tagiloo, 2009; Alijani et. al. , 2008). A sound knowledge and understanding of the nature of these climatic hazards and crises is needed for taking any action. As a result, this study tries, at first to substantiate the existence of any climate change, and secondly, its nature as being natural or human.

It is assumed that if the climate change is anthropogenic then only it should be seen near the humans. And we will not see any sing in the upper atmosphere. This article is interested to see if there are any changes in the upper pressure patterns. It is important to look for natural climate change process in the atmospheric patterns. Because it is far away from the human influence. The climate change is defined as the trap of outgoing earth energy and not the increase of the solar incoming energy. Therefore we can hypothesize that short term variations are not shown in the atmospheric patterns and the climate change is the long run change. It is reasonable to study the atmosphere rather than the surface. Due to fossil fuel consumption the earth temperature has grown and the aerosols increased so that the climate became warmer and every aspects of the climate such as precipitation temperature, extreme torrential rains and many other variables are increased. Frosts have become lessened and snow cap of the polar areas is melting - sea level is rising.

### **Data and methodology**

The main objective of this research is to disclose any significant change of climate in the surface or upper air patterns of Iran. The underlying assumption is that the human induced change will be seen in the temperature behavior of the surface stations. But the natural change could be displayed in the variations of the upper air flow patterns. To achieve the objective of the research, the winter (December-February) mean temperature of Mehrabad station in Tehran and the winter 500 hPa geopotential heights of the window expanding from 20° N to 50°N and 25°E to 70°E with 2.5 degrees resolution were analyzed for the period 1961-2008. The climate of the country is usually stable during the warm period of the year. Whereas the cold period climate is very variable and thus is more susceptible for possible changes than the warm period. We have taken the Mehrabad station as the representative of the surface and human settlement conditions and the 500 hPa level as showing the natural variations.

The surface analysis included the temporal variation of the winter mean temperature and the frequency of the coldest days. The coldest day was defined as the day with the minimum - 5 ° C and lower.

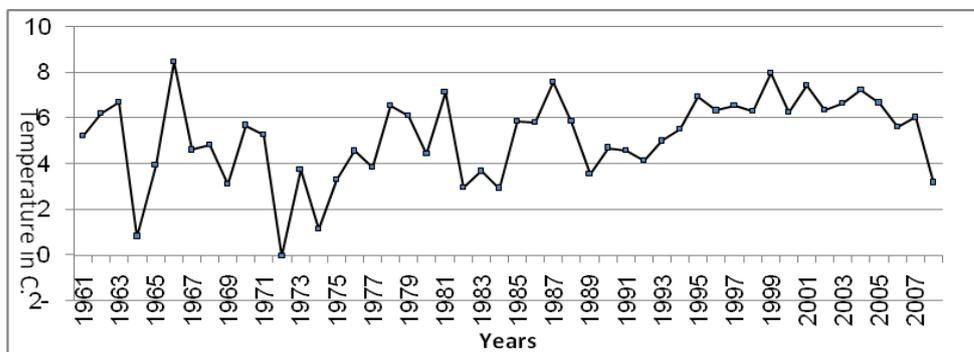
The upper level pressure data were processed with the Principal Component Analysis (Alijani, 2010) to identify the action centers in the region. The location of the highest loadings of each factor was defined as the centre of action (Alijani, 2002). These centers are the locations that the grids are very highly correlated and thus are the places that indicate significant and highly correlated temporal variations. This procedure will guarantee the presumption that climate change happens in the regional scale. After the action centers were defined, their temporal scores during the study period were processed by the relevant time series analysis methods.

## **Results**

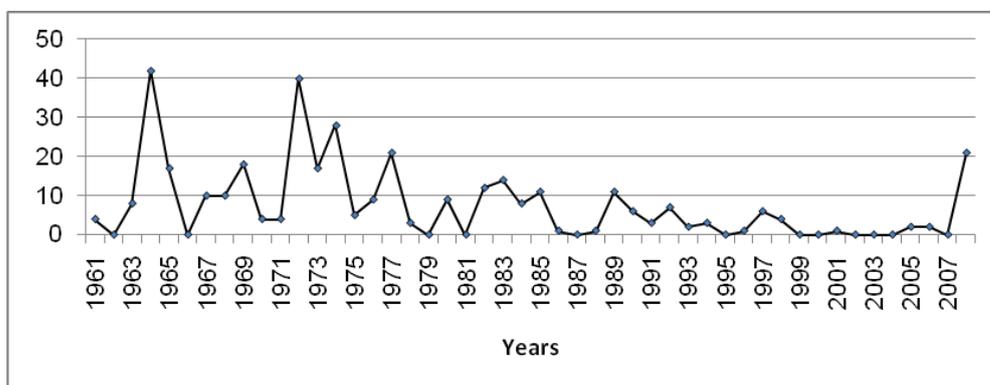
### ***Surface temperature***

The inter-annual analysis of Tehran mean winter temperature is shown in figure 1. There is no sign of a significant trend but some oscillations. To describe the nature of the temperature changes, the variation of the annual frequency of the coldest days of winter were drawn in Figure 2. As is seen their frequency is decreasing since the beginning of the study period. The linear trend line is significant at .05 level. Although there is a general decreasing trend during the study period, but no significant model was fit the series. This is in accordance with Alijani (1997). His study of the nature of the Mehrabad station temperature with Mann-Kendal method did not show any significant change in the temperature of the station. These two figures indicate that the extreme events have decreased more sharply than the mean

temperature. In both Figures the variable nature of the temperature is obvious. For example in figure 2 the very cold winter of years 1964, 1972, and 2008 have shown themselves very sharply. In contrast there are some years that did not have any days with minimum temperatures below  $-5^{\circ}\text{C}$ .



**Fig. 1.** The annual variation of the mean winter temperature at Mehrabad station in Tehran for the period 1961-2008



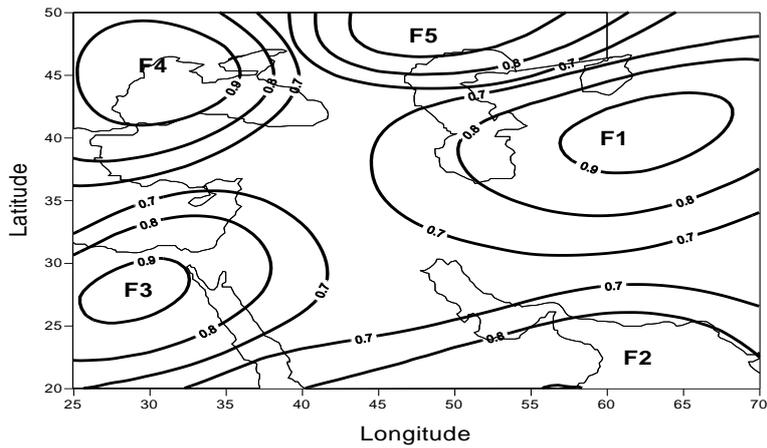
**Fig. 2.** The interannual variation of the coldest days frequency at Mehrabad station in Tehran for the period 1961-2008

### 500 hPa height

The mean winter geopotential height values for the study period were processed with the Principal Component Analysis and five components were extracted (Table 1). The five selected components explained 91.5 percent of total variance. Their locations are drawn in Figure 3. Factor 1 has explained about 26 percent of the total variance and is located over the Siberia. This area is the domain of the Siberian High which occupies a vast area as the map shows. It is a winter time phenomenon which is tied with a strong upper level ridge. The variations of this ridge are very important in the climate of Iran. It usually invades all the country during the cold period. The second factor has anchored over the Oman Sea. Strong westerlies usually invade this area. As a result, this factor shows the southward invasion of the westerlies which is common in real winters.

**Table 1:** Characteristics of the selected components

Component	Eigen values	% of Variance	Cumulative %
1	64.9	26.3	26.3
2	49.3	19.9	46.2
3	45.6	18.5	64.7
4	36.1	14.6	79.3
5	30.2	12.2	91.5



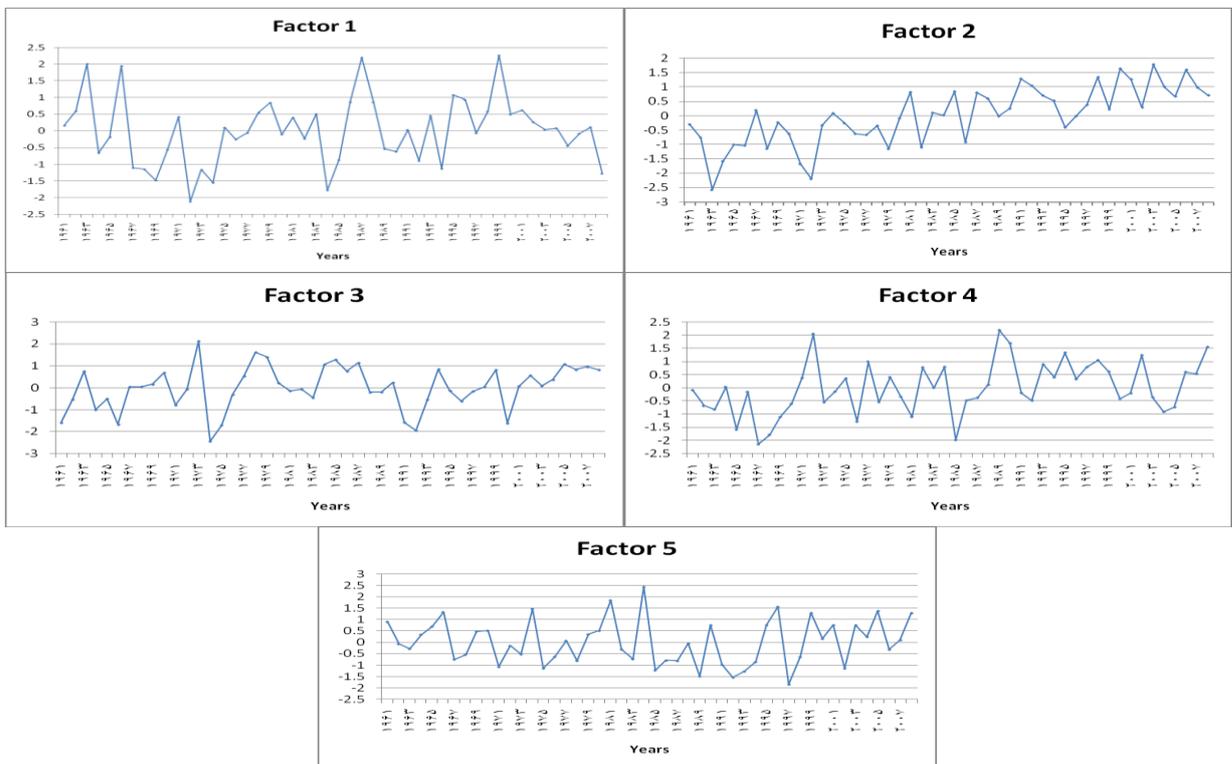
**Fig. 3.** The location of the extracted factors

The third factor stands for the Mediterranean trough. This is the most important climatic factor in the rainfall climatology of Iran. This area controls the infrequent precipitation of Iran. The systems coming from the northwest are explained by the fourth factor. These systems are not as frequent as the ones coming from the Mediterranean Sea. The fifth factor represents the fresh arctic air masses from the north pole. These are rare phenomena but are very hazardous.

It seems from this Figure that the factors explain the positions very important to the winter climate of Iran. Therefore understanding any variations happening to the country's climate can be unveiled from the temporal behavior of these action centers. We have analyzed their temporal behavior in the next section.

### Temporal variations of the factor scores

The temporal variations of all factors scores are drawn in figure 4. As is seen from the Figure only factors 2 and 4 show significant trend during the study period. The others do not show significant trend. The correlation of factor 2 with time is 0.756 but that of factor 4 is 0.38.



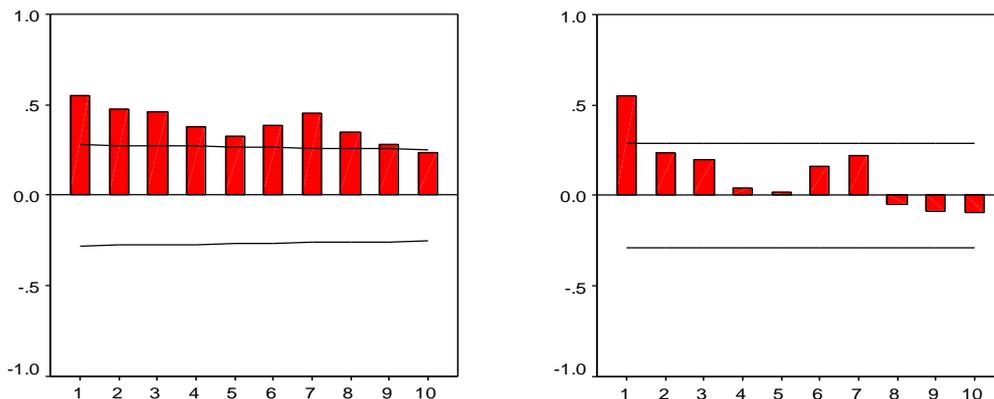
**Fig. 4.** Temporal variation of factor scores

Factor 2 represents the temporal variations of the 500 hPa level height over the southern parts of the country. It means that the height and the temperature of the southern parts of the country have increased. The temporal autocorrelation of it (figure 5) indicates an AR(1) model.

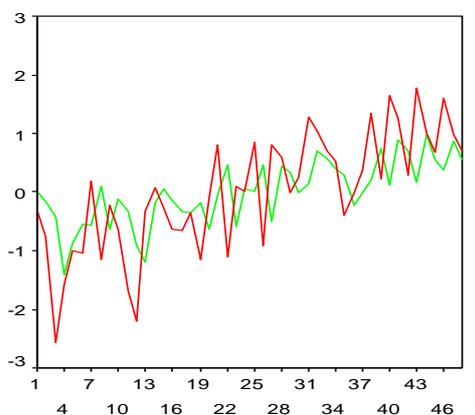
The time model of this factor is shown in figure 6. Its temporal trend is well marked but with internal oscillations. As is seen from the figure, the errors are not correlated (figure 7) and the model is accurate and acceptable.

Despite the correlation coefficient of .38, the autocorrelation of factor 4 did not show significant trend during study period.

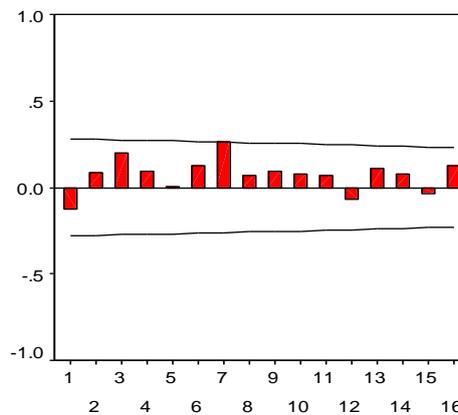
$$Y_t = .5489 Y_{t-1}$$



**Fig. 5.** Correlograms of Factor 2



**Fig. 6.** The autoregressive model (green line) of factor 2 scores (red line)



**Fig. 7.** Correlogram of the error terms of Factor 2 scores

The results of the study show that even in the atmospheric patterns there is no significant trend. Only the southern parts of the country demonstrated a significant change during the study period. This finding agrees with the result of Alijani (1997) who had studied the seasonal temperature of Mehrabad station with the Mann-Kendal method. What is seen in the figures is the oscillation about mean. For example winters were getting warm. But suddenly the 2008 winter brought very destructive cold weather to all of the country. We can generalize the results of the study that there is some indications of climatic change in the south but in the north, the domain of the westerlies.

### References

Alijani B. Climate of Iran. Tehran: Piame Noor Univ., 1995.  
 Alijani B. Some statistical characteristics of temperature variations in Iran // J. Researches in Geography. 1997. 31. Pp. 24-33.

- Alijani B. Variations of 500 hPa flow patterns and their relationship with the climate of Iran // Theoretical and applied climatology. 2002. 72. Pp. 41-52.
- Alijani B. et al. Precipitation intensity with Yarnal. 2008.
- Alijani B. Synoptic climatology. 2010.
- Congbin F., Henry F. Diaz, Dongfeng Dong, Joseph O. Fletcher. Changes in atmospheric circulation over northern hemisphere oceans associated with the rapid warming of the 1920s // Int. J. Climatol. 1999. 19. Pp. 581–606.
- Dunkeloh, Jacobeit J. Circulation dynamics of Mediterranean precipitation variability 1948-1998 // Int. J. Climatol. 2003. 23. Pp.1843–1866.
- Gray V., Hewitt C., Jackson A. Atmospheric Science for Environmental Scientists. Wiley Blackwell, 2009. 268 p.
- IPCC Assessment Report 4. Climate Change 2007.
- Jinhong Z., Shaowu Wang, Xiandong Zhang. Global warming mode of atmospheric circulation // Atmospheric science letters. 2002.10. P. 1006.
- New M., Todd M., Hulme M., Jones P. Precipitation measurements and trends in the twentieth century // Int. J. Climatol. 2001. 21. Pp. 899-1922.
- Perlwitz J., Graf H. The variability of the horizontal circulation in the troposphere and stratosphere - a comparison // Theor. Appl. Climatol. 2001. 69. Pp. 149-161.
- Rusticucci M., Renom M. Variability and trends of quality-controlled daily temperature extremes in Uruguay // Int. J. Climatol. 2007. 10. Pp. 1002-1607.
- Slonosky V.C., Jones P.D., Davies T.D. Variability of the surface atmospheric circulation over Europe, 1774–1995 // Int. J. Climatol. 2000. 20. Pp. 1875–1897.
- Slonosky V.C., Jones P.D., Davies T.D. Atmospheric circulation and surface temperature in Europe from the 18th century to 1995 // Int. J. Climatol. 2001. 21. Pp. 63–75.
- Tagiloo. Synoptic analysis of frost days in Zanjan Province of Iran: MS Thesis / Tarbiat Moallem University. Tehran, 2009.
- Turkes M., Utku M. Summer, Ismail Demir. Re-elevation of trends and changes in mean, maximum and minimum temperatures of Turkey for the period 1929-1999 // Int. J. Climatol. 2002. 22. Pp. 947-977.
- Weatherly J., Bitz C. Natural and anthropogenic climate variations in the Arctic // Proceedings of the 12<sup>th</sup> Symposium on Global Change and Climate Variations, 15-18 January 2001, Albuquerque, USA. Boston: American Meteorological Society, 2001.

## **THE STUDY OF ATMOSPHERIC PARAMETERS EFFECT ON THE SOUTH CASPIAN SEA LEVEL FLUCTUATION**

**Rafie Zahedi, Shahmir Eghtesadi**

Oceanic and Atmospheric Science Center, Iranian Meteorological Organization

Tel: +98(21)22959259-8 Fax: +98(21)22951299

[rafie\\_zahedi@yahoo.ca](mailto:rafie_zahedi@yahoo.ca), [seghtesadi@gmail.com](mailto:seghtesadi@gmail.com)

### **Abstract**

The Caspian Sea, the largest lake of the world, is located in an inland depression between 47° 13' and 36° 34' N, 46° 38' and 54° 50' E. One of the most striking phenomena of the Caspian Sea is the sea level rise. Sea level fluctuates due to climatic changes, regional precipitation, water evaporation, temperature, wind stresses, surges and geomorphology changes of the seabed, alteration of the atmospheric transport pattern as well as human activities such as construction of dams on the major rivers. More meteorological studies of the Caspian Sea region as well as advanced watershed and ocean modeling must be used in order to predict the sea level fluctuation with acceptable results. The main aim of this research was to study the evaporation and precipitation variations observed from 1993 to 2008 at five coastal stations of the Southern Caspian and determine the effects of these variations. It's found out that the mean evaporation for the analyzed period is about 922.97 millimeter that is less than the mean evaporation for the long term observation period - 1007 millimeter / year. The mean calculated precipitation for the period 1993 – 2008 is about 1292.628 that is higher than the mean calculated precipitation for long term period - about 221 millimeter/year).

Therefore, in the Southern Caspian, the increasing of precipitation and the decreasing of evaporation plays an important role in the sea level rise in the last years. The statistical index and correlation between atmospheric parameters also were determined and discussed in this research.

### **Introduction**

During the long period the progression of the Caspian Sea water was the main cause of damages of the coastal ecosystem, residential, commercial and administrative structures, shipping and fishing industries. This problem has seriously threatened Iran and the Littoral States of the Caspian Sea. The economic importance of this region is related to the following industries and activities:

- fishery, cultivation, processing, preservation, storing, transport, marketing and selling fish or fish products,
- suitable water for watering because of low salinity and suitable mineral composition,
- huge oil and gas reservoirs,
- shipping,
- water way connection to open sea and recreation location which is obvious to everyone.

The important point is that the fluctuations of the Caspian Sea level are correlated with the climate of the region. According to the climatological research, changes of the Caspian Sea level are related to the changes of the climate. They believe that hard and long winters have always caused the water level to increase, and warm summers have always caused the water level to decrease. Therefore changes of sea level are directly related to the changes in annual precipitation, surface evaporation, temperature changes during warm and cold periods, earth global warming theory and changes in rivers' water and human activities (increase of CO<sub>2</sub> because of industrial activities and sea pollution by oil and finally increase and/or decrease of evaporation). Economic and social activities in coastal regions of the Caspian Sea can be determined with specific attention to the range of the level of oscillations (Farahani, 2005).

The Caspian Sea is divided into three parts includes Northern, Middle and Southern Caspian. Maximum sea depth is 1025 m and average depth is 345 m. In the Iranian coasts, most deep trench is near Tonekabon coasts. The reef which divides middle and southern parts is located out of Iranian waters. There are about 350 rivers flowing into the Caspian Sea. The most important (Volga, Emba, and Cura) are located in the neighboring countries, and Sefeed Rood, Arass, Atrak, Gorgan, Haraaz, and Chaloo flow into the southern part of the sea. There are also two important bays named Kara-Bogaz and Gorgan.

In this context the study included the investigation of Sergey Rodionov (1994) in the national center of atmospheric research on global and regional climate interaction: the Caspian Sea experience shows that the climatological conditions influence on the Caspian Sea level is significant and it is possible to determine the run off effects. Ghanghermeh and et. (2002) determined the fluctuations of water level of the Caspian Sea as a function of changes of river delay and evaporation intensity. And short period of fluctuation is due to meteorological and hydrological parameters that is dependent on local climatological conditions. Bagheri Rad (2007), using the time series, determined the mean Southern Caspian level decreases from 1925 to 1977 and increases from 1977 to 1998. Aziz Pour Mehmandary (2007) analyzed the level of the Caspian Sea by using satellite data (Jeson-Topex posadon).

### **Study of some effective factors of the Caspian Sea climate**

The importance of climate change and its relation to the other sciences has made scientists of different research topics to take into consideration the effect of climate changes in order to achieve their research goals. By giving more attention to the importance of climate knowledge in human life, many studies have been directed in relation to the marine meteorology and physical oceanography of the Caspian Sea up to now. These studies are

carried out for determining temperature, precipitation, evaporation, salinity, pressure, density, wind direction, wind speed, waves and for recognizing the regions that make waves, tide and other relating phenomena. Some of the most important factors are described below.

**Temperature.** Temperature is one of the most important factors. Annual amplitude fluctuations of temperature from average annual amplitude, in the north of the Caspian Sea vary more fast comparing to the south of the Caspian Sea. As a general rule, eastern shores of the Caspian Sea are warmer and drier while the western shores of the Caspian Sea are colder and more humid. The southern part of the Caspian Sea never freezes because of its high mean temperature and relatively high humidity.

**Evaporation.** As we know, the process of evaporation is so great that without precipitation run off, and groundwater discharge from aquifers, oceans would become nearly empty. Most of the water that evaporates from the oceans falls back into the oceans as the precipitation. Estimating of ocean surface evaporation is important for study of global climate. Sea surface evaporation are estimated by using the monthly data. It is important to forecast oceanic and atmospheric phenomena and cycles.

**Precipitation.** Precipitation in the south of the Caspian Sea occurs mostly in the form of the rain, sometimes – of the rain with snow and rarely in the form of snow. Precipitation in the south of the Caspian Sea is mainly relative to other areas and it decreases from west to east. The highest precipitation occurs in fall and the least precipitation occurs in summer.

### **Investigation of the Caspian Sea level fluctuations**

Usually, simultaneous effects of wind and marine currents causing temporal changes of sea level. Northwesterly winds can push water backward to 2m in northern Caspian Sea or can take down water around islands near coast and conversely southeasterly strong wind may pull-up water up to 2m. The Volga entrance currents flow to sea from two points, north western and northeastern. The different current is happening in the south. During winter, because of temperature differences with lower layers, there exist vertical cycles as convective currents in the south. Also in Monthly changes they are resulted from hydro meteorological factors and it also depends on rainfall season, snow melting and other factors. The change of water level as much as 26 cm height does not cause any problem, however annual long term changes of water level by as much as 3m and even more can cause crucial problems. It is important and necessary to find basic solutions for these problems. Also seasonal changes are related to seasons of year. Maximum water entrance happens in winter and spring seasons, and the increasing trend occurs during Feb. to May. In summer it is seen that water decreases during Jun. to Dec. In water seasons, simultaneous parameters meteorology has caused overflowing of water and changes in sea level.

### **Effective factors in water level enhancement**

In recent decades, human and numerous natural factors had some influences on the Caspian Sea level rise:

- 1- meteorological parameters such as precipitation and evaporation;
- 2- change of solar variations;
- 3- intensification of greenhouse effect and melting of polar ices and natural glaciers;
- 4- Earth tectonic effects (sea bed rise);
- 5- increasing number of resources and their Debby on sea bed;
- 6- human factor and decrease of evaporation from sea surface as a consequence of petroleum pollution;
- 7- constructing of a dam in Ghareh-Bogaz Gulf opening;
- 8- digging of the Volga\_Caspian canal;
- 9- deviation of riverbeds and transferring waters of north basin lakes to Caspian Sea.

Also changes in river bed, artificial lake, dikes and human activities in these regions caused also Caspian Sea water level to decrease to lowest value till 1977. But from 1978, contrary to previous forecasts based on continuing water level decrease till year 2000, suddenly sea water level starts to grow up incrementally, and water level have been increased on average 15cm per year. This status continued until 1995 and then after 1995, retrogression in Caspian water has been observed. Rise of water surface, has imposed environmental and economical damages to littoral states. The transfer of industrial contaminating materials to sea and oil production in coastal regions has also resulted in a decrease in alimentation of fishes.

### Groundwater table

Input flows and effective evaporation are more effective in water surface fluctuations and their values have striking difference with other components values. The effects of evaporation from Caspian Sea surface is also less than input flow to it, but it has an important role in Caspian Sea water level changes. Using the formula below, we can obtain water level rising.  $\Delta h$  shows measure of level increase (Kardavani, 1995):

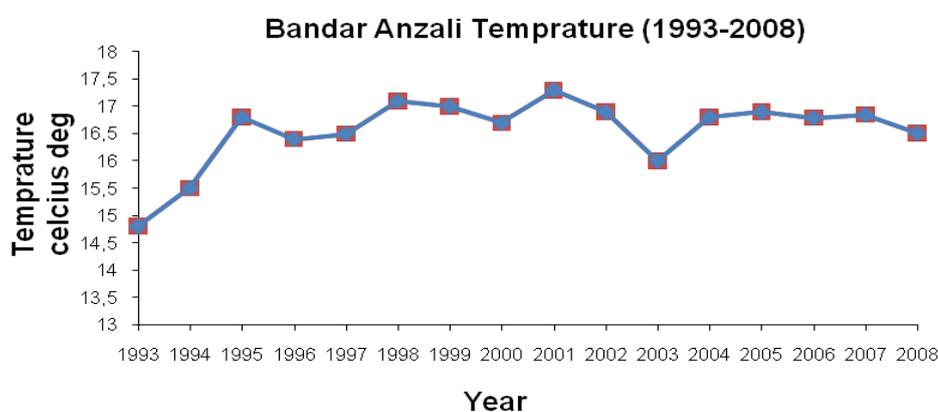
$$\Delta h = R + (P - E) + G - KBG$$

**Table 1:** Volume counterbalance components

Components	Input current to sea (R)	Rain (P)	Evaporation (E)	Input Debbie to Gulf (KGB)	Input flow groundwater	$\Delta h$
Values (cm)	772	195	272	37	14	-28

### Results

It should be noted that the atmospheric systems acting in the north of Iran during cold and warm season shows that rainfall and evaporation fluctuation can be regarded as one of reasons for water level fluctuation in Caspian Sea. Synoptic data of 5 coastal cities (Babolsar, Ramsar, Noshahr, Astara and Anzali) have been analyzed by using the MS Excel software in order to be used to study sea level changes. Graphs have drawn for parameters of precipitation, evaporation and temperature and also have calculated correlation and correlation coefficient between them (fig. 1-7). The graphs show from 2000 to 2003, temperature decreases and from after 2003 temperature increases for all the stations and from 2000 to 2003 evaporation decreases and after 2003 evaporation increases. Correlation between temperature and evaporation can be seen (figures 1-3). All the stations from 2003 to 2008 evaporation increases normally but precipitation changes periodically at the same stations and the same time.



**Fig. 1.** Temperature at Bandar Anzali Station

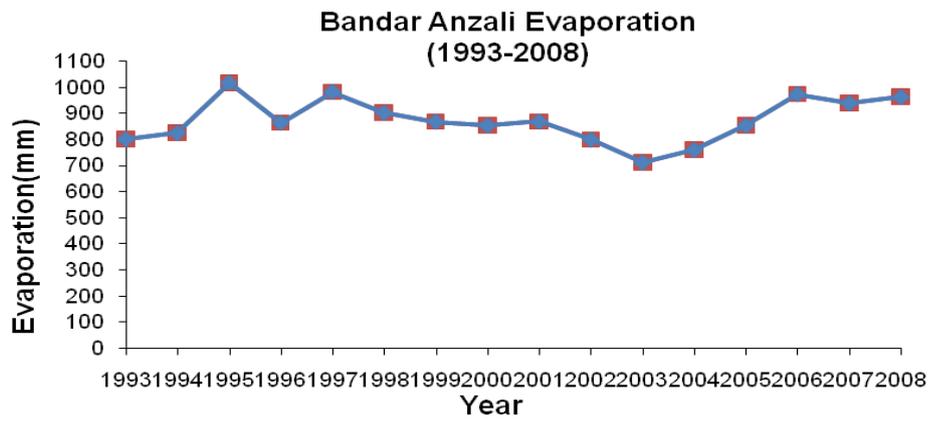


Fig. 2. Evaporation at Bandar Anzali station

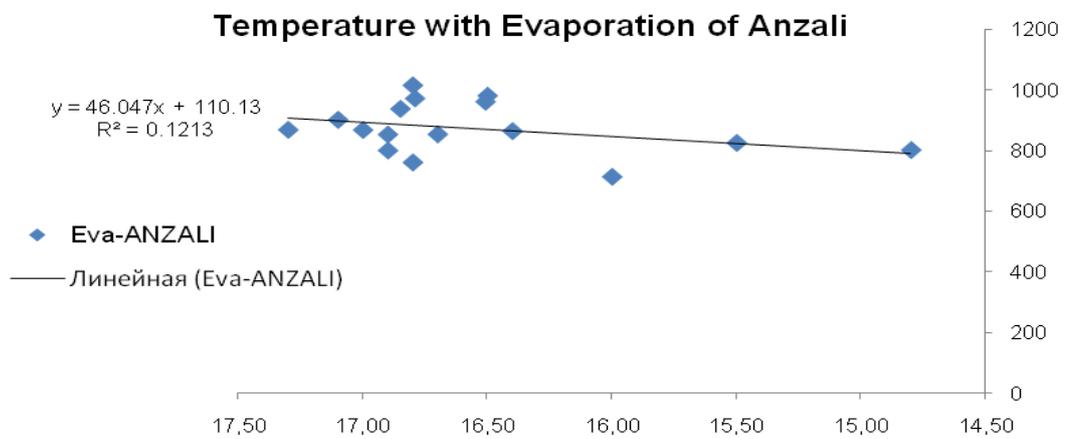


Fig. 3. Correlation between temperature and evaporation, Anzali station

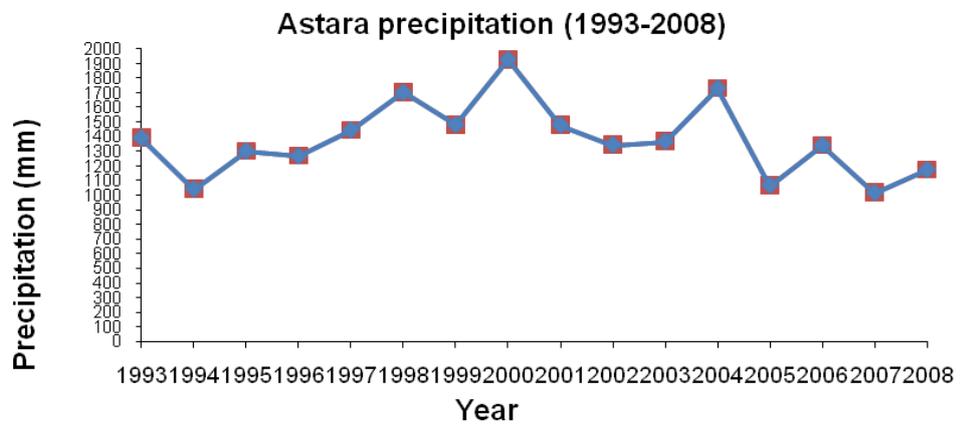


Fig. 4. Precipitation at Astara station

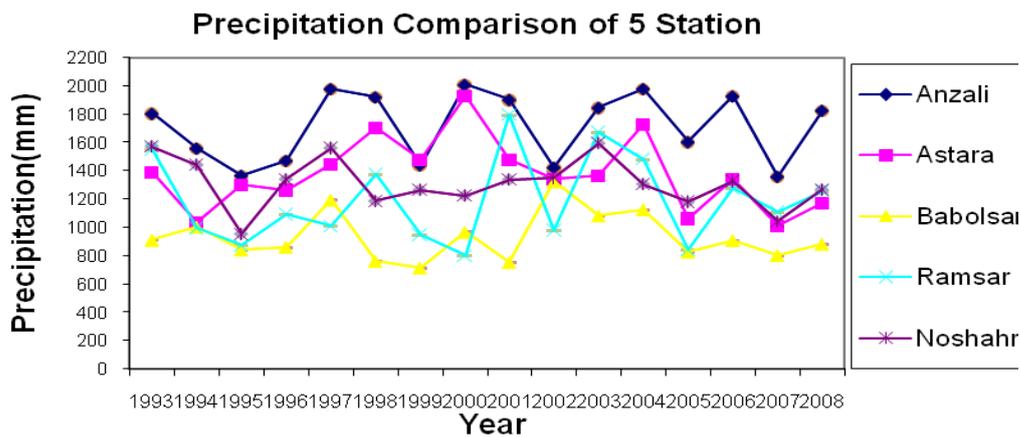


Fig. 5. Comparison of precipitation

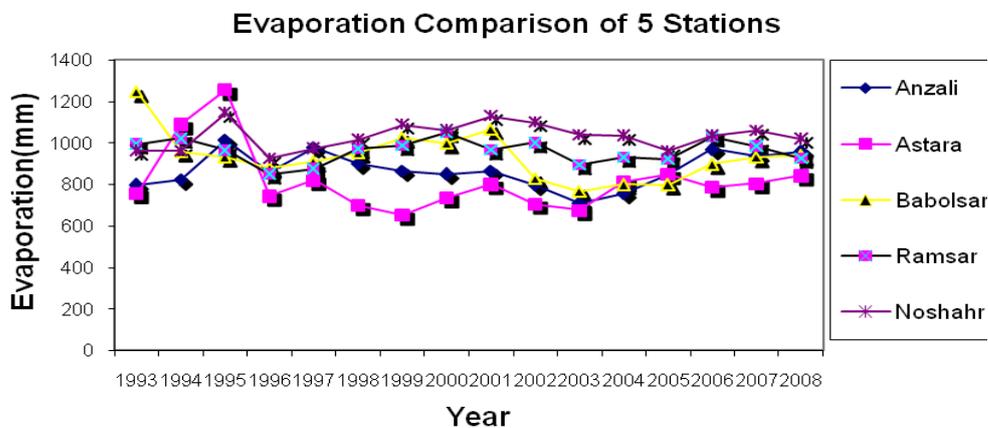


Fig. 7. Comparison of evaporation

### Conclusion

Almost at all stations the precipitation shows that the rate of rainfall has decreased in the recent years. There are small sensible effects; so the relation between temperature and evaporation with precipitation at southern coast of the Caspian Sea is not very notable and it is not the only main reason for the Caspian Sea level fluctuations. The other effect on the level rising in the tectonic researches must be determined.

### References

- Caspian Sea Physical Oceanography and Marine Meteorology Developing plan / Oceanic and Atmospheric Center. 2001.
- Farahani F. Review of Caspian Sea Fluctuation in Recent Years. I. R. of Iran Meteorological Organization. 2005.
- Ghanghermeh A. Malek J. Peaceful Coexistence with Caspian Sea Water Fluctuations in order to Coastal Stable Developing of Iran // Journal of Geographic Researches. 2005.
- I. R. of Iran National Report on Hydrometeorological and Pollution Monitoring Activities Relating to the Caspian Sea / Atmospheric and Oceanic Scientists Center. 2005.
- I. R. of Iran National Report on Hydrometeorological and Pollution Monitoring Activities Relating to the Caspian Sea / Atmospheric and Oceanic Scientists Center. 2006.
- Kardavani P. Iran –Mazandaran Sea’s Water Ecosystems. Qumes Publisher, 1995.
- The Review and Scientific Study about Dominant Regular of Height Precipitation’s Caspian Sea Coasts / I. R. of Iran Meteorological Organization. 1997.

- The Recent Report of Climate and Revolution at Mazandaran / I. R. of Iran Meteorological Organization. 2001.
- The Recent Reports of Climate and Revolution at Gilan / I. R. of Iran Meteorological Organization. 2001.
- The Recent Reports of Climate and Revolution at Golestan / I. R. of Iran Meteorological Organization. 2001

## **ФУНКЦИОНАЛЬНОЕ ЗОНИРОВАНИЕ ПРИКАСПИЙСКОГО РЕГИОНА КАЗАХСТАНА**

**Фарида Акиянова, Аружан Беккулиева**

Институт географии Министерства образования и науки, Алматы, Казахстан

Тел.: + 7 10 7272 938749 факс: + 7 10 7272 918102

[akiyanova@rambler.ru](mailto:akiyanova@rambler.ru), [ingeo@mail.kz](mailto:ingeo@mail.kz)

### **Аннотация**

Рассмотрены особенности хозяйственного использования земель Казахстанского Прикаспия в пределах Атырауской и Мангистауской областей, изучено современное экологическое состояние компонентов природной среды, влияющее на природно-ресурсный потенциал. С учетом воздействия хозяйственной деятельности на компоненты природной среды и уровня их экологической трансформации проведено функциональное зонирование территории.

### **Введение**

Государственная экономическая политика Казахстана на современном этапе развития становится полицентрической, большее внимание уделяется регионам. Внедряются механизмы стимулирования концентрации ресурсов в экономически перспективных районах с целью формирования единого внутреннего экономического пространства, гармонично интегрированного с государственной и мировой хозяйственной системами (Стратегия территориального развития РК, 2006). Целью стратегий территориального развития Атырауской и Мангистауской областей (2006) является устойчивое развитие в системе национальной экономики республики, которое обеспечит поступательные темпы качественного экономического роста на основе создания безопасной и благоприятной среды жизнедеятельности населения.

Продуманная региональная политика, основанная на долгосрочной стратегии модернизации, позволит найти свое место Прикаспийскому региону в национальной и мировой системе разделения труда. Цель стратегий территориального развития - завершить к 2015 году переход регионов «от экономики, основанной на инвестициях к экономике, основанной на инновациях». Для достижения этого необходимо обеспечение конкурентоспособности региональной экономики, ускоренное развитие несырьевых секторов и международных торгово-экономических отношений, что в конечном счете приведет к гармонизации этих направлений с социальным благополучием населения и экологизацией всех сфер хозяйственной деятельности региона. При этом приоритетными направлениями развития являются, совершенствование инфраструктуры, как основы развития производственного потенциала, международной и региональной интеграции экономики региона; совершенствование территориального управления как средства роста конкурентоспособности экономического комплекса региона; оздоровление экологической обстановки как основы устойчивого развития.

Для улучшения экологической обстановки необходимо получение целостной и систематизированной информации как по экологическому состоянию отдельных

компонентов природной среды, так и комплексной оценке ландшафтно-экологического состояния в целом. Для научно-обоснованного решения назревших проблем необходимо проведение функционального зонирования с созданием централизованной и взаимосвязанной информационной системы. Функциональное зонирование предполагает проведение анализа существующего природопользования и включает покомпонентную характеристику природной среды, анализ социально-экономической и экологической ситуации территории. Изучаются и картографируются типы природопользования, создается классификация с точки зрения воздействия на природную среду, уточняются основные целевые функции секторов деятельности.

### **Основная часть**

Прикаспийский регион обладает выгодным географическим положением и является одной из наиболее значимых приграничных регионов Казахстана, имеющим границы с четырьмя соседними государствами. Этим обусловлено позиционирование региона в экономике Казахстана, как стратегического лидера на западе республики – промышленного, научно-инновационного и сервисного (транспортно-логистического, торгового и туристского).

Кроме того, территории Атырауской и Мангистауской областей и прилегающая акватория Каспийского моря располагают богатейшим природно-ресурсным потенциалом. Запасы минерального сырья по их многообразию, мощности залежей, удобства их разработки уникальны и практически не имеют аналогов в мировой геологической практике. В основе экономики региона - нефтегазовый сектор, объем продукции которой занимает около 90,0 процентов от общего объема производимой в регионе промышленной продукции. Разведанные и подтвержденные запасы углеводородного сырья на шельфе Северного Каспия (Восточный Кашаган, Каламкас-море, Жемчужина и др.) и Среднего Каспия (Тупкараган, Аташ, Курмангазы, блок «Н» и др.) предопределили перспективу дальнейшего развития нефтегазового сектора.

Но, наряду с поступательным развитием нефтегазодобывающего сектора, благодаря которому регион получил статус «локомотива» развития Казахстана, существует ряд негативных последствий пока еще мононаправленного регионального развития региона, в том числе и в экологическом плане. Это формирование значительных площадей антропогенно-нарушенных территорий, как следствие активной добычи, транспортировки и переработки углеводородного сырья. Крупными экологическими проблемами региона являются загрязнения почвы и воды нефтепродуктами, тяжелыми металлами, радионуклидами, загрязнение вод Каспийского моря нефтепродуктами из затопленных скважин, развитие на территории региона опасных природных процессов и др., которые в совокупности осложняют экологическую обстановку области и в конечном счете отражаются на жизнеспособности населения (Национальный Атлас Республики Казахстан, 2006; Республика Казахстан, т. 3, 2006). В результате хозяйственной деятельности изменяются не только отдельные элементы природной среды, но вся она в целом, что приводит к нежелательным последствиям в региональном масштабе. Поэтому в триаде факторов устойчивого развития – экономический рост, социальное благополучие, экологическая безопасность – возникает необходимость вести научный поиск, направленный на гармонизацию отношений в системе «природная среда и человек». Одним из инструментов для научно-обоснованного принятия решений и является функциональное зонирование.

Устойчивое развитие природно-хозяйственных систем Казахстанского Прикаспия в значительной степени предполагает реализацию принципов комплексного управления геосистемой «море - прибрежная зона – суша» (Нурмамбетов и др., 1998; Акиянова, 2004). Причем прибрежная зона является переходной и наиболее сложной подсистемой, она состоит из территорий и акваторий. В пределах рассматриваемой геосистемы

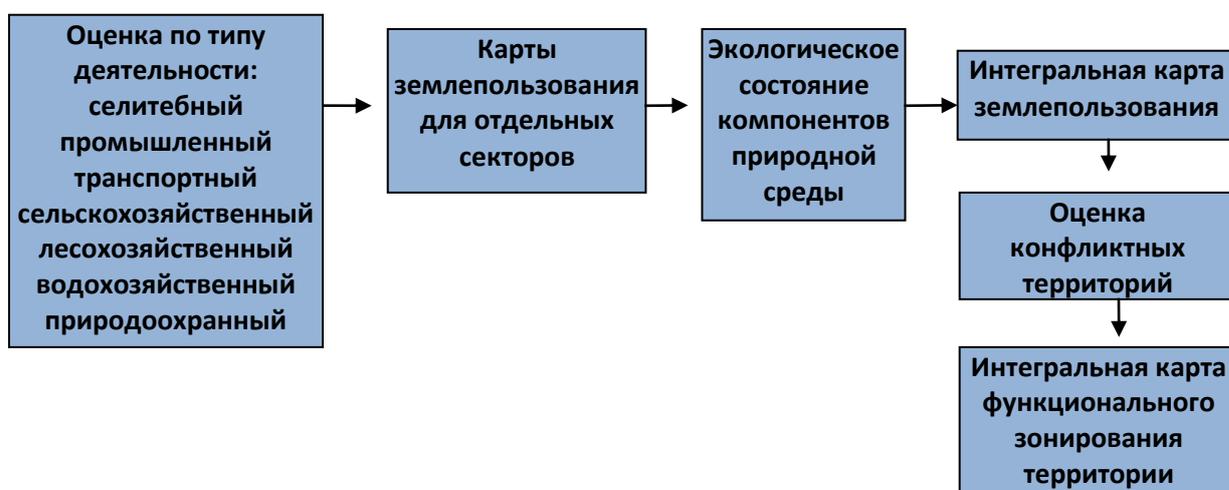
природные факторы (физико-географические, природно-экологические) сочетаются с социально-экономическими (селитебными, промышленными, транспортными, сельскохозяйственными, рекреационными) и культурно-историческими факторами. Это связано с тем, что территория взаимодействия суши и моря издревле являлась источником разнообразных природных ресурсов, служила важным звеном для транспортных коммуникаций и торговли, была для населения наиболее ценной средой обитания и отдыха, т.е. территорией многофункционального использования.

В результате взаимодействия создается сложное сочетание различных, часто и взаимоисключающих интересов природопользователей. В связи с этим, в условиях конкуренции и назревших конфликтов, необходима разработка основ устойчивого управления, ориентированного на улучшение жизни населения, рациональное освоение ресурсов, устранение конфликтов, улучшение экологического состояния и координацию деятельности природопользователей.

Функциональное зонирование, проведенное на основе анализа современного социально-экономического освоения природной среды и экологического состояния ресурсов, может определить для каждой из зон те типы природопользования, которые могут предотвратить или снизить уровень конфликтов, стимулировать наиболее выгодные с социально-экономической и экологической точек зрения отрасли. Методика функционального зонирования заключается в выявлении конкретных видов использования территории. Для этого на картах фактического природопользования выделяются территории, используемые основными типами землепользования:

1. селитебные;
2. промышленные;
3. сельскохозяйственные;
4. транспортные;
5. лесохозяйственные;
6. водохозяйственные;
7. рекреационные, туристские;
8. природоохранные.

Следующим этапом работ, в соответствии с рис. 1, является социально-экономическая характеристика и картографирование каждого из выделенных типов землепользования и последующий их анализ с учетом их экологического состояния.



**Рис.1.** Логическая схема проведения функционального зонирования

При этом ГИС-картографирование является одним из основных средств для целей функционального зонирования, т.к. существенным является возможность совмещения различных слоев информации по заданному алгоритму и получение интегральной карты землепользования. При этом одна или несколько выполняемых функций при определенном уровне использования могут негативно воздействовать друг на друга, создавая конфликтные ситуации. Для их оценки необходимо выявление конфликтных ареалов, которые могут быть монофункциональными, полифункциональными или комплексными (наложение монофункциональных и полифункциональных конфликтов) (Чуканова, 2004).

Монофункциональный конфликтный ареал образуется на территориях с выраженным преобладанием отдельной функции, когда степень интенсивности использования территории и возросшая степень антропогенной деградации приводят к уменьшению или вообще к выводу данной территории из хозяйственного оборота. К примеру, это орошаемое земледелие в дельте р.Жайык, приведшее к активизации процессов вторичного засоления и практически выводу этих земель из сельхозоборота. Полифункциональный конфликтный ареал формируется при одновременном использовании земель двумя или более функциями. к примеру селитебная и природоохранная в современной дельте р. Жайык, или селитебная и промышленная у оз. Кошкарата, промышленная и природоохранная на шельфе Каспийского моря и т.д. Формирование таких конфликтных ситуаций происходит в результате негативного изменения качества окружающей среды в зоне высокоинтенсивных функций, что ограничивает возможность использования территории для осуществления других видов деятельности.

Наиболее сложным видом конфликтного ареала является комплексный территориальный конфликт, сочетающий признаки монофункционального и полифункционального конфликта. Для данного вида характерно быстрое превышение параметров экологического порога емкости территории и формирование окружающей среды с низкими качественными характеристиками. От оптимизации деятельности и разработки механизмов разрешения конфликтов в конфликтных ареалах зависит возможность рационального и устойчивого природопользования.

В Мангистауской области основные площади земель, пригодные для пастбищного использования, составляют в настоящее время около 93% от общей площади земель сельскохозяйственного назначения. Затем по убыванию идут неиспользуемые земли, техногенно-используемые, используемые под населенные пункты и дорожно-транспортные коммуникации, линии электропередач, орошаемые земли. Картографический анализ типов использования земель показывает, что большая часть территории исследований, занятая аккумулятивными и денудационными равнинами, является монофункциональной и используется под пастбища. Степень антропогенной деградации этих земель связана с увеличением пастбищных нагрузок близ населенных пунктов, созданная конфликтная ситуация грозит выведением этих земель из хозяйственного оборота. На отдельных участках пастбищепригодные земли заняты объектами промышленности и транспорта, т.е. конфликтные ареалы формируются при одновременном использовании земель этими двумя функциями. Полифункциональные конфликтные ареалы на этих землях связаны с негативными изменениями качества окружающей среды в зоне более высокоинтенсивных функций объектов нефтегазового сектора, что ограничивает возможность использования территории для осуществления пастбищной или иной функции. Определение пространственного сочетания функций при данной конфликтной ситуации возможно лишь по антагонистическому виду с созданием буферных зон вокруг месторождений.

К симбиотическому виду бесконфликтной или слабоконфликтной ситуации относятся локальные ареалы совместного использования пастбищных земель и водного фонда. Бесконфликтную ситуацию на исследуемой территории создает наложение

земель лесного и водного фондов по типу функции-соседи. Они имеют общие границы и их взаимное взаимодействие очень незначительно, что позволяет сохранять параметры развития обеих функций.

Наибольшее внимание на исследуемой территории следует уделить территориям с одновременным использованием несовместимыми друг с другом (антагонистический вид) видами деятельности. К таким функциям - антагонистам относятся: селитебная – природоохранная, селитебная – промышленная, рекреационная – промышленная, природоохранная – транспортно-промышленная (заповедная зона в Северной части Каспийского моря – развитие морских транспортных коридоров) и др. К примеру, к функциям - антагонистам относятся: селитебная – природоохранная (к примеру села Пешное, Дамба, Таскала и др. в Атырауской области, расположенные в пределах ООПТ), селитебная – промышленная (с. Сарыкамыс, с.Каратон и Тенгизский газоперерабатывающий завод), рекреационная – промышленная (заповедная зона в Северной части Каспийского моря и разведка и подготовка к разработке нефтегазовых месторождений шельфа Северного Каспия), природоохранная – транспортно-промышленная (заповедная зона в Северной части Каспийского моря – развитие морских транспортных коридоров) и др. Интересы антагонистических функций могут быть учтены посредством создания буферных зон, поглощающих воздействие антагонистов друг на друга.

### **Выводы**

От оптимизации деятельности и разработки механизмов разрешения возникших или возможных конфликтов в конфликтных ареалах зависит возможность рационального и устойчивого природопользования территории Прикаспийского региона Казахстана. Полученная картографическая и аналитическая информация послужит научной основой для обеспечения устойчивого и экологически безопасного природопользования, позволит рационально планировать и эффективно управлять природно-ресурсной средой.

### **Список использованной литературы**

- Акиянова Ф.Ж. Геоморфология шельфа Казахстанской части Каспийского моря // Геология регионов Каспийского и Аральского морей. Алматы, 2004. С. 188-195.
- Национальный Атлас Республики Казахстан. Алматы, 2006.
- Нурмамбетов Э.И., Акиянова Ф.Ж. Современное рельефообразование на побережье и шельфе Каспийского моря (Казахстанский сектор) // Географические основы устойчивого развития Республики Казахстан. Алматы: Гылым, 1998. С. 338-344.
- Стратегия территориального развития Республики Казахстан до 2015 года и Концепция перехода Республики Казахстан к устойчивому развитию на 2007-2024 годы. Астана, 2006
- Стратегия территориального развития Атырауской области. Атырау, 2006
- Стратегия территориального развития Мангистауской области до 2015 года. Актау, 2006
- Республика Казахстан. Том 3: Окружающая среда и экология / Под ред. Н.А. Исакова, А.Р. Медеу. Алматы, 2006. 518 с.
- Чуканова О.А. Функциональное зонирование Черноморского побережья России для рационального природопользования”. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата географических наук. М., 2004. 16 с.

## ДОЛГОВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ДОННЫХ БИОЦЕНОЗОВ КАСПИЙСКОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ ПОДВОДНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В.Б. Ушивцев, Д.И. Ермаков, В.В. Ушивцев, М.Л. Галактионова, С.А. Котеньков  
Каспийский филиал Института океанологии РАН им. П.П. Ширшова, Астрахань, РФ  
Тел.: (8512)544-559  
[caspy@bk.ru](mailto:caspy@bk.ru)

### Введение

Ландшафтные подводные исследования Каспия были начаты в конце 70-х годов прошлого столетия КаспНИРХом (рис. 1). Для этого был организован сектор подводных исследований. Наблюдения осуществлялись с помощью легководолазного снаряжения. Собранные фото-киноматериалы и пробы гидробионтов использовались для сравнительного анализа. Регулярные наблюдения выполнялись на двух базовых полигонах, расположенных в Северном и Среднем Каспии. Параллельно с визуальными наблюдениями проводилась качественная и количественная оценка водных сообществ, изучались элементы поведения животных, их реакции на физические и химические раздражители. В настоящее время это направление исследований с использованием современной приборной базы продолжается специалистами Каспийского филиала ИОРАН.



1978 г.



1987 г.



2000 г.



2010 г.

Рис. 1. Развитие подводных исследований на Каспии

### Полигон «Северо-Каспийский»

Полигон «Северо-Каспийский» находится на свале глубин от 5 до 12 м в центральной части Северного Каспия (рис. 2). Поверхность дна в этом районе моря представлена песчано-ракушечными грунтами. Рельеф дна в зависимости от фракционного состава грунта либо равнинный, либо волнистый (рис. 3). В отдельных местах на поверхности дна образуются известковые корки колоний баянуса. В целом донный ландшафт представляет собой однообразную пустыню.

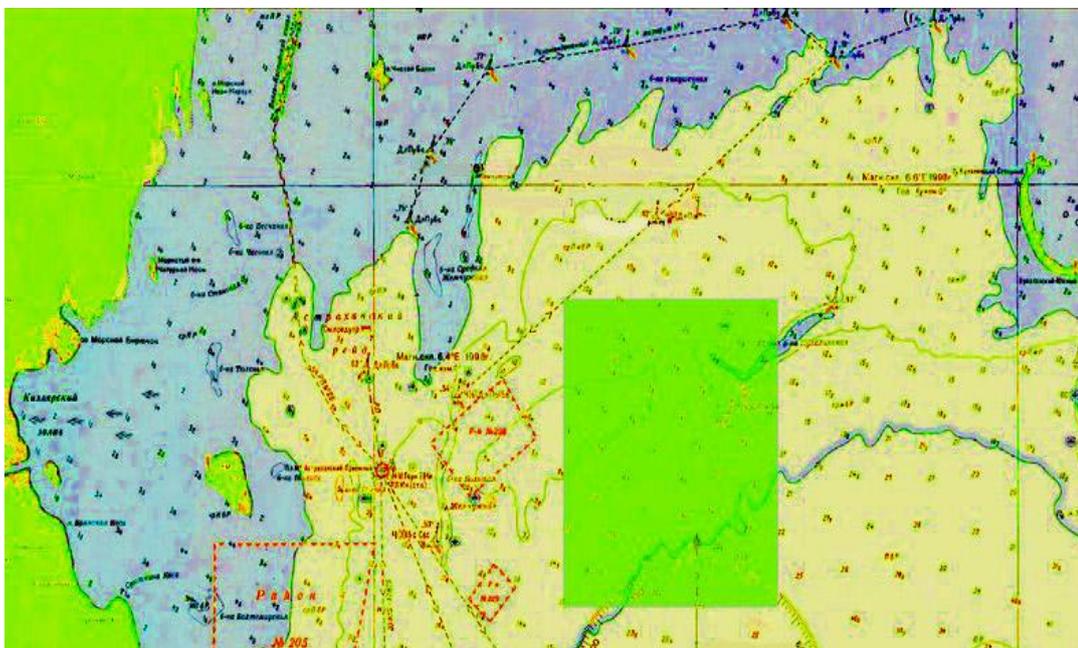


Рис. 2. Полигон «Северо-Каспийский»



Подвижный ракушечный грунт



Колонии баянуса



Фитобентосное поле

Рис. 3. Донные ландшафты на полигоне «Северо-Каспийский»

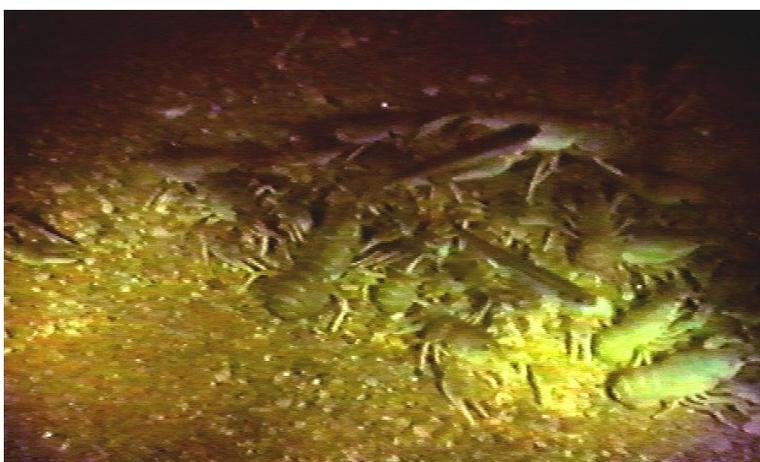
Представители донной фауны имеют покровительственную окраску, убежища и защитные поведенческие реакции. Чтобы в полной мере изучить видовое разнообразие и численность организмов, необходимо воздействовать на их поведенческие реакции, проще говоря, выманить из убежищ. Для этого был разработан метод фототаксиса, основанный на положительных реакциях гидробионтов к подводному точечному источнику света определенной мощности и спектра излучения. Исследования световых полей различных светоисточников показали, что наилучшие положительные фотореакции большинства гидробионтов проявляются в полях ламп накаливания мощностью от 500 до 1500 вт и в поле натриевой метало-галогенной лампы ДНАТ 400 (рис. 4- 6).



**Рис. 4.** Подход обыкновенной кильки и осетра в зону света 500 вт лампы накаливания.



**Рис. 5.** Массовый подход килек в зону света метало-галогенной лампы ДНАТ 400.



**Рис. 6.** Массовый подход мизид и креветок в зону света метало-галогенной лампы.

При погружении на поверхность дна точечного источника света после двухчасовой экспозиции в освещенной зоне концентрируются различные гидробионты имеющие фототаксис и положительные фотореакции. Первые находятся в непосредственной близости от источника света и проявляют неадекватные поведенческие реакции, вызванные фототаксисом. К таким гидробионтам относятся: некоторые мизиды, кильки, отдельные виды гаммаруса. Животные с положительной фотореакцией постоянно находятся в световой зоне, но держатся на определенном расстоянии от источника. Это длиннопалые и толстопалые раки, игла-рыба, креветки, бычки, атерина, крабы. Периодически в зону света заходят животные, имеющие слабую или нейтральную фотореакцию. Это сельди, осетровые рыбы, морской судак, тюлени. Отрицательная фотореакция наблюдается у кефалей, кутума и частичковых рыб. Зная радиус светового поля источника, в зависимости от прозрачности воды, и площадь освещенного участка дна, с которого в зону света соберутся представители бентоса, можно путем анализа видеoinформации, взяв пробы специальным пробоотборником и ловушкой, получить качественный и количественный состав животных обитающих в исследуемом районе моря.

Наблюдения на Северо-Каспийском полигоне в районе банки Кулалинская осуществлялись с конца 70-х и до конца 90-х годов специалистами КаспНИРХа, а в период с 2006 по 2010 год специалистами ИО РАН. Исследования проводились в конце вегетационного периода, чтобы учесть в пробах молодь и ювенильные организмы. Для сравнительного анализа и повышения вероятности исследования проводились на 3-х реперных точках. Полученные материалы представлены в таблицах 1 и 2.

**Таблица 1**

Видовой состав и численность гидробионтов в световой зоне лампы накаливания 500 вт на реперных точках наблюдений полигона «Северо-Каспийский» (1980- 2010 гг.)

Видовой и количественный состав гидробионтов в зоне света площадью 180 м <sup>2</sup> (экз.)	Время проведения наблюдений				
	август 1980 г.	сентябрь 1985 г.	август 1990 г.	август 2005 г.	август 2010 г.
Мизиды	1200	1500	1800	9000	7000
Креветки	50	20	40	100	220
Бычки	30	50	45	70	110
Гаммариды	360	450	540	1300	1500

**Таблица 2**

Видовой состав и численность рыб и тюленя, заходящих в световую зону лампы накаливания 500 вт при экспозиции 120 минут на реперных точках наблюдений полигона «Северо-Каспийский» (1980 – 2010 гг.)

Видовой и количественный состав рыб и тюленя в зоне света площадью 180 м <sup>2</sup> (экз.)	Время проведения наблюдений				
	август 1980 г.	сентябрь 1985 г.	август 1990 г.	август 2005 г.	август 2010 г.
Осетровые	19	13	10	2	-
Килька обыкновенная	2500	2300	3100	750	200
Сельди	68	50	79	41	120
Атерина	300	500	1000	120	350
Тюлени	3	1	2	-	-

#### **Полигон «Средне-Каспийский»**

Полигон «Средне-Каспийский» находится в Казахском заливе, в районе мыса Токмак (рис. 7). Поверхность дна в этом районе моря покрыта различными грунтами.

Большую часть полигона занимают мелкопесчаные грунты с примесью ракуши. Вблизи береговой черты многочисленные выходы коренных пород в виде каменистых гряд. Состав фотофильных гидробионтов бентоса широко представлен ракообразными. Среди рыб большей частью встречаются обыкновенная и анчоусовидная кильки, бычки и кефали (рис.8).



**Рис. 7.** Полигон «Средне-Каспийский»



**Рис. 8.** Скопление гидробионтов в зоне света

Собранные за 30 лет материалы подводных исследований в этом районе моря указывают на значительные изменения качественного количественного состава гидробионтов (табл. 3, 4).

**Таблица 3**

Видовой состав и численность гидробионтов в световой зоне лампы накаливания 500 Вт на реперных точках наблюдений полигона «Средне-Каспийский» (1980 – 2010 гг.)

Видовой и количественный состав гидробионтов в световой зоне площадью 350 м <sup>2</sup> (экз.)	Время проведения наблюдений				
	август 1980 г.	сентябрь 1985 г.	август 1990 г.	август 2005 г.	август 2010 г.
Мизиды	750	530	860	6200	4400
Креветки	450	540	680	1380	1240
Гаммариды	150	240	270	1780	1560
Раки длиннопалые	2530	1850	2100	1590	150
Раки толстопалые	-	-	-	55	880

**Таблица 4**

Видовой состав и численность рыб и тюленя, заходящих в световую зону лампы накаливания 500 Вт при экспозиции 120 минут на реперных точках наблюдений полигона «Средне-Каспийский» (1980 – 2010 гг.)

Видовой и количественный состав рыб и тюленя в световой зоне площадью 350 м <sup>2</sup> (экз.)	Время проведения наблюдений				
	август 1980 г.	сентябрь 1985 г.	август 1990 г.	август 2005 г.	август 2010 г.
Осетровые	8	10	9	-	-
Килька обыкновенная	9000	14000	12000	700	100
Килька анчоусовидная	800	1300	2200	150	90
Бычки	25	38	45	68	61
Сельди	2	4	7	-	-
Морской судак	-	-	1	12	17
Атерина	40	60	90	11	14
Тюлени	2	1	2	-	-

Анализ материалов мониторинга показал значительные изменения, произошедшие в биоте Каспийского моря в рассматриваемый период (1980-2010 гг.). На наш взгляд, причиной тому послужил ряд существенных потрясений, пережитых Каспийским морем за последние 30 лет.

Первопричиной, оказавшей в целом глобальное влияние на состояние моря, стали геополитические перемены в Каспийском регионе. Образование новых суверенных государств на берегах Каспия способствовало: расширению его транспортного сообщения с другими морями и, тем самым, проникновению чужеродных организмов; разведке и освоению месторождений углеводородного сырья в районах, где они прежде были запрещены; бесконтрольной и безграмотной эксплуатации биоресурсов.

Социальные проблемы в прикаспийских странах усилили эксплуатацию биоресурсов моря, в т.ч. за счет несанкционированного промысла наиболее ценных осетровых рыб и организации обширного теневого рынка рыбной продукции. Истребление осетровых рыб исключило из пищевой пирамиды водных сообществ очень важное звено, влияющее на биоту в целом. Это, в свою очередь, вызвало перестройку фауны в пользу роста численности ракообразных и бычков, ранее в большом количестве потребляемых осетровыми рыбами (табл. 1-4).

Оказавшись тупиковыми звеньями, ракообразные и донные рыбы в бентосе Северного и Среднего Каспия заняли доминирующие позиции. На фоне вспышки численности бычков на восточном шельфе Среднего Каспия увеличилась популяция морского судака (табл. 4).

Здесь же произошли значительные перемены в видовом составе раков. Более ценный для промысла длиннопалый рак, до 2000 г занимавший доминирующие позиции в прибрежных сообществах, уступил место мелкому и малоценному толстопалому раку, заполонившему весь ареал в казахстанских водах Среднего Каспия.

Следует отметить, что толстопалый рак служит излюбленным кормом белуги и объектом питания осетра на восточном шельфе Каспия. Обитает он на твердых каменистых грунтах. Горизонт массовых скоплений находится на глубине 20-25 м – на пути миграции осетровых рыб. Здесь, под термоклином, температура воды колеблется в пределах от 9 до 14 °С. В настоящее время массовые скопления толстопалого рака обнаружены в нехарактерных для него условиях обитания на мягких песчаных грунтах в тепловодном Казахском заливе. Здесь ранее в большом количестве обитал длиннопалый рак. В период наблюдений 2010 года численность его резко сократилась. Образование популяции толстопалого рака в прибрежных водах Казахского залива свидетельствует об изменениях его биотности, формированию популяции, обитающей в водах, температура которых достигает 26-28°С. По литературным данным верхний предел температуры воды для этого вида ограничен 22°С (Черкашина, 1976).

Другой существенный фактор, оказавший глобальное воздействие на биоту Каспия - гребневик мнemiописис. Впервые этот чужеродный организм был обнаружен сотрудниками КаспНИРХа на востоке Среднего Каспия в 1998 году. С того времени экспансия этого планктонного хищника внесла глубокие изменения в пелагические сообщества, что в итоге привело к огромным потерям запасов пелагических рыб. От гребневика страдают и бентосные сообщества, особенно моллюски, планктонные личинки которых потребляются мнemiописисом.

Геолого-разведочные работы и усиленная эксплуатация морских недр оказывает на биоту техногенное воздействие через акустические, электромагнитные поля, подводное строительство. Кроме того в Среднем и Южном Каспии еще сохранились следы нефтяного загрязнения, сформировавшегося в прошлом столетии ранее при эксплуатации месторождений по старым «грязным» технологиям.

Все эти факторы в комплексе воздействуют на экосистему моря, пластичность которой выражается в изменениях его биоты. Прогноз дальнейших перемен в биоте моря склоняется в сторону увеличения численности рыб бентофагов, чему должна способствовать богатая кормовая база бентоса.

#### **Список использованной литературы**

Черкашина Н.Я. Распределение и биология толстопалого рака в туркменских водах Каспия // Зоологический журнал. 1976. Т. 55. Вып. 4 . С. 602 – 606.

## **ОЦЕНКА ВЫНОСА РЕКАМИ РОССИИ В КАСПИЙСКОЕ МОРЕ БИОГЕННЫХ, ОРГАНИЧЕСКИХ, ПРИОРИТЕТНЫХ ЗАГРЯЗНЯЮЩИХ ВЕЩЕСТВ И МНОГОЛЕТНИЕ ТЕНДЕНЦИИ ЕГО ИЗМЕНЕНИЯ**

**А. Никаноров, М. Смирнов, Л. Коротова, О. Клименко**

Гидрохимический институт, Ростов-на-Дону, Россия

Тел./факс: +7(863) 2224470

[ghi@aanet.ru](mailto:ghi@aanet.ru)

#### **Аннотация**

Дана оценка выноса биогенных, органических, приоритетных загрязняющих веществ реками России в Каспийское море, выявлены тенденции его изменения в период 1981-2008 гг.

## **Введение**

Сток с поверхности суши в моря представляет собой важнейшее звено миграции химических веществ. Наряду с главными ионами, микроэлементами существенными слагаемыми общего выноса химических веществ в моря являются биогенные элементы (БЭ), органические вещества (ОВ), фенолы, нефтепродукты (НФПР), хлорорганические пестициды (ХОП).

На поверхностный сток БЭ и ОВ наряду с почвенно-растительным покровом, сточными водами, атмосферными осадками большое влияние оказывает применение в народном хозяйстве азотных, фосфорных и органических удобрений. По сравнению с 1960-ми в 1970-е гг. внесение удобрений удвоилось, в 1980-е гг. утроилось и в дальнейшем оставалось высоким. Изменения климата активно влияют на сток химических веществ посредством преобразования режима осадков, водности рек, элементов ландшафта.

По данным мониторинга поверхностных вод суши, осуществляемого Росгидрометом (ранее Госкомгидрометом СССР), в Гидрохимическом институте анализировался сток рек России (Волга, Урал, Терек, Кума) в Каспийское море биогенных элементов (аммонийный, нитритный, нитратный азот, минеральный, общий фосфор, кремний), органического вещества, приоритетных загрязняющих веществ (фенолы, нефтепродукты, пестициды).

Рассматриваемый период времени 1981-2008 гг. был разбит на пятилетки (1981-1985, 1986-1990, 1991-1995, 1996-2000, 2001-2005, 2006-2008 гг.) с целью выявления тенденций изменения стока. Используемая в работе методика расчета стока химических веществ и его антропогенной составляющей изложена в работах О.А. Алекина, В.И. Пелешенко, М.П. Максимовой, рекомендациях Гидрохимического института.

## **Основная часть**

В поверхностном стоке с территории России в Каспийское море главную роль играет р. Волга, которая выносит 94-96 % водного стока, 80-88 % минерального азота, 80-96 % минерального фосфора, 85-92 % кремния, 93-96 % ОВ, фенолов, НФПР, ХОП.

Поступление минерального азота в Каспийское море со стоком р. Волги в 1981-1985 гг. составило 131,0 тыс. тон в год и в последующие годы снижалось, причем наименьшее его значение, равное 45,6 тыс. тонн было зарегистрировано в 1996-2000 гг. (табл. 1).

В реках бассейна Каспийского моря, так же как Балтийского, Черного и Азовского морей, сток нитратного азота многократно больше, чем аммонийного. Вынос нитратного азота р. Волгой в 2-3 раза выше его выноса реками Обь, Енисей, Лена, Амур, Нева. По выносу окисленных форм азота р. Волга неизменно занимает первое место в стране. Высокий сток окисленных соединений азота и других БЭ является следствием огромного антропогенного влияния на бассейн р. Волги, экосистема которой трансформировалась из природной в природно-техногенную.

Антропогенная составляющая стока нитратного азота российскими реками варьировала в пределах 3-25 тыс. т или 75-90 % от суммарного выноса. По длине р. Волги она изменялась от 20 до 80 %. В 2000-е гг. по сравнению с 1980-ми гг. в связи с экономическим спадом сток соединений минерального азота с речными водами в море снизился в полтора раза.

Поступление минерального фосфора в Каспийское море со стоком р. Волги в 1981-1985 гг. составило 6,7 тыс. тон в год и в последующие годы повышалось, причем наибольшее его значение, равное 13,9 тыс. тонн было зарегистрировано в 1996-2000 гг.

**Таблица 1**  
**Многолетний вынос органических, биогенных и приоритетных загрязняющих веществ (тыс. т) реками России в Каспийское море**

Река	Пункт	Период наблюдений	Водный сток, км <sup>3</sup>	Азот минеральный	Фосфор минеральный	Кремний	Органические вещества	Фенолы	Нефтепродукты	Σ ХОП, т
<b>Терек</b>	ст-ца Каргалинская	1981–1985	6.35	11.4	0.542	42.7	130	0.025	2.04	0.323
		1986–1990	8.24	12.2	0.784	42.7	150	0.013	3.08	0.081
		1991–1995	8.31	30.4	1.17	117	179	0.022	6.08	0.392
		1996–2000	7.03	29.2	0.422	61.3	122	0.019	2.81	0.015
		2001–2005	8.37	11.3	0.063	39.8	100	0.025	3.40	0
		2006–2008	7.40	8.54	0.062	51.6	69.5	0.038	1.12	0
<b>Кума</b>	с. Владимировка	1981–1985	0.274	0.718	0.027	2.86	4.89	0.002	0.104	0.0062
		1986–1990	0.320	0.623	0.027	4.38	9.75	0.001	0.081	0.0072
		1991–1995	0.527	0.694	0.023	2.09	20.5	0.0002	0.482	0.014
		1996–2000	0.457	0.192	0.019	1.74	14.4	0.0001	0.263	0.0005
		2001–2005	0.571	0.182	0.026	2.10	15.1	0.00012	0.033	0
		2006–2008	0.328	0.733	0.011	1.33	9.06	0.00003	0.006	0
<b>Волга</b>	с. Верхнее Лебяжье	1981–1985	248	131	6.70	769	3180	0.564	81.4	11.6
		1986–1990	264	125	3.48	551	3360	0.716	111	8.443
		1991–1995	284	124	7.15	736	3930	0.918	77.5	0.747
		1996–2000	242	45.6	13.9	567	4330	1.26	52.0	1.043
		2001–2005	261	76.8	7.93	491	4840	0.737	25.0	0.267
		2006–2008	236	68.1	10.8	697	5790	0.348	13.5	0.226

По стоку соединений фосфора р. Волга уступала только р. Оби, превосходя реки Енисей, Лена, Амур, Нева. Техногенная слагаемая стока минерального фосфора р. Волги колебалась в пределах 1.04-9.02 тыс. тонн, р. Терека – в пределах 0.277-0.938 тыс. т, или в интервале 16–65 и 66–83 % от общего стока минерального фосфора. По течению р. Волги антропогенная часть стока соединений фосфора составляла от 30 до 50-80 % общего выноса. В 2000-е гг. относительно 1980-х гг. вынос минерального фосфора р. Волгой увеличился в 1,5-2 раза, а другими реками снизился.

Поступление растворенного кремния в Каспийское море со стоком р. Волги в 1981-1985 гг. составило 769 тыс. тон в год и в последующие годы снижалось, но неравномерно; наименьшее его значение, равное 491 тыс. тонн, было зарегистрировано в 2001-2005 гг.

По выносу кремния р. Волга многократно уступала крупнейшим рекам страны. Сток кремния в море по сравнению со стоком азота и фосфора относительно стабилен, что характерно для большинства рек. Сравнительно малая изменчивость концентрации и стока позволяет использовать кремний в качестве репера при оценке антропогенного влияния на гидрохимический режим.

Поступление растворенных органических веществ в Каспийское море со стоком р. Волги в 1981-1985 гг. составило 3,18 млн. тонн в последующие годы постепенно повышалось, наибольшее его значение, равное 5,79 млн. тонн было зарегистрировано в 2006-2008 гг.

Антропогенная компонента составила 28-40 % общего выноса. Наиболее напряженной по стоку ОВ является Средняя Волга, где антропогенный вклад максимален. На Верхней Волге 60 % годового стока ОВ приходится на половодье, на Средней и Нижней Волге, зарегулированной водохранилищами, 60-70 % годового стока ОВ приходится на летнюю и зимнюю межень. В начале нового столетия по сравнению с 80-ми годами прошлого века вынос ОВ реками Волга и Кума увеличился, р. Терек снизился в полтора раза.

По многолетним данным соотношение ОВ/БЭ составляли 1-2 в р. Терек, 3-7 в реках Волга и Кума. Самые низкие отношения ОВ/БЭ наблюдались в реках с горными водосборами, где кремний выносится в большом, а ОВ, напротив, в малом количестве. На равнинах, в особенности с таежно-лесными и болотными водосборами с интенсивной миграцией гумусовых веществ, соотношения ОВ/БЭ наиболее высокие.

Структура речного стока растворенных веществ в Каспийское, Балтийское, Черное, Азовское моря, аналогична, потому что сходны природно-экономические условия их бассейнов. Это регион высокого стока окисленных соединений азота, небольшого выноса неокисленных форм азота, кремния. В отличие от бассейнов арктических и тихоокеанских морей в Каспийском регионе сток окисленных соединений азота резко преобладает по сравнению с неокисленными формами. Бассейны Каспийского, Балтийского, Черного, Азовского морей находятся под воздействием самого мощного в стране техногенного давления, поэтому характеризуются максимальным стоком нитратного и нитритного азота, минерального и общего фосфора преимущественно антропогенного происхождения.

Поступление фенолов в Каспийское море со стоком р. Волги в 1981-1985 гг. составило 0,564 тыс. тонн, в последующие годы возросло до максимума, составившего 1,26 тыс. тонн и зарегистрированного в 1996-2000 гг., а затем вновь снизилось до минимума, составившего 0,348 тыс. тонн. Наибольший вынос фенолов р. Терек, равный 0,038 тыс. тонн, зарегистрирован в 2006-2008 гг. Наибольший вынос фенолов р. Кума, равный 0,002 тыс. тонн, наблюдался в 1981-1985 гг.

Поступление нефтепродуктов в Каспийское море со стоком р. Волги в 1981-1985 гг. составило 81,4 тыс. тонн, в 1986-1990 возросло до максимума, составившего 111,0 тыс. тонн, и в последующие годы быстро снижалось. Минимум, составивший 13,5 тыс. тонн, был зафиксирован в 2006-2008 гг. Наибольший вынос нефтепродуктов р. Терек,

равный 6,08 тыс. тонн, зарегистрирован в 1991-1995 гг. Наибольший вынос нефтепродуктов р. Кума, равный 0,482 тыс. тонн, наблюдался в 1991-1995 гг.

Поступление хлорорганических пестицидов в Каспийское море со стоком р. Волги в 1981-1985 гг. составило 11,6 тонн, в 1986-1990 гг. 8,44 тонн, а в последующие годы снизилось практически на порядок. Минимум, составивший 0,226. тонн, был зафиксирован в 2006-2008 гг. Наибольший вынос ХОП р. Терек, равный 0,392. тонн, был зарегистрирован в 1991-1995 гг. Наибольший вынос ХОП р. Кума, равный 0,014 тонн, также наблюдался в 1991-1995 гг.

В суммарном выносе ХОП р. Волгой в 1981–2000 гг. превалировал ДДТ, в 2001–2008 гг. – ГХЦГ. Значительные величины стока ДДТ р. Волгой в 1981–1990 гг. обусловлено внесением большого количества этого пестицида на водосборе в предшествующие периоды. Так, несмотря на запрет его применения с 1970 г. в 1975–1980 гг. в сельском и лесном хозяйстве было использовано около 850 т ДДТ в действующем веществе. В 1991–1995 гг. в выносе ХОП р. Терек преобладали изомеры  $\alpha$ - и  $\gamma$ -ГХЦГ в результате аварийной утечки ГХЦГ в 1993 г. с растворного узла в районе г. Моздок.

В целом в начале нового столетия по сравнению с 80-ми годами прошлого века поступление приоритетных загрязняющих веществ в Каспий со стоком р. Волга снизился. В наибольшей степени уменьшился вынос ХОП, что объясняется прекращением их применения в стране.

### **Выводы**

В рассматриваемый период времени (1981-2008 гг.) среднегодовой сток химических веществ в Каспийское море с территории России составил: а) минерального азота – 115,3 тыс. тонн; б) минерального фосфора – 8,71 тыс. тонн; в) растворенного кремния – 693тыс. тонн; г) органических веществ – 4269 тыс.тонн; д) фенолов – 0,814 тыс. тонн; е) нефтепродуктов – 66,8 тыс. тонн; хлорорганических пестицидов – 4,12 тонн.

На рубеже столетий уменьшился вынос в Каспий с территории России минерального азота, нефтепродуктов и пестицидов, увеличился вынос минерального фосфора и органических веществ. Во флуктуациях выноса кремния и фенолов не выявлено достоверного положительного или отрицательного тренда. Изменения химического стока в этот период были обусловлены как природными, так и антропогенными факторами.

Особо следует отметить уменьшение выноса нефтепродуктов более, чем в 5 раз, и хлорорганических пестицидов более, чем в 10 раз, которое является результатом реализации природоохранных мероприятий бассейнах российских рек, впадающих в Каспий.

## **СТОК РЕКИ ВОСТОЧНЫЙ МАНЫЧ В XXI СТОЛЕТИИ В СВЯЗИ С ОЖИДАЕМЫМ ИЗМЕНЕНИЕМ КЛИМАТА**

**Базелюк А.А., Лурье П.М.**

Северо-Кавказское управление по гидрометеорологии, Ростов-на-Дону, Россия

Тел.: +7 863-251-0901

[sk-ugms@yugmeteo.donpac.ru](mailto:sk-ugms@yugmeteo.donpac.ru)

### **Аннотация**

В последние десятилетия на Земле, в том числе и в бассейне Каспийского моря, отмечается устойчивое изменение климатических условий, в результате которого происходит увеличение температуры воздуха и атмосферных осадков. В бассейне Восточного Маныча одновременно происходит увеличение стока воды и перераспределение его в течение года.

Подобный процесс будет продолжаться как минимум до середины XXI ст. Естественный сток реки в связи с этим может возрасти на 16%, одновременно произойдет изменение продолжительности ледовых явлений, температуры воды и твердого стока.

### **Введение**

Бассейн реки Восточный Маныч занимает восточную часть Кумо-Манычской впадины и Ставропольской возвышенности, протянувшись от долины р. Калаус на западе и почти до Каспийского моря на востоке. Абсолютные отметки Кумо-Манычской впадины изменяются от 26 м на водоразделе Западного и Восточного Маныча до минус 5 м в устье р. Восточный Маныч. Истоки притоков находятся на Ставропольской возвышенности на высотах около 600 м (Панов, Базелюк, Лурье, 2009).

В XVI-XVII ст. р. Восточный Маныч впадала в Каспийское море. В настоящее время река теряется в прикаспийских песках. В то же время во второй половине XX ст. был построен Чограйский канал, по которому вода Восточного Маныча поступает в р. Кума и далее в Каспийское море. По нижнему течению р. Кума, Чограйскому каналу, Восточному Манычу и Чограйскому водохранилищу проходит одна из проектных трасс канала «Евразия», который соединит Каспийское и Азовское моря.

В истории гидрологических исследований рассматриваемого бассейна можно выделить три периода: 1) до 1920 г., 2) 1920-1940 гг. и 3) после 1945 г. Первый период характеризуется рекогносцировочными исследованиями этой малонаселённой в то время территории и связан с именами таких исследователей, как П.С. Паллас, И.А. Гильденштедт, К.М. Бэр, Н.Я. Данилевский и др., установивших основные черты гидрографии бассейна реки. С 1920 по 1940 гг. осуществлены широкие исследования по изучению гидрологического режима реки с целью строительства судоходного канала Дон – Каспийское море, обводнения и орошения земель региона. Одновременно в 1930 г. начато строительство канала. В третий период (после 1945 г.) осуществлялись работы по изменению водного режима и водного баланса реки с целью обводнения и орошения земель Кумо-Манычской впадины и примыкающих к ней с севера и юга территорий Ставропольского края, Калмыкии и Ростовской области. В этот период построены мощные каналы по переброске воды во впадину из бассейнов рек Терек, Кума и Кубань, построено Чограйское водохранилище.

### **Изменение климатических условий**

Климат бассейна умеренно-континентальный, с количеством атмосферных осадков от 217 до 435 мм и со сравнительно высокой температурой воздуха в тёплый период и соответственно большим испарением.

Анализ климатических рядов методом линейного тренда по температуре воздуха, атмосферным осадкам и снежному покрову за 1971-2007 гг. по метеостанциям Ставрополь, Дивное, Арзгир и Артезиан показал, что в бассейне Восточного Маныча произошло их изменение с положительным трендом для температуры воздуха и атмосферных осадков (табл. 1) и отрицательным для числа дней со снежным покровом.

Тренд средней температуры воздуха для всего года и по сезонам года положительный и изменяется в течение года от 0,0094 °С/год летом до 0,0735 °С/год зимой, при этом температура воздуха за 1971-2007 гг. изменилась следующим образом:

- средняя годовая температура воздуха за рассматриваемый период повысилась на 0,7-0,9 °С;
- зимняя температура воздуха повысилась на 2,7 °С;
- летняя температура в истоках повысилась на 0,8 °С, в то время как в средней и нижней части бассейна р. Восточный Маныч – на 0,2-0,5 °С;
- весной и осенью температура воздуха повысилась на 0,4-0,7 °С, причём наиболее значительно весной, когда она возросла в Дивном на 0,6 °С, Арзгире – 0,3 °С и в Артезиане на 1,0 °С.

Таблица 1

Линейные тренды температуры воздуха и атмосферных осадков в бассейне  
р. Восточный Маныч за 1971-2007 гг.

Показатели	Зима	Весна	Лето	Осень	Год
<b>Температура воздуха, °С/ год</b>					
Средние	0,0735	0,0111	0,0094	0,0202	0,0293
Наибольшие	0,0760	0,0137	0,0221	0,0272	0,0328
Наименьшие	0,0517	0,0066	0,0043	0,0126	0,0238
<b>Атмосферные осадки, мм/год</b>					
Средние	0,0904	0,6519	0,7067	0,5893	2,0382
Наибольшие	0,1126	0,6751	0,7585	0,9838	2,3582
Наименьшие	-0,2524	0,6471	0,6549	0,1947	1,5485

Тренд атмосферных осадков за 1971-2007 гг. также положительный как за год, так и по сезонам года и изменялся от 0,0904 мм/год зимой до 0,7067 мм/год летом (табл. 1). При этом количество осадков изменилось следующим образом:

- произошло увеличение среднего годового количества атмосферных осадков на 75 мм, причём наиболее значительно в верховьях и средней части бассейна;
- в зимний период увеличение количества атмосферных осадков отмечается в средней и нижней частях бассейна (Артезиан - 4 мм, Арзгир - 3 мм), а в верхней части их было меньше нормы на 5-9 мм (Дивное, Ставрополь);
- весной и осенью количество атмосферных осадков возросло на 2-24мм;
- летом отмечено увеличение количества атмосферных осадков на 26 мм.

В 1970/71-2006/2007 гг. линейный тренд числа дней со снежным покровом отрицательный - 0,2552 дней/год, что составило сокращение числа дней со снежным покровом за этот период на 9 дней.

По бассейну число дней со снежным покровом наиболее значительно сократилось на Ставропольской возвышенности (18 дней) и в нижней части бассейна (11 дней), а наименее – в средней части (2 дня).

Одновременно с повышением температуры воздуха, увеличением количества осадков и уменьшением числа дней со снежным покровом происходит изменение и других элементов климата. Так, число дней с атмосферными осадками в целом сократилось. Вместе с тем, возросло число дней с осадками более 15 мм. Повсеместно уменьшились толщина снежного покрова и запасы воды в нем. Изменение этих элементов климата привело к изменению жидкого стока, причем как к возрастанию общего стока воды и сокращению доли снегового питания, так и особенно к увеличению повторяемости дождевых паводков, связанных с ливневыми осадками.

### **Изменение гидрографии бассейна и речного стока**

Гидрографическая сеть в бассейне реки Восточный Маныч развита относительно слабо. Густота речной сети на большей части территории составляет 0,2-0,3 км/км<sup>2</sup>. До 1932 г. гидрографическая сеть была практически естественной, и водные объекты были представлены реками, озёрами и незначительным числом прудов.

К середине 50-х годов XX ст. гидрографическая сеть бассейна была существенно изменена как за счёт строительства водохранилищ и прудов по долинам рек, так и проведения многочисленных каналов. В результате этого был затоплен ряд озёр (лиманов). Сток р. Калаус с 1970 г. после строительства в её устье плотины происходит теперь только в р. Западный Маныч (Панов, Базелюк, Лурье, 2009).

До 1973 г. Восточный Маныч и его притоки в маловодные годы и даже в годы со средней водностью в отдельные месяцы пересыхали и реки превращались в цепочку не

соединённых между собой плёсов. Вода в реках была сильно минерализована и опреснялась только в период весеннего половодья.

В XIX-XX ст. р. Восточный Маныч уже не доходила до Каспийского моря, а впадала в озеро Хар-Эрг. В то же время рассмотрение современных топографических карт и космических снимков позволяет считать, что Восточный Маныч, обводненный после 1973 г., впадает в озеро Кек-Усн, расположенное в 47 км к востоку от озера Хар-Эрг.

В бассейне реки отмечается довольно значительное число озёр различных морфологических типов: пойменные, лиманные и водораздельно-западинные, или степные. За последнее столетие озёра весьма значительно изменились и только в 1930-1995 гг. их число уменьшилось на 51, а их площадь на 1,40 км<sup>2</sup>. Изменение озёр происходит как под влиянием геоморфологических процессов, так и в результате антропогенной деятельности. При этом последний фактор является преобладающим. В результате этого часть озёр была затоплена при создании водохранилищ, некоторые исчезли вследствие распаханности земель и в то же время появились новые озёра в районе магистральных каналов, образовавшиеся в результате сбросов воды из каналов в различные естественные понижения. Особенно много таких озёр образовалось в районе Кумо-Манычского и Черноземельского каналов.

В связи с перестройкой гидрографической сети в настоящее время основными водными объектами в бассейне можно считать водохранилища и пруды, которые играют основную роль в водохозяйственном балансе региона. Всего в бассейне имеется 3 водохранилища общей площадью 184 км<sup>2</sup> и полным объёмом 665 млн. м<sup>3</sup>. Основное назначение водохранилищ – орошение, обводнение, водоснабжение и рыбное хозяйство.

Особенностью гидрографической сети является густая сеть каналов, распределителей, дрен и коллекторов. Большая часть из них создана с целью орошения и обводнения засушливых степных районов. Наиболее значительными каналами по объёму проходящей по ним воды являются Кумо-Манычский и Черноземельский.

Гидрологический режим рек определяется расположением их в семиаридной и аридной зонах, где отмечается значительный дефицит воды. Поэтому, чтобы обеспечить потребности населения и отраслей экономики, особенно сельского хозяйства, в воде, на сток реки уже длительное время оказывается антропогенное воздействие путём строительства в русле водохранилищ и прудов, переброски по каналам воды из бассейнов рек Терек, Кума и Кубань. Как следствие, современный сток рек в бассейне весьма значительно отличается от естественного.

В Восточный Маныч поступает вода из рек Терек, Кума и Кубань по Кумо-Манычскому каналу. Сток малых рек, протекающих в районе населённых пунктов, изменён из-за сброса в них канализационных и промышленных вод. На преобладающем числе небольших рек и балок построены многочисленные пруды и небольшие водохранилища. В результате этого в их бассейнах произошло не только перераспределение стока в течение года, но и сократился общий сток из-за потерь воды на испарение в летний период на водохранилищах и прудах.

Антропогенное влияние привело к уменьшению среднегодового стока к 1970 г. в шесть раз в связи с отчленением р. Калаус. После заполнения в 1973 г. Чограйского водохранилища сток реки ниже Чограйского водохранилища увеличился в семь раз. Естественный сток р. Восточный Маныч на 2007 г. от фактического составил 14%, а антропогенный за счет сброса в реку воды из Терека, Кумы и Кубани – 86%. Одновременно произошло изменение и внутригодового распределения стока: он стал более равномерным в течение года, сократилась его доля в весенний период и увеличилась в летний и осенний.

Переброска стока из бассейнов соседних рек весьма существенно сказалась и на стоке наносов. Повсеместно он увеличился. Также произошло изменение

внутригодового распределения стока наносов. Он сократился в весенний период и увеличился в летний, когда стал наибольшим. Увеличение стока реки и перераспределение его в течение года оказало влияние на температуру воды – она несколько повысилась, а также на ледовый режим. Появление ледовых явлений стало отмечаться позже, а окончание – раньше. В целом период с ледовыми явлениями несколько сократился. Одновременно заметно сократилось число дней с промерзанием и пересыханием, что связано с увеличением водности рек (Панов, Базелюк, Лурье, 2009).

Ледовые явления на водохранилищах отмечаются ежегодно. Начало их приходится на начало декабря, а окончание на вторую половину марта. Продолжительность ледостава 80-90 дней, а периода с ледовыми явлениями 100-110 дней. Средняя толщина льда на водохранилищах небольшая и наибольших величин 30-50 см достигает в конце февраля.

### **Заключение**

Естественный водный баланс бассейна формируется в условиях отчетливо выраженного недостатка увлажнения при высокой температуре воздуха. В естественных условиях до начала изменения климатических условий атмосферные осадки в бассейне составляли 397 мм, полный поверхностный сток - 4,8 мм, суммарное испарение – 392 мм. В связи с изменением климатических условий произошло изменение естественного речного стока и его внутригодового распределения, а также других гидрологических характеристик (ледовый и температурный режим, сток наносов и др.). За 1971-2007 гг. в связи с возрастанием атмосферных осадков увеличился полный сток, а повышение температуры воздуха привело к увеличению суммарного испарения (табл. 2).

В связи с тем, что сток реки определяется прежде всего климатическими условиями, представляет большой интерес определить хотя бы в первом приближении как изменится сток и водный баланс р. Восточный Маныч к середине XXI ст. По ряду климатических сценариев (GFDL, CCC, палеоклиматический и трендовый) нами осуществлена оценка возможного изменения температуры воздуха и атмосферных осадков в 2007-2050 гг.

Наблюдающееся изменение климата будет продолжаться как минимум до середины XXI ст., а по расчетам многих ученых до конца столетия (Водные ресурсы, 2008; Изменение климата, 2001). По расчётам средняя годовая температура воздуха к 2050 г. может увеличиться на 1,3 °С, годовое количество атмосферных осадков на 7,8 % и испарение на 7,7%. Соответственно произойдёт увеличение естественного поверхностного стока на 0,8, или на 14%, а естественного полного стока на 0,9 мм, или на 16% (табл.2).

**Таблица 2**

Естественный водный баланс р. Восточный Маныч на 1970, 2007 и 2050 гг.

Годы	Осадки	Слой стока, мм			Суммарное испарение, мм
		полный сток	поверхностный сток	подземный сток	
1970	397	4,8	4,7	0,1	392
2007	434	5,7	5,6	0,1	428
2050	468	6,6	6,4	0,2	461

Однако такое увеличение естественного речного стока не позволит по-прежнему решать проблемы водообеспечения как в пределах бассейна, так и вне его без дополнительного стока. Общий сток р. Восточный Маныч к 2050 г., как и в настоящее

время, будет определяться объемом воды, подаваемой в бассейн по Кумо-Манычскому каналу как минимум на уровне 1985-1990 гг. равным 615 млн. м<sup>3</sup>, или 29 мм. Значительная часть этой воды уходит по Черноземельскому каналу в Калмыкию (353 млн. м<sup>3</sup>) и только 135 млн. м<sup>3</sup> сбрасывается из Чограйского водохранилища в р. Восточный Маныч. Поэтому водный баланс бассейна реки, как и в последние 40 лет, в значительной мере будет определяться подачей воды по Кумо-Манычскому каналу из бассейнов Терека, Кумы и Кубани.

#### **Список использованной литературы**

Водные ресурсы России и их использование. СПб.: ГГИ, 2008. 470 с.  
Изменение климата. Обобщенный доклад. Оценка МЭГИК. ВМО, ЮНЕП, 2001. 526 с.  
Панов В.Д., Базелюк А.А., Лурье П.М. Реки Западный и Восточный Маныч. Гидрография и речной сток. Ростов-на-Дону: Донской издательский дом, 2009. 431 с.

## **LIKELY IMPACTS OF CLIMATE CHANGE ON HYDROLOGICAL REGIME OF THE ATRAK RIVER BASIN, NORTH KHORASAN, IRAN**

**Vahedberdi Sheikh**

Gorgan University of Agricultural Sciences and Natural Resources

Tel: + 98 171 2245965 Fax: + 98 171 2245886

[v.sheikh@yahoo.com](mailto:v.sheikh@yahoo.com)

#### **Abstract**

This paper investigates trends in hydrological and climate variables and compares their magnitude and direction within the Atrak River basin northeast of Iran. Overall, 11 hydrometeorological stations were chosen and trends in 14 variables including mean discharge, peak discharge, annual precipitation, maximum daily precipitation, number of rainy days, mean temperature, absolute minimum temperature, absolute maximum temperature, average minimum temperature, average maximum temperature, diurnal temperature range, relative humidity, pan evaporation, and reference evapotranspiration were analyzed. The non-parametric test of Mann-Kendall has been used. The results indicate that annual mean discharge in the Atrak River basin is significantly decreasing but annual peak discharge is increasing slightly. There is no evidence of significant increasing or decreasing trend in annual and maximum daily precipitation. Investigation on temperature variables shows dominant increasing trends significant at 95% confidence level across almost all stations. The relative humidity is decreasing significantly within the Atrak River basin. Observed time series of pan evaporation and calculated time series of reference evapotranspiration indicate an upward trend of evaporative power of atmosphere above the study area. Generally speaking, although the decreasing trends in hydrological regime is in agreement with the Intergovernmental Climate Change periodic reports but it can't be explained merely by variations in precipitation regime. However the consistent and significant trends of temperature and evapotranspiration rate explain the decreasing trends of streamflows.

#### **Introduction**

The Fourth Assessment Report (FAR) by the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) has predicted that most regions of the Earth will experience a significant increases (i.e. >1.8 °C) in the mean annual temperature by the end of the present century mainly due to the anthropogenic greenhouse gas concentrations (IPCC, 2007). Furthermore, comparing the results of long term trend analyses reported in the consecutive Assessment Reports by the IPCC including the Second Assessment Report (SAR) in 1996 (1 to 3.5 °C), Third Assessment Report (TAR) in 2001 (1.4 to 5.8 °C), and Fourth Assessment Report (FAR) in 2007 (1.1 to 6.4 °C) indicate that the warming trend of the Earth is even getting intensified. For instance, the linear trend of 0.74 °C for 1906 to 2005 given in FAR is larger than 0.6 °C for 1901 to 2000 reported in TAR. Increase in global mean temperature is

expected to accelerate the global hydrologic cycle (Ohmura and Wild, 2002). Long term observations of precipitation and rivers discharge over many areas indicated that intensification of global hydrological cycle has resulted in a general increase of precipitation and consequently river discharge in latitudes above 45° and within 5° of the equator but drying of areas located between latitudes of 5° to 40°. For example, eastern parts of North and South America, northern Europe and northern and central Asia are significantly getting wetter. But the Sahel, the Mediterranean, southern Africa and parts of southern Asia are generally becoming dryer (IPCC, 2007). It should be noted that these are general results over very large scales. However, precipitation and streamflow are highly variable spatially and temporally and the effect of the hydrological cycle intensification will be varied in different regions and locations, specially, streamflow which integrates the influence of atmospheric variables, land surface and subsurface properties (such as vegetation, drainage density, soil cover, geology, etc.) of a watershed (Birsan, et al., 2005). For this reason many regional and/or national trend studies to investigate the likely impacts of climate change on streamflow have been carried out in the world (Lettenmaier et al., 1994; Burn and Hag Elnur, 2002; Middelkoop et al., 2001; Kundzewicz 2008). Results of these studies indicated that there are great diversity in the direction and magnitude of the local and regional estimates of climate and hydrological trends. Most of these studies attempted to link the effects of climate change on streamflow based solely on long term records of discharge and climate variables, particularly precipitation (Gardner, 2009).

However due to variety of factors influencing the precipitation-runoff transformation process, the interpretations of observed trends in streamflow based merely on precipitation data will obviously be inaccurate. The impact of intrinsic watershed properties may amplify or dampen the influence of climate variables on streamflow trend (Molnar and Ramirez, 2001). Furthermore, some properties, such as land use, forest cover, urbanized area, etc., may change over time, resulting in changes in streamflow.

This study attempts to detect any trends in the long term observed data of various climate variables and streamflow data in the Atrak River basin in northeast of Iran.

### **Study area description**

This study has been carried within the Atrak River basin in northeast of Iran. The Atrak River basin locates between eastern longitude of 54° to 59° 04' and northern latitudes of 38° 17' to 38° 57' and its elevation ranges from -22 m a.s.l at the Caspian sea shore to 2903 m a.s.l. at the highest point in the most eastern parts of the basin. From physiographic point of view, the Atrak river basin has two distinct sections: mountains (77%) and flat plains (23%). The precipitation pattern varies depending on the physiographic condition. In higher mountains it occurs mostly as snow in autumn and winter and as rainfall in other seasons. In plains it mostly occurs as rainfall except in winter seasons which falls as snow. This precipitation pattern influences the hydrologic behavior of the river basin which fluctuates seasonally.

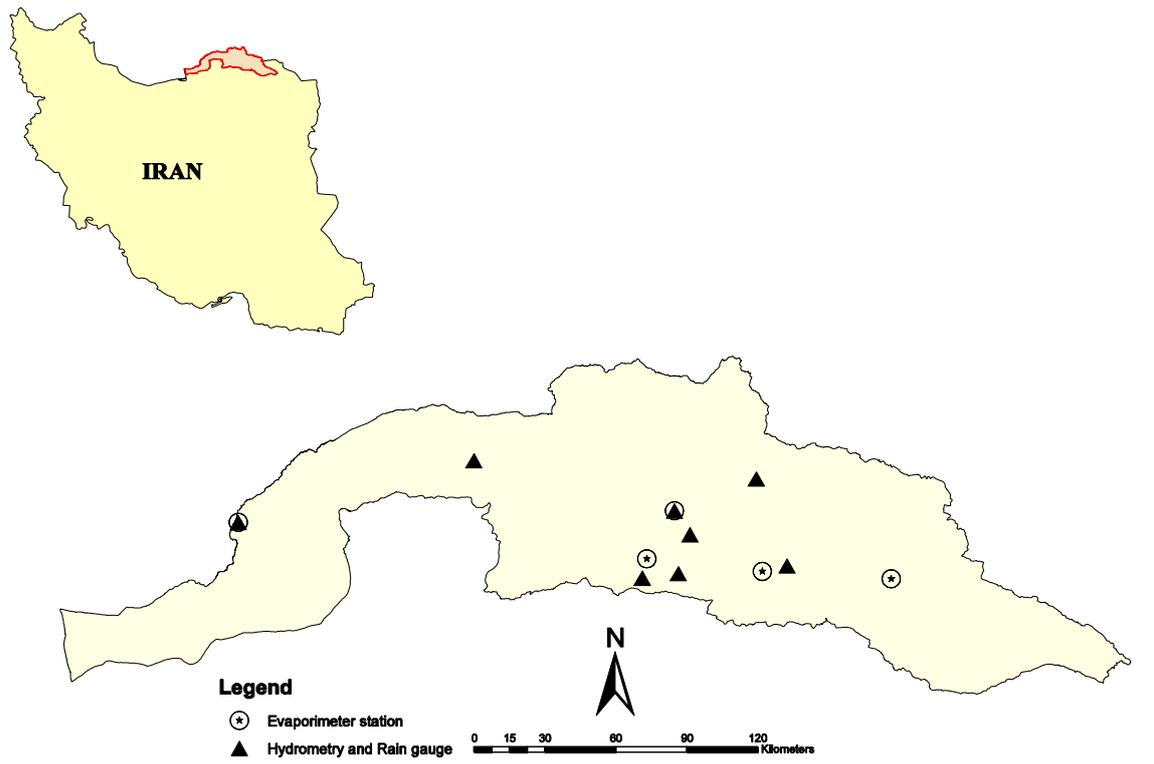
The Atrak River is one of the longest rivers of Iran with a total length of about 520 km and drainage area of approximately 25627 km<sup>2</sup> inside the country as well as small area within the Turkmenistan territory. Due to the physiographic condition the mean annual precipitation increases from less than 200 mm near the outlet to more than 500 mm in the high mountains in the most eastern parts. Flash floods and seasonal flows are common hydrologic characteristics of the Atrak River and its tributaries.

Floods and droughts are two frequently occurring natural hazards within the Atrak River basin where shortage and inappropriate spatial and temporal distribution of water resources is an inherent issue. Unfortunately, local documentations and reports indicate an increasing trend in the frequency and severity of floods and droughts and the damages induced by them. Many believe that these increasing trends are most likely related to the global climate change impacts. Therefore, in this study changes in climate and hydrological

variables of the Atrak River basin were analyzed and compared to understand their relationship.

### Data

Data subject to trend analysis in this study are observed or calculated meteorological and hydrological annual variables (in total 14 variables) measured at 11 hydroclimatological stations prepared by the Surface Water Bureau of the North Khorasan Regional Water Company and the Surface Water Bureau of the Golestan Regional Water Company both affiliated to the Ministry of Energy of Iran. Figure 1 shows the location of study area and measurement stations.



**Fig. 1.** Location of the study area and hydroclimatological stations

Period of data analysis was from 1971 to 2007. Meteorological variables include annual precipitation (P), maximum 24 hour precipitation (P24), number of rainy days (NRD), mean temperature (T), absolute maximum temperature (ATmax), average maximum temperature (Tmax), absolute minimum temperature (ATmin), average minimum temperature (Tmin), diurnal temperature range (DTR), relative humidity (Rh), pan evaporation (Epan), reference evapotranspiration (ETo). The hydrological variables were annual mean discharge (Qm) and peak discharge (Qp). Evaporation and temperature were recorded in 5 stations (Aghmazar, Barabar ghalea, Resalat, Seyekab, and Torshakli), discharge variables in 8 stations (Aghmazar, Baba aman, Darband, Darkesh, Ghatlish, Maraveh tappeh, Shirabad, and Torshakli), and precipitation was recorded at all stations.

### Analysis

Long term trends of each variable were determined using the non-parametric test of Mann-Kendall. The rank-based Mann-Kendall method is a commonly used method to detect and assess the significance of monotonic trends in hydroclimatological time series (Burn and Hag Elnur, 2002). This test has advantage of not assuming any distribution form for the data is especially suitable for non-normally distributed data, censored data, data containing outliers, and nonlinear trends (Molnar and Ramirez, 2001). According to Mann (1945), the

null hypothesis  $H_0$  states that the deseasonalized data ( $x_1, x_2, \dots, x_n$ ) are a sample of  $n$  independent and identically distributed random variables (Yu et al., 1993). The alternative hypothesis  $H_1$  of a two-sided test is that the distribution of  $x_i$  and  $x_j$  are not identical for all  $i, j \leq n$  with  $i \neq j$ . Therefore, in order to apply the Mann-Kendall test, data of time series should be independent. The results of autocorrelation function analysis (ACF) indicated that for most of the stations, the serial correlations of time series of the variables of interest are either non-significant at 95% confidence level or relatively small which have been ignored in this study.

Reference evapotranspiration (ET<sub>o</sub>) is not directly observed. There are a few methods with different levels of complexity and data requirement to calculate it. In this research the Hargreaves and Samani method was used to calculate ET<sub>o</sub> as follow (Hargreaves and Samani, 1985).

$$DTR = T_{\max} - T_{\min}$$

$$ET_o = 0.0023 Ra(T + 17.8)\sqrt{DTR}$$

$$Ra = 37.6Dr(Ws \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \sin Ws)$$

$$Ws = \arccos(-\tan \phi \tan \delta)$$

$$Dr = 1 + 0.033 \cos(0.0172J)$$

$$\delta = 0.409 \sin(0.0172J - 1.39)$$

$$J = \text{int}(30.5M - 14.6)$$

Where  $Ra$  is extraterrestrial solar radiation ( $\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$ ),  $Dr$  is relative distance of Earth to Sun in astronomical unit (AU),  $\delta$  is solar declination in radians,  $\phi$  is latitude in radians,  $Ws$  is hour angle in radians,  $M$  is the month number (1 to 12), and  $J$  is julian day number (1 to 365).

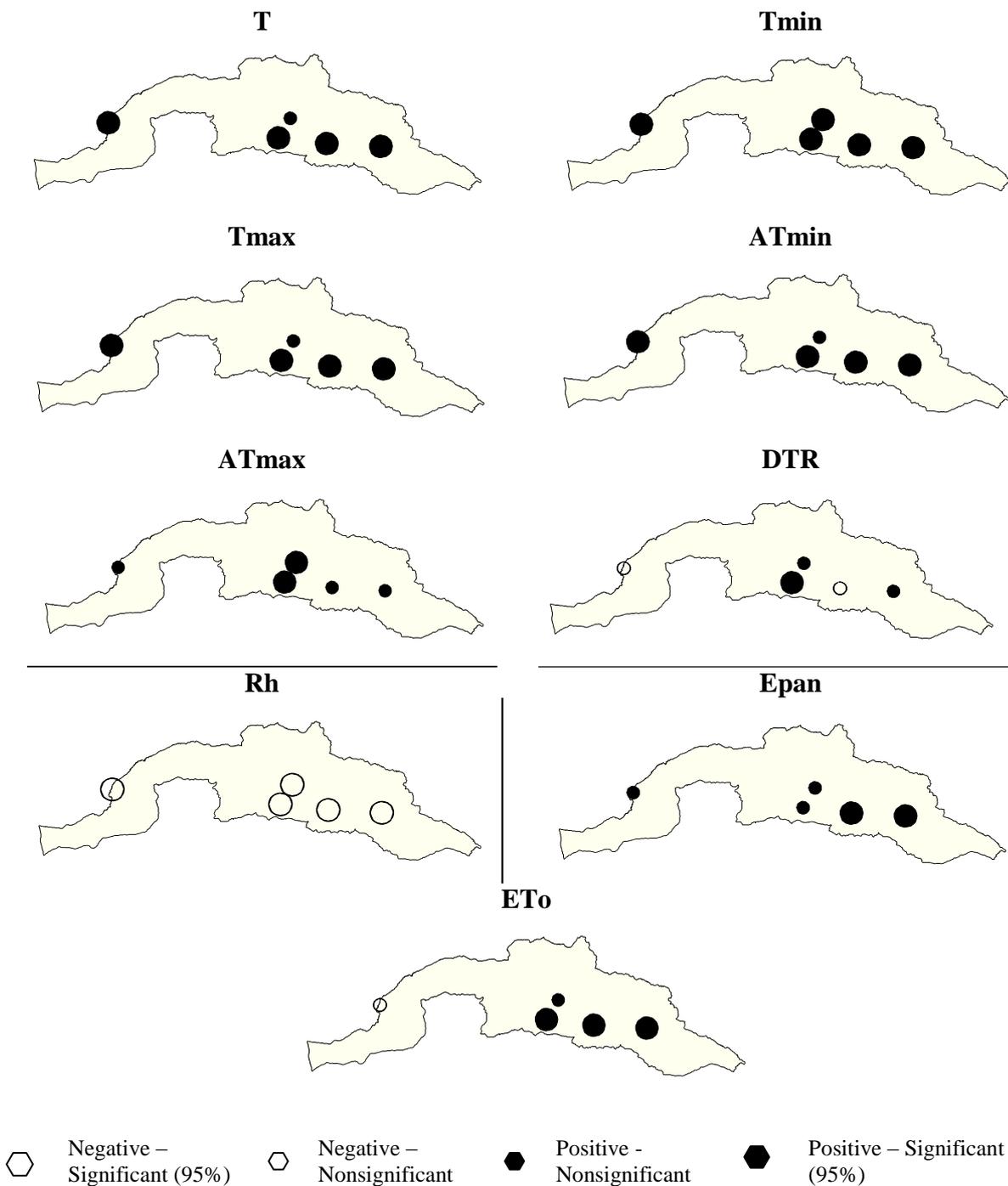
### Results and discussion

The results of trend analyses for different variables are shown in figure 2. The figure shows trends significant at 95% confidence level with large dots and non significant trends at the 95% level with small dots. Increasing trends have been presented with black dots and decreasing trends with white dots.

Generally speaking, temperature and discharge show positive and negative trends, respectively. However, precipitation series show almost no consistent significant decreasing or increasing trends at the 95% confidence levels across the Atrak River basin.

Results show that there is a significant downward trend in streamflow across whole the Atrak River basin, indicating that shortage of water resources in such arid and semi-arid basin will be serious problem, particularly during the drought events which are frequent phenomena. Since more than 77% of the Atrak River basin has been covered with mountains, inhabitants of the area are mainly dependent on surface water resources. Therefore, downward trend of streamflow makes the situation of the area critical. Despite significant decreasing trend in mean annual streamflow, magnitude of floods is increasing. This can be clearly noticed from the consistent upward trends of annual peak discharges. However, the upward trends are not significant at 95% confidence level for any of the observatory stations. Therefore, not only the shortages of water resources will be a critical issue but also the flood hazards will be more serious in flood rich regions of the Atrak River basin. Due to the physiographic conditions of the basin, the most economically productive lands of the study area are distributed alongside the stream networks which provide their irrigation water. Location of these lands makes them as the most flood prone regions. The observed increasing trends in annual peak discharge and decreasing trend in mean annual discharge are in agreement with the IPCC reports and predictions (IPCC, 1996, 2001, 2007). Time series of precipitation variables show almost no significant trends at the 95% confidence level (Fig.2). Few stations show significant upward trend (95% level) for number of rainy days (NRD) time





**Fig. 3.** Trends in temperature and evapotranspiration variables

However trend of relative humidity (Rh) shows a consistent and significant decreasing trend at the 95% confidence level. Also trend analysis of the observed pan evaporation (Epan) time series indicates increasing trends across all stations which is significant at the 95% confidence level or more for two of the stations. To check this discrepancy, the reference evapotranspiration rate (ETo) was calculated applying the Hargreaves and Samani (1985) method across the stations with temperature data. The long term time series of the calculated ETo indicated that there is a consistent significant trend within the Atrak River basin. Considering the consistent upward trends of Epan and ETo, it can be concluded that the observed downward trend of annual discharge can be explained by warming of climate within the Atrak River basin. Therefore water resources management authorities of the area are suggested to consider the likely impact warming trends in their management policies and strategies which rely on constructions of mid size dams and open reservoirs.

## Conclusion

The Mann-Kendall test was used to investigate trends in the streamflow, precipitation and temperature for the period of 1971-2007. A significant decrease was found in the annual discharge across all stations and an increasing trend was observed in the annual peak discharge. Although there is a significant change in hydrological regime of the Atrak River basin but no indication of a significant precipitation regime change was observed there. However a significant increasing trend was found for almost all of temperature indices and evapotranspiration variables across almost all stations. Relative humidity showed a consistent significant downward trend within the Atrak River basin.

## References

- Birsan M. V., Molnar P., Burlando P. and Pfaundler M. Streamflow trends in Switzerland // *J. Hydrol.* 2005. Vol. 314. Pp. 312-329.
- Burn H. B. and Elnur M. A. Detection of hydrologic trends and variability // *J. Hydrol.* 2002. Vol. 255. Pp. 107-122.
- Gardner L.R. Assessing the effect of climate change on mean annual runoff // *J. Hydrol.* 2009. Vol. 379. Pp. 351-359.
- Hargreaves G.H and Samani Z.A. Reference crop evapotranspiration from temperature // *Applied Engineering Agriculture.* 1985. Vol.1. Pp. 96-99.
- IPCC Assessment report. Climate Change 1995. Cambridge, University Press, 1996.
- IPCC Assessment report. Climate Change 2001. Cambridge, University Press, 2001.
- IPCC Assessment report. Climate Change 2007. Cambridge, University Press, 2007.
- Kundzewicz Z. W. Climate change impacts on the hydrological cycle // *Ecology & Hydrobiology.* 2008. 8(2-4). Pp. 195 – 203.
- Lettenmaier D. P., Wood E. F. and Wallis J. R. Hydro-climatological trends in the Continental United States, 1948-88 // *Journal of Climate.* 1994. Vol. 7. Pp. 586-607.
- Mann H.B. Nonparametric tests against trend // *Econometrica.* 1945. Vol. 13. Pp. 245-259.
- Molnar P. and Ramirez J.A. Recent trends in precipitation and streamflow in the Rio Puerco basin // *Journal of Climate.* 2001. Vol. 14. Pp. 2317 – 2328.
- Ohmura A. and Wild M. Is the hydrological cycle accelerating? // *Science.* 2002. Vol. 298. Pp. 1345-1346.

## TREND OF CHANGE IN DISCHARGE OF IRANIAN MAJOR RIVERS TO THE CASPIAN SEA

**Abdolazim Ghanghermeh, Javad Malek**

Water Research Institute, Caspian Sea National Research Center, Iran

[a\\_ghangherme@yahoo.com](mailto:a_ghangherme@yahoo.com)

### Abstract

Oscillations of river discharge mainly affected by the drought phenomena in regional and global scales are consistent with climate change and human interference in the recent years in the catchments, especially with the growing water needs, the trend reduction to have taken. Rivers of Iran are involved with these cases, although it still has not come at a critical stage. In this study, with notice the threads above, trend of changes in Iranian rivers discharge to the Caspian Sea is assessed and also compared with other rivers and the Caspian water level changes. In this study, monthly and annual statistics for nine rivers and also the Caspian sea water level and other rivers data prepared as well as the Caspian Sea Research Database. Methodology of this study is included of time series analysis and reasoning. Results of research shows that in a common periods of 26 years Iranian rivers discharge has followed a decreasing trend, but two-terms trend of increasing and two-terms decline is seen. In addition changes in discharge with an annual difference of water level shows a high correlation, so this subject offers that the Caspian Sea and Iranian rivers basin have interaction. Exploitation of water resources in Iran, including the creation of dams are other factors has been influencing the trend of discharge changes in recent years.

## **Introduction**

Changes in river flows, as well as lake and wetland levels, due to climate change depend primarily on changes in the volume and timing of precipitation and, crucially, whether precipitation falls as snow or rain. Changes in evaporation also affect river flows. Several hundred studies of the potential effects of climate change on river flows have been published in scientific journals, and many more studies have been presented in internal reports. Studies are heavily focused towards Europe, North America and Australasia, with a small number of studies from Asia (Bates et al. 2008).

Iranian Caspian Sea basin is one of Asian watershed that very little study has been done. Elongation of the Caspian Sea basin from tropical areas to the polar regions has led to the Caspian water body act as a hydroclimatic sensor. In other words, Caspian water level fluctuations can consider as an indicator of climate in this region. This watershed is one of the Caspian Sea sub-basins that warmest and southern part it is considered and has important role in climate and hydrological condition. This rivers hydrological regime is very different according to their nature and watershed basin area. Rivers that have high and snow stuck watershed, even after the onset of the warm season have significant water flow. For example, Sefid-Roud River that is from the chehl-cheshmeh Mountains of Kurdistan has considerable water flow in year duration; all in water flow is considerable. The rivers of Chalus and Haraz are important also due to watershed development in the heights of Damavand and Alamkoh mountain. These rivers water flow regime have not coincided with precipitation pattern. Because their water supply in dry season, Snow Mountains and many springs are abundant in them. But the rivers that their water resources are from low altitude and with relatively low rainfall of Mazandaran and Golestan provinces; due to lack of snow storage after the dry season when rainfall decreases have little water flow.

Thus, their water flow regimes have more coincidence with rainfall pattern. In addition discharge of these rivers have some irregular fluctuations in past years duration, but it seems they have regular trend. Usually defined "trend" changes slowly, steady and long-term average values. Gringer (1993) says that trend to be a combination of frequency components that it is wavelength; more long series of observations. On the other hand, length of data period plays an important role in determining the moving average. Xoplaki (2004) to identify temperature trends in period 1850 to 1999 used ten year moving average, and used four years filter to determine precipitation trend in period 1950 to 1999.

In this study, we compared and evaluated trend variability in the southern Caspian Sea rivers discharge and finally determined whether changes occurred in the trend of river discharge follows the origin of the natural or man-made. The aims of this research are understanding the effect of climate change on discharge of major Iranian river of the Caspian Sea basin. Many studies so far in connection with climate change and water resource in different areas of the world has been done. IPCC reports are one of the most important projects related in climate change and water resources.

## **Data and methods**

The study area in this research is Iranian Caspian Sea Basin (fig.1). In this study, changes in discharge nine major rivers leading to the Caspian Sea is evaluated, including Sefid-Roud River, Polroud, Chalus, Haraz, Talar, Babolroud, Tejan, Neka, Gorganroud rivers (Table 1).



**Fig. 1.** Iranian watershed of the Caspian Sea and position of hydrometric stations

**Table 1:** Features of nine rivers of the Iranian Caspian Basin

Code	Longitude	Latitude	Station	River name	Height
12-039	54.16667	37.01667	Basir Abad	Gorganroud	-21
13-013	53.31667	36.63333	Abloo	Neka	70
13-029	53.11667	36.71667	Kord Khail	Tajan	
14-007	52.8	36.56667	Kiakola	Talar	10
14-017	52.65	36.53333	Babol	Babolroud	0
15-017	52.36667	36.26667	Karehsang	Haraz	220
16-021	51.33333	36.5	Pole Zoghal	Chaloos	300
16-055	50.28333	36.98333	Derazlat	Polroud	1200
17-043	49.41667	36.8	Roodbar	Sefidroud	200

Data used in this study consisted of nine rivers discharge, rainfall meteorological stations in the Iranian basin, water level fluctuations of the Caspian Sea and Volga River discharge and use of drought index estimated. Assessment method that was done; first, to determine the monthly discharge regime of rivers, the average monthly were calculated and then were compared, As a result, two types of river regime were identified in the study area from West to East, the next step; Characteristics river flows were calculated for each data period include mean annual discharge, the coefficient of variability overall trends of changes, and then, using a 5-year moving average, number of periods and trends of river discharge increase and decrease were identified (Table 2). Then; to evaluate the 26-year period, the total discharge of the rivers were calculated, to estimate the volume of rainfall in the basin in comparison with changes in discharge trend, the annual rainfall map in the basin produced and finally were extracted average rainfall for each year of the basin. After this stage, precipitation changes were compared with discharge trend. Because a significant match between this two was not obtained. Thus, changes of river discharge trend with other relevant data were evaluated and the results of concurrency or their non-concurrency were investigated.

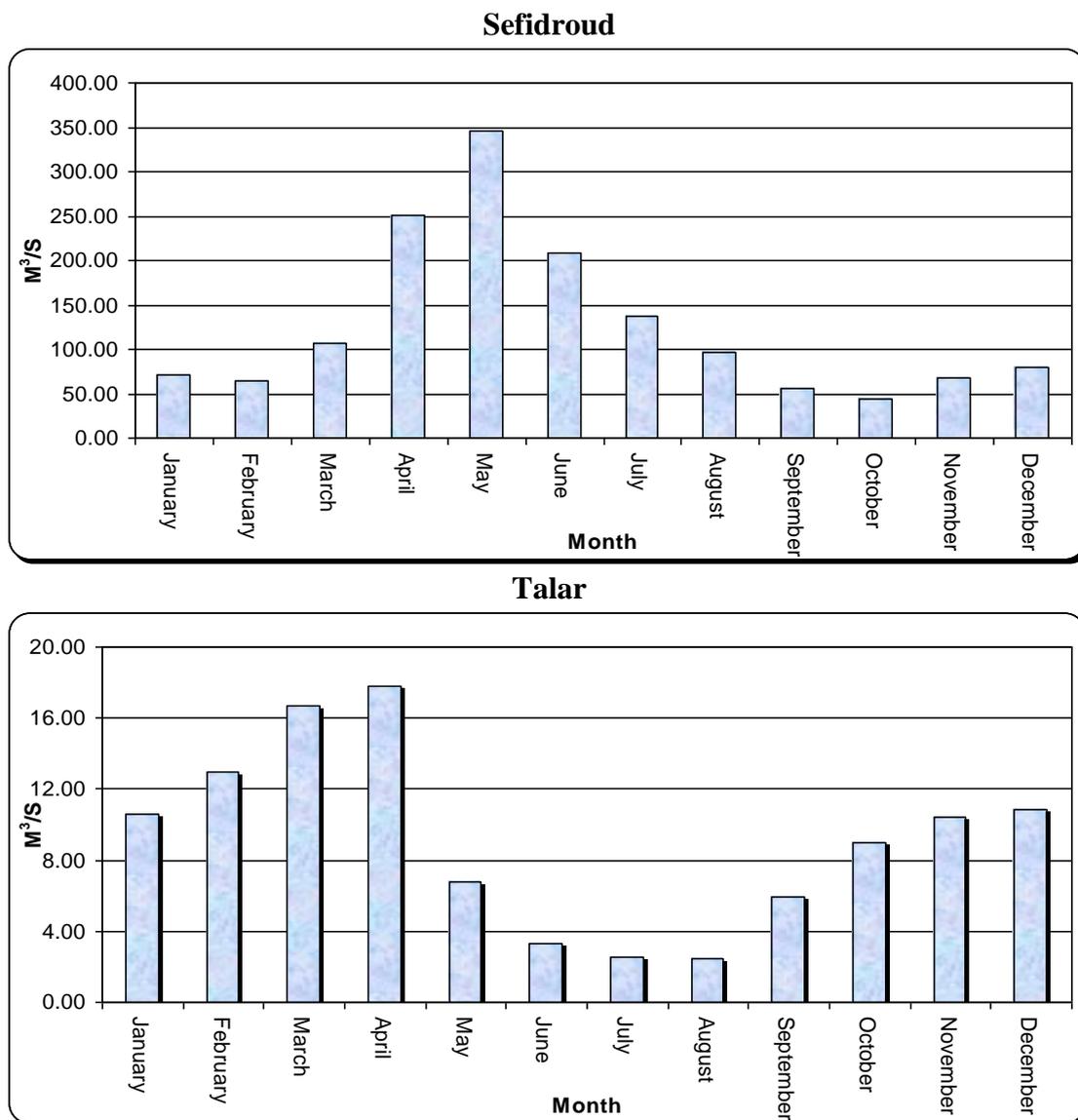
**Table 2:** Iranian rivers discharge characteristics

River name	Discharge mean	SD	CV%	Trend of length period	Number of short period trend	Observation	Dams
Sefidrood	125.89	55.31	43.93	Decreasing	5	1950-2008	Manjil
Chaloos	13.28	2.90	21.84	Increasing	6	1950-2008	Zvat
Haraz	30.22	9.37	31.02	Decreasing	7	1950-2008	Lar
Babolroud	16.44	4.86	29.56	Increasing	5	1950-2008	Lafvr
Talar	9.16	3.38	36.83	Decreasing	9	1951-2008	---
Polroud	14.90	4.63	31.10	Decreasing	6	1957-2008	---
Tajan	12.70	6.10	48.03	Decreasing	5	1970-2008	Shhyd-Rajae
Gorganroud	13.31	6.37	51.77	Decreasing	6	1975-2008	Voshmgir -Golestan 2 و 1
Neka	5.41	2.00	37.00	Decreasing	5	1983-2008	---
Trends observed with 5-year moving average							
Sefidrood	(1953-55)↑(1955-60)↓(1960-65)↑(1965-68)↓(1968-72)↑(1972-77)↓(1977-86)↑(1986-91)↓(1991-94)↑(1994-01)↓(2001-05)↑						
Chaloos	(1955-63)↓(1963-71)↑(1971-84)↓(1984-94)↑(1994-01)↓(2001-05)↑						
Haraz	(1952-58)↑(1958-62)↓(1962-71)↑(1971-82)↓(1982-94)↑(1994-99)↓(1999-05)↑						
Babolroud	(1953-59)↑(1959-79)↓(1979-94)↑(1994-99)↓(1999-05)↑						
Talar	(1953-59)↑(1959-63)↓(1963-68)↑(1968-71)↓(1971-74)↑(1974-91)↓(1991-94)↑(1994-01)↓(2001-05)↑						
Polroud	(1960-66)↑(1966-78)↓(1978-83)↑(1983-94)↑(1994-00)↓(2000-05)↑						
Tajan	(1974-77)↓(1977-82)↑(1982-94)↓(1994-01)↑(2001-05)↓						
Gorganroud	(1977-80)↑(1980-84)↓(1984-86)↑(1986-94)↑(1994-01)↓(2001-05)↑						
Neka	(1985-87)↑(1987-92)↓(1992-98)↑(1998-02)↓(2002-05)↑						

## Results

Hydrological regime of rivers of the Iranian Caspian Sea shows that their monthly discharge pattern varies from west to east, as rivers Sefid-Roud, Plroud, Chalus and Haraz have same similar monthly regime, and from February to may have rising trend. While in other months reaches its minimum. But the eastern rivers, including Babolroud, Talar, Tajan, Neka, Gorganroud, monthly discharge regime are almost similar, so the trend increased starting from October and in April reaches its peak while in other months reaches its minimum (fig. 2).

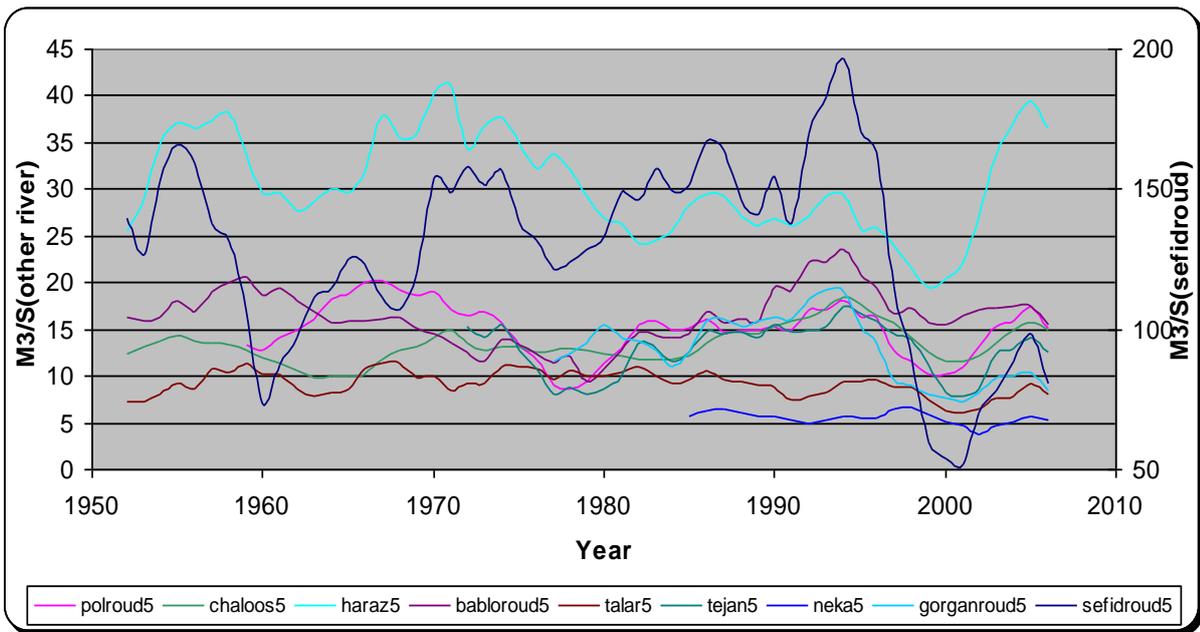
Among the nine rivers maximum river discharge belong to Sefid-Roud River, and its average annual discharge is equal to 125.99 (m<sup>3</sup>/s); minimum discharge is related to Neka River. The second river water filled with the Haraz River 30.22 (m<sup>3</sup>/s) is. These rivers discharge variability during their statistics show that Chalus river has lowest variability, while Gorganroud, Tejan and Sefid-Roud, respectively 51.77, 48.03 and 43.93 percent have the most variability. The general trend changes in river discharge for more Iranian Caspian basin show a reduction mode. At the same time, such as Chalus and Babolroud river trend shows an increase. Change river discharge trend (with a 5-year moving average) suggests that each of them have been several changes in the trend that their number and period have been identified in the table 1.



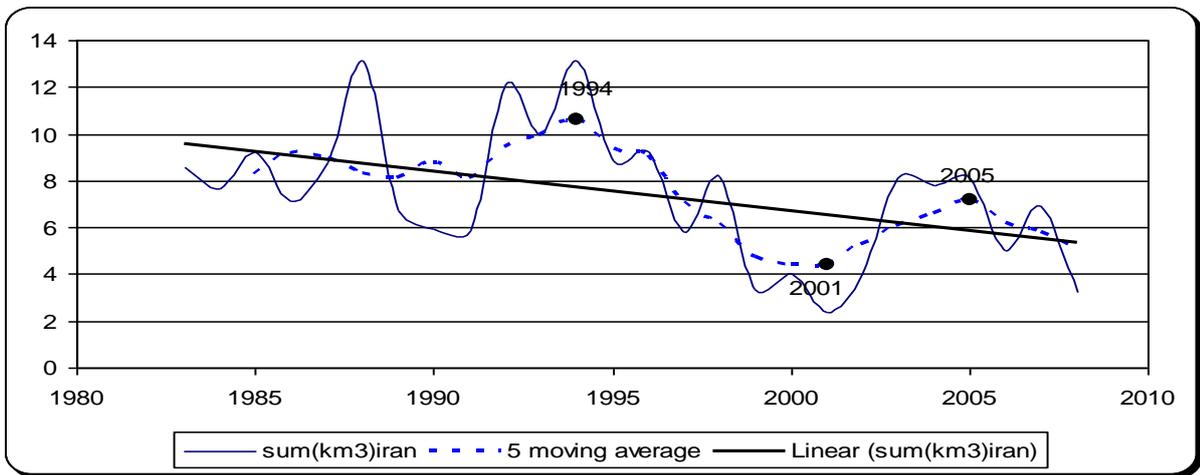
**Fig.2.** Monthly discharge regime of Sefidroud and Talar rivers

However, Babolroud and Tajan in with five changes in the trend show the lowest number. While Sefid-Roud and Talar Rivers each with 11 and 9 the trend of change have suffered most. Reasons of this variety can be including changes in river discharge; rainfall, climate and other features of the catchments. The main trends of change in river discharge shows that between 1994 and 2001 in the all rivers can be seen as a period of decline and thereafter until 2005 as a period of increase (fig.3).

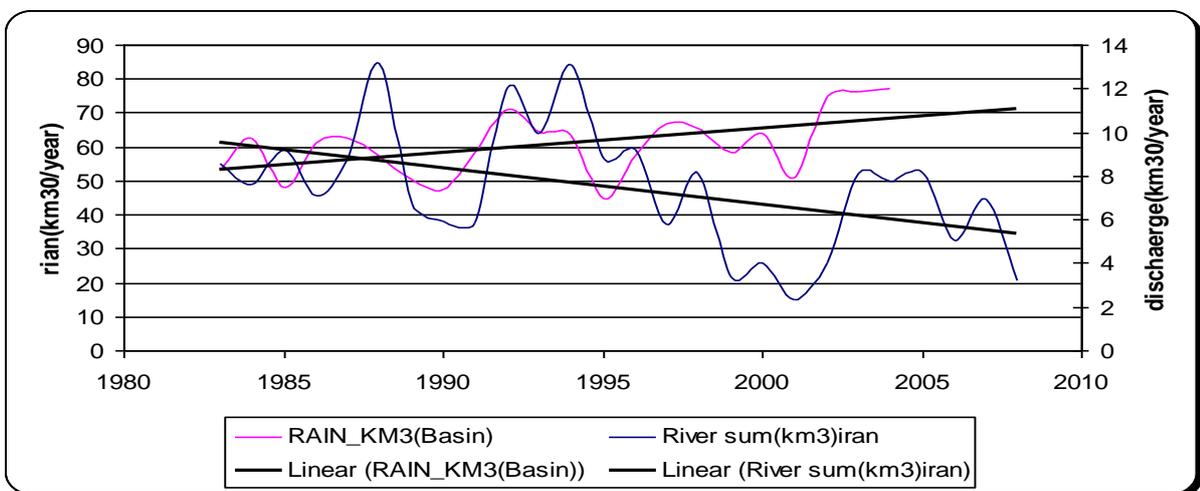
One other trend changed between 1977 and 1994 can be seen that except by Haraz, Hall, Neka, other rivers to follow a common trend. Common average discharge period of 26 years (2008-1983) also show decreasing trend but with a 5-year moving average four changes in the discharge trend can be seen, This periods includes the years of 1983 to 1994 and 2005 to 2001 increase from 1994 to 2001 and after 2005, shows decrease (fig. 4). Calculated precipitation in the basin for common period 26 years shows that the trend of change in this catchments and adjacent area are rising and with the river discharge does not concurrency (fig.5).



**Fig. 3.** Change of annually discharge in Iranian watershed of the Caspian Sea (1951-2008)

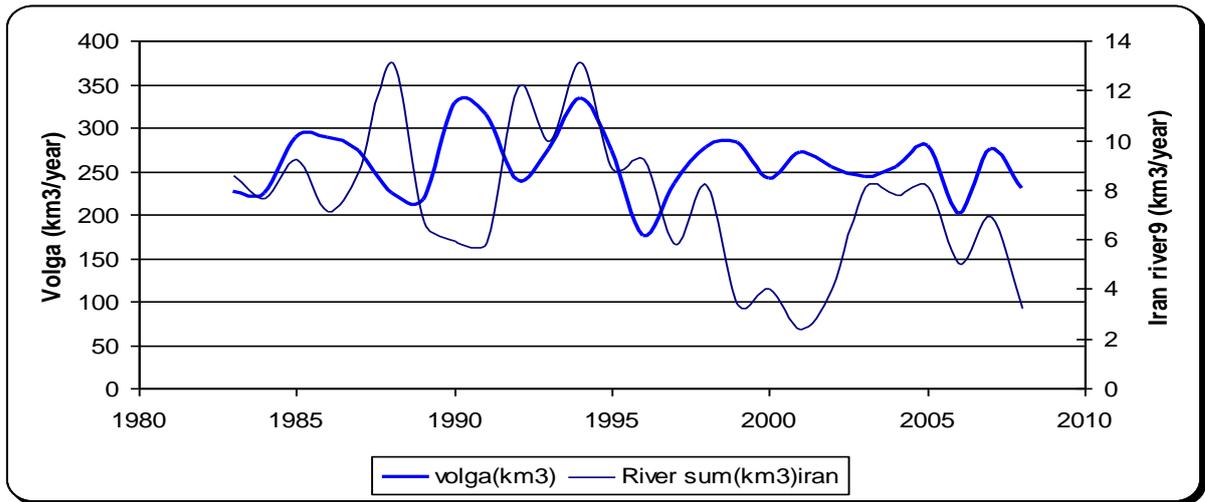


**Fig. 4.** Trend of annual discharge totality in Iranian Watershed River and their 5-years moving average filter (1983-2008)

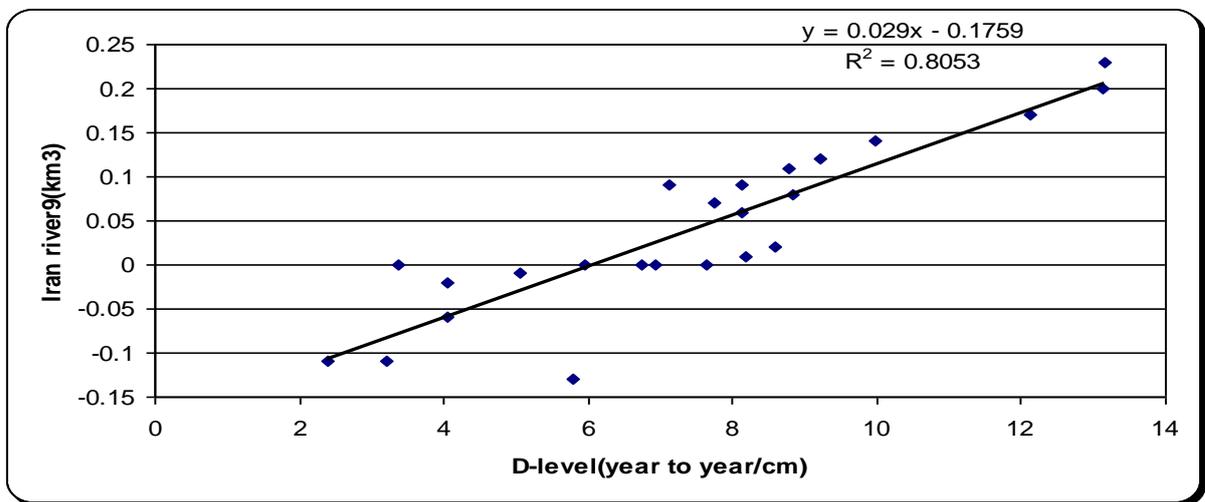


**Fig. 5.** The comparing trend of annual river discharge totality with precipitation on the Iranian Watershed of the Caspian Sea (1983-2008)

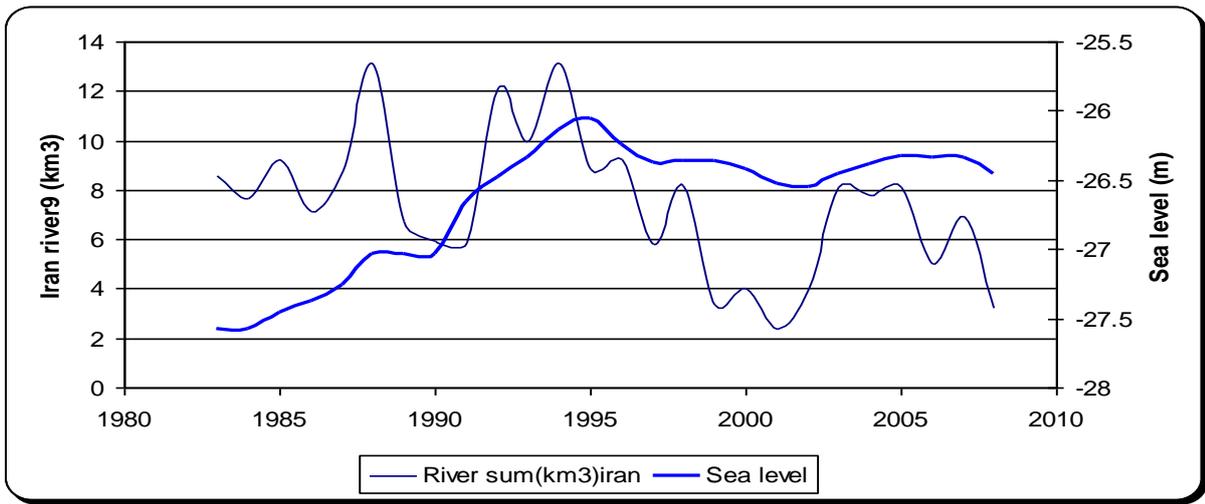
Trend of change of the Volga river discharge is incocurrency with Iranian rivers, but their comparison shows that since 1995, when the variability Volga River has been reduced, Iranian lies in low level (fig.6). Rivers discharge with annual difference of water level of the Caspian Sea has high correlation (0.90) (fig.7). The changes trend for the Caspian Sea water level at the same period shows that before the 1995 Iranian river discharge was high and after these years that reduce the level of the Caspian Sea and reached to stability, rivers discharge decreased (fig. 8). Palmer drought index in the basin is very consistent with changes in rivers discharge trend, while the rainfall is less consistent (fig. 9). Figure 10 indicates that before 2003, river discharge with the SST of the Caspian Sea has opposite direction, SST is usually a good indicator to assess the potential of rainfall.



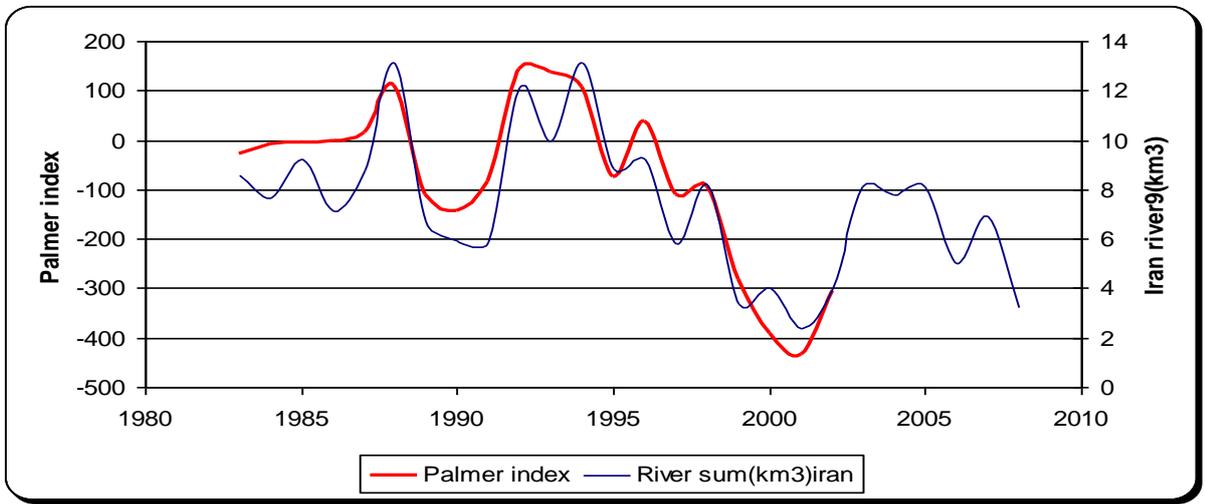
**Fig. 6.** The comparing fluctuations of Volga discharge with discharge totality in Iranian Watershed River (1983-2008).



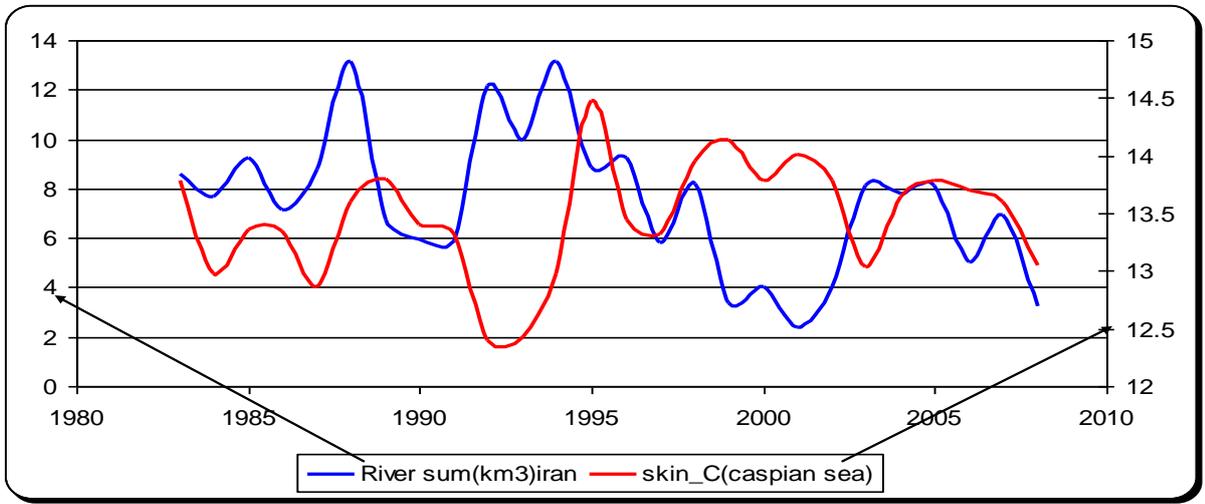
**Fig. 7.** Correlation of yearly difference of water level with discharge totality in Iranian Watershed River (1983-2008)



**Fig. 8.** The comparing fluctuations of Caspian Sea level with annual discharge totality in Iranian Watershed River (1983-2008)



**Fig. 9.** The comparing changes of Palmer drought index with annual discharge totality in Iranian Watershed River (1983-2008).



**Fig. 10.** The comparing changes of Caspian Sea surface temperature with annual discharge totality in Iranian Watershed River (1983-2008).

## **Conclusion**

Assessment of total river discharge at a common period 26-year period shows that from 1983 to 1994 trend with a series of river discharge oscillations from one to three years have been an increasing trend and from 1994 to 2001, also followed a decreasing trend and continued until 2005 also increased and till 2008 as the year retreat began. In other words, the four trend of change can be show in Iranian rivers discharge (fig. 2). This pattern changes in rivers discharge trend with a number of hydrological and climatic phenomena in the periods simultaneous or prior and or delay one to two years in the study area is observable. The most important of them changes in water level of the Caspian Sea can be mentioned, in the same period, Caspian Sea water level was rising from 1983 to 1995. In other words, this period is section of sharp increase in period between 1977 until 1995, and from 1995 until 2002 the decreasing water level observed, with a weak trend in 2005 increased, and finally is decreasing in this time. During this fluctuations Caspian water level and rivers discharge are concurrent with one-year lag .The most important river discharge associated with annual difference of water level is interactively at a glance to be felt one of them is function of another, since rivers discharge is another major factor in determining the Caspian water level. Therefore, such a result seems correct. But Iran's rivers discharge average is equivalent to 2.93 percent Volga discharge.

On the other hand, because the Iranian Caspian Sea basin water source comes more than places like the Mediterranean, Atlantic, Black Sea, the Caspian Sea as well as a weak system may strengthen climate. Therefore, the change agents discharge of rivers and the Caspian Sea for 26-year period outside the region. Synchronization trend relate to the change of Iranian rivers discharge, considered one of the other threads, precipitation is in the Iranian Caspian Sea basin, in fact, precipitation is the main factor for determining river discharge. In this basin due to lack of ice for long lag time for a few years out of the basin does not happen precipitation and runoff to a basin precipitation is entirely dependent on rainfall.

However, the trend of changes rainfall from 1983 to 2007 with few oscillations follows increasing behavior, while the trend of rivers discharge shows decreasing. It is possible, rivers discharge in Iranian basin are in control mode. However, in previous discussions in relation to sea level good correlation is seen. Thus, although some dams on the Iranian rivers has been built, but in the annual scale have a weak role in discharge of rivers. Therefore, although precipitation element as the main factor is the volume of water, but other elements are at play an important role in determining discharge. For this purpose, we have used Palmer drought index for the Europe Union limits that the Iranian Caspian Sea basin also has been part of it. Results indicate that during the worst drought for 100 years between 1993 and 2001 occurred. Also, between 1983 until 1993, the drought index with some oscillations, has increased trend. This process changes the drought with Iranian river discharge is fully compatible. So result is clear that Iranian river discharge in addition to annual scale rainfall also affected other elements of climate in annual scale in addition to rainfall also, that have induced in Palmer index.

## **References**

Bates B.C., Kundzewicz Z.W., Wu S. and Palutikof J.P. Climate Change and Water. Geneva, 2008. 210 pp.

## **МНОГОЛЕТНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ СТОКА ВОДЫ И НАНОСОВ В УСТЬЯХ РЕК ВОЛГИ, ТЕРЕКА И СУЛАКА**

**В.Ф. Полонский, Л.П. Остроумова**

Государственный океанографический институт имени Н.Н. Зубова,  
Москва, Россия

Тел.: + 7 499 2462245 факс: + 7 499 2467288

[vpolonskii@mail.ru](mailto:vpolonskii@mail.ru)

### **Аннотация**

Исследованы закономерности изменения стока воды за период инструментальных наблюдений в вершинах (или поблизости от них) устьевых областей рек России, впадающих в Каспийское море: Волги, Терека и Сулака. При этом использованы данные стандартной гидрологической сети Росгидромета по фактическому стоку и условно естественному стоку, восстановленному с учетом антропогенных потерь. Выявлены климатические изменения гидрологического режима в устьях этих рек за весь период наблюдений. Оценено влияние антропогенных факторов на изменения стока воды. Выделены характерные периоды с учетом естественных и антропогенных изменений фактического стока воды. Получены статистические характеристики годового стока воды для различных исторических периодов. Исследованы также закономерности изменения стока наносов в замыкающих створах этих устьев рек с учетом роли естественных и антропогенных факторов.

### **Материалы исследований**

Для анализа изменений стока воды, поступающего в дельту Волги, использованы данные с 1881 по 2009 гг. Суммарный сток воды, поступающий в вершину дельты Волги (створ с. Верхнее Лебяжье, 156 км от устья), складывается из трех составляющих: собственно руслового стока Волги, стока рукава Ахтубы и Волго-Ахтубинской поймы. За период с 1881 по 1940 гг. средние месячные и годовые расходы воды в вершине дельты Волги получены по связям со средними месячными расходами воды у г. Дубовки (Байдин, 1962). За последующий период использовались данные непосредственных измерений стока воды в вершине дельты Волги. Условно естественный годовой сток в вершине дельты был получен как разность фактического стока и величины антропогенного уменьшения стока, оцененного до 1981 г. по данным Государственного Гидрологического Института (Шикломанов, 1979, 1989) и, начиная с 1981 г., по данным ежегодных изданий ГВК (Государственный водный кадастр). Принято, что с 1881 по 1939 гг. данные по фактическому и условно естественному годовому стоку совпадают. Регулярные наблюдения за стоком наносов в вершине дельты Волги ведутся с 1950 г.

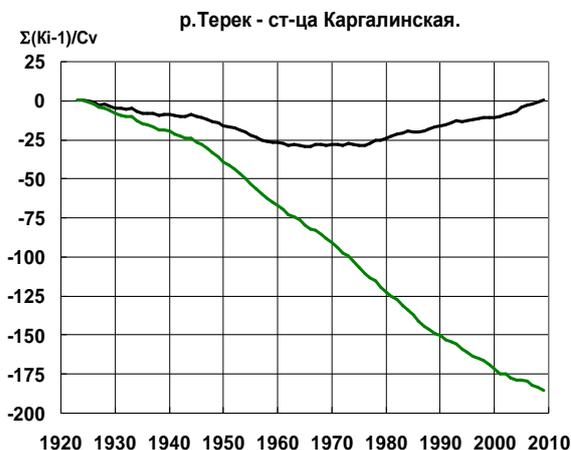
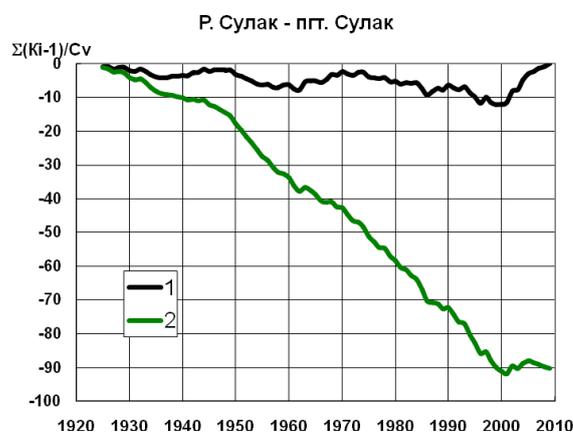
Для анализа изменений стока воды, поступающего в дельту Терека, использованы данные по стоку воды в створе с. Каргалинская (111 км от устья) с 1924 по 2009 гг. Данные наблюдений за стоком воды в этом створе имеются с 1924 по 1983 гг. Данные наблюдений за стоком наносов имеются за 1934-1983 гг. С 1984 г. наблюдения за стоком воды и наносов в этом створе прекратились и фактический годовой сток за последующий период был рассчитан по соответствующим связям со стоком воды и наносов в створе Каргалинский гидроузел - рук. Новый Терек (108 км от устья). Условно естественный годовой сток в вершине дельты был приближенно получен до 1981 г. с учетом антропогенных потерь стока, рассчитанных по их связи с площадью орошаемых земель с использованием данных из работы (Шикломанов, 1989). Начиная с 1981 г., были использованы данные ежегодных изданий ГВК об антропогенных потерях стока.

Для анализа изменений стока воды, поступающего в дельту Сулака, использованы данные по фактическому стоку воды в створе п.г.т. Сулак (4 км от устья) с 1925 по 2009 гг. Регулярные наблюдения за стоком воды и наносов в этом створе ведутся с 1972 г. по

настоящее время. Фактический годовой сток воды в этом створе  $Q_{фс}$  за период 1925-1971 гг. был рассчитан по связи со стоком воды на г/с пос. Миатлы (106 км от устья)  $Q_{фм}$  с учетом площади орошаемых земель, предложенной Л.Е. Смирновой (Смирнова, 1975). Условно естественный годовой сток в устье р. Сулак был приближенно получен до 1981 г. с учетом антропогенных потерь стока, рассчитанных по их связи с площадью орошаемых земель с использованием данных из этого же источника. Начиная с 1981 г., были использованы данные ежегодных изданий ГВК о суммарных антропогенных потерях стока.

### Многолетние климатические и антропогенные изменения стока воды и наносов

Нормы восстановленного естественного стока рек Волги, Терека, Сулака в вершинах их устьевых участков составляют, соответственно,  $7910 \text{ м}^3/\text{с}$ ,  $392 \text{ м}^3/\text{с}$ ,  $178 \text{ м}^3/\text{с}$ . С помощью разностно-интегральных кривых восстановленного годового стока выявлены климатические изменения гидрологического режима в устьях рек южных морей России за весь период наблюдений (рис. 1). Чем резче разностно-интегральная кривая поднимается вверх, тем больше сток превышает норму. Чем резче кривая опускается вниз, тем меньше сток относительно нормы. В последние 25-30 лет по 2005 г. включительно в устьях Волги, Терека и с 2000 г. в устье Сулака восстановленный условно естественный сток превышал норму. Наблюдаемый сток в устьях перечисленных рек, начиная с 1950 г., практически всегда (за исключением р. Волги) ниже нормы естественного стока. В последние 4 года (начиная с 2005 г.) в среднем восстановленный условно естественный сток р. Волги приблизился к норме, а наблюдаемый сток стал ниже нормы.



$K_i$  — модульный коэффициент, равный отношению стока воды за  $i$ -тый год (восстановленного или фактического) к среднему за период восстановленному стоку;  $C_v$  — коэффициент вариации восстановленного естественного годового стока.

**Рис. 1.** Разностно-интегральные кривые восстановленного естественного (1) и фактического (2) годового стока в вершине дельты р. Волги 1881-2009 гг.; р. Терек - ст-ца Каргалинская 1924-2009 гг.; р. Сулак - пгт Главный Сулак 1925-2009 гг.

По степени антропогенного уменьшения стока в современных условиях на первом месте стоит р. Терек – 52% от естественной нормы в 1981-1990 гг. и 38,5% в 1991- 2009 гг. на г/с ст-ца Каргалинская. В дельте Терека дополнительно теряется еще 2-4% от естественной нормы стока воды. В устье Сулака антропогенное снижение стока стабильно за последние 50 лет и составляет 22% от естественной нормы. В наименьшей степени искусственно изменен сток р. Волги в связи с его большой естественно-климатической величиной. В вершине дельты Волги он уменьшен в среднем на 6% от естественной нормы в 1981-2000 гг. и на 4% в 1991-2005 гг. Антропогенные потери стока на участке от вершины дельты Волги до моря снизились с 1,4% в начале 80-х годов до 0,2% в начале нового столетия.

Наряду с исследованием многолетних изменений годового стока воды в вершинах устьевых областей рек выполнены оценки статистических параметров (средних значений, коэффициентов вариации  $C_v$  и асимметрии  $C_s$ , отношения  $C_s/C_v$ , обеспеченностей величин естественного годового стока) как всего имеющегося многолетнего ряда по стоку, так и для отдельных его периодов (табл. 1). Эмпирические кривые обеспеченности величин годового стока воды в вершинах устьевых участков рек для всех выделенных периодов хорошо описываются биномиальной асимметричной кривой с соответствующими статистическими параметрами.

**Таблица 1**

Статистические параметры многолетних рядов годового стока

Период	Статистические параметры				Обеспеченность, %				
	Средний годовой объем стока, км <sup>3</sup>	$C_v$	$C_s$	$C_s/C_v$	1	25	50	75	99
Годовой объем стока, км <sup>3</sup>									
<i>Восстановленный сток р. Волга - с. Верхнее лебяжье (вершина дельты)</i>									
1881-2005	254	0,18	0,03	0,2	361	284	254	223	149
1941-2005	262	0,15	0,12	0,8	358	288	261	235	175
1941-1977	247	0,14	0,26	1,9	340	271	245	221	168
1978-2005	281	0,13	-0,12	-1	362	306	282	257	194
1961-2005	264	0,16	-0,04	-0,3	360	292	264	236	165
<i>Фактический сток р. Волга - с. Верхнее лебяжье (вершина дельты)</i>									
1961-2005	250	0,17	-0,05	-0,3	350	278	250	221	153
<i>Восстановленный сток р. Сулак - п.г.т. Сулак (вершина дельты)</i>									
1925-2005	5,52	0,17	0,74	4	8,7	6,2	5,4	4,8	3,5
1925-1974	5,49	0,13	0,81	6	7,1	5,9	5,4	5,1	4,4
1975-2005	5,58	0,23	0,55	2	8,5	6,3	5,5	4,8	3,3
<i>Фактический сток р. Сулак - с. Сулак (вершина дельты)</i>									
1975-2005	4,36	0,3	0,6	2	7,9	5,1	4,2	3,4	1,9
<i>Восстановленный сток р. Терек - ст-ца Каргалинская (вершина дельты)</i>									
1924-2005	12,3	0,15	0,34	2	17	13,5	12,2	11	8,5
1924-1970	11,2	0,12	0,40	3	14,8	12,1	11,1	10,6	8,5
1971-2005	13,6	0,11	0,13	1	17,3	14,6	13,6	12,6	10,2
<i>Фактический сток р. Терек - ст-ца Каргалинская (вершина дельты)</i>									
1971-2005	8,0	0,22	0,57	3	12,9	9,1	7,9	6,8	4,7

Для р. Волги более детально был изучен период 1941-2005 гг., который совпадает с началом систематических измерений расходов воды в створе с. Верхнее Лебяжье и с

началом учета антропогенных изменений стока. Внутри этого периода выделен период стока, близкого к среднему многолетнему (1941-1977 гг.) и многоводный период (1978-2005 гг.). Для сравнения статистических параметров рядов фактического и наблюдаемого стока в период зарегулированного стока выделен период 1961- 2005 гг. Изменчивость  $C_v$  за все периоды относительно невелика (табл. 1), а изменчивость  $C_s$  существенна. Как правило, в периоды с пониженной водностью увеличиваются положительные значения  $C_s$ , в периоды с повышенной водностью  $C_s$  принимает отрицательное значение. Годовой сток воды одинаковой обеспеченности для различных периодов может значительно различаться. Поэтому для гидрологических расчетов и прогнозов годового стока желательно выбирать периоды аналоги из наблюдаемого ряда. При невозможности этого предпочтительно использовать величину нормы естественного стока и близкие к средним для современных условий значения  $C_v$  и  $C_s$  за период 1941-2005 гг. Фактический сток следует оценивать с учетом планируемого антропогенного воздействия на него.

Для р. Сулак выделены период до зарегулирования стока (1925-1974 гг.) и период после зарегулирования стока (1975-2005 гг.). Для рядов условно естественного годового стока в период зарегулированного стока значение  $C_v$  существенно больше, а значение  $C_s$  меньше, чем в период до его зарегулирования (табл. 1). В период зарегулированного стока различия  $C_v$  и  $C_s$  для рядов фактического и условно естественного стока относительно невелики. Средняя величина фактического стока составляет 78% от величины восстановленного стока. Для гидрологических расчетов и прогнозов как условно естественного, так и фактического стока воды р. Сулак предпочтительно использовать статистические параметры годового стока воды, оцененные за период 1975-2005 гг.

Для р. Терек выделены периоды с относительно пониженным (1924-1970 гг.) и повышенным (1971-2005 гг.) условно естественным стоком (рис. 1). С другой стороны, в первый из этих периодов антропогенные потери стока были меньше, а фактический сток в среднем – больше. Для рядов условно естественного годового стока в эти периоды значения  $C_v$  практически одинаковы, а значение  $C_s$  во второй период в 4 раза меньше, чем в первый. Значение  $C_v$  для ряда фактического стока в период 1971-2005 гг. в 2 раза, а  $C_s$  - в 4,4 раза больше, чем для ряда восстановленного условно естественного стока в этот период. Средняя величина фактического стока составляет в этот период 59% от величины восстановленного стока. Для гидрологических расчетов и прогнозов условно естественного стока воды р. Терек предпочтительно использовать статистические параметры годового стока воды, оцененные за период 1971-2005 гг. Прогностические оценки фактического стока, по возможности, как и для других рек, впадающих в южные моря России, следует выполнять с учетом планируемых (прогнозируемых) антропогенных потерь стока.

Влияние активной хозяйственной деятельности на годовой сток рек в вершинах устьевых областей Волги, Терека и Сулака показано в таблице 1, где приведены кривые обеспеченности восстановленного и фактического стока за одни и те же периоды. Разность между обеспеченными восстановленными и фактическими объемами стока дает обеспеченные величины объемов стока, использованных на хозяйственную деятельность в бассейне этих рек. Оценены последствия осуществления таких крупных водохозяйственных мероприятий как сооружение водохранилищ, оказавших сильное регулирующее влияние на режим устьев рек Волги (каскад водохранилищ выше г. Волгограда – 1960 г.), Сулака (Чиркейское водохранилище – 1974 г.). На р. Терек нет крупных водохранилищ. Типичным последствием зарегулирования стока рек является его внутригодовое перераспределение в их устьях – уменьшение доли стока в период половодья и увеличение в период зимней межени (табл. 2,3). Сток р. Сулак зарегулирован в большей степени по сравнению со стоком р. Волги.

Таблица 2

Внутригодовое распределение расходов воды ( $Q$ ) и взвешенных наносов ( $R$ )  
в вершине дельты Волги

	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
<b>1950-1955 гг.</b>													
$Q, \text{ м}^3/\text{с}$	3107	3917	4053	5997	19977	20285	8622	5433	4610	5662	6220	2690	7548
%	3,4	4,3	4,5	6,6	22,1	22,4	9,5	6,0	5,1	6,3	6,9	3,0	100
$R, \text{ кг}/\text{с}$	25,8	30,8	56,7	830	2333	845	273	109	81,2	136	144	23,7	408
%	0,5	0,6	1,2	17,0	47,7	17,3	5,6	2,2	1,7	2,8	2,9	0,5	100
<b>1961-2009 гг.</b>													
$Q, \text{ м}^3/\text{с}$	5780	6210	6840	8040	18800	13200	6800	6040	5680	5610	5740	6120	7910
%	6,1	6,5	7,2	8,5	19,8	13,9	7,2	6,4	6,0	5,9	6,1	6,5	100
$R, \text{ кг}/\text{с}$	64	64	94	271	916	429	172	126	105	101	103	97	212
%	2,5	2,5	3,7	10,7	36,0	16,9	6,8	4,9	4,1	4,0	4,1	3,8	100

Таблица 3

Внутригодовое распределение расходов воды ( $Q$ ) и взвешенных наносов ( $R$ )  
Р. Сулак – пгт Сулак

	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
<b>1972-1974 гг.</b>													
$Q, \text{ м}^3/\text{с}$	46	59,1	61,6	108	251	387	350	119	117	77,7	54,8	49,5	140
%	2,7	3,5	3,7	6,4	14,9	22,9	20,8	7,1	7,0	4,6	3,5	2,9	100
$R, \text{ кг}/\text{с}$	6,5	13,4	33,8	173	613	1733	1770	187	179	30,7	15	6,4	397
%	0,1	0,3	0,7	3,6	12,9	36,4	37,2	4,0	3,8	0,6	0,3	0,1	100
<b>1975-2009 гг.</b>													
$Q, \text{ м}^3/\text{с}$	133	137	118	110	154	213	196	135	109	108	131	154	141
%	7,9	8,0	6,9	6,4	9,1	12,6	11,6	7,9	6,4	6,3	7,7	9,1	100
$R, \text{ кг}/\text{с}$	32	30	43	41	95	152	92	49	35	26	41	30	56
%	4,7	4,5	6,5	6,2	14,3	22,9	13,8	7,4	5,2	3,9	6,1	4,5	100

Изменения стока взвешенных наносов в устьях рек тесно связаны с многолетними и сезонными изменениями стока воды, вызванными как климатическими процессами, так и антропогенным воздействием. Кроме того, сооруженные плотины и водохранилища перехватывают наносы на вышележащих участках рек.

Аккумуляция речных наносов в водохранилищах и частичное восстановление стока наносов ниже них вследствие направленного массообмена в системе поток-русло изменили естественный режим стока наносов. Сток наносов и мутность воды в устьях зарегулированных рек (табл. 2, 3) снизились даже в случаях повышения в отдельные периоды фактического стока. Причем, общая тенденция снижения мутности воды прослеживается на протяжении ряда десятилетий после сооружения водохранилищ. Мутность воды при прочих равных условиях стабилизируется по мере затухания эрозионных процессов в нижних бьефах плотин. Плотины, расположенные выше устьевого участка реки, снизили мутность воды в вершине устьевой области Сулака – в 7 раз, Волги – в 2,5 раза.

На сток воды и наносов практически всех устьев южных рек оказало сильное влияние изъятие речного стока на орошение. Следует особо отметить роль потерь стока на орошение в бассейне р. Терек. Существенное снижение фактического стока воды и наносов в вершине дельты р. Терек в 1972-1975 гг. по отношению к 1958-1970 гг. и

соответствующее его внутригодовое перераспределение (табл. 4) произошло при практически одинаковом в эти периоды восстановленном естественном стоке ( $378 \text{ м}^3/\text{с}$  в 1958-1970 гг. и  $386 \text{ м}^3/\text{с}$  в 1972-1975 гг.). Орошаемые площади в бассейне р. Терек возросли при этом почти в 1,5 раза (Смирнова, 1975). Максимальный забор воды в систему Старого Терека осуществляется в мае – сентябре (табл. 4).

Многолетние колебания стока наносов в устьях рек не вполне синхронны с колебаниями стока воды. Имеется выраженная тенденция к непропорциональному снижению стока наносов при смене многоводного периода маловодным с последующим частичным восстановлением и стабилизацией стока наносов. Так, например, в вершине дельты р. Терек снижение средних годовых расходов воды от относительно многоводного периода 1935-1946 гг. к маловодному периоду 1947-1957 гг. в 1,35 раза привело к снижению стока наносов в 2,8 раза (табл. 5).

**Таблица 4**

Внутригодовое распределение расходов воды ( $Q$ ) и взвешенных наносов ( $R$ )  
Р. Терек – ст. Каргалинская и рук. Новый терек – Каргалинский г/у

	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
<b>Р. Терек - ст. Каргалинская 1958-1970 гг.</b>													
$Q, \text{ м}^3/\text{с}$	138	136	146	191	282	435	540	474	293	203	158	145	262
%	4,4	4,3	4,6	6,1	9,0	13,9	17,2	15,1	9,3	6,5	5,0	4,6	100
$R, \text{ кг/с}$	47	47	127	342	508	1115	1305	1018	312	102	48	49	418
%	0,9	1,0	2,5	6,8	10,1	22,2	26,0	20,3	6,2	2,0	1,0	1,0	100
<b>Р. Терек - ст. Каргалинская 1972-1975 гг.</b>													
$Q, \text{ м}^3/\text{с}$	145	160	182	168	232	326	418	312	220	161	129	132	215
%	5,6	6,2	7,0	6,5	9,0	12,6	16,2	12,1	8,5	6,2	5,0	5,1	100
$R, \text{ кг/с}$	41	130	188	297	520	943	1038	370	147	73,3	37,0	36,3	323
%	1,1	3,4	4,9	7,8	13,6	24,7	27,1	9,7	3,9	1,9	1,0	0,9	100
<b>Рук. Новый терек – Каргалинский г/у 1972-1975 гг.</b>													
$Q, \text{ м}^3/\text{с}$	133	154	170	104	102	175	258	127	93	78	81	118	133
%	8,3	9,6	10,7	6,5	6,4	11,0	16,2	8,0	5,8	4,9	5,1	7,4	100
$R, \text{ кг/с}$	64,8	162	258	280	360	710	940	226	123	83,5	46,3	80,8	280
%	1,9	4,9	7,7	8,4	10,8	21,3	28,2	6,8	3,7	2,5	1,4	2,4	100

**Таблица 5**

Среднегодовые расходы воды ( $Q$ ) и наносов ( $R$ ); мутность ( $\rho$ ) и сток воды ( $W_w$ ) и наносов ( $W_R$ ) р. Терек у ст. Каргалинской за характерные периоды

Характеристики	Период						
	1935-1946	1947-1957	1958-1970	1971-1983	1958-1983	1984 - 2001	2002 - 2009
$Q, \text{ м}^3/\text{с}$	320	236	262	222	242	261	320
$R, \text{ кг/с}$	840	298	418	319	369	313	571
$\rho, \text{ г/м}^3$	2700	1260	1600	1440	1520	1200	1780
$W_w, \text{ км}^3$	10	7,45	8,26	7,00	7,63	8,23	10,1
$W_R, \text{ тыс. т/год}$	26,5	9,40	13,2	10,1	11,6	9,9	18,0

В следующие периоды, даже в случае уменьшения стока воды (1971-1983 гг.) сток наносов увеличился. В среднем за период 1958-1983 гг. при практически не изменившемся по отношению к периоду 1947-1957 гг. стоке воды сток наносов увеличился в 1,24 раза. Начиная с 1984 г. сток воды и наносов р. Терек в створе у ст-цы Каргалинской рассчитан приближенно по соответствующим связям со стоком воды и

наносов по ближайшему створу р. Новый Терек – Каргалинский гидроузел. Эти связи могут изменяться во времени в зависимости от режима искусственного перераспределения стока в Каргалинском гидроузле между Новым Терекком и ирригационной системой Старого Терека.

В случаях, когда экстремально многоводный год следует за рядом маловодных лет, сток наносов резко повышен по сравнению со стоком наносов в экстремально многоводный год, следующий после ряда многоводных лет. Например, в 2002 г. при среднегодовом расходе воды рукава Новый Терек  $330 \text{ м}^3/\text{с}$  среднегодовой сток наносов составил  $2030 \text{ кг}/\text{с}$ , а в 2005 г. при среднегодовом расходе воды  $360 \text{ м}^3/\text{с}$  сток наносов был почти в 4 раза меньше. При этом в предшествующий 2002 г. период 1999-2001 гг. среднегодовой расход воды составил  $148 \text{ м}^3/\text{с}$ , а в предшествующий 2005 г. период 2002-2004 гг. среднегодовой расход воды составил  $264 \text{ м}^3/\text{с}$ .

Есть и другие примеры, также подтверждающие, что при смене маловодного периода многоводным происходит непропорциональное увеличение стока наносов с его последующим снижением и стабилизацией. В вершине дельты Волги сток наносов изменился от маловодного периода (1971-1977 г) к началу многоводного периода (1978-1991 г) в 1,9 раз при увеличении стока воды в 1,3 раза (табл. 6). В последующий период (1992-2009 г) при мало изменившемся стоке воды сток наносов уменьшился в 1,6 раза.

Отложение наносов на устьевом участке реки в маловодные периоды приводит к уменьшению пропускной способности гидрографической сети. Вследствие этого в случаях, когда многоводный год (с высоким половодьем) следует сразу за маловодными годами, вероятность опасных подъемов уровня воды и наводнений увеличивается. С такой ситуацией связаны, например, опасные подъемы уровня воды в дельте р. Волга в 1979 г. и в дельте р. Терек в 2002 г.

**Таблица 6**

Среднегодовые расходы воды (Q) и наносов (R); мутность (ρ) и сток воды ( $W_w$ ) и наносов ( $W_R$ ) р. Волги у с. Верхнее Лебяжье за характерные периоды

Характеристики	Период					
	1950-1955	1956-1960	1961-1970	1971-1977	1978-1991	1992-2009
Q, $\text{м}^3/\text{с}$	7550	8390	7410	6320	8580	8280
R, $\text{кг}/\text{с}$	408	368	228	144	283	174
ρ, $\text{г}/\text{м}^3$	54	44	31	23	33	21
$W_w$ , $\text{км}^3$	238	265	234	199	271	261
$W_R$ , тыс. т/год	12,9	11,6	7,2	4,6	8,9	5,5

Опасность наводнений в устьях рек Каспийского моря возрастает также вследствие проникновения в них подпора, вызванного повышением уровня моря и формированием на устьевом участке реки призмы аккумуляции наносов. Падение уровня моря, наоборот, приводит к снижению уровней воды и распространению вверх по реке эрозии русла. В устье р. Терек существенную роль в направленных повышениях дна русла и уровня воды играют процессы устьевого удлинения. Таким образом, на изменения стока наносов, помимо изменения стока воды и гидротехнических мероприятий, влияет текущее неравновесное состояние системы вода – русло – наносы.

#### Список использованной литературы

Байдин С.С. Сток и уровни дельты Волги. Москва: Гидрометеиздат, 1962. 387 с.  
Государственный водный кадастр. Ресурсы поверхностных и подземных вод, их использование и качество (ежегодное издание 1981-2007 гг.).

- Смирнова Л.Е. Об изменении годового стока рек Дагестана под влиянием хозяйственной деятельности // Труды ГГИ. 1975. Вып. 229, С. 100-108.
- Шикломанов И.А. Антропогенные изменения водности рек. Ленинград: Гидрометеиздат, 1979. 302 с.
- Шикломанов И.А. Влияние хозяйственной деятельности на речной сток. Ленинград: Гидрометеиздат, 1989. 334 с.

## **ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ЗАТОПЛЕНИЯ, РАСЧЕТ И ОЦЕНКА ИЗМЕНЕНИЙ СОСТАВЛЯЮЩИХ ВОДНОГО БАЛАНСА ДЕЛЬТЫ ВОЛГИ В ПОЛОВОДЬЕ**

**В.Ф. Полонский, Л.П. Остроумова**

Государственный океанографический институт имени Н.Н. Зубова,  
Москва, Россия

Тел.: + 7 499 2462245 факс: + 7 499 2467288

[vpolonskii@mail.ru](mailto:vpolonskii@mail.ru), [lostroumova@mail.ru](mailto:lostroumova@mail.ru)

### **Аннотация**

В 2003-2009 гг. проведены натурные исследования процессов затопления в половодье различных районов дельты Волги, а также водообмена западных подступных ильменей (ЗПИ) с основным руслом. С использованием космических съемок дельты Волги сделана оценка покрытых водой площадей во всех районах дельты Волги в меженных и половодных условиях, получены зависимости площадей затопления от уровней воды на гидрологических постах для всех районов дельты. Разработана водно-балансовая модель дельты Волги и выполнены оценки составляющих водного баланса ее отдельных районов и дельты в целом. Район ЗПИ является наиболее сложным и мало исследованным районом в дельте Волги. В рамках общей водно-балансовой модели дельты разработан особый блок для ЗПИ, учитывающий специфику гидрографической сети и водообмен с главным руслом дельты Волги. Выполнены расчеты и оценки изменений всех составляющих водного баланса ЗПИ при прохождении многоводного половодья 2005 года и половодья 2009 года с водностью ниже средней.

### **Введение**

Дельта Волги систематически заливается водами половодья. В это время увеличиваются площади затопления в дельте и, как следствие, значительно повышаются потери волжского стока на испарение. Поэтому для уточненной оценки притока волжской воды в Каспийское море необходим учет потерь воды на видимое испарение. Принятию решений по оптимизации режима хозяйствования в дельте Волги при прохождении половодий различного типа могут способствовать прогностические расчеты площадей затопления и объемов аккумулированной воды в различных районах. Эти расчеты могут быть выполнены на основе водно-балансовой модели дельты Волги. Проблему расчетов водного баланса дельты Волги невозможно решить без дифференцированных оценок площадей затопления и объемов аккумулированной воды в различных районах дельты в зависимости от гидрографа половодья. В современных условиях эти оценки наиболее успешно могут быть выполнены при совместном использовании данных стандартной гидрометеорологической наблюдательной сети Росгидромета и результатов экспериментальных исследований процессов затопления различных районов в дельте Волги при прохождении половодья. Для оценки площадей затопления в дельте Волги целесообразно использовать космические изображения.

## Исследование процессов затопления и составляющих водного баланса дельты Волги

В дельте выделены 16 районов, включая западные и восточные подстепные ильмени (рис. 1).

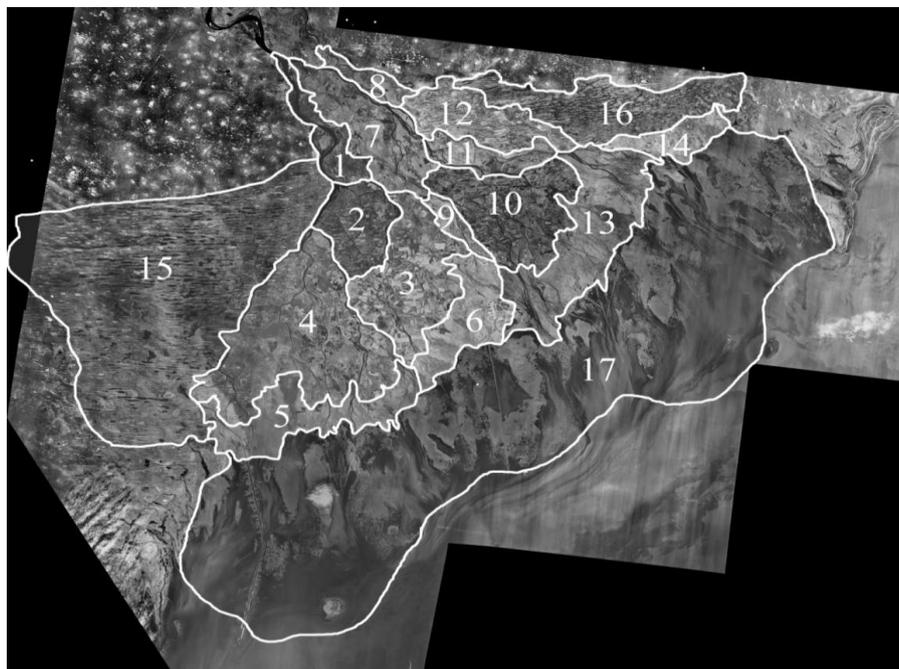
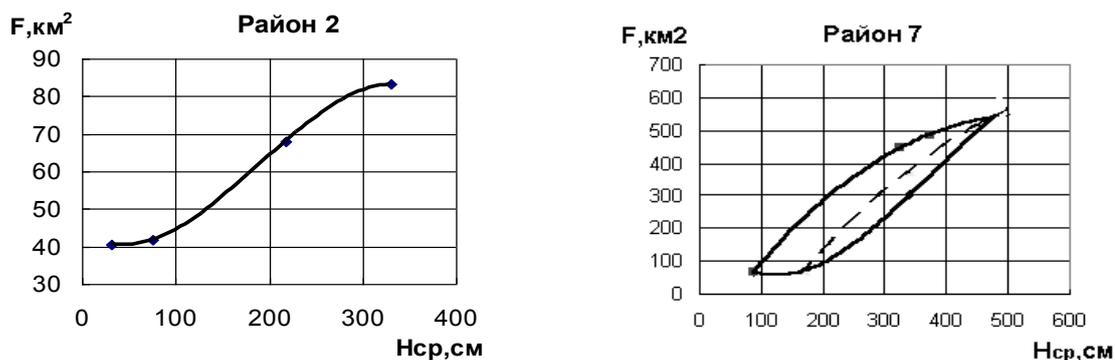


Рис. 1. Районирование дельты Волги на основе космофотоплана КФА-1000 от 26.10.1997

Для получения зависимостей площадей затопления в выделенных районах от уровней воды на соответствующих репрезентативных гидрологических постах использованы компьютерные технологии выделения различных ландшафтных и водных объектов на космических изображениях дельты Волги. Дешифровочные признаки этих объектов определялись с помощью топографической карты и результатов натурного обследования дельты Волги. В результате компьютерной обработки ряда космоснимков КФА-1000, МК-4 (с разрешением 20 м/пкс), Modiz (с разрешением 250 м/пкс) сделаны оценки покрытых водой площадей во всех районах дельты Волги, как в межень, так и в половодье.

Получены зависимости площадей затопления от уровней воды на репрезентативных гидрологических постах для каждого района дельты  $F_j=f(H_{pj})$ . Здесь и далее приняты обозначения:  $F_j$  – затопленные водой площади в  $j$ -том районе,  $H_{pj}$  – уровни воды в руслах водотоков, на которых расположены стандартные гидрологические посты,  $H_{nj}$  уровни воды на заливаемых пойменных массивах. В зависимостях, построенных для различных районов ( $j$ -номер района), основной общей чертой является наличие в нижней части ветви подъема участка относительно малых изменений площадей затопления  $F_j$ , соответствующего изменениям уровней воды в пределах русел водотоков при  $H_{pj} < H_{0j}$ . Здесь  $H_{0j}$  – уровень, при котором начинается выход воды на пойму. Следующий, по мере возрастания уровней воды, участок зависимостей  $F_j=f(H_{pj})$  отличается увеличивающейся интенсивностью возрастания  $F_j$  и соответствует активному выходу воды на пойменные массивы. Верхний участок зависимостей отличается уменьшающейся интенсивностью возрастания  $F_j$  при ее приближении к максимально возможному значению. Наибольшая ширина петель зависимостей  $F_j=f(H_{pj})$  соответствует начальной фазе интенсивного возрастания на ветви подъема. Основная региональная особенность зависимостей  $F_j=f(H_{pj})$  выражается в различиях ширин их петель (рис. 2).



– 1 – – – 2

**Рис. 2.** Зависимость площади затопления районов 2 и 7 в дельте Волги от среднего уровня воды в водотоках района: район 2 – уровень средний по ГП Астрахань и ГП Килинчи; район 7 - по ГП Верхнее Лебяжье и ГП Красный Яр. 1 –  $F_j = f(H_{pj})$ , 2 –  $F_j = f(H_{nj})$ . Нижняя ветвь – подъем, верхняя ветвь – спад половодья.

Наиболее широкие петли характерны для районов с большой долей затапливаемых территорий (например, район 7) относительно удаленных от питающей их основной русловой сети водотоков. В районах, где доля затапливаемых площадей мала и они непосредственно примыкают к основной русловой сети, например, район 2, петли зависимостей  $F_j = f(H_{pj})$  вырождаются, они практически однозначны  $H_{pj} = H_{nj}$ .

Разработана водно-балансовая модель дельты Волги (Остроумова, 2004; Полонский, 2005), позволяющая рассчитывать приток, отток, изменения объема воды и видимое испарение в каждом из выделенных районов дельты с учетом водообмена между ними с суточной дискретностью. Модель позволяет выполнять как ретроспективные расчеты по наблюдаемым расходам воды в вершине дельты, уровням воды на стандартных гидрологических постах в дельте и метеорологическим характеристикам, так и прогностические расчеты водного баланса дельты при заданном прогнозе гидрографа стока и прогнозных метеорологических характеристиках.

Расчеты составляющих водного баланса выполняются с использованием программных средств Excel. На входе модели, в вершине дельты задается приток воды в ее верхние районы. Изменения объемов воды рассчитываются по заданным наблюдаемым или прогнозным значениям ежедневных уровней воды на репрезентативных гидрологических постах и рассчитанным значениям площадей затопления районов. Они рассчитываются на каждые сутки с использованием неоднозначных зависимостей площадей затопления от уровней воды. Отток воды из каждого района рассчитывается как остаточный член из уравнения водного баланса района с учетом рассчитанных по метеорологическим данным осадков и потерь воды на испарение. Оттоки и притоки в смежные районы приняты пропорциональными известному из натурных исследований распределению стока в дельтовых водотоках, соединяющих соответствующие районы.

На примере экстремально многоводного половодья 1991 г. выполнены оценки составляющих водного баланса отдельных районов и дельты Волги в целом. В таблице 1 приведены сведения по укрупненным районам: дельта в целом (Д), западная часть дельты (ЗД), восточная часть дельты (ВД), Западные подстепные ильмени (ЗПИ), Восточные подстепные ильмени (ВПИ) и отмеляя зона устьевое взморья (ОЗУВ). Проанализированы закономерности затопления территорий различных районов дельты Волги, выделены типы районов по степени затопления и относительной роли различных составляющих их водного баланса. В результате этих расчетов в первом приближении получены новые данные о потерях стока в дельте Волги. Максимальные площади затопления дельты в целом составляют в экстремально высокое половодье

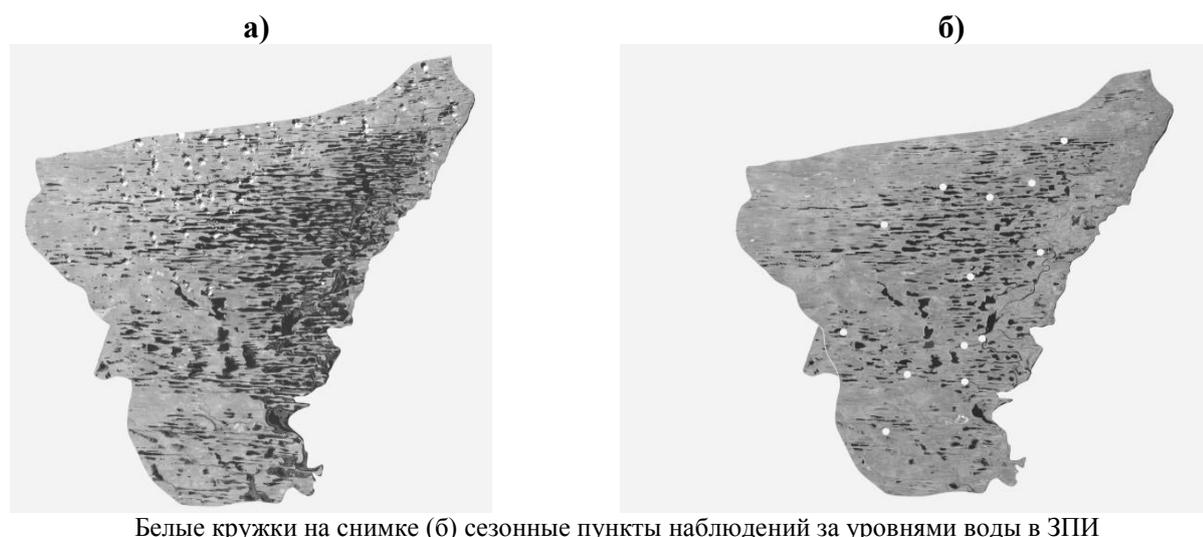
1991 года 56%, дельты без Западных подступных ильменей (Д-ЗПИ) – 67%, западной части дельты без Западных подступных ильменей (ЗД-ЗПИ) – 59%, Западных подступных ильменей – 31%, восточной части дельты без Восточных подступных ильменей (ВД-ВПИ) – 80%, и Восточных подступных ильменей – 49%. Аккумулированный в половодье объем воды в дельте в целом составляет в годы различной водности от 9 км<sup>3</sup> до 3 км<sup>3</sup>. В период межени стока в дельтовых водотоках содержится 2,0 – 2,5 км<sup>3</sup> воды.

**Таблица 1**

Основные характеристики затопления и водного баланса укрупненных районов дельты Волги в экстремально высокое половодье 1991 года

Индекс района	Общая площадь района, км <sup>2</sup>	Площадь водотоков в межень, км <sup>2</sup>	Площадь максимума затопления, км <sup>2</sup>	Макс. аккумуляция воды, км <sup>3</sup>	Приток воды, км <sup>3</sup>	Отток воды, км <sup>3</sup>	Потери воды на испарение, км <sup>3</sup>	Объем осадков, км <sup>3</sup>	Остаточная аккумуляция, км <sup>3</sup>
ЗД	4649	409	2731	2,76	91,64	90,54	1,13	0,36	0,33
ЗПИ	4214	451	1311	1,31	2,22	0,61	0,97	0,35	0,99
ЗД+ЗПИ	8863	860	4042	4,07	93,86	91,16	2,10	0,71	1,32
ВД+ВПИ	5017	394	3736	4,53	65,19	63,12	1,23	0,23	0,94
Д	13880	1254	7778	8,60	153,60	148,95	3,33	0,94	2,26
ОЗУВ	9100	9100	9100	4,55	148,95	144,35	3,41	0,63	1,82
Д+ОЗУВ	22980	10354	16878	13,15	153,60	144,35	6,74	1,57	4,08

В настоящее время в связи с усвоением новой космической информации о затоплении дельты Волги на различных фазах половодий ведется работа по уточнению и обновлению зависимостей  $F=f(H)$  с привлечением значительного количества космических снимков Landsat-5, Landsat-7 (с разрешением 30 м/пкс). Таким образом, параметры водно-балансовой модели дельты Волги существенно уточняются, что расширяет возможность выполнения с ее помощью расчетов затопления и водного баланса отдельных районов и дельты Волги в целом в расширенном диапазоне типов половодий. Результаты новых разработок в этом направлении продемонстрируем на примере района западных подступных ильменей (ЗПИ) в дельте Волги. Он является наиболее сложным и мало исследованным районом в дельте Волги (рис.3).



Белые кружки на снимке (б) сезонные пункты наблюдений за уровнями воды в ЗПИ

**Рис. 3.** Космические снимки западных подступных ильменей: **а)** от 14.05.2007 (среднее по водности половодье) - площадь водного зеркала составляет около 20% от общей площади района и **б)** от 19.09.2007 (межень) - площадь водного зеркала составляет около 10% от общей площади района.

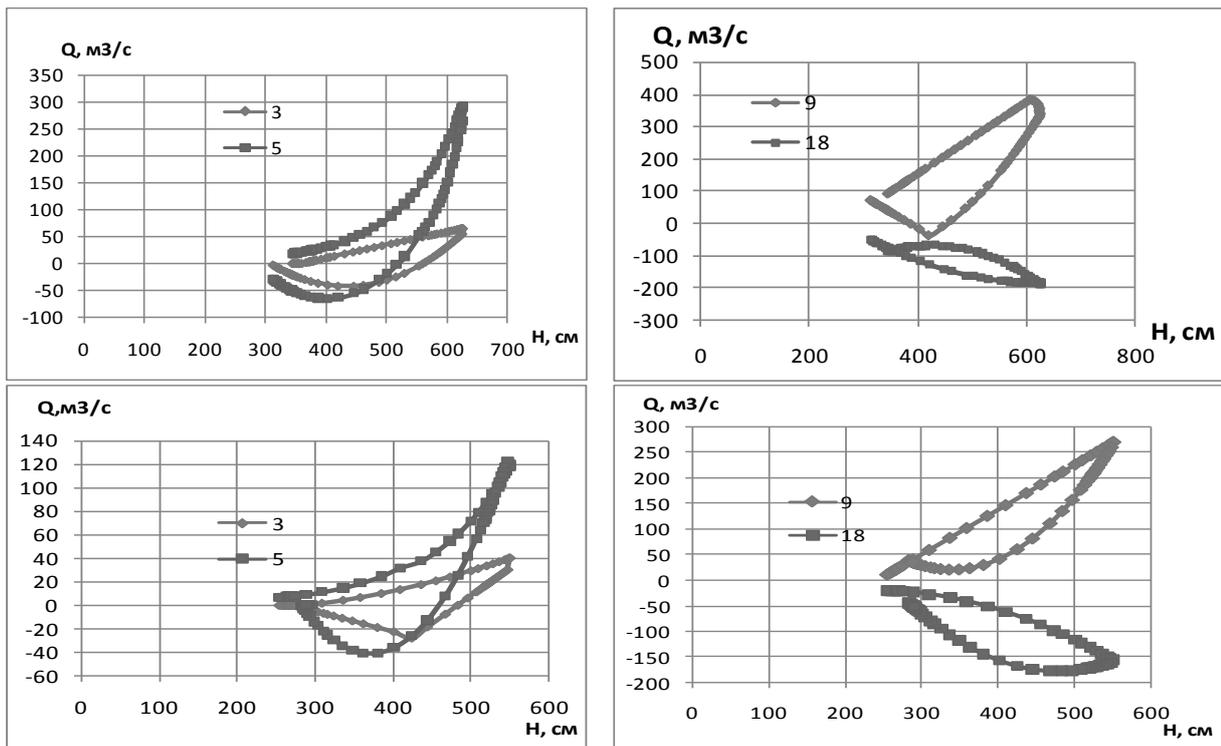
В 2003-2009 гг. ГОИН при участии Астраханского центра гидрометеорологии и мониторинга окружающей среды (АЦГМС) в рамках проектов РФФИ и НИОКР Росгидромета получены новые натурные данные и количественные оценки водообмена ЗПИ с главным руслом дельты Волги и данные об изменениях уровней воды в ЗПИ для половодий различного типа (Полонский, 2008). Впервые исследованы закономерности гидрологического режима ЗПИ, при заполнении в половодье и последующего усыхания. При этом на режим ЗПИ, наряду с естественными факторами, оказывают влияние водохозяйственные мероприятия по улучшению их водообеспечения. В рамках общей водно-балансовой модели дельты Волги разработан особый блок для района ЗПИ, учитывающий специфику его гидрографической сети и водообмен с главным руслом дельты Волги. Построены неоднозначные зависимости расходов воды в водотоках, осуществляющих водообмен ЗПИ с главным руслом дельты Волги от уровня воды на гидрологическом посту г. Астрахань (рис. 4). Получены также зависимости суммарного водообмена ЗПИ с главным руслом дельты Волги (рис. 5).

По данным космических изображений оценены площади водной поверхности ЗПИ в различные фазы половодий и построены петлеобразные зависимости этих площадей от уровня воды на прилегающем к ним участке основного русла дельты Волги (рис.6). Здесь в качестве аргумента были использованы средние уровни воды по ГП Астрахань и ГП Икряное ( $H_{a-и}$ ). При построении этих зависимостей точки отклонения от обоснованной космическими изображениями дельты Волги ветви подъема половодья, точки достижения максимальной площади затопления и конфигурация ветви спада для половодья любого типа определялись по точкам перегибов половодного гидрографа уровня воды в главном русле дельты Волги и эмпирически установленных закономерностей запаздывания максимальных половодных уровней воды в ЗПИ по отношению к максимальным уровням воды в главном русле дельты Волги. Это позволило разработать модель и технологию расчета водного баланса ЗПИ и оценить изменения его составляющих в ходе половодий различного типа. Уравнение водного баланса (ВБ) ЗПИ решается относительно объема аккумулированной воды за отрезок времени:

$$\Delta W_j = PP_j - OT_j - IC_j + OC_j \quad (1)$$

где  $PP_j$ ,  $OT_j$ ,  $IC_j$ ,  $OC_j$ ,  $\Delta W_j$  соответственно объемы притока, оттока, испарения, осадков и изменение объема аккумулированной воды за отрезок времени.

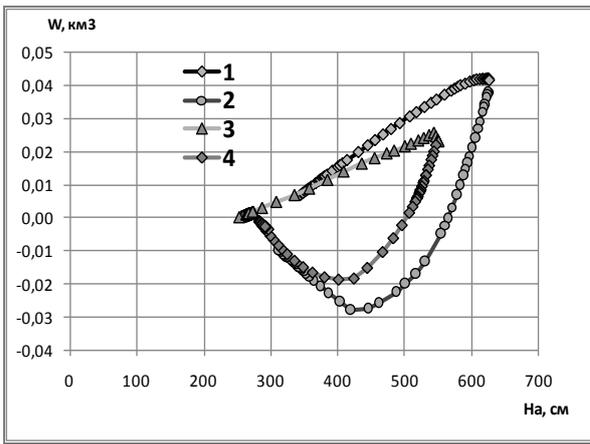
Способы и результаты расчета составляющих водного баланса ЗПИ продемонстрируем на примерах многоводного половодья 2005 года и половодья 2009 года с водностью ниже средней: По данным об ежедневных уровнях воды (рис. 7) с помощью зависимости (рис. 5) рассчитываются ежедневные значения  $PP_j$  и  $OT_j$ . Для оценки слоев испарения с водной поверхности был применен метод расчета испарения с поверхности водных объектов с использованием стандартных наблюдений на метеорологических станциях, а с поверхности ландшафтов суши метод коэффициентов повышающих или понижающих величину испарения с водной поверхности. Для расчетов  $IC_j$  и  $OC_j$  в ЗПИ использовались метеорологические наблюдения на ГМС Астрахань.



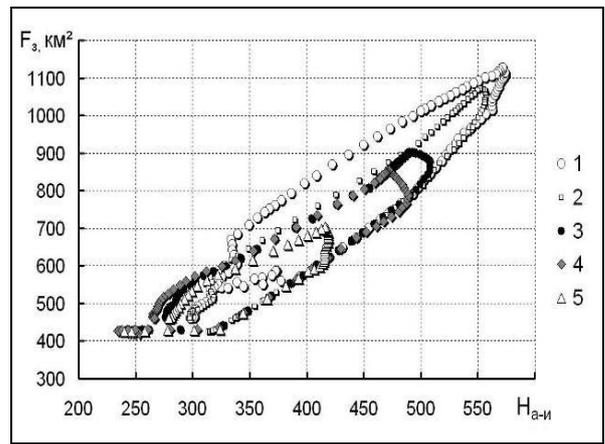
**Рис. 4.** Разнотипные зависимости притока - оттока воды ( $Q$ , м<sup>3</sup>/с) в западные подступные ильмени через отдельные водотоки от уровня воды по гп Астрахань ( $H$ , см) для половодий 2009 и 2005 гг.: 3 – ер. Ножевский, 5 – ер. Бертюль, 9 – пр. Хурдун, 18 – пр. Три ерика. Верхние ветви петлеобразных зависимостей - подъем, нижние ветви – спад половодья по ГП Астрахань.

Расчеты площадей водной поверхности ЗПИ при прохождении половодья проводились по их зависимостям от уровня воды в главном русле дельты Волги (рис. 6), аппроксимированным уравнениями. При снижении уровня воды по ГП Астрахань ниже отметки -24,5 м БС соответствующей 350 см над 0-поста на фазе спада половодья период уменьшения площадей водной поверхности до их меженных значений задавался с учетом экспериментальных данных о водообмене ЗПИ с главным руслом дельты Волги.

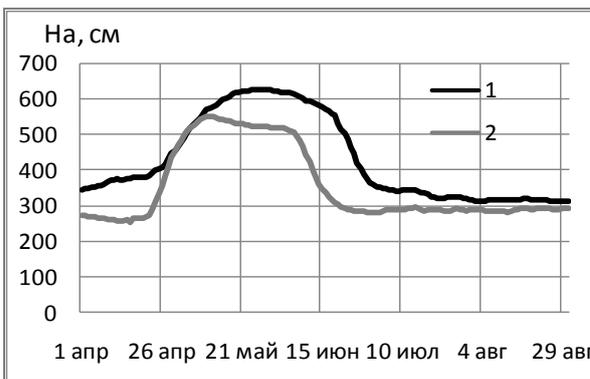
Водообмен ЗПИ с главным руслом дельты Волги через большинство временно действующих в половодье водотоков начинается при достижении отметки уровня воды по ГП Астрахань значения -24,5 м БС (350 см над 0-поста). Объем стока воды рукава Волги (западного рукава дельты) в период, когда была превышена эта отметка, назовем эффективным стоком половодья - ЭСП. Объем суммарного стока воды в вершине дельты Волги в период половодья, когда уровень воды по ГП Астрахань превышал отметку -24,5 м БС, в 2005 г. составил 138 км<sup>3</sup>, а в 2009 г. - 70 км<sup>3</sup>. Объем ЭСП в 2005 г. составил 86 км<sup>3</sup>, а в 2009 г. – 42 км<sup>3</sup>. Максимальные площади водной поверхности ЗПИ в 2005 г. составили 1070 км<sup>2</sup>, а в 2009 г. 860 км<sup>2</sup>, соответственно максимальные объемы воды, накопившиеся в ЗПИ с начала половодья составили в 2005 г. 1,5 км<sup>3</sup> и в 2009 г. 0,5 км<sup>3</sup>.



**Рис. 5.** Зависимость суммарного ежедневного объема притока-оттока воды ( $W$ ) в ЗПИ из рук. Волги и рук. Бахтемира от уровня воды по посту Астрахань ( $H_a$ ) в период половодья 2005 г. (1 – подъем, 2 – спад) и 2009 г. (3 – подъем, 4 – спад).

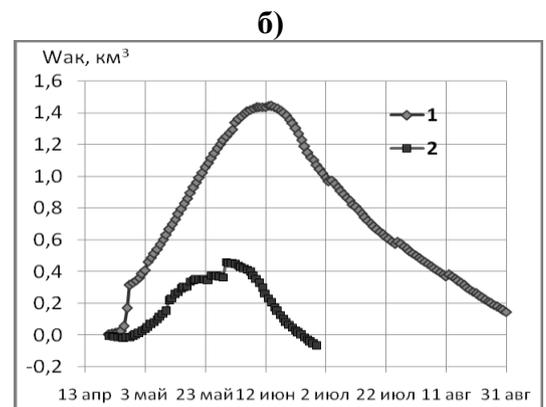
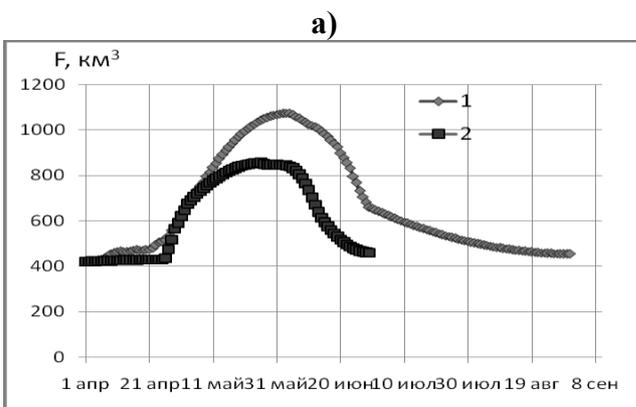


**Рис. 6.** Петлеобразные зависимости площадей затопления ЗПИ ( $F_z$ ) в половодье от среднего уровня воды ГП Астрахань и ГП Икряное ( $H_{a-n}$ ) для различных лет: 1 – 1991 г., 2 – 2005 г., 3 – 2008 г., 4 – 2009 г., 5 – 2006 г.; нижняя ветвь соответствует подъему половодья, верхняя ветвь – спаду



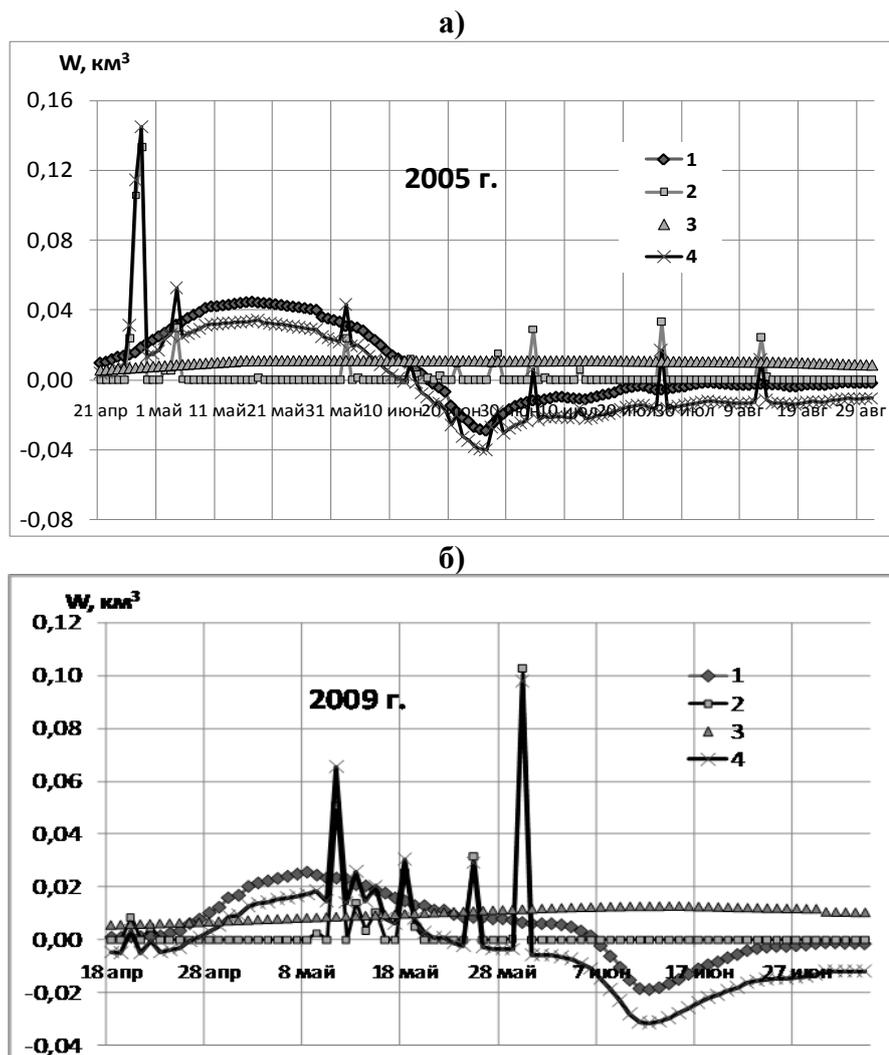
**Рис. 7.** Ход уровня воды ( $H_a$ ) по ГП Астрахань 1 – 2005 г., 2 – 2009 г.

Результаты расчетов изменения площадей водной поверхности ЗПИ показаны на рисунке 8 а, накопившихся в ЗПИ объемов воды при прохождении половодий разной величины – на рисунке 8 б.



**Рис. 8.** Изменение площадей водной поверхности ЗПИ (рис. 8а) и накопившихся в ЗПИ объемов воды (рис. 8б) при прохождении многоводного половодья 2005 года (1) и половодья 2009 года(2) с водностью ниже средней.

Ежедневные значения всех составляющих водного баланса ЗПИ показаны на рисунке 9.



**Рис. 9.** Изменения составляющих водного баланса ЗПИ при прохождении многоводного половодья 2005 года (а) и половодья 2009 года с водностью ниже средней (б): 1 – ежедневное поступление воды в ЗПИ вследствие водообмена с основным руслом дельты Волги, 2 – ежедневный объем осадков, 3 – ежедневный объем испарения, 4 – ежедневное приращение объема воды в ЗПИ.

Ежедневные объемы осадков и испарения на протяжении обоих половодий сопоставимы. Наиболее сильно различаются объемы ежедневного поступления воды в ЗПИ при водообмене с основным руслом дельты Волги и ежедневные приращения объема воды на фазе высокого стояния половодья. В 2005 г. эти объемы почти вдвое превышают соответствующие объемы 2009 г.

#### Выводы

Поскольку обводнение дельты Волги играет огромную роль в ее экологии и хозяйственном использовании, в последующем целесообразно адаптировать разработанные методы и технологии расчета составляющих водного баланса дельты Волги для осуществления мониторинга и прогноза гидрологических условий различных ее районов при прохождении половодья.

Использование водно-балансовой модели наряду с методом прогностического расчета гидрографов стока и уровней воды в дельте Волги позволит оперативно выполнять прогностические расчеты процессов затопления и водного баланса дельты

Волги в любое половодье и осуществлять мониторинг этих процессов. Кроме того, эти расчеты позволят также получать уточненный приток волжской воды к морскому краю ее дельты. Этот приток является главной приходной составляющей водного баланса Северного Каспия и Каспийского моря в целом. Заблаговременный расчет водообмена Западных подступных ильменей с основным руслом дельты Волги при прохождении половодья позволяет проанализировать на примере прошлых половодий-аналогов условия водообеспечения ильменей в текущем году и принять оптимальные решения по его улучшению.

#### **Список использованной литературы**

- Остроумова Л.П. Расчет испарения с поверхности водных объектов в устьевых областях рек южных море России // Метеорология и гидрология. 2004. № 9. с. 81 – 96.
- Полонский В.Ф., Остроумова Л.П. Новая водно-балансовая модель дельты Волги, как средство для оптимального управления ее водными ресурсами // Экологические системы и приборы. 2005. № 12, с. 37-48.
- Полонский В.Ф., Остроумова Л.П. Изучение параметров затопления дельты Волги и ее водно-балансовое моделирование // Сборник статей Всероссийской научно-практической конференции «Водные ресурсы Волги: настоящее и будущее, проблемы управления» ( 3-5 октября 2007 г.). Астрахань, 2008. с. 263-273.
- Полонский В.Ф., Остроумова Л.П. Гидрологические основы водообеспечения западных подступных ильменей в дельте Волги при различных гидрографах половодья // Сборник докладов международной конференции «Управление водно-ресурсными системами в экстремальных условиях» (4-5 июня 2008 г.). Москва, 2008. с. 52-56.

## **ПРОГНОСТИЧЕСКИЕ РАСЧЕТЫ ГИДРОГРАФОВ СТОКА И УРОВНЕЙ ВОДЫ В ДЕЛЬТЕ ВОЛГИ ПО ДАННЫМ О СБРОСАХ ВОЛГОГРАДСКОЙ ГЭС В ПОЛОВОДЬЕ**

**В.Ф. Полонский**

Государственный океанографический институт имени Н.Н. Зубова,  
Москва, Россия

Тел.: + 7 499 2462245 факс: + 7 499 2467288

[vpolonskii@mail.ru](mailto:vpolonskii@mail.ru)

#### **Аннотация**

Разработан метод прогностического расчета уровней воды и гидрографов стока в дельте Волги в половодье. Предиктором прогноза является план-график сбросов воды в нижнем бьефе Волгоградского гидроузла в половодье, для которого подбираются годы-аналоги по историческим данным, имеющимся с 1961 г. Основой для дальнейших расчетов являются установленные для ближайшего года-аналога зависимости расходов воды в вершине дельты от сбросов воды с Волгоградского гидроузла, а также зависимости уровней воды в различных рукавах дельты от расходов воды в вершине дельты. В качестве примера представлен прогностический расчет половодных гидрографов расходов и уровней воды в дельте Волги за 2010 г., выполненный с усвоением информации о плановых и фактических сбросах воды с Волгоградского гидроузла.

#### **Введение**

Чрезвычайно важным для практики является решение задачи расчета (прогноза) изменений во времени (t) уровней и расходов воды в дельте Волги, распределения стока по ее рукавам в период половодья с заблаговременностью, достаточной для своевременного принятия решений по оптимизации использования водных ресурсов, предупреждению и защите от наводнений и маловодий в дельте Волги. В силу большой сложности эта задача не была решена до настоящего времени.

Расчет (прогноз) изменений уровней воды и распределения стока в дельте Волги предполагает решение двух задач: 1) получение прогнозного гидрографа ежедневных суммарных расходов воды в вершине дельты Волги, 2) получение расчетных зависимостей искомым характеристик от расходов воды в вершине дельты Волги и расчет ежедневных значений этих характеристик.

Основным предиктором для получения прогнозного гидрографа ежедневных суммарных расходов воды в вершине дельты Волги в половодье является плановый график сброса воды в нижнем бьефе Волгоградского гидроузла. Такой график может быть получен за несколько недель до начала половодья и в последующем может корректироваться с аналогичной заблаговременностью.

Для прогностических расчетов используется метод аналогов с использованием имеющихся, начиная с 1961 г., материалов о ежедневных половодных сбросах с гидроузла ( $Q_{сб}$ ) и суммарных расходах воды ( $Q_0$ ) в створе с. Верхнее Лебяжье (основное русло Волги, р. Ахтуба, Волго-Ахтубинская пойма). Эти данные позволяют изучить трансформацию половодных сбросов различного типа на участке от Волгоградского гидроузла до вершины дельты Волги и подобрать аналог для каждого прогнозируемого половодья. С учетом закономерностей трансформации половодных сбросов синтезируется прогнозный гидрограф расходов воды в вершине дельты Волги  $Q_0 = f(t)$ .

В дальнейших расчетах используются полученные ранее или заново построенные для ближайшего года-аналога петлеобразные зависимости уровней воды на различных постах в дельте Волги ( $H$ ) от расходов воды в вершине дельте ( $Q_0$ ). Используя эти зависимости, строятся графики прогнозируемых изменений уровней воды [ $H = f(t)$ ] и на их основе графики расходов воды (прогнозные гидрографы) на различных рукавах дельты Волги.

#### **Методика и алгоритм прогностического расчета уровней и расходов воды в дельте Волги (на примере половодья 2010 г.)**

Поскольку идеального аналога для планируемого в текущем году графика сбросов воды в нижнем бьефе Волгоградского гидроузла может не оказаться, для разных характерных фаз половодья подбираются различные аналоги из предыдущих лет. Это позволяет рассчитать (синтезировать) прогнозный гидрограф ежедневных суммарных расходов воды в вершине дельты Волги  $Q_0 = f(t)$  для текущего половодья.

Для фазы резкого увеличения сбросов в начале половодья и фазы их резкого уменьшения в конце половодья используются зависимости  $Q_{сб} = f(Q_0)$ , построенные по ближайшему для каждой из них половодью-аналогу. Эти зависимости строятся с учетом времени запаздывания соответствующих фаз гидрографа расхода воды у с. Верхнее Лебяжье относительно гидрографа попусков воды с Волгоградского гидроузла.

Для расчета ежедневных изменений расходов воды  $Q_0$  во время сельскохозяйственной (первое высокое стояние сбросов) и рыбохозяйственной «полки» (последующее менее высокое стояние сбросов) также подбираются половодья-аналоги по высоте и продолжительности этих «полок». В результате конструируется прогнозный гидрограф  $Q_0$  текущего половодья, построенный в различных своих частях по специально подобранным для них аналогам. При такой реконструкции учитываются закономерности сдвижек по времени соответственных фаз гидрографов  $Q_0$  и  $Q_{сб}$  для половодий-аналогов.

В качестве примера ниже представлен прогностический расчет половодных гидрографов расходов и уровней воды в дельте Волги за 2010 г. Он выполнен с усвоением информации о фактически осуществленных сбросах и плановых изменениях их режима в ходе текущего половодья. Предварительный прогностический расчет дается по мере поступления информации о планируемом режиме сбросов, в первом

приближении, за месяц до начала половодных сбросов и с большой точностью за неделю до начала половодья в дельте на весь период половодья (около двух месяцев). По мере усвоения информации об изменениях первоначально объявленного графика сбросов в ходе половодья ведется корректировка прогностических расчетов гидрографов расходов и уровней воды в дельте Волги с заблаговременностью, заложенной в обновляемой информации о режиме сбросов (20-30 дней на разных этапах половодья).

#### **А. Предварительный вариант прогноза**

Предварительный вариант прогноза на период с заблаговременностью 4 дня до его начала в дельте и до конца половодья (на 2 месяца) составляется по следующему алгоритму.

А.1. Подбирается ближайший год-аналог по интенсивности увеличения сбросов Волгоградской ГЭС на подъеме половодья, по величине предполоводного сброса и величине сельскохозяйственной (первой) и рыбохозяйственной (второй) полки сбросов. Для прогноза 2010 г. таким предварительным аналогом был 2000 г. в соответствии с планируемыми «режимами работы гидроузлов Волжско-Камского каскада (сбросах) на период с 22.04.2010 по 10.05.2010 г.» и с данными о «сельскохозяйственной» и «рыбохозяйственной» полках сбросов от 18 марта 2010 г. (рис. 1).

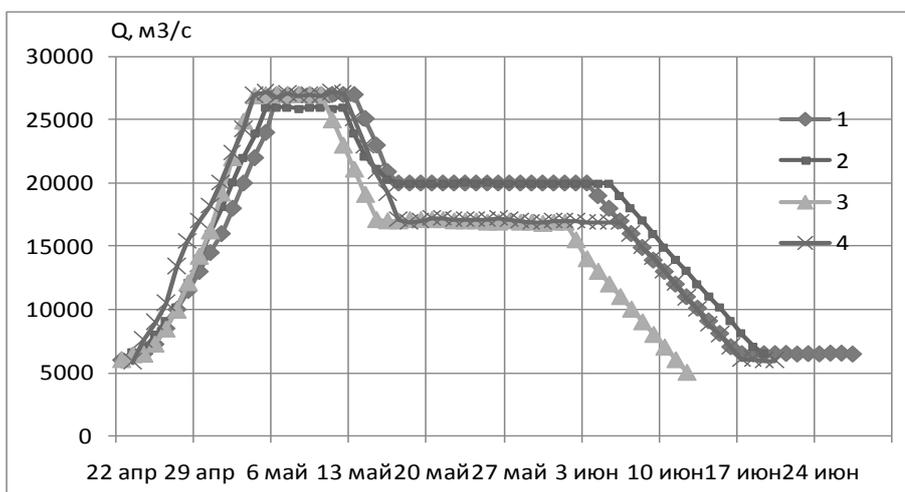
А.2. По данным ближайшего половодья-аналога строится зависимость суммарных расходов воды у с. Верхнего Лебяжьего от сбросов Волгоградской ГЭС для фазы подъема половодья с учетом сдвиги по времени на 4 дня (рис. 2), которая аппроксимируется сплайнами в Excel.

А.3. Используя данные о плановых половодных сбросах, рассчитываются по этой зависимости значения ежедневных расходов воды у Верхнего Лебяжьего на подъеме половодных сбросов плюс 4 дня после начала сельскохозяйственной полки сбросов.

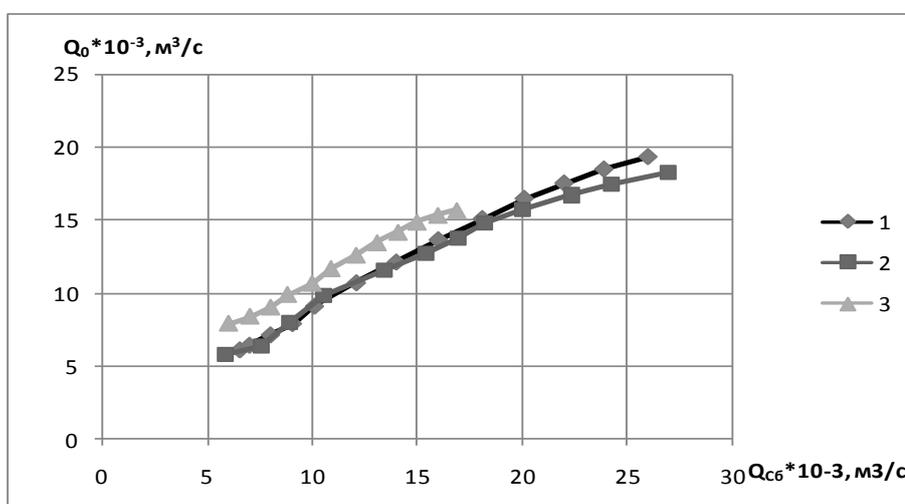
А.4. По ближайшему году-аналогу (2000 г.) задаются ежедневные приращения расходов воды у Верхнего Лебяжьего, начиная с 6-го дня от начала сельскохозяйственной полки по 5-й день после ее окончания (окончание считается по текущему прогнозируемому половодью). Прибавляя эти приращения, рассчитываются расходы воды у Верхнего Лебяжьего, начиная с 6-го дня сельскохозяйственной полки по 5-й день после ее окончания включительно. Если сельскохозяйственная полка аналога закончилась раньше, чем в прогнозируемом году, ежедневные приращения расходов воды в прогнозируемом году экстраполируются на соответствующее число дней после 5-го дня после окончания полки в году-аналоге. Если сельскохозяйственная полка аналога закончилась позже, чем в прогнозируемом году, суммирование приращений прекращается на соответствующее число дней раньше 5-го дня после окончания полки в году-аналоге.

А.5. По ближайшему году-аналогу задаются ежедневные приращения расходов воды у с. Верхнего Лебяжьего (отрицательные), начиная с 5-го дня после конца сельскохозяйственной полки по 7-й день после окончания рыбохозяйственной полки (окончание считается по текущему прогнозируемому половодью). Прибавляя эти приращения, рассчитываем расходы воды у Верхнего Лебяжьего, начиная с 6-го дня после окончания сельскохозяйственной полки по 7-й день после окончания рыбохозяйственной полки включительно. В первом варианте прогноза (без учета его корректировки по фактическим сбросам и изменений плановых сбросов в ходе прогнозируемого половодья) по ближайшему году-аналогу задаются ежедневные приращения расходов воды у Верхнего Лебяжьего (отрицательные) с 8-го дня после окончания рыбохозяйственной полки до конца половодья.

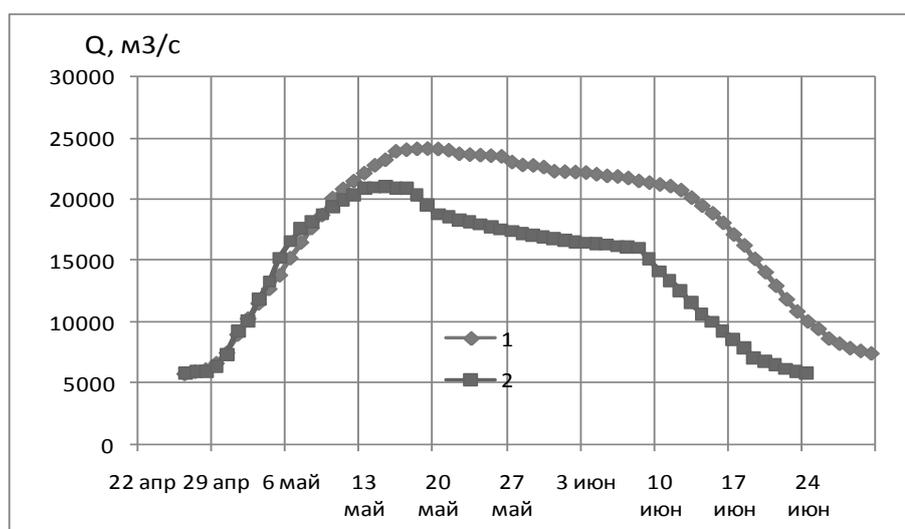
А.6. В итоге вычислений ежедневных расходов воды у Верхнего Лебяжьего с 4-го дня после начала половодных сбросов по последний день половодья в соответствии с пп. 1 – 5 строится предварительный гидрограф расходов воды прогнозируемого половодья (рис. 3).



**Рис.1.** Гидрографы сбросов: 1- предварительно объявленный плановый половодный сброс Волгоградского гидроузла в 2010 г., 2 –аналог (2000 г.) предварительно планового сброса 2010 г.; 3 - фактический сброс 2010 г.; 4 – аналог (2008 г.) фактического сброса 2010 г.



**Рис.2.** Зависимости суммарных расходов воды в вершине дельты Волги ( $Q_0$ ) от сбросов Волгоградского гидроузла ( $Q_{сб}$ ): 1 - 2000 г. на подъеме, 2 - 2008 г. на подъеме, 3 - 2008 г. на спаде половодья



1 – расчет по прогнозируемому сбросу; 2 – расчет по фактическому сбросу

**Рис. 3.** Результаты прогностического расчета гидрографов суммарных расходов воды в вершине дельты Волги в 2010 г.: 1 – по графику предварительно объявленного планового половодного сброса Волгоградского гидроузла, 2 —по фактическому сбросу 2010 г.

А.7. По данным ближайшего половодья-аналога строятся зависимости уровней воды на постах в дельте Волги от расходов воды у с. Верхнего Лебяжьего, которые аппроксимируются их сплайнами в Excel.

А.8. По данным о прогнозных ежедневных расходах воды у с. Верхнего Лебяжьего и по формулам, аппроксимирующим зависимости уровней воды на постах в дельте Волги от расходов воды у с. Верхнего Лебяжьего, рассчитываются ежедневные уровни воды на этих постах в течение прогнозируемого половодья и строятся предварительные гидрографы.

### **Б. Корректировка прогноза с усвоением данных о фактических сбросах и изменениях плановых сбросов в ходе прогнозируемого половодья**

Фактические сбросы Волгоградской ГЭС в половодье 2010 г. отличались от первоначально запланированных в следующем отношении:

- а) фактическая сельскохозяйственная полка началась на 2 дня раньше прогноза при некотором различии графика ежедневных сбросов;
- б) фактическая сельскохозяйственная полка оказалась на 3 дня короче запланированной;
- в) значения сбросов на фактической сельскохозяйственной полке оказались равны 17000 м<sup>3</sup>/с, а не 20000 м<sup>3</sup>/с, как прогнозировалось.

В связи с этим по мере поступления в ходе половодья 2010 г. новой информации о фактически осуществленных сбросах (от 5, 9 и 20 мая 2010 г.) и об изменениях планируемых сбросов от 21 мая и 2 июня выполнялись корректировки к предварительному варианту прогноза суммарных расходов воды в вершине дельты Волги у Верхнего Лебяжьего и уровней воды на постах в дельте Волги в половодье 2010 г. в следующем порядке.

Б.1. По мере поступления данных о фактически осуществленных сбросах от начала половодья по текущий момент осуществлялась ежедневная корректировка прогноза заблаговременностью 4 дня вплоть до 5-го дня от начала сельскохозяйственной полки.

Б.2. В связи с тем, что режим фактических сбросов после окончания сельскохозяйственной полки половодья 2010 г. был существенно изменен по отношению к первоначально объявленному, различия между фактически наблюдаемыми уровнями воды в дельте Волги и уровнями по предварительному варианту прогноза стали увеличиваться после 15 мая. Поэтому для определения изменений расходов воды с 5-го дня после окончания сельскохозяйственной полки (с 15 мая) принимаем в качестве ближайшего аналога половодье 2008 г. (рис. 1, рис.2).

Б.3. Прогноз на период, начиная с 5-го дня после окончания сельскохозяйственной полки по 7-й день после окончания рыбохозяйственной полки включительно, т.е. с заблаговременностью 24 дня (учитывая первоначальный прогноз ее продолжительности – 18 дней) оставался в силе и после первого официального извещения об изменениях плановых сбросов 21.05.2010 г. с 21.05. по 1.06.

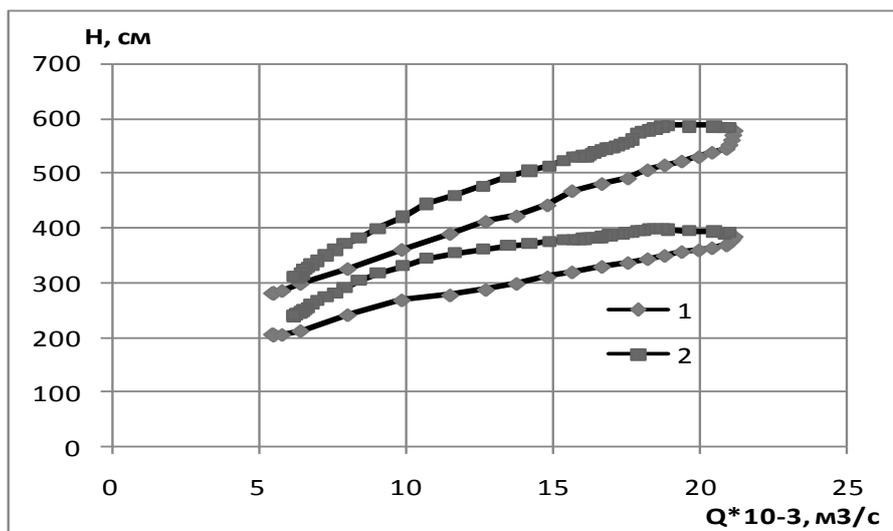
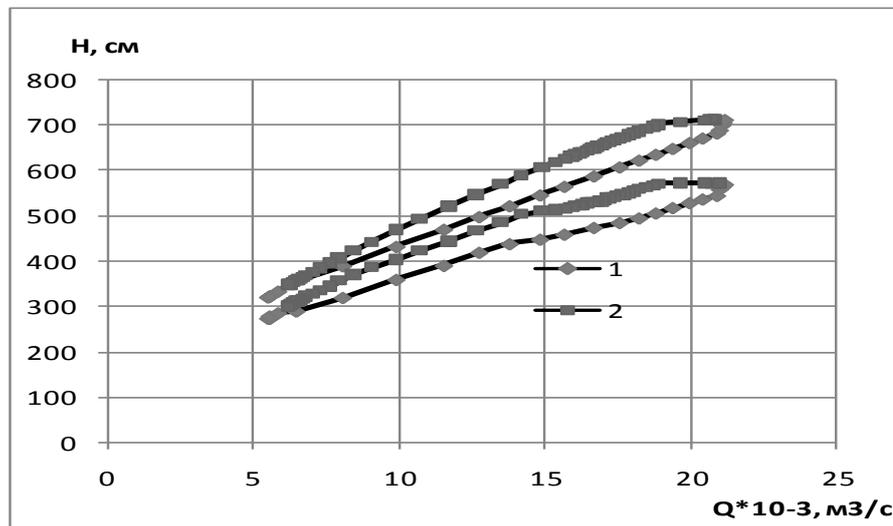
Б.4. После второго официального извещения об уточнении плановых сбросов 2.06.2010 г. был уточнен прогноз половодья вплоть до его окончания в дельте Волги 24.06.2010 г. (рис. 3). Алгоритм этих уточнений изложен в пп. Б.5 – Б.7. При этом как аналог использовалось половодье 2008 г.

Б.5. По данным ближайшего половодья-аналога (2008 г.) строится зависимость суммарных расходов воды у с. Верхнего Лебяжьего от сбросов Волгоградской ГЭС для фазы резкого спада половодья с учетом сдвижки по времени на 7 дней (рис.2) и аппроксимируется сплайнами в Excel.

Б.6. По данным о прогнозных половодных сбросах по этой зависимости рассчитываются значения ежедневных расходов воды у Верхнего Лебяжьего на спаде половодных сбросов начиная с 8-го дня после окончания рыбохозяйственной полки

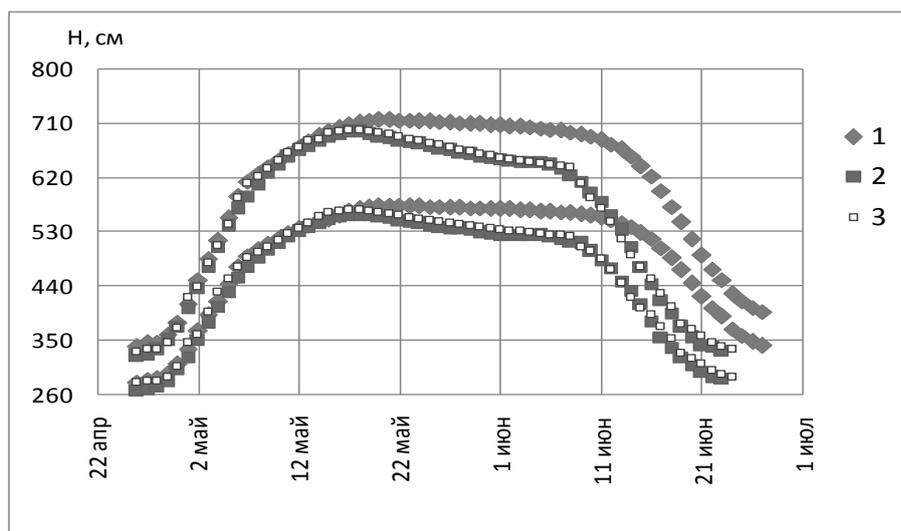
сбросов по 8-й день после окончания резкого снижения половодных сбросов. В последующие 4 дня принимаем тенденцию завершения половодья как в году-аналоге.

Б.7. По данным о прогнозных ежедневных расходах воды у с. Верхнего Лебяжьего по формулам, аппроксимирующим зависимости уровней воды на гидрологических постах (ГП) в дельте Волги от расходов воды у с. Верхнего Лебяжьего (рис. 4), рассчитываем ежедневные уровни воды на этих постах в течение прогнозируемого половодья и строятся скорректированные гидрографы (рис. 5).

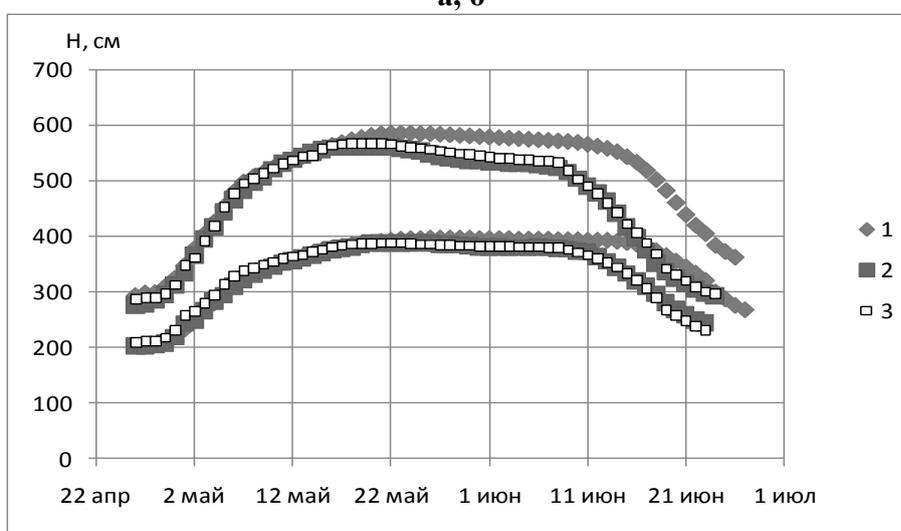


1-подъем половодья    2- спад половодья

**Рис. 4.** Зависимости уровней воды на ГП в дельте р. Волги от суммарного стока воды в ее вершине по данным 2004-2008 гг.



**а, б**



**в, г**

1 – предварительный прогноз хода уровня воды; 2 – фактический ход уровня воды;  
 3 – скорректированный прогноз хода уровня воды  
 а – ГП Верхнее лебяжье (две верхние линии), б – ГП Астрахань (две нижние линии),  
 в – ГП Красный яр (две верхние линии), г – ГП Зеленга (две нижние линии)

**Рис. 5.** Прогностический расчет гидрографов уровней воды в дельте Волги в половодье 2010 года

### Выводы

Разработанный метод прогностического расчета гидрографов стока и уровней воды в дельте Волги апробирован на примере половодья 2010 г. Отклонения рассчитанных прогнозных уровней воды от наблюдаемых на постах в дельте Волги по скорректированному варианту прогноза на основном протяжении половодья лежат в пределах 5-10 см и лишь в отдельные дни на фазе подъема половодья на отдельных постах (ГП Зеленга) достигают 10-15 см. Такие расчеты могут послужить основой для выработки и своевременного принятия решений по оптимизации использования водных ресурсов, предупреждения и защиты от наводнений и маловодий в дельте.

# IMPACT OF THE RAPID CASPIAN SEA LEVEL CHANGING ON MIANKALEH SAND SPIT EVOLUTION

**Homayoun Khoshnavan**

Caspian Sea National Research & Study Center, Water Research Institute,  
Sari, Mazandaran, Iran

Tel: +98 151 3822974 Fax: +98 151 3822867

[h\\_khoshnavan@yahoo.com](mailto:h_khoshnavan@yahoo.com)

## **Abstract**

The main objective of this study is morphodynamic deformation assessment of Miankaleh Sand spit peninsula which origin from the forces of Caspian Sea water level changing and anthropogenic activities. Morphodynamic deformation conditions evaluation of the studied area is based on compiling and processing of aerial photos related to a 40 years period of times (1965-2005) including 2 periods of expanded Caspian Sea - level rise and down. Then in order to study the position of sedimentary morphodynamic subunits, we conducted observational works around eight transects in direction of southern northern from extremity of western to eastern of mentioned area and after taking some samples of sediments, their granulating was controlled by laboratory operations. Results show high vulnerability at the end of eastern regions near Ashooradeh peninsula where there is an interaction with Caspian rapid sea level changing. In the direction of west, marining strength of littoral regions in Miankaleh Sand spits declines gradually. On the other hand, erosive vulnerability conditions have increased at the end of western regions of Miankaleh due to some human activities and developments like harbor construction and economical efforts (power plant, ship building, oil and gas). The Sand spits, marginal wetlands, coastal lowlands, erosive terraces, bays and erosive canals, in addition to Sand dunes which presented as the most important morphodynamic features, depend completely on natural and humanity process for expanding and developing.

## **Introduction**

The susceptibility of coastal lowlands, which affected by climatic process, water level changing of oceans and seas and impacts of anthropogenic activities, is very high. So that the ecological and morphodynamic characteristics of these regions become involved in a critical vulnerability due to the function of sea water level rise and down periods. In fact, slight slope of lands behind coast which have negative and reverse direction as compared with coastal berms, provide favorable conditions for marining on the occasion of water level rise and coastal aquifers piezometric level rise. Consequently, marginal wetlands appear. In view of biodiversity in these areas, habitat value and significance for conservation objectives is strongly considerable. Miankaleh wetland has such environmental importance so that according to the defined criteria by international union for conservation of wetlands has presented as a protective area (Ramsar, 1971). The connection of this basin and Caspian Sea is established via marginal canals. Usually in the case of water level rise, vast parts of littoral zones could be submerged then territory of Miankaleh wetland will expand. The main question of this study is the impact assessment of natural and anthropogenic factors on morphodynamic deformation in Miankaleh lowland area. Environmental and erosive vulnerability conditions of this area have increased because of Low and reverse slope sandy shore, Caspian rapid sea level changing and hydrodynamic forces from it, furthermore economical efforts expansion (fishery, port, oil and gas, tourism, power plant and construction). The results of several surveys prove that this coastal significant area of Caspian Sea has permanently been impressed by environmental forces of Caspian Sea level changing throughout the Quaternary geological history (Khoshnavan, 1995). Hence current morphological appearance is depended on hydrodynamic forces and Caspian Sea water fluctuations (Khoshnavan, 2000). With the comparing the shoreline transpositions of Caspian Sea south- eastern coastal parts on the region between Torkaman and Gomishan ports in 40 recent years, we can find out the replacement rate and morphological deformation of Caspian Sea slight slope coasts along with rapid fluctuating periods (Khoshnavan, 2002). Furthermore,

it is proven that the wide sandy area evolved from flows parallel with coast in direction of west to the east throughout recent several thousand years (Kosari, 1995). Survey about native and immigrant bird biodiversity of mentioned wetland in addition to the benthic and fishes, show precious habitat value and excessive bio susceptibility of this area (Kosari, 1995). Recent accumulation of trading and commercial efforts in ports, water effluents from city and village communities and leading industries, solid waste disposal, toxicant concentrations generated from fertilizers and pesticides, is the main cause of increasing environmental vulnerability rate around Gorgan bay and Miankaleh wetland (Moghadam, 2004). Therefore, this study aims to assessment of morphodynamic deformation which effected by both sea water level changing and anthropogenic activities in Miankaleh peninsula. To achieve this main goal, we have identified precisely the recent sedimentary morphodynamic characteristics of studied area. Then we have simulated the structural reaction encounter with the mentioned agents by taking advantages of aerial photos processing and field observations.

**The area under study.** The slight slope and lowland, Miankaleh is located on the south – eastern regions of the southern coasts of Caspian Sea in the lengthwise direction around a canal between Torkaman port and Ashoradeh peninsula where is adjacent to the Amirabad port (fig.1). It is situated in the widthwise direction between Gorgan bay and Caspian Sea.



**Fig.1.** Study area location

This area is expanded as a sandy spit in the direction of western, eastern along with the Caspian Sea shoreline. The length is about 70 kilometers and the width is about 2 kilometers. There is one of the most important Caspian Sea ports (Amirabad port) in the western parts of this region. Also Ashoradeh peninsula, in the end of eastern parts, is considered as a main center for the sturgeons fishing. The aqueous connection of the Gorgan bay and Caspian Sea is feasible via marginal canals such as Ashoradeh and Khozeini canal. The vast regions of Miankaleh area is covered by maritime sandy sediments which appear in the intercalation shape of the microlithic and adhesive wetland sediments. This kind of sediments is seen in central parts of peninsula that contains lots of mussels. Also, the eastern parts of Miankaleh include sedimentary wetland environment and middle part where is concentrating location for the majority of the aquatic organism.

**Methods.** After collecting required data and documents on coastal modification impact on the low land of Miankaleh from research centers and organizations, we surveyed in detail several references obtained from cross- referencing in papers and from internet researches. Then primary familiarity with studied area was taken place from the viewpoint of natural geology and environmental attributes. Thereafter, morphologic features and widespread morphodynamic phenomena conditions of this area were assessed with applying of satellite images (Google earth). Simultaneously, field observations and sampling transects were determined (Fig. 1). Sedimentary morphodynamic structure condition of the area in the direction of vertical to shoreline between Gorgan bay and Caspian Sea was sampled and measured by field works conducted around eight transects where it was chosen in lengthwise direction of Miankaleh. Moreover, to determining the impact of anthropogenic activities on geometrical structure and sedimentary morphodynamic along with 3 stations around Amirabad port, needed measurements were performed in western, central and eastern sections of coastal area. After preparing of sedimentary samples in the laboratory and accomplishing some required examinations, we analyzed the characteristics of sediments texture from the viewpoint of particle size and distribution thus related sedimentary environment. Subsedimentary environments and shorelines around peninsula were assigned by transferring data to the geological information system (GIS) and putting down them on digitized map. The transpositions of shoreline and submergence of coastal lands were verified by Interpreting and comparing of aerial photos belonged to a 40 years period of times (1965-2005) in a scale of 1:10000 which contains both water level rise and down conditions. After that, we achieved to identify vulnerable regions towards Caspian rapid sea level fluctuations. Finally bioecological conditions and the territories of paludic lowlands were assessed by comparing the sedimentary subenvironments in both Caspian Sea water level rise and down.

## **Results**

### **• Morphodynamic and morphological features of Miankaleh**

The aerial photos processing and field works conducting around eight measurement transects (Table 1) specify that Miankaleh Sand spit possess morphologic sub-strata and sedimentary sub-environments in the direction of west to east.

### **• Morphodynamic structure transposition**

The consequences of processing and comparing the aerial photos of Miankaleh coastal regions in a period of times (1965-2005) which contained Caspian Sea water level rise and down phenomena, show different dislocation of Miankaleh peninsula shorelines in western, central and eastern parts. The scope of the coastal lands submergence in the situation of water level rise has diverse features in the different regions. Besides the extension of coastal morphodynamic features such as: erosive bays, connecting canals, wetlands and sandy spit expansion happen more in the case of sea water level rise to sea water level down. In the time of Sea transgression period, the growth of vegetable coverage is seen more in berms and sandy dunes.

**Table 1:** Sedimentary morphodynamic and morphological stratification of Miankaleh sand spit

Miankaleh region	Sedimentary sub-environments	Morphodynamic phenomena
Western part	Aeolian environments, primitive berms, wetland fringe, shoreline, wetland band beam, Gorgan Bay	Erosive terraces, beach cusps, sand dunes, primitive beach and fluctuation terraces
Central part	Shoreline, wetland, sand dunes, marginal canals, wetland fringe, Gorgan Bay	Beach cusps ripple marks, scattered sand dunes, strip pool pits, sand spits
Eastern part	Marginal lagoon, primitive sandy beach, Gorgan Bay	Pool pits, lagoon

**• Anthropogenic impacts on coastal structure deformation**

The evaluation of geometric and morphodynamic structures in sandy spit western parts of Miankaleh around the 3 measurement stations in the west direction to the east of Nekaroud embouchure to the end of Amirabad east part, confirms the erosive phenomena enlargement produced by anthropogenic activities like ports, sheep building, power plant and related oil and gas industries in centre of Miankaleh western regions (Table 2). So that shoreline has been retreated to 900 meters in this part of Miankaleh and the growing trend of erosion involves sandy dunes which caused coastal berms eradication. This event has influenced the locations of 20 kilometer radius from west direction to the east. The most important engineering constructions, which affected the erodibility of Miankaleh western parts, are coastal break water obstacles, groins and coastal guard constructions.

**Table 2:** Geometric and morphodynamic structure characteristics of western coastal parts of Miankaleh

Station No.	Geographical position		Morphodynamic features
	x	y	
1	36,83575	53,22120	Delta, berm, sand dunes
2	36,85000	53,39999	erosive terrace, beach cusps, destroyed sand dunes
3	36,86837	53,47748	sand bar ripple mark, small beach cusps, sand dunes

**Discussion**

**• Field observations and satellite images analysis**

The conclusions from field observations and satellite images analysis indicated that sedimentary morphodynamic and morphologic features of Miankaleh peninsula have specific qualities as well as at the end eastern of Amirabad part to the central point of Tazehabad coast adjacency in Miankaleh sandy spit is formed of the Caspian primitive coastal sandy sediments. The coastal profile from Gorgan bay to the Caspian Sea shoreline orderly contains: lowland part of Gorgan bay with the dominant vegetable coverage of Xanthium shrubs and filled with calcareous shell of mollusks (bivalve and gastropod). After that we reach the

primitive sandy coast of Caspian Sea with an altitude code of -24 that embraced microlithic sandy sediments and marine mussels (*Cardium edule*). This part of Miankaleh sandy spit is covered by prairie, raspberry bushes and sour pomegranate. The surface of sandy sediments dressed in dark brown colored soil whose thickness is about 10 centimeters. After the wide area of primitive Caspian Sea berms, we arrive to the inactive sandy dunes which have extensive vegetative coverage. In the next area, active and semiactive sandy dunes could be seen. Ultimately, the coastal profile leads to a slight sloped beam which has reverse slope towards coastal berm along Caspian Sea shoreline with the coverage of halophytes such Xantium plants.

This kind of biomorphological state exists in whole of western parts of Miankaleh. In fact, the morphological feature assessment of western parts of Miankaleh shows the function of Caspian Sea water level rise excessive phases in the past whose altitude code is changed of -24 to present -26.5. Coming a large amount of sandy sediments out of sea surface, is the cause of sandy dunes formation. The widthwise expanding of sandy dunes territory is strongly related to the vegetative coverage enlargement. Due to reduction of sandy sedimentary substances, coastal berms deform to marginal wetlands in central parts of Miankaleh coast. Faraway from shoreline, sand spits are formed by coast paralleled flows in west direction to the east. At the back of these sand spits, strip wetlands have been created with the average depth of 1.5 meters. The accumulation of vegetative coverage and the permeability of coastal lands in this area have been caused the decrease and dispersion of sandy dunes in Caspian Sea primitive coast. On the other hand, marginal basins such as wetland appear strongly in eastern slight sloped parts, while coastal sands have been disappeared. Submergence situation of this part of Miankaleh coast has been so fragile that a vast part of this area has sunk since 1978 when Caspian Sea water level has increased 2.5 meters up to now. Consequently; Khozeiny canal and aquatic connection width between Gorgan bay and Caspian Sea has been developed. One of the morphodynamic features of this area is the creation of erosive bays in south- eastern part of Miankaleh. The penetration of sea brine is the cause of salty land generation in lowland around Gorgan bay. Salty crystals appear in the mentioned salty lands at aridity time. Therefore Miankaleh contains 3 morphological features; coast, intermediate and wetland in direction of west to east. The erosive vulnerability in the edge of Miankaleh sandy spit is increasing from west to east.

- **Comparing of the aerial photos analysis conclusions**

The result comparisons of aerial photos processing during 40 years (1965- 2005) which include two important Caspian Sea water level rise and down phases, prove deformation manner of Miankaleh sandy spit related to Caspian Sea water level changes. The collected data from limnograph stations show about 3 meters depression in sea water level from 1940 to 1979, whereas; Caspian Sea water level has got a rapid rise about 2.5 meters from 1979 to present. The examination of morphodynamic deformation rate in Miankaleh coast indicates that erosive vulnerability mostly exists close to the eastern regions between Torkaman port and Ashooradeh in the mentioned times. The slight slope of this region helps speed rate of marining and generally morphological features have been changed seriously as connecting canals (Khozeiny) and wetlands widthwise have been developed.

Morphodynamic deformation rate is more expanded in eastern parts in compare of western parts in as much as the shoreline has moved only 60 meters up to now. In consequence, marining is seen fewer in western parts. In the case of sea level regression, raspberry bush lands and sour pomegranate shrubs are expanded through the berm, however; owing to the water level rise and soil salinization, the mentioned vegetative coverage are destroyed and the bodies can be found under sediments. Meanwhile it is proven that the most Vulnerability towards sea water level rise seems from the end of eastern to central part of Miankaleh peninsula. Other regions have fewer vulnerability risk.

### • **Anthropogenic impacts on erosive vulnerability**

Port constructions, groins building, coastal break water obstacles, coastal guard constructions, land surfacing and sand takings, increase erosive Vulnerability in western parts of Miankaleh close to the multipurpose Amirabad port. Actually Amirabad port (in the end western part) and Ashooradeh peninsula (in the eastern part) are affected more by anthropogenic activities. In addition; erosion phenomena has been seen more in Amirabad free zone in compare of eastern parts of Miankaleh. The rest area of Miankaleh is under protection with no human access and damages. The measurements of geometrical structure in western coast of Miankaleh indicate that quay and coastal break water obstacles induce radically berm deformation and shoreline strike deviations (Table 2). There is sedimentary accumulation in west of Neka power plant (station No.1). To the west, the affection of coastal flows causes coastal disruption and erosion of central parts (station No.2). The main morphodynamic features, which have been obtained from human activities, are known as appearance of vast erosive terraces, developed crescentic beach cusps and disappearance of berm and sandy dunes (station No.2). Dramatically the effect of constructions on coast is reduced by going far from central part (station No.3). Actually the impact of marine constructions is caused the movement of shoreline about 900 meters exactly in central regions. Therefore the western coast of Miankaleh is vulnerable and dangerous in view point of anthropogenic activity expansion. Finally because of gentle slope in littoral zone which generated by coastal break water obstacles and quay, provide artificial condition of coastal land submergence.

### **References**

- Khoshravan H. Caspian sea Quaternary sediments biostratigraphy and paleogeography. Academic thesis. Esfahan University, 1995. 357 p.
- Khoshravan H. Morphological zone of the southern coasts of Caspian Sea / National research center of the Caspian Sea. Internal report. 2000. 156 p.
- Khoshravan H. Miankaleh sand spit evolution reconstructing / National research center of the Caspian Sea. Internal report. 2002. 114 p.
- Kosari K. Caspian Sea east- southern coasts shoreline displacement study / Geology survey of Iran. 1995. 56 p.
- Moghadam M. Contamination resources management by use GIS. Academic thesis. Bandarabbas Azad University, 2004. 187 p.

## **ВОДНО-БАЛАНСОВАЯ МОДЕЛЬ СЕВЕРНОГО КАСПИЯ, ОТДЕЛЬНЫХ ЕГО ЧАСТЕЙ И ОЦЕНКА ПРИТОКА РЕЧНЫХ ВОД В СРЕДНИЙ КАСПИЙ**

**Л. П. Остроумова, В.Ф Полонский**

Государственный океанографический институт (ФГУ ГОИН)

Тел.: + 7 49924622458512 303470 факс: + 7 4997288

[Lostroumova@mail.ru](mailto:Lostroumova@mail.ru), [vpolonskii@mail.ru](mailto:vpolonskii@mail.ru)

### **Аннотация**

Разработана водно-балансовая модель устьевое взморья рек Волги и Урала - Северного Каспия. В качестве основных расчетных пространственных элементов в ней выделены три части Северного Каспия: 1) отмеляя зона устьевое взморья Волги, 2) глубоководная зона западной части Северного Каспия, 3) восточная часть Северного Каспия. Водно-балансовая модель, позволяет рассчитывать составляющие водного баланса для отдельных частей Северного Каспия. Как результат водообмена определяется отток из Северного Каспия в Средний Каспий. С помощью водно-балансовой модели Северного Каспия рассчитаны изменения основных составляющих его водного баланса по различным типовым сценариям (характерным годам по стоку р. Волги). Впервые проанализированы пространственно-временные закономерности перераспределения в Северном Каспии объемов воды под

влиянием речного стока и потерь воды на испарение, осадков с учетом изменений гидрологического режима реки Волги, фоновый уровень Каспийского моря и метеорологических условий.

### **Введение**

Основная приходная составляющая в водном балансе Каспийского моря это сток реки Волги. Основная расходная составляющая – испарение. Их соотношением определяется сезонное и многолетнее изменение объема и уровня воды в Каспийском море. Сток Волги составляет 80 - 85% суммарного речного стока воды, поступающего в Каспийское море, и около 65% приходной части его водного баланса. (Гидрометеорология и гидрохимия морей, 1992). Он играет доминирующую роль в изменениях водного баланса Каспийского моря и особенно Северного Каспия (СК).

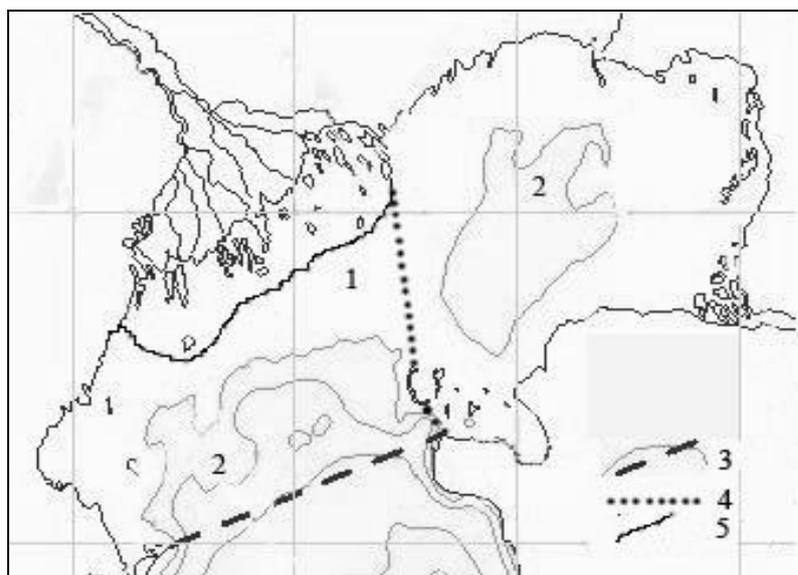
Важной, пока еще мало разработанной проблемой является оценка межгодовой и внутригодовой динамики перераспределения объемов волжской воды в СК и поступления ее в Средний Каспий с учетом потерь на видимое испарение. Для решения этой проблемы разработана водно-балансовая модель СК и с ее помощью рассчитаны по различным типовым сценариям (характерным годам) изменения основных составляющих его водного баланса. Впервые проанализированы пространственно-временные закономерности перераспределения в Северном Каспии объемов воды под влиянием речного стока и потерь воды на испарение с учетом изменений гидрологического режима реки Волги, фоновый уровень Каспийского моря и метеорологических условий.

### **Водно-балансовая модель Северного Каспия**

Северной границей (СК) служит морской край дельты Волги (МКД), граница между СК и Средним Каспием проходит по линии, соединяющей о-в Чечень с мысом Тюб-Караган (рис. 1). Площадь СК при отметке -27 м БС составляет 104,6 тыс. км<sup>2</sup>, при отметке -28 м БС – 90,1 тыс. км<sup>2</sup>, а при отметке -29 м БС – 71,9 тыс. км<sup>2</sup> (Болгов, Красножон, Любушин, 2007). Акватория СК подразделяется на две крупные части: западную и восточную. За границу между ними принята линия от Джамбайско-Новинских островов на севере (восточнее МКД) до северной оконечности о-ва Кулалы, по о-ву Кулалы, от его южной оконечности до мыса Тюб-Караган. В западную часть СК поступает основной объем стока Волги, поэтому практически вся ее акватория представляет собой устьевое взморье Волги (Устьевая область Волги, 1998).

В состав устьевого взморья Волги входит обширная отмельная зона (ОЗ) площадью около 10000 км<sup>2</sup>, примыкающая к МКД. Ее протяженность от МКД до свала глубин (на изогипсе -30 м БС) составляет 35–60 км. Часть акватории СК, расположенную к югу от свала глубин ОЗ, граничащую на востоке с восточной частью СК определим термином «глубоководная зона западной части СК» (ГЗЧ). Ее южная граница совпадает с южной границей СК. Таким образом, общая площадь западной части СК складывается из площади ОЗ на севере и площади ГЗЧ на юге.

Для водно-балансовых расчетов площадь СК была разделена на три части, выделенные с учетом морфометрических и гидрометеорологических особенностей (рис. 1): 1) ОЗ - ее площадь составляет 0,1 от площади СК, средняя глубина составляет в современных условиях 1,5-2,0 м; 2) ГЗЧ - ее площадь составляет 0,38 от площади СК, средняя глубина составляет 6-8 м; 3) ВЧ - ее площадь составляет 0,52 от площади СК, средняя глубина составляет 4 – 5 м.



**Рис. 1.** Схема Северного Каспия с выделенными частями разной глубины и их границами. 1 – средняя глубина 2-4 м, 2 – средняя глубина более 6 м, 3 – граница СК, 4 – граница восточной части СК, 5 – граница отмелой зоны устьевое взморья Волги

Водно-балансовая модель, позволяет рассчитывать составляющие водного баланса для отдельных частей СК и решает уравнение водного баланса (1) относительно водно-балансового оттока из конкретной части СК:

$$W_{от} = W_{п} + W_{ос} - W_{ис} - \Delta W, \quad (1)$$

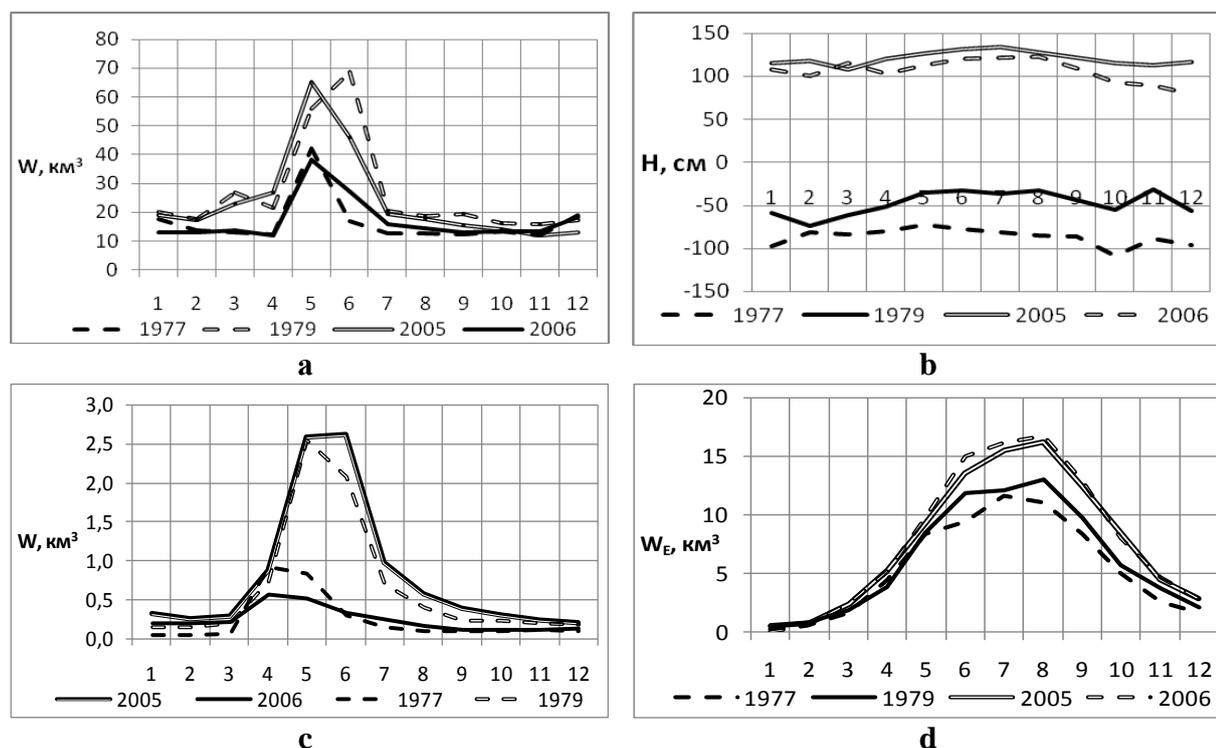
где  $W_{от}$  – объем оттока воды из соответствующей части СК,  $W_{п}$  – объем притока воды в соответствующую часть СК,  $W_{ос}$  – объем осадков на поверхность конкретной части СК,  $W_{ис}$  – потери воды на испарение с поверхности конкретной части СК,  $\Delta W$  – изменение объема воды в конкретной части СК. Все составляющие водного баланса приведены в км<sup>3</sup>. В уравнение (1) не включен приток (отток) подземных вод из-за слабой гидрогеологической изученности района и малой значимости этой величины по сравнению с другими составляющими водного баланса частей СК.

По данным наблюдений задается объем притока воды реки Волги к ОЗ. Он складывается из объема притока в вершину дельты за вычетом объема суммарных потерь воды на видимое испарение ( $W_{ис} - W_{ос}$ ) во всех районах дельты (Полонский, Остроумова, 2005). Также задается объем притока воды реки Урал к ВЧ. Водный баланс рассчитывается за месячные интервалы времени.

Тщательный анализ данных российских и казахстанских морских гидрологических постов в Северном Каспии показал, что с наибольшей надежностью средний уровень Северного Каспия может быть рассчитан как среднее арифметическое из показаний постов о. Тюлений, Лагань и Форт Шевченко. Площадь всего Северного Каспия рассчитывалась по зависимости площадей от уровня моря, полученной Р.В. Николаевой (Болгов, Красножон, Любушин, 2007). Эта зависимость аппроксимирована в водно-балансовой модели полиномиальными функциями.

Аккумуляция воды в каждой из частей СК за месяц рассчитывается как произведение среднего месячного значения площади соответствующей части на разность фоновых уровней воды, вычисленных на конец и на начало месяца. Средние месячные уровни воды для оценки изменений объемов воды в ОЗ брались по МГП о-в Искусственный, в ВЧ - по МГП Форт Шевченко, в ГЗЧ - по МГП о-в Тюлений. Для оценки составляющей водного баланса  $W_{ос}$  используются месячные слои осадков, измеренные на метеорологической станции (МС) Зеленга.

Для оценки составляющей  $W_{ис}$  по месячным значениям метеорологических элементов МС Зеленга и морфометрическим характеристикам выделенных частей СК рассчитываются месячные слои испарения с водной поверхности по методам, реализованным в оригинальной компьютерной программе (Остроумова Л.П., 2004). Объем потерь на испарение равен произведению слоя испарения на площадь водной поверхности отдельных частей СК. Все водно-балансовые расчеты выполняются в электронных таблицах Excel. Для вариантных расчетов водного баланса СК с учетом его районирования нами были отобраны 4 года, которые отображают широкий спектр условий формирования водного баланса СК (рис. 2).



**Рис. 2.** Основные характеристики выбранных сценариев для расчета водного баланса Северного Каспия при различных отметках уровня моря: а) месячные объемы стока реки Волги, б) средние уровни Северного Каспия ( $H$ , см над нулем постов  $-28$  м БС), в) месячные объемы стока реки Урал, д) месячные объемы естественных потерь воды (испарение с водной поверхности).

### Пространственно-временная изменчивость составляющих водного баланса

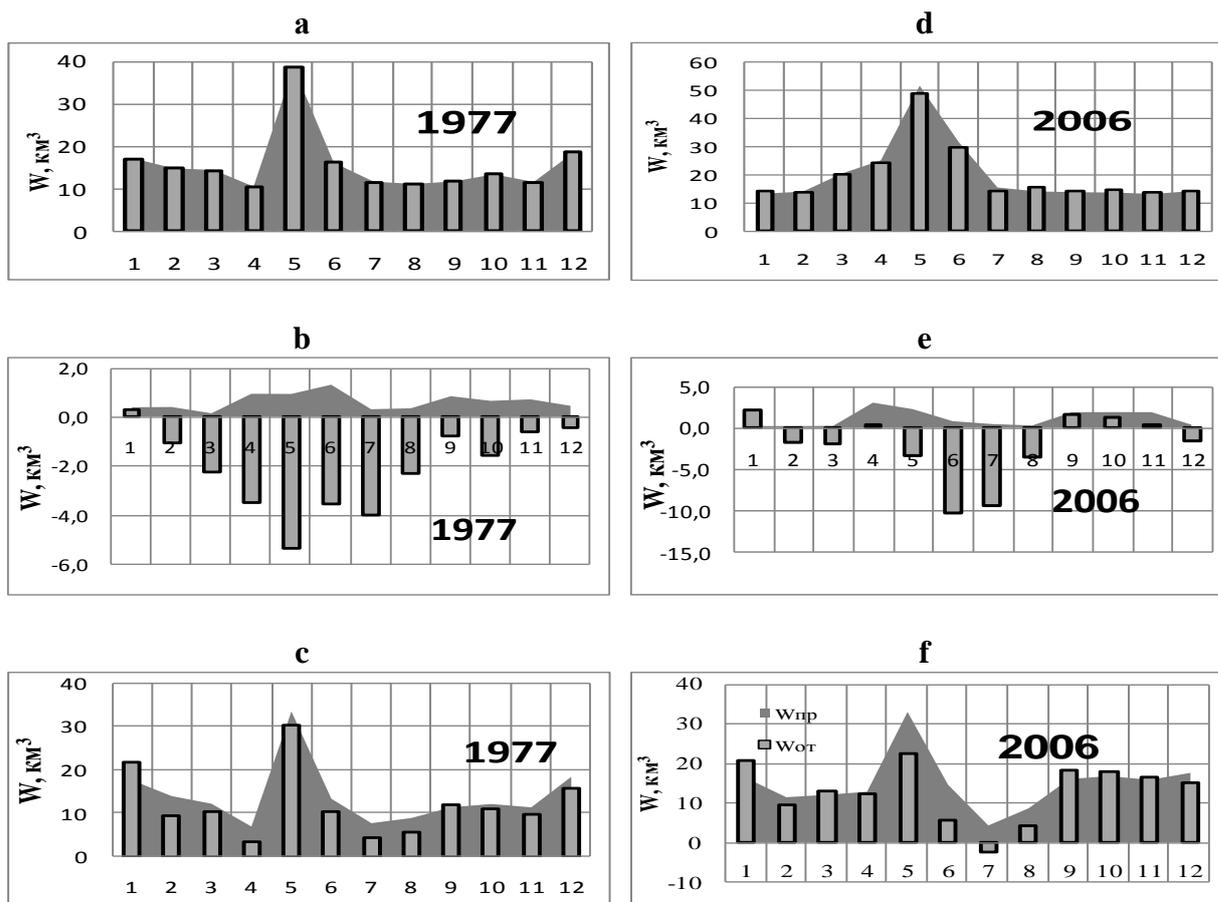
Проанализированы расчетные сценарии водного баланса СК за маловодный 1977 г. (объем годового стока в вершине дельты Волги  $198 \text{ км}^3$ ) и многоводный 1979 г. (объем годового стока  $319 \text{ км}^3$ ) - на фазе начала резкого подъема уровня Каспийского моря. Маловодный 2006 г. (объем годового стока  $205 \text{ км}^3$ ) и многоводный 2005 г. (объем годового стока  $289 \text{ км}^3$ ) - на фазе современного высокого стояния уровня Каспийского моря. Приток воды из Волги в СК рассчитывался как сток воды в вершине дельты Волги за вычетом потерь воды в ее дельте (Остроумова, Фалеева, 2007). Слои испарения воды с поверхности Северного Каспия за год в 1977, 1979 гг. и в 2005, 2006 гг. составляют 870 мм, 886 мм и 878 мм и 893 мм соответственно. Внутри года месячные слои испарения изменяются от нуля до нескольких мм зимой и до 140 – 160 мм летом. Различие объемов потерь воды на испарение в эти пары лет обусловлены, как климатическими особенностями, так и в наибольшей степени различием площадей водной поверхности СК и составляют  $66 \text{ км}^3$ ,  $74 \text{ км}^3$  и  $94 \text{ км}^3$ ,  $92 \text{ км}^3$  соответственно (табл.1).

**Таблица 1**

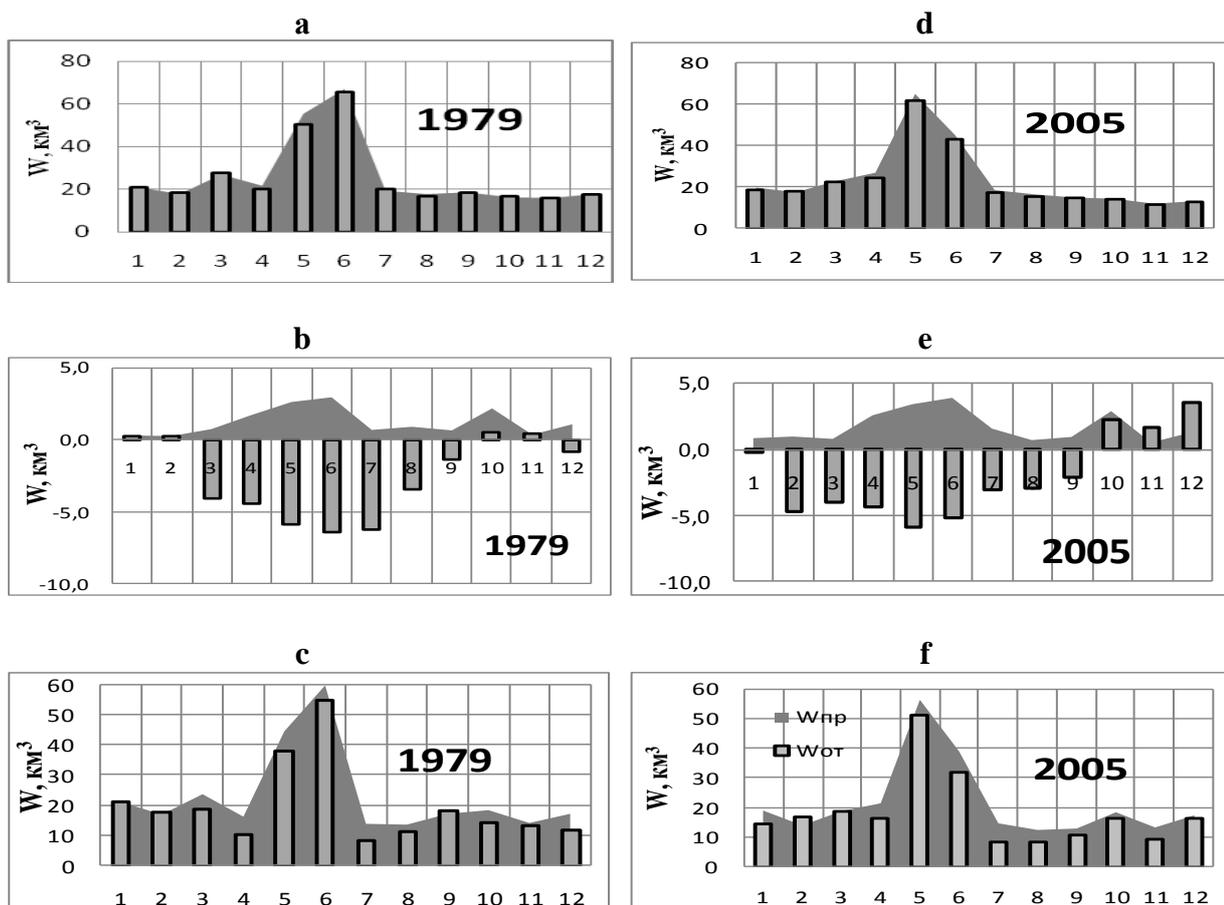
Годовой водный баланс Северного Каспия за характерные годы, км<sup>3</sup>  
 при Нср = -29 м БС (1977), Нср = -28,5 м БС (1979 гг.) и Нср = -27 м БС (2005, 2006 гг.)

Составляющие годового водного баланса СК	Характерные годы			
	1977	1979	2005	2006
сток воды Волги	195	313	284	202
сток воды Урала	2,9	7,8	9,6	2,8
осадки	8,8	13,0	20,9	21,4
испарение	65,6	73,9	94,3	91,6
аккумуляция	-3,5	21,6	7,9	-19,8
отток воды в Средний Каспий	145	238	212	154

Общей особенностью для всех частей СК во все годы является аккумуляция воды в половодье и сработка объема воды после половодья в период повышенного испарения (рис 2б). За характерные годы результаты расчета приходной составляющей и составляющей оттока (водообмена) водного баланса частей СК и их внутригодовая изменчивость представлены на рисунках 3 - 4. Важной особенностью водного баланса восточной части СК является то, что из-за дефицита стока р. Урал – приходной составляющей, подавляющую часть года происходит водно-балансовый переток в восточную часть из западной части СК (отрицательный отток из ВЧ).



**Рис. 3.** Изменение приходной составляющей водного баланса ( $W_{IP} = W_{II} + W_{OC}$ ) и водно-балансового оттока ( $W_{OT}$ ) в различных частях Северного Каспия в маловодные 1977 и 2006 годы: а, d – отмеляя зона; б, е – восточная часть СК; с, f - глубоководная зона западной части СК



**Рис. 4.** Изменение приходной составляющей водного баланса ( $W_{пр} = W_{п} + W_{ос}$ ) и водно-балансового оттока ( $W_{от}$ ) в различных частях Северного Каспия в многоводные 1979 и 2005 годы: а, d – отмелая зона; б, е – восточная часть СК; с, f - глубоководная зона западной части СК

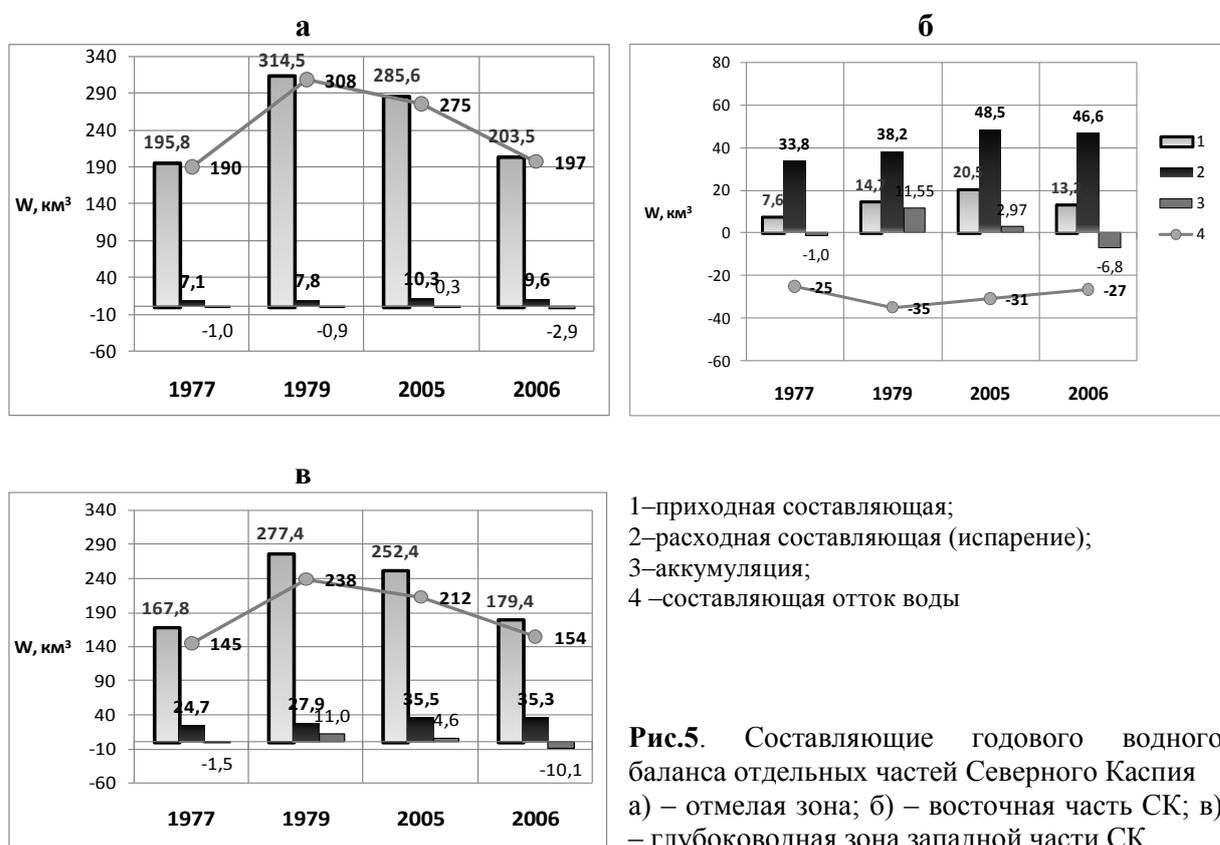
В отмелой зоне устьевое взморье Волги всегда доминирует транзит волжской воды – отток незначительно отличается от притока. В глубоководной зоне западной части СК в течение всего года доминирует транзит волжских вод в Средний Каспий, а в маловодные годы в месяцы с повышенным испарением и пониженным стоком отток воды может приближаться к нулевому значению.

В условиях пониженного уровня Каспийского моря около -29 м БС даже в условиях маловодного 1977 г. при годовых потерях воды на испарение в Северном Каспии  $66 \text{ км}^3$  сохранялось состояние равновесия относительно многолетних изменений уровня Каспийского моря. В многоводном 1979 году, при годовых потерях воды на испарение в Северном Каспии  $74 \text{ км}^3$ , это равновесие резко нарушилось – фоновый уровень Каспийского моря начал повышаться. Резкое увеличение поступления воды из Северного в Средний Каспий со  $145 \text{ км}^3$  в 1977 г. до  $238 \text{ км}^3$  в 1979 г. также подтверждает это. При современном высоком стоянии уровня Каспийского моря около -27 м БС при среднем за период 1999 – 2008 гг. стоке воды в вершине дельты Волги равном  $261 \text{ км}^3$  в год сохраняется квазиравновесное состояние фонового уровня моря.

Межгодовые колебания уровня моря в пределах 0,2 м могут быть вызваны такими различиями в годовом притоке воды из Северного Каспия в Средний Каспий как  $212 \text{ км}^3$  в 2005 при годовых потерях воды на испарение  $94 \text{ км}^3$  и  $154 \text{ км}^3$  в 2006 г. при годовых потерях  $92 \text{ км}^3$ . Изменчивость составляющих годового водного баланса за характерные годы для отдельных частей Северного Каспия представлена на рис.5.

Отмелая зона (ОЗ) – зона транзита волжского стока, объем испарения значительно меньше объема стока и объема аккумуляции. При отметке уровня -29 м БС аккумуляция здесь зависит только от стока Волги, а при отметке уровня -27 м БС еще и от колебаний фонового уровня Каспийского моря. В ВЧ СК (рис 5б) стока воды р. Урал и осадков недостаточно для поддержания уровня воды равного уровню воды западной части СК. По этой причине осуществляется приток волжского стока в ВЧ СК до 31 - 35 км<sup>3</sup> в год в многоводные годы балансового оттока ( $W_{от}$ ) в различных частях Северного Каспия в многоводные 1979 и 2005 годы: а, d – отмелая зона; б, е – восточная часть СК; с, f - глубоководная зона западной части СК и 25 – 27 км<sup>3</sup> в маловодные годы. Естественные потери воды на испарение увеличились с 33,8 км<sup>3</sup> 1977 г. до 46,6 км<sup>3</sup> 2006 г. и с 38,2 км<sup>3</sup> в 1979 г. до 48,5 км<sup>3</sup> 2005 г.

Приток воды в ГЗЧ, за вычетом оттока воды в ВЧ СК, показан на рисунке 5в. Аккумуляция воды в ВЧ и ГЗЧ отрицательная в маловодные годы (в большей мере при повышенном фоновом уровне моря) и положительная в многоводные годы (в большей мере при пониженном фоновом уровне моря). Отток воды в Средний Каспий - результат взаимодействия всех составляющих водного баланса различных частей Северного Каспия (рис.5в).



**Рис.5.** Составляющие годового водного баланса отдельных частей Северного Каспия а) – отмелая зона; б) – восточная часть СК; в) – глубоководная зона западной части СК

Результаты расчетов составляющих водного баланса в трех выделенных частях Северного Каспия для многоводного (2005 г.) и маловодного (2006 г.) в современных условиях позволили выявить закономерности их внутригодовой изменчивости:

1. В отмелой зоне устьевое взморье Волги доминирует транзитный отток волжской воды в глубоководную зону западной части СК, в наибольшей степени в многоводном году. Его внутригодовая изменчивость согласуется с формой гидрографа стока на морском крае дельты Волги. Максимальные объемы испарения с водной поверхности ОЗ в мае – августе составляют 1,7 – 2 км<sup>3</sup> в месяц. Максимальные месячные объемы аккумуляции воды в половодные месяцы в годы с разной водностью

сопоставимы ( $1,3 - 1,4 \text{ км}^3$  в месяц). Сработка объема воды в ОЗ в летне-осенний период в маловодном году больше, чем в многоводном.

2. В восточной части СК водно-балансовый отток воды в глубоководную зону западной части СК оказался в большую часть года отрицательным, т.е. вода поступает из ГЗЧ в ВЧ. При повышенном притоке воды в ВЧ из р. Урал отток воды в ГЗЧ в месяцы с умеренным испарением воды может достигать малых положительных величин ( $0,3 \text{ км}^3$  в апреле 2005 г.). При пониженном притоке воды в ВЧ из р. Урал, особенно в месяцы с повышенным испарением воды, происходит наибольшее поступление воды из ГЗЧ в ВЧ (до  $10 \text{ км}^3$  в июне 2006 г.). В целом объемы адвективной составляющей водного баланса ВЧ значительно меньше, чем для ОЗ и ГЗЧ, где доминирует волжский сток. Максимальные месячные объемы испарения с водной поверхности ВЧ (около  $9 \text{ км}^3$  в августе как в 2005 г., так и в 2006 г.) Максимальные ежемесячные объемы аккумуляции в 1,7 раз в 2005 г. и в 1,3 раза в 2006 году меньше этого. Внутригодовое распределение объемов аккумуляции и сработки воды в различные годы имеет непостоянный и сложный характер в зависимости от внутригодового распределения стока Волги, Урала, объемов испарения и осадков на акватории.

3. В глубоководной зоне западной части СК в большую часть года доминирует транзитный отток волжской воды в Средний Каспий. В маловодный год в месяцы с максимальным испарением воды после прохождения половодья (июль-август) отток воды в Средний Каспий приближается к нулевому значению, а в июле 2006 года становится отрицательным, т.е. возможен водно-балансовый переток из Среднего Каспия в Северный Каспий. Максимальный месячный объем испарения приходится на август (около  $6,3 \text{ км}^3$  как в 2005 г., так и в 2006 г.). В годы разной водности повышенные ежемесячные объемы аккумуляции воды в ГЗЧ систематически наблюдаются перед подъемом, на подъеме и пике волжского половодья ( $4 - 2 \text{ км}^3$  в месяц). В летне-осеннюю межень происходит сработка объема воды ГЗЧ (до  $2,4 \text{ км}^3$  в сентябре 2005 г. и  $5,3 \text{ км}^3$  в ноябре 2006 г.). Причины неоднозначных значительных изменений объемов воды в ГЗЧ в зимние месяцы, как это наблюдалось в январе – феврале 2005 и 2006 годов, требуют дальнейшего углубленного изучения.

## **Выводы**

- Создана водно-балансовая модель Северного Каспия (СК) и отдельных его частей. Проведен численный эксперимент в многоводные годы 1979, 2005 гг. и маловодные 1977, 2006 гг.
- Расчеты с помощью водно-балансовой модели выявили направленное поступление волжской воды в восточную часть СК.
- Получен водно-балансовый отток воды за характерные годы в Средний Каспий за месячные интервалы времени и за год.
- В 4,7,8 месяцах отток в маловодные годы приближается к нулевой величине и может стать отрицательным, т.е. существует водно-балансовый переток из Среднего Каспия в Северный Каспий.
- Естественные потери воды составляют в год от 66 при уровне Каспийского моря около – 29 м, БС до  $94 \text{ км}^3$  при уровне Каспийского моря около – 27 м, БС.
- Необходимо продолжить исследование, уточнив практически все составляющие водного баланса СК как по величине, так и по пространству СК, привлекая данные наблюдений большего числа МС и постов России и Казахстана.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №07-05-00415)*

### Список использованной литературы

- Болгов М.В., Красножон Г.Ф., Любушин А.А. Каспийское море: экстремальные гидрологические события. М.: Наука, 2007. 381 с.
- Гидрометеорология и гидрохимия морей. Том V «Каспийское море». Выпуск 1 «Гидрометеорологические условия». С-Пб.: Гидрометеоиздат, 1992. 359 с.
- Остроумова Л.П. Расчет испарения с поверхности водных объектов в устьевых областях рек южных морей России // Метеорология и гидрология. 2004. №9. С. 81 – 96.
- Остроумова Л. П., Фалеева О.С. Оценка потерь воды на испарение с водной поверхности в устьевой области Волги // Труды ГОИИ. 2007. Выпуск 210. С. 285 – 299.
- Полонский В.Ф., Михайлов В.Н., Кирьянов С.В. и др. Устьевая область Волги: гидролого-морфологические процессы, режим загрязняющих веществ и влияние колебаний уровня Каспийского моря. М.: ГЕОС, 1998. 278 с.
- Полонский В.Ф., Остроумова Л.П. Новая водно-балансовая модель дельты Волги как средство для оптимального управления ее водным режимом // Экологические системы и приборы. 2005. №12. С. 37 – 48.

## MODELING OF WATER BALANCE CHANGES ON THE IRANIAN EAST COAST OF THE CASPIAN SEA

**Abdolreza Bahremand<sup>1</sup>, Atena Kabir<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Watershed Management Department, Gorgan University of Agricultural Sciences and Natural Resources, Gorgan, Iran

[abdolreza.bahremand@yahoo.com](mailto:abdolreza.bahremand@yahoo.com)

<sup>2</sup> Islamic Azad University of Tehran, Sciences and Researches Branch, Tehran, Iran

[kabir\\_atena@yahoo.com](mailto:kabir_atena@yahoo.com)

### Abstract

In this paper, a spatially distributed hydrologic model (WetSpa) is used to estimate daily river flow discharge and to analyze water balance of the Gorganrud river basin, Iran. WetSpa model uses a modified rational method to calculate runoff and degree-day coefficient method to estimate the snow melt runoff based on temperature data. The hydrological processes considered in the model are precipitation, interception, depression, surface runoff, infiltration, evapotranspiration, percolation, interflow, ground water flow, and water balance in the root zone and the saturated zone. The model gives all flow components at any cell, including surface flow, interflow and groundwater flow. In this research, the model was applied for the Gorganrud basin for long simulation period, more than two decades. The hydro-meteorological data from 1983 to 2008 were used for model simulation and calibration. The calculated hydrographs show good agreement with the observed ones. The results show that the model is capable in reproducing the water balance and its components.

### Introduction

Hydrological modelling provides a strong tool to investigate the impacts of climate and landuse changes on water balance and hydrological processes. Distributed hydrological models allow for detailed description of the hydrological and energy cycle and provide opportunities for dealing with forcing variables that fluctuate strongly in space and time, such as precipitation. Hydrologists increasingly implement these models as a means to apply the state of knowledge on basins of interest, and provide valuable information regarding hydrological state variables and potentially important distributed information on existing and future streamflow conditions. GIS provides representations of these spatial features of the Earth, while hydrological modelling is concerned with the flow of water and its constituents over the land surface and in the subsurface environment. With GIS-based distributed hydrological model one can simulate and determine the rate of different hydrological processes such as interception, depression storage, snow melt, runoff, infiltration, water balance, and flow and its components i.e. surface flow, interflow and groundwater flow.

This paper presents the application of the WetSpa model which is a spatially distributed hydrological model to Gorganrud basin for a long daily simulation period and gives changes in water balance and its different components yearly. The research is still continuing to find out any relationship between the climate change and the observed variation in water balance.

### The WetSpa model

The WetSpa model was originally developed by Wang et al. (1996) and adapted for flood prediction by De Smedt et al. (2000) and Liu et al. (2003). For each grid cell, four layers are considered in the vertical direction: a canopy layer, the root zone, a transmission zone and the groundwater reservoir. The hydrological processes considered in the model are precipitation, interception, depression storage, surface runoff, infiltration, evapotranspiration, percolation, interflow, groundwater flow, and water balance in each layer. The total water balance for each raster cell is composed of a separate water balance for the vegetated, bare-soil, open water and impervious part of each cell. This allows accounting for the non-uniformity of the land use per cell, which is dependent on the resolution of the grid. For each grid cell, the root zone water balance is modeled continuously by equating inputs and outputs:

$$D\Delta\theta/\Delta t = P - I - V - E - R - F \quad (1)$$

where  $D$  [L] is the root depth,  $\Delta\theta$  [ $L^3L^{-3}$ ] is the change in soil moisture,  $\Delta t$  [T] is the time interval,  $I$  [ $LT^{-1}$ ] is the initial abstraction including interception and depression losses within time step  $\Delta t$ ,  $V$  [ $LT^{-1}$ ] is the rate of surface runoff or rainfall excess,  $E$  [ $LT^{-1}$ ] is the actual evapotranspiration from the soil,  $R$  [ $LT^{-1}$ ] is the percolation out of the root zone, and  $F$  [ $LT^{-1}$ ] is the amount of interflow in depth over time. The rainfall excess is calculated using a moisture-related modified rational method with potential runoff coefficients depending on land cover, soil type, slope, the magnitude of rainfall, and the antecedent soil moisture.

For the surface layer, actual evapotranspiration is computed as an area-weighted mean of the land use percentage. Also a portion is transpired from the groundwater water as a function of the groundwater storage. Percolation and interflow are assumed to be gravity driven. The percolation out of the root zone is equated as the hydraulic conductivity as a function of the soil moisture. Interflow is assumed to occur in the root zone after percolation when the soil moisture is higher than field capacity. Darcy's law and a kinematic wave approximation are used to estimate the amount of interflow generated from each cell, in function of hydraulic conductivity, the moisture content, slope angle, and the root depth. The routing of overland flow and channel flow is implemented by the method of the diffusive wave approximation of the St. Venant equation:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = d \frac{\partial^2 Q}{\partial x^2} - c \frac{\partial Q}{\partial x} \quad (2)$$

where  $Q$  [ $L^3T^{-1}$ ] is the discharge at time  $t$  and location  $x$ ,  $t$  [T] is the time,  $x$  [L] is the distance along the flow direction,  $c$  [ $LT^{-1}$ ] is the location dependent kinematic wave celerity and is interpreted as the velocity by which a disturbance travels along the flow path, and  $d$  [ $L^2T^{-1}$ ] is the location dependent dispersion coefficient, which expresses the tendency of the disturbance to disperse longitudinally as it travels downstream. Assuming that the hydraulic radius approaches the average flow depth for overland flow and watercourses,  $c$  and  $d$  can be estimated by  $c = (5/3)v$ , and  $d = (vH)/(2S_0)$ , where  $v$  [ $L/T$ ] is the flow velocity calculated by the Manning equation, and  $H$  [L] is the hydraulic radius or average flow depth. A linear approximate solution to the diffusive wave equation in the form of a first passage time distribution is applied, relating the discharge at the end of a flow path to the available runoff at the start of the flow:

$$U(t) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi^3/t_0^3}} \exp\left[-\frac{(t-t_0)^2}{2\sigma^2 t/t_0}\right] \quad (3)$$

where  $U(t)$  [ $T^{-1}$ ] is the flow path unit response function, serving as an instantaneous unit hydrograph that makes it possible to route water surplus from any grid cell to the basin outlet or any downstream convergent point, and  $t_0$  [T] and  $\sigma$  [T] are the mean and the standard deviation of the flow time. Parameters  $t_0$  and  $\sigma$  are spatially distributed and can be obtained by integration along the topographic determined flow paths as a function of flow celerity and dispersion coefficient:

$$t_o = \int \frac{1}{c} dx, \quad \sigma = \sqrt{\int \frac{2d}{c^3} dx} \quad (4)$$

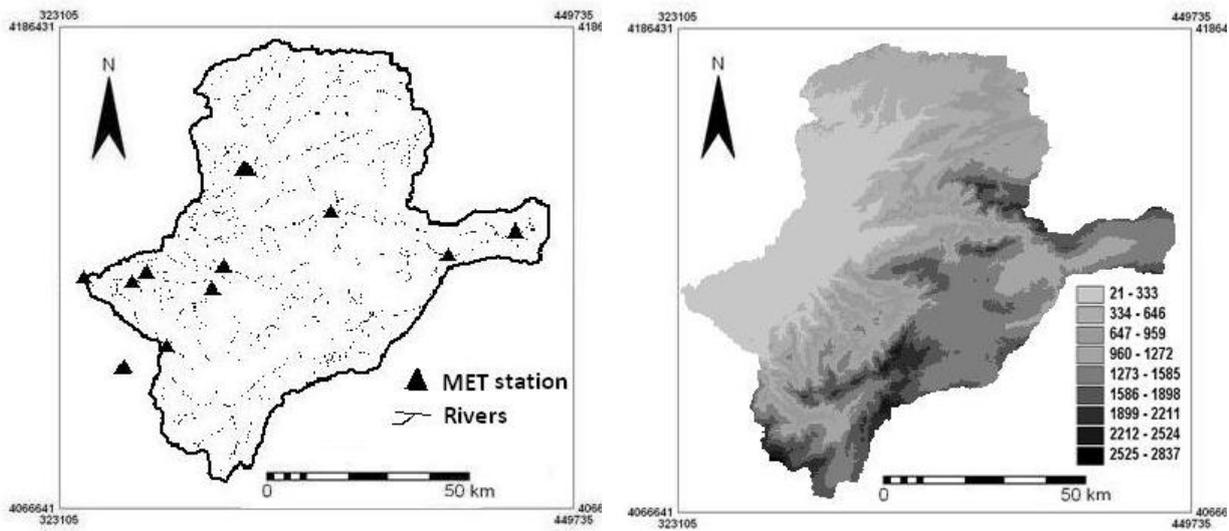
Since groundwater movement is much slower than the movement of surface water, groundwater flow is simplified as a lumped linear reservoir for each subcatchment. Considering the river damping effect for all flow components, overland flow and interflow are routed firstly from each grid cell to the main channel, and joined with groundwater flow at the subcatchment outlet. Since, a large part of the annual precipitation is in the form of snow, the conceptual temperature index or degree-day method is used to simulate snow melt.

The WetSpa model has been applied in several studies, e.g. the Barebeek catchment in Belgium (De Smedt et al., 2000), the Alzette river basin in Luxembourg (Liu et al., 2003), the Hornad watershed in Slovakia (Bahremand et al., 2005) with different success. The model has also been used for assessing landuse and climate change impacts and river restoration effects on flooding in several studies (e.g. Gebremeskel, 2003; Bahremand et al., 2006). Those studies showed that the model is capable to simulate stream flow, to predict floods, and to assess the effects of landuse and climate changes on hydrologic processes and floods.

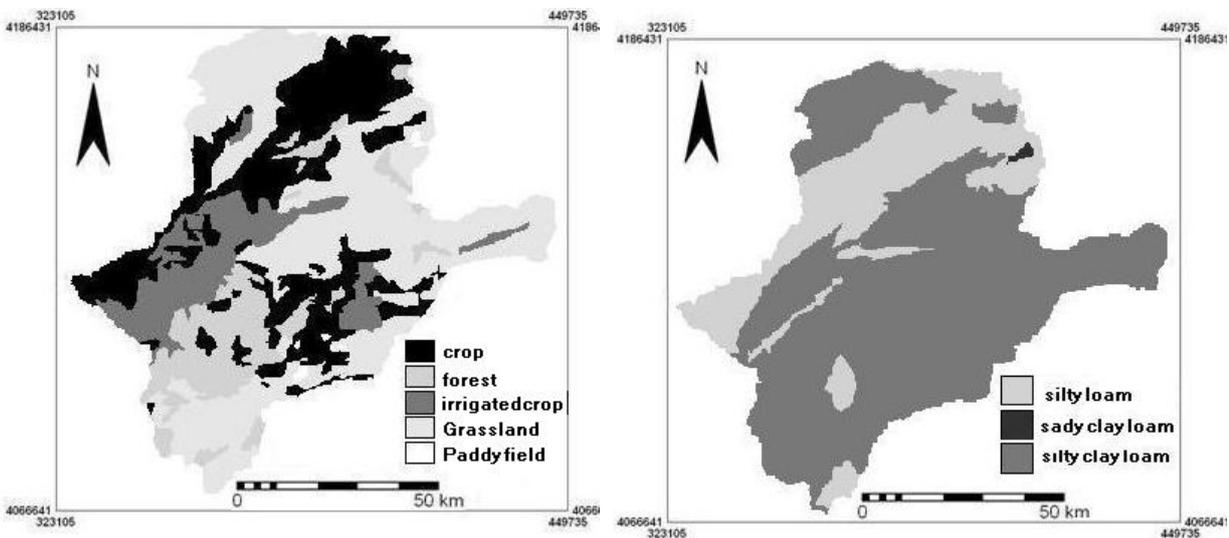
### **Application and model simulation**

The Gorganrud basin is located in the North of Iran. Gorganrud on the East coast is a river that cut through Alborz and drains the Copet-Daq mountain range and ends at the Caspian Sea. The watershed has an area of 6717km<sup>2</sup> upstream the Voshmgir dam. The Gorganrud basin is a large catchment, with elevation ranging from 21 to 2837 m. The mean elevation of the catchment is 922 m; the mean slope of the catchment is about 18.23%. The digital maps of topography, land use and soil type are the 3 base maps used in the model. The DEM for the river basin was 90 m grid size DEM, from which the drainage system and area were determined. All GIS data is raster based with a 90m grid size. Figure 1 shows the Gorganrud basin, topography, flow stations, and figure 2 shows the spatial distribution of the different land uses and soil texture over the catchment. The basic meteorological data requirements are rainfall and evaporation (PET). For this study, the daily precipitation, temperature, PET and discharge data are obtained from the relevant authorities. The sets include daily precipitation for 10 stations, temperature for 3 stations and PET for 5 stations, and discharge data at outlet from 1983-1995. The precipitation in a given raster cell is obtained from the precipitation of the representative weather station and is corrected for the altitude of that cell within its Thiessen polygon with the use of elevation data from the DEM. The same procedures are applied for the temperature and PET for each raster cell.

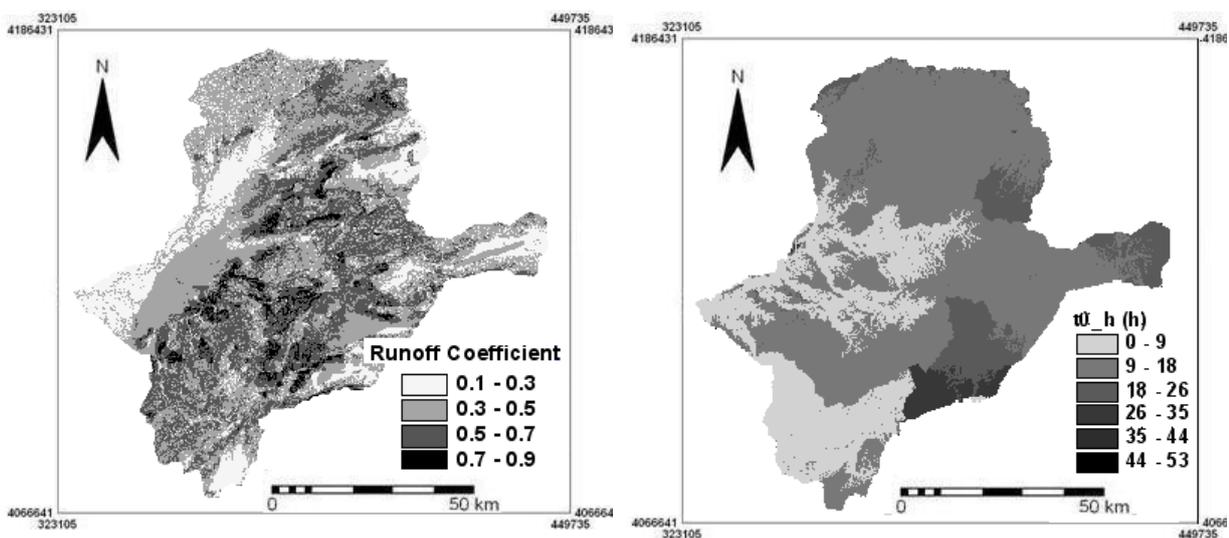
Model simulation starts with the derivation of the spatially distributed model parameters from DEM, landuse and soil map. More than 20 parameters are spatially determined and stored as ASCII files to be used later by the model FORTRAN code. Figure 3 shows two derived parameter maps, which are important for model simulation, i.e., potential runoff coefficient and flow travel time maps.



**Fig. 1.** Gorganrud basin, with main streams and location of flow and meteorological stations on the left and its topographical map on the right



**Fig. 2.** Landuse map of the Gorganrud catchment on the left and the soil map on the right

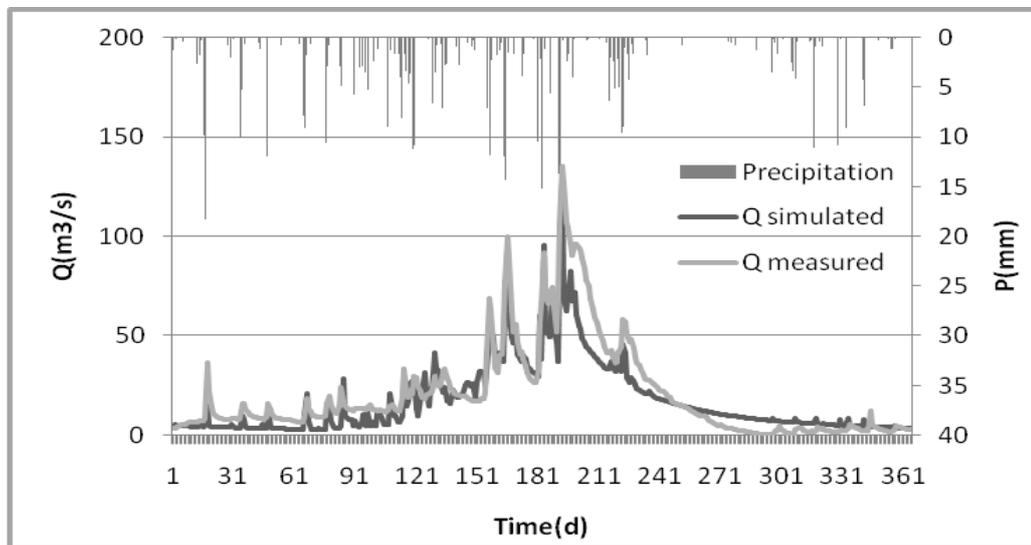


**Fig. 3.** Potential runoff coefficient map on the left and flow travel time map of the Gorganrud catchment on the right

## Results

Model calibration for the study catchment was performed for the time period from 1983 to 1989, while the period from 1990 to 1995 was used for model validation. Both the visual and statistical comparisons for the observed and simulated flow hydrographs at Gorganrud station were done for the calibration and validation periods. Calibration of the WetSpa Extension was a cyclical process of making parameter changes, running the model, producing the comparisons of simulated and observed values, and interpreting the results. The calibration process was performed mainly for the global parameters including interflow scaling factor, baseflow recession coefficient, evapotranspiration coefficient, initial soil moisture and groundwater storage, as well as the surface runoff exponent as listed in the input file of the model. Other spatially distributed model parameters were assumed to be reasonable and remained as they are.

Figure 4 gives a graphical comparison between observed and calculated daily flow at Gorganrud's outlet for the year 1988. It can be found that the calculated hydrograph is generally in a good agreement compared with the observed hydrograph for both calibration and validation periods. Simulation results are obtained for other hydrological years and the model performance is found to be satisfactory. Model bias to reproduce water balance for the simulation period is within the range of -0.07 to 0.035. The flow efficiency coefficient is within the range of 0.71 to 0.76 based on Nash-Sutcliffe criterion. These evaluation results indicate that the model has a high confidence and can give a fair representation of flow hydrographs for the study catchment. The model outputs also show that 6.22% of the precipitation is intercepted by the plant canopy, 90.19% infiltrates to the soil, 84.41% evapotranspirates to the atmosphere, 12.43% recharges to the groundwater reservoir, and 15.83% becomes runoff, of which surface flow, interflow, and groundwater flow contribute 2.71%, 1.15% and 11.97% respectively. These values are reasonable in view of the catchment hydrological characteristics.



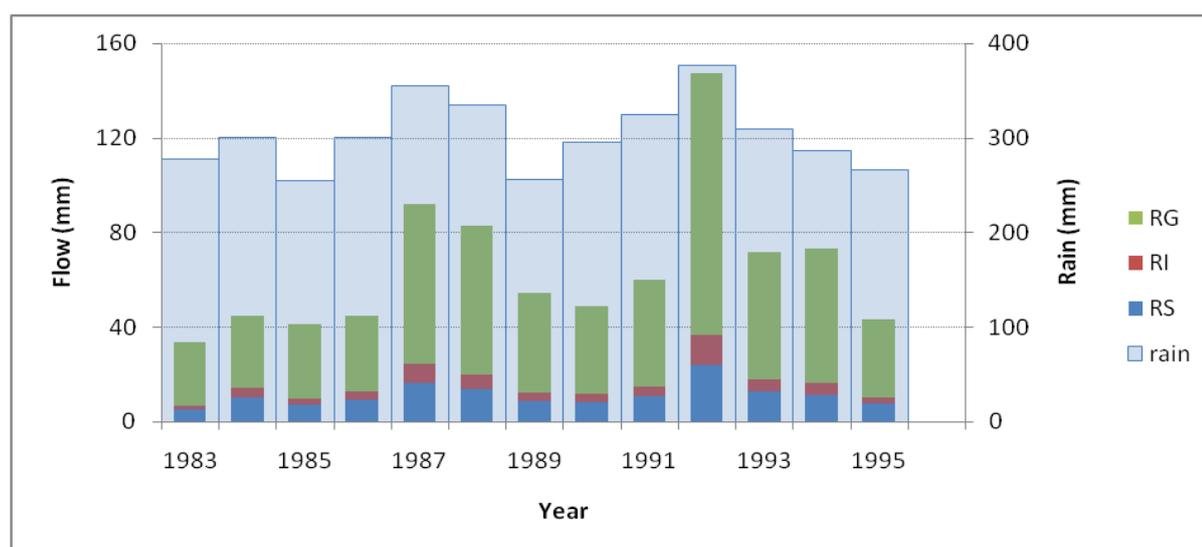
**Fig. 4.** Graphical comparison between observed and calculated daily flow at Gorganrud outlet for the year 1988

Table 1 gives the detailed yearly variations of water balance and its components in mm. The flow (R) consists of surface runoff (RS), interflow (RI) and groundwater flow (RG) all presented in mm. Figure 5 shows the different components of the calculated flow in comparison with rainfall.

**Table 1:** Water balance components calculated for each year

Year	rain	interception	s_mo	infiltration	evap	perc	RS	RI	RG	R
1983	278	25.75	250	256	304	12.9	5.2	1.45	26.94	34
1984	301	21.31	245	367	358	31.8	10	3.73	30.43	44
1985	256	25.96	248	291	285	33.1	7	2.77	31.48	41
1986	301	26.1	252	384	372	37.5	9.1	3.38	32.17	45
1987	355	32.67	257	434	385	81.3	17	7.92	67.74	92
1988	336	29.53	257	440	400	61.9	14	6.18	62.75	83
1989	257	22.11	250	355	319	43.7	8.4	3.84	41.86	54
1990	296	25.34	248	321	327	38	8.3	3.39	36.82	49
1991	325	23.28	247	389	360	50.5	11	4.45	45.01	60
1992	377	34.32	258	566	461	131	24	12.7	110.9	147
1993	310	26.28	250	419	389	53.2	13	5.14	54.14	72
1994	287	27.1	256	397	350	57.3	11	4.76	57.02	73
1995	267	28.2	249	329	347	29.5	7.6	2.34	33.3	43

The model can give the daily changes of soil moisture content in root depth. It is also possible for model to calculate and illustrate a map showing the spatial variation of soil moisture at a certain time step.

**Fig. 5.** Comparison between different calculated flow components and rain amount

### Conclusion

Distributed models have proven to be useful in assessing the impact of climate and landuse change on hydrologic functioning as well as scenario analyses because of their ability to predict the effect of spatially changing variables, like landuse change. This paper at first defines a method for estimating flood runoff in the Gorganrud basin by using detailed basin characteristics together with meteorological data as an input to the WetSpa spatially distributed model. To avoid the complexity inherent in estimating surface runoff, a simple but effective approach is presented where the whole basin is divided into grid cells, giving the possibility to simulate the hydrologic processes at reasonably small scale. The generation of runoff depends upon rainfall intensity and soil moisture and is calculated as the net precipitation times a runoff coefficient, which depends upon slope, land use and soil type and is further continued by antecedent soil moisture. Overland flow is routed through the basin

along flow paths determined by the topography using a diffusive wave transfer model, while interflow and groundwater recharge are simulated using Darcy's law and the kinematic approximation. Model parameters based on surface slope, land use, soil type and their combinations are collected from literature, which can be prepared easily using standard GIS techniques. The model is tested on the Gorganrud mountainous catchment, located in the northern Iran, Caspian coast, with 13 years of observed daily rainfall and evaporation data. Good agreement with the measured hydrograph is achieved. The paper presents the model ability to give the detailed information about water balance and different hydrological processes.

Since the spatial distribution of hydrologic characteristics can be obtained from the model outputs at each time step, the model is especially useful to analyze the effects of topography, soil type, and landuse on the hydrologic behavior of a river basin.

### References

- Bahremand A., De Smedt F., Corluy J., Liu Y.B., Poórová J., Velická L. and Kuniková E. Application of WetSpa model for assessing landuse impacts on floods in Margecany-Hornad watershed, Slovakia // *Water Science and Technology*. 2006. 53(10). Pp. 37-45.
- Bahremand A., Corluy J., Liu Y., De Smedt F., Poórová J. and Velická L. Stream flow simulation by WetSpa model in Hornad river basin, Slovakia / *Floods, from Defence to Management*. London, 2005. Pp. 415-422.
- De Smedt F., Liu Y.B. and Gebremeskel S. Hydrological modeling on a catchment scale using GIS and remote sensed land use information / *Risk Analysis II*. Boston: WTI press, 2000. Pp. 295-304.
- Gebremeskel S. Modelling the effect of climate and land-use changes on hydrological processes: An integrated GIS and distributed modelling approach. PhD Thesis. Vrije Universiteit, Brussel, 2003.
- Liu Y.B., Gebremeskel S., De Smedt F., Hoffmann L. and Pfister L. A diffusive transport approach for flow routing in GIS-based flood modeling // *Journal of Hydrology*. 2003. 283(1-4). Pp. 91-106.
- Wang Z., Batelaan O. and De Smedt F. A distributed model for water and energy transfer between soil, plants and atmosphere (WetSpa) // *Physics and Chemistry of the Earth*. 1997. 21. Pp. 189-193.

## TEMPORAL AND SPATIAL VARIABILITIES OF CASPIAN SEA SURFACE TEMPERATURE AND ATMOSPHERIC FORCINGS

**Fahimeh Hosseinibalam<sup>1</sup>, Fahimeh Saeedmehr<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Physics Department, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran  
Tel: +98311 7932433 Fax: +98311 7932409

[fhb@sci.ui.ac.ir](mailto:fhb@sci.ui.ac.ir)

<sup>2</sup>Physics Department, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran  
Tel: +98311 6622877

[f.saidmehr@yahoo.com](mailto:f.saidmehr@yahoo.com)

### Abstract

In this study, we used the monthly sea surface temperature (SST) and sea level pressure data during 1982 – 2000 to investigate the Caspian Sea SST temporal and spatial variabilities and their relations to atmospheric forcing. We focus on the interannual and annual variability of the systems, and give a statistical and dynamical of its oceanic and atmospheric signatures. First, we performed two analyses on the data fields: empirical orthogonal function (EOF) and Singular Value Decomposition techniques (SVD) to obtain the role of the sea and various mechanisms controlling the variability of SST changes for processes corresponding to different time scales. The first four leading EOF patterns of SST, which together exhibit 99.79 % of total monthly SST variance, reveal the effect of southeasterly and northwesterly winds, Volga river runoff, and mid-latitude geographical location of Caspian Sea on sea surface temperature. The first leading SVD mode which describes 99.99% of the squared covariance depicts an air to sea forcing, in which the sea surface temperature responds to

changes in the atmosphere circulation with an interseasonal, interannual and annual time lag. Also, it is shown that the variations of the climate variability are controlled by the NAO. A statistical processing (linear trend) of the monthly SST values indicates that the Caspian SST increased approximately by 1.9°C during this period.

## **Introduction**

Ocean and atmosphere interaction is believed to cause Climate variability on annual time scales. The dynamics of both systems are coupled via exchange processes at their interface. Empirical orthogonal function (EOF) and singular value decomposition (SVD) analyses are used to describe both the independent and coupled variability of atmosphere and ocean fields. EOF method has been introduced in atmospheric science since the early 50's, by (Lorenz, 1956). Meteorologists have used the EOF method for studies of variation patterns in temperature, precipitation and pressure fields such as: (Stidd, 1967). Empirical studies of atmosphere-ocean interaction have done by the lag associations between monthly atmospheric and SST anomaly fields, (Sterl and Hazeleger, 2003).

While the EOF analysis has been applied in lots of research, the SVD analysis has become more commonly used only in the last decade. But, a lot of studies have been devoted to the coupled variability of ocean and atmosphere, and the air-sea interaction has got little attention. A number of studies of the air and sea surface temperature variability on interannual to interdecadal timescales have documented by many authors such as: (Hassanzadeh, et al., 2007 and Buongiorno Nardelli et.al., 2009).

The Caspian Sea, as the largest enclosed water body on the Earth, is a very important marine environment in the world and is particularly sensitive to climate variations. It is located in an island depression between 47° 07' and 36° 33' N, and 45° 43' and 54° 5' E. Interannual and seasonal variability of the thermohaline water structure of the Caspian Sea have characterized by the statistical and physical analysis, (Kostyanoy and Kosarev, 2005).

The main goal of this paper is to investigate the air-sea interaction on short time scales in the Caspian Sea, by statistical techniques. For this purpose, we start to describe the leading patterns of SLP and SST variability in the Caspian Sea, by performing EOF on SST and SLP data, individually, during the 19 years period (1982-2000). Then turn to their coupled variability by performing a combined SVD analysis of two quantities.

## **I. Data and methods**

### **I.1. The SST and SLP data**

In this study, the Sea surface Temperature (SST) data is extracted from the monthly Global Sea-Ice and (GISST) dataset supplied by The U.K Meteorological Office (UKMO). The Global Girded Monthly Sea level Pressure (GMSLP) dataset used was also supplied by the Pacific Marine Environmental Laboratory (PMEL). SST and SLP data are distributed over a 1° by 1° latitude/ longitude grid and extended from Jan 1982 to Jun 2000.

### **I.2. Empirical orthogonal function (EOF) method**

A large number of observations at many locations can be reduced into a number of spatial patterns (eigenvectors), with a time series corresponding with each eigenvector showing the time variability of each pattern with EOF method. EOF analysis may be performed by diagonalizing the covariance matrix to obtain a mutually orthogonal set of patterns, and a corresponding expansion coefficient matrix. The patterns are called EOFs or eigenvectors and the expansion coefficients as referred to as the expansion coefficients time series or principal components (PCs) of the input data matrix. The leading EOF1 is the linear combination of the input variables that explains the largest possible fraction of the combined dispersion of the data matrix; the second EOF is the linear combination that explains the largest possible fraction of the residual dispersion, and so on.

Suppose that the input data matrix  $X$  is of dimension  $N \times M$ , over  $N$  time steps on  $M$  grid points, which the column means have been removed, with  $i$  indexing time and  $j$  indexing grid

points (variable). The coefficients  $E$  as linear combinations of the original variables ( $X$ ) transform them into a new set of variables  $Z$ , (1), in which a single column of  $Z$  is one PC and a single row of  $E$  is its corresponding EOF, (Wilks, 2006).

$$Z = XE, \quad Z_{ik} = \sum_{j=1}^M X_{ij} e_{jk} \quad (1)$$

Equation (2) defines the covariance matrix  $C$ , which is the input to the matrix digitalization routine which yields the eigenvalues ( $\lambda_k$ ) and EOFs ( $e_k$ )

$$C = \frac{1}{N-1} X^T X \quad (2)$$

Both the EOFs and PCs are mutually orthogonal and are uncorrelated over space and time, respectively. The EOFs are of unit length and the lengths of the PCs are equal to the square roots of their respective eigenvalues, (3).

$$\frac{1}{N} Z^T Z = \Lambda, \quad E^T E = I \quad (3)$$

Equation (4) identifies how the covariance matrix can be reconstructed from the eigenvectors and eigenvalues. Each mode can be seen as contributing to each element in the matrix.

$$C = E \Lambda E^T = \sum_{k=1}^M \lambda_k e_k e_k^T \quad (4)$$

Hence, the input data can be represented as a sum of the contributions of the various EOF modes, (5), each weighted by the corresponding PC. Each eigenvalues gives a measure of the fraction of the total variance in covariance matrix by the EOF mode. This fraction is found by dividing the by the sum of all the other eigenvalues.

$$X_{ij} = \sum_{k=1}^M Z_{ik} e_{kj} \quad (5)$$

### I.3. Singular value decomposition (SVD) method

Singular value decomposition (SVD), a technique is designed to find co-varying patterns in two different fields, for example SST and SLP. This method identifies pairs of coupled spatial patterns and their temporal variation. The SVD of the cross-covariance matrix between two fields yields two spatially orthogonal sets of singular vectors and a set of singular values associated with each pair of vectors, (Wilks, 2006). Each pair of spatial pattern describes a fraction of the square covariance ( $SC$ ) between the two variables. The first pair of pattern specifies the largest fraction of the  $SC$  and each succeeding pair identifies a maximum fraction of the  $SC$  that is unexplained by the previous pairs.

Let  $C$  denotes a covariance matrix between two data fields. The equation for SVD of  $C$  is given by:

$$C = USV^T \quad (6)$$

In which  $U$  and  $V$  are orthogonal, and  $F$  is diagonal. The columns of  $U$  ( $m \times n$ ), and  $V$  ( $n \times n$ ) are the eigenvectors of  $CC^T$  and  $C^T C$ , respectively. The singular values on the diagonal of  $S$  ( $n \times n$ ) are the square roots of the nonzero eigenvalues of both  $CC^T$ , and  $C^T C$ . If  $s_i = S(i, i)$  is the  $i$ -th singular value, the fraction of squared covariance (SCF) explained by the corresponding singular vectors  $u_i$  and  $v_i$  is given by:

$$SCF_i = \frac{s_i^2}{\sum s_i^2} \quad (7)$$

## **II. EOF Analysis Results**

The first four leading EOF patterns of monthly sea level pressure (SLP) fields, which individually explain 95.77%, 3.11%, 0.68%, and 0.20% of total variance, are selected. Also, The first four leading EOF patterns of monthly sea surface temperature (SST) fields that individually describe 96.97%, 2.27%, 0.39%, and 0.16% of total monthly SST variance, are chosen. The North's rule of thumb was applied for deciding which EOFs to keep, (North, 1982). According to North's rule of thumb, the difference between the fourth and the fifth eigenvalues is comparable to the magnitude of the sampling errors, which means that the error in the EOFs is comparable to the size of the EOFs themselves. The first three spatial patterns are displayed in Fig. 1 and 2. Fig. 3 shows the spectral density of the first and second SST mode. The corresponding expansion coefficient time series, (PCs), and the lagged correlation analysis are not shown.

### **II.1 The first EOF Mode of SLP: EOF1 (SLP)**

EOF1 (SLP) connects the most sea level pressure changes to Siberia high pressure. In fact, it indicates the Siberia high pressure strengthening which has a large effect on the Caspian surface pressure, Fig. 1. Since in northern hemisphere, the coriolis force causes the winds turn to the right side of the pressure gradient, this mode may be raised from southeasterly and northwesterly winds across the surface of the Caspian Sea. The convergence and divergence of lines indicate the wind intensity. By comparison of spatial pattern of EOF1 (SLP) with the SLP monthly data pattern, it is found that this mode is related to pressure changing in January. PC1 (SLP) displays a decreasing trend which is equal to  $0.05^{\circ}\text{C}$  for each year. Spectral analysis indicates a strong peak at 12- month period (not shown).

### **II.2 The second EOF Mode of SLP: EOF2 (SLP)**

Spatial pattern of EOF2 (SLP) shows an anti-cyclonic (high pressure center) in northern Caspian and cyclonic (low pressure center) in southern Caspian Sea. This mode is associated with pressure changing pattern when easterly winds prevail over the sea, Fig.1. Also, the spatial comparison of EOF2 (SLP) with the SLP monthly data pattern indicates that it can be related to pressure changing in March. The high mass of contour lines in northern Caspian indicates that over the northern Caspian Sea, easterly winds dominate.

### **II.3 The third EOF mode of SLP: EOF3 (SLP)**

This mode indicates the weakening of Siberia high pressure and its low effect on the surface of Caspian Sea. It shows the predominant southeasterly winds over the Caspian Sea.

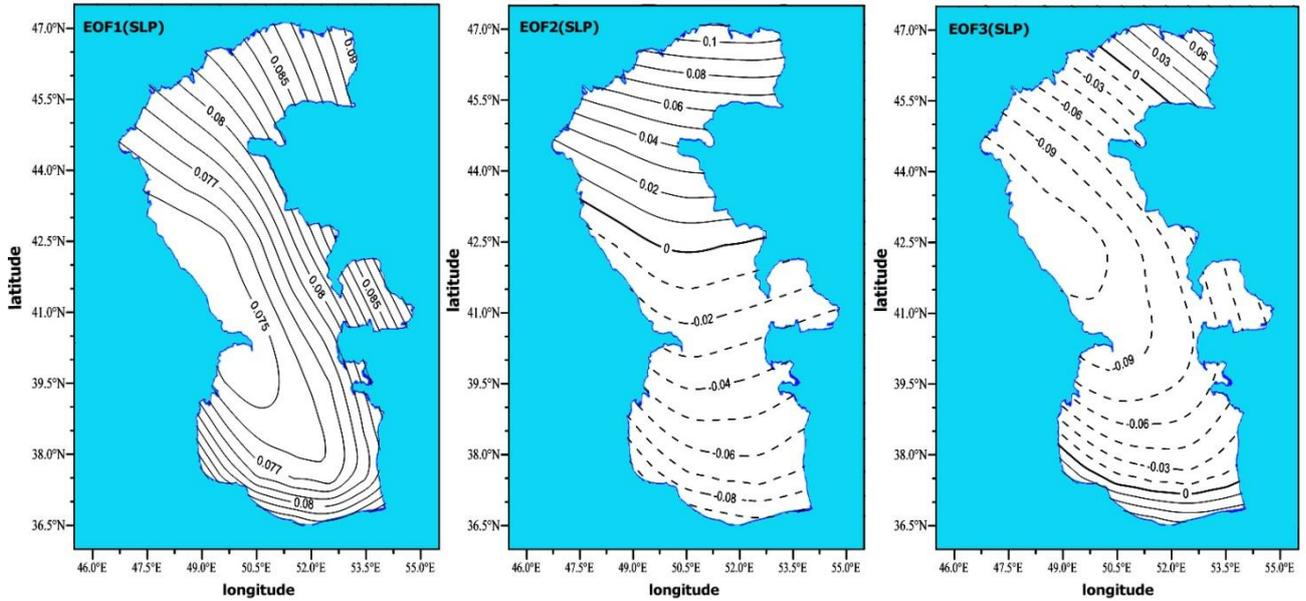
### **II.4 The first EOF mode of SST: EOF1 (SST)**

This mode describes the most changes on the Caspian Sea surface temperature. Spatial pattern of this mode indicates sea surface temperature changing in Northern Caspian is more than it in southern and Middle Caspian, Fig. 2. PC1 (SST) indicates an increasing trend in EOF1 (SST), which is equal to  $0.1^{\circ}\text{C year}^{-1}$ , approximately by  $1.9^{\circ}\text{C}$  during 1982-2000. The spectra analysis, Fig. 3, shows a strong peak at 12 months, which is the same as EOF1 (SLP). The southeasterly and northwesterly winds display an obvious effect on the SST. The lagged correlation coefficients between the expansion time coefficient of EOF1 (SST) and EOF1 (SLP) indicates a strong correlation in zero-lag. These modes are best correlated when the atmosphere leads SST by 1, 2 and 7 months. This suggests that the two modes are linked via air-sea forcing. Therefore, sea responses to the atmospheric pressure by an interseasonal and interannual time lag.

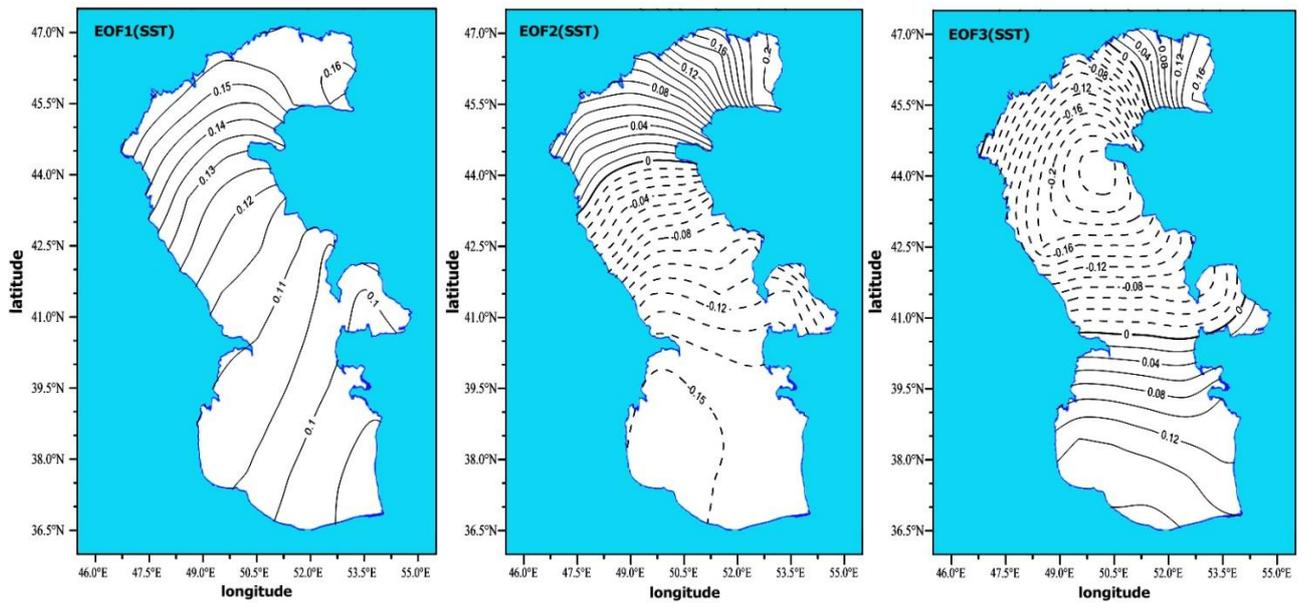
### **II.5 The second EOF mode of SST: EOF2 (SST)**

PC2 (SST) displays an increasing trend equal to  $0.005^{\circ}\text{C}$  for each year. The strong, relatively strong and weakly peak at around 12, 6 and 3 months respectively is detected in Spectral analysis, Fig. 3. The 12-month period, maybe indicates SST changes in effect of atmospheric changes. The Lagged correlation coefficients of EOF2 (SST) and EOF1 (SLP) exhibit four significant correlations. The air leading the sea by 3 and 4 months, is suggesting

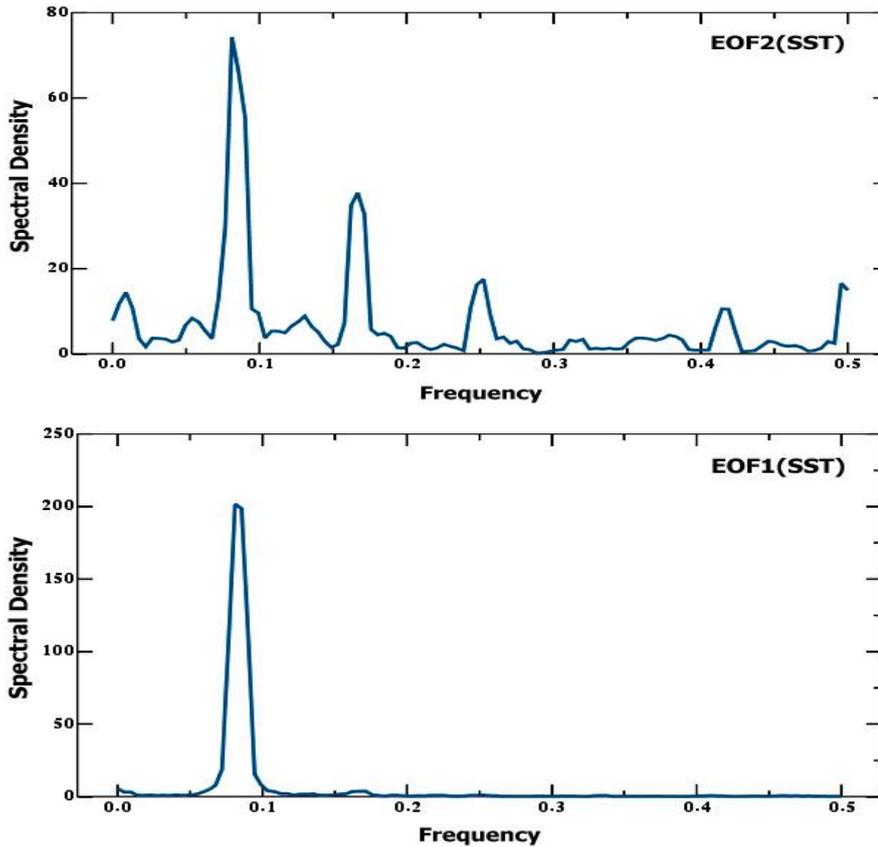
the presence of an atmosphere to sea forcing. This can be the effect of southeasterly wind on the northern Caspian in which causes an anti-cyclonic gyre in northern Caspian. The 6-month period is due to the principle feature of the middle Caspian cyclonic gyre driven by the Volga river runoff. The anti-cyclonic gyre in northern Caspian and cyclonic gyre in middle Caspian are separated by a zero contour, Fig. 2. By comparing the spatial pattern of EOF2 (SST) with the SST monthly data pattern, it is found that this mode is related to the surface temperature variability in April-May. This mode reveals that the wind and Volga river runoff are affected on sea surface temperature, simultaneity.



**Fig. 1.** The first and second EOF Mode of SLP



**Fig. 2.** The first and second EOF Mode of SST



**Fig. 3.** Spectra of de-trended expansion coefficients time series

### **II.6 The third EOF mode of SST: EOF3 (SST)**

The expansion coefficient time series, PC3 (SST), displays a decrease in the Caspian surface temperature by  $0.0024^{\circ}\text{C year}^{-1}$ . The spectral analysis exposes a highly significant peak at around 6 months. This 6-month period and decreasing temperature trend of the EOF3 (SST) indicate that this mode has a structure which is related to surface circulation driven by the Volga river runoff. Also, this mode is associated with wintertime, which the cyclonic gyre in the middle Caspian and the anti-cyclonic gyre in the southern Caspian are most intense. The anti-cyclonic gyres in the northeasterly and the southern Caspian distinct from the cyclonic gyre in the middle Caspian by the zero contour, Fig. 2.

### **II.7 The fourth EOF mode of SST: EOF4 (SST)**

This mode is not significant. Spectral analysis of this mode exhibits a seasonal strong peak centered around 3 months and a fairly strong peak at 6-month period.

All the EOF modes of SST show a dominant seasonal signal. It is because of Caspian Sea geographical situation. In the other hand, the mid-latitude geographical location produces a strong seasonal variation in heat fluxes across the surface of the Caspian Sea. Therefore, the Caspian surface temperature shows sensible changes due to the season.

## **III. SVD analysis results**

Singular Value Decomposition (SVD) is performed to investigate the relationships between SST and SLP field. In this analysis, just the first mode figures out the SST and SLP variations. The leading coupled SST and SLP fields accounts for 99.99% of the squared covariance. The associated spatial pattern, the corresponding expansion coefficients time series and the lagged correlation analysis are not shown.

### **III.1 The first SVD mode of SST: SVD (SST)**

The SVD (SST) spatial pattern exhibits a northeast-westward gradient over the entire region. It indicates that the sea surface temperature variability in the northern Caspian is more than it in the southern and the middle Caspian. The results indicate the changes in sea surface temperature in February related to EOF1 (SST). The wintertime surface temperature along the Iranian coasts is higher than Northern and Middle of Caspian Sea. This is caused by the fact that, in the Northern Caspian, heat losses during the winter reach  $600\text{--}800 \text{ MJ/m}^2$ , while in the Southern Caspian they are only  $200 \text{ MJ/m}^2$ , (Kostyanoy and Kosarev, 2005).

The linear trend of the annual expansion coefficient time series of SVD (SST) indicates an increasing trend equal to  $0.1^\circ \text{ C year}^{-1}$ , approximately about  $1.9^\circ \text{ C}$  during the period of Jan1982-Jun2000, (not shown). A positive trend in the Caspian Sea in the period before 1982 has also mentioned by other authors. For example, during 1900 to 1970 in Baku, the annual mean temperature increased. This trend was approximately equal to  $0.01^\circ \text{ C year}^{-1}$ , (Kostyanoy and Kosarev, 2007). Thus, the positive trend in SST in 1982-2000, exceeded several times the values characteristic of the preceding period of the 20<sup>th</sup> century.

### **III.2 The first SVD mode of SLP: SVD (SLP)**

The SVD (SLP) spatial pattern shows that the most sea level pressure changes are related to Siberia high pressure which has a large effect on the Caspian surface pressure. The comparison of spatial pattern of SVD (SLP) and the SLP monthly data pattern shows that this mode is related to pressure variability in January. Also the corresponding expansion coefficients time series for SLP suggests the existence of short-period and somewhat irregular oscillations.

The spectra of both time series, the first SVD of SST and SLP, indicate an annual period. This suggests a strong relation between the variability of SST and SLP. The SST and SLP spectrum have a highly significant peak at around 12 months. We also note that the SLP spectrum shows a weak peak at around 6 months. The Pearson correlation coefficients, 0.72, between the time series of SVD (SST) and SVD (SLP) states that the SST and SLP are strongly coupled. The lagged correlations analyses between the corresponding monthly time series, indicate that the coupling is strong when SLP leads SST by 1, 2, 7, and 12 month, ( $r = 0.845, 0.74, 0.81, 0.68$ , respectively). Therefore it appears that SVD is mainly an air-to-sea forcing mode, in which the sea surface temperature responds to changes in the atmosphere circulation driven by the southeasterly and northwesterly winds with an interseasonal, interannual and annual time lag.

## **IV. SST response to the large-scale air forcing**

The nature of the relationship between the meteorological variables of the Caspian Sea and climatic changes in the Northern Hemisphere is investigated in this section. We have tried to correlate the annual expansion time coefficient of the first SVD (SST) to the North Atlantic Oscillation (NAO), which is one of the major and most recurrent weather systems influencing both the North Atlantic and the Eurasia. The NAO consists of a meridional dipole in the atmospheric pressure, whose centers are located over Greenland and over the central latitudes of the North Atlantic, between  $35^\circ \text{ N}$  and  $40^\circ \text{ N}$ , (Buongiorno Nardelli et al, 2009).

The first SVD mode of SST, is anti-correlated to the NAO, with the Pearson correlation coefficient of about -0.29. A lagged correlations analysis between the corresponding annual time series indicates that the interaction with overlaying atmosphere approximately is strong at time lags of about 1 and 6 years.

## **Conclusion**

The coupled air-sea variability in the Caspian Sea on the time scales of months to years has been investigated by EOF and SVD statistical methods using 19 years of data. According to the first four leading EOF patterns of SLP, the most sea level pressure variability is related to Siberia high pressure. These modes indicate that southeasterly and northwesterly and easterly winds are dominant across the surface of the Caspian Sea. The first four leading

EOF patterns of SST reveal the effect of southeasterly and northwesterly winds, Volga river runoff, and mid-latitude geographical location of Caspian Sea on sea surface temperature. The results indicate that the most sea surface temperature variability is related to wintertime. A statistical processing (linear trend) of the monthly SST time series indicates that the Caspian SST increased approximately by 1.9°C during this period. The first SVD mode is mainly an air-to-sea forcing mode, in which the sea surface temperature responds to changes in the atmosphere circulation with an inter-seasonal, interannual and annual time lag. The lagged correlations and spectral analyses of corresponding expansion coefficients time series reveal the role of the sea and various mechanisms controlling the variability of SST changes. It is shown that the interaction of air-sea and Caspian Sea surface circulation are of principal importance on the interannual and semiannual timescales, respectively. The SST variations at longer timescales followed the NAO forcing with a time delay about 1 and 6 years, reveal that the processes relating the Caspian SST to the atmospheric conditions on the longer timescales are more linked to the thermal balance of the basin, and not limited to the immediate response of its surface layer.

### **Acknowledgements**

The authors wish to thank the office of Graduate Studies of the University of Isfahan for their support.

### **References**

- Buongiorno Nardelli, B. Colella, S. Santoleri, R. Guarracino, M. and A. Kholod A re-analysis of Black Sea surface temperature // *J. Mar. Syst.* 2009. Vol. 79. Pp. 50–64.
- Hassanzadeh S., Kiasatpour A., and Hosseinibalam F. Statistical techniques analysis of SST and SLP in the Persian Gulf // *Physica A.* 2007. Vol. 382. Pp. 586-596.
- Lorenz E. N. Empirical orthogonal functions and statistical weather Prediction. Department of Meteorology: 1956. 49 p.
- North G.R., Bell T.L., Chalan R.F., Moeng F.J. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal function // *Mon. Weather. Rev.* 1982. Vol. 110. Pp. 99–706.
- Sterl A., Hazeleger W. Coupled variability and air-sea interaction in the South Atlantic Ocean // *Clim. Dyn.* 2003. Vol. 21. Pp. 550-571.
- Stidd C. K. The use of eigenvectors for climatic estimates // *Appl. Meteor.* 1967. Vol. 6. Pp. 255-264.
- Kostyanoy A., Kosarev A. *The Caspian Sea Environment.* Berlin: 2005.
- Kostyanoy A., Kosarev A. *The Black Sea Environment.* Berlin: 2007.
- Wilks D.S. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences.* Boston: 2006.

## **LINKS BETWEEN ATMOSPHERIC PRESSURE AND PRECIPITATION OVER THE CASPIAN SEA**

**Smayel Hassanzadeh<sup>1</sup>, Fahimeh Saeedmehr<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Physics Department, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran  
Tel: +98311 7932423 Fax: +98311 7932409

[shz@phys.ui.ac.ir](mailto:shz@phys.ui.ac.ir)

<sup>2</sup>Physics Department, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran  
Tel: +98311 6622877

[f.saidmehr@yahoo.com](mailto:f.saidmehr@yahoo.com)

### **Abstract**

Since precipitation is one of the key variables driving various hydrologic processes, it is useful to examine precipitation records to better understand long-term climate dynamics. Here, we use the empirical orthogonal function and statistical analysis to analyze the monthly precipitation. We also examine spectral and lagged correlation between monthly precipitation and widely used atmospheric pressure. The data sets used refer to the period of Jan1982 – Jun2000. According to the first four leading EOF patterns of SLP, which together account for 99.76% of total monthly SLP variance, the

most sea level pressure variability is related to Siberia high pressure. The first four leading EOF patterns of monthly precipitation fields individually explain 33.66%, 26.27%, 9.93%, 7.08% of total variance and reveal that precipitation over the Caspian Sea is relatively non-uniform, in which the highest level of monthly precipitation takes place in the western part of the basin. A statistical processing, linear trend, of the monthly time series of these modes indicate that the precipitation over Caspian Sea decreased during this period. To better assess the period of oscillations, a spectral analysis of the de-trended expansion time coefficients series was done for SLP and precipitation modes. All the EOF modes of SLP and precipitation show a dominant annual and semiannual signal. We also note that the precipitation spectrums show a relatively strong peak at around 4 months. A lagged correlations analysis between the expansion coefficients time series of the first four leading EOF of two fields indicate that all the EOF modes of monthly precipitation are highly associated with the first mode of SLP. So that, the second EOF of precipitation exhibits a maximum correlation at zero-lag ( $r = 0.59$ ) and indicate that the interaction with overlaying atmosphere approximately is strong at time lags of about 1, 2 and 7 months. The results indicate that precipitation variability over Caspian Sea is related to variability's sea level pressure and is mostly determined by corresponding Siberia high pressure.

### **Introduction**

Precipitation is a number of manifestations of water, in the earth-atmosphere systems. Atmospheric circulation explains most of the spatial and temporal variability in precipitation from global to regional scales. Dry and wet periods are commonly explained by changes in atmospheric pressure conditions, which persist from days to several months or years. In mid-latitudes, the general circulation determines the location of pressure systems, and hence the location, intensity and nature of precipitation-bearing fronts. The interaction between precipitation and atmospheric circulation patterns in regional and global scales has been discussed in lots of research like: (Anagnostopoulou et al., 2004 and Dunkeloh and Jacobeit, 2003 and Ghasemi and Khalili, 2007 and Stahl et al., 2006 and Tomozeiu et al., 2005). Although a numerous studies were done over various parts of the globe, little work has been done over the Caspian region such as (Morady, 2003).

Identification of independent physical modes and corresponding principal component time series is an important aspect of climate studies for detecting and predicting climate changes. While there are a number of different techniques for this purpose, The Empirical Orthogonal Function analysis (EOF) is a common statistical tool in oceanography, meteorology and climate research.

The main aim of the present study is to identify the characteristics of monthly precipitation over Caspian Sea and its relationship with the atmospheric circulation patterns and discuss possible mechanisms and processes leading to the regional precipitation conditions by Empirical Orthogonal Function (EOF) analysis.

### **Data**

The Global Girded Monthly Sea level Pressure (GMSLP) dataset used was supplied by the Pacific Marine Environmental Laboratory (PMEL). The total monthly precipitation data were obtained from the PMEL as well. Precipitation and SLP data are distributed over a  $1^\circ$  by  $1^\circ$  latitude/ longitude grid across the Caspian sea, between  $47^\circ 07'$  and  $36^\circ 33'$  N, and  $45^\circ 43'$  and  $54^\circ 5'$  E, and extended from Jan 1982 to Jun 2000.

### **Empirical Orthogonal Function (EOF) method**

The Empirical Orthogonal Function analysis (EOF) was introduced to meteorology over 40 years ago (Loranz, 1956). A primary goal of EOF analysis is to identify and extract physically and dynamically independent patterns from a variable dataset. These patterns provide important clues as to the physics and dynamics of the system to be studied. The first few empirical orthogonal functions may explain a majority of the variance of the data. So that, the first EOF explains the greatest fraction of the total variance and the remaining empirical orthogonal functions account for the remaining variances.

Consider a field  $T(\mathbf{r})$  defined at point  $\mathbf{r}$  on a two dimensional domain. The mean of  $T(\mathbf{r})$  has been subtracted out, so that  $\langle T(\mathbf{r}) \rangle = 0$ , where the angular brackets denote average value, (North et al., 1982). The covariance of the field between any two points and may be defined:

$$\gamma(\mathbf{r}, \mathbf{r}') = \langle T(\mathbf{r})T(\mathbf{r}') \rangle \quad (1)$$

Therefore, the basis functions or EOF are the eigenvectors of the integral equation

$$\frac{1}{A} \int \gamma(\mathbf{r}, \mathbf{r}') \varphi_{\alpha}(\mathbf{r}') d\mathbf{r}' = \lambda_{\alpha} \varphi_{\alpha}(\mathbf{r}) \quad (2)$$

where  $A$  is the area of the domain,  $\lambda_{\alpha}$  is the eigenvalue that is positive and associated with the eigenvector  $\varphi_{\alpha}(\mathbf{r})$ , and  $\alpha$  is an integer index.  $\varphi_{\alpha}(\mathbf{r})$  may be normalized, so that they form an orthonormal set, (3). According to (4), they are a complete set:

$$\frac{1}{A} \int \varphi_{\alpha}(\mathbf{r}) \varphi_{\beta}(\mathbf{r}') d\mathbf{r} = \delta_{\alpha\beta} \quad (3)$$

$$\sum_{\alpha=1}^{\infty} \varphi_{\alpha}(\mathbf{r}) \varphi_{\alpha}(\mathbf{r}') = \delta(\mathbf{r} - \mathbf{r}') \quad (4)$$

Therefore  $T(\mathbf{r})$  can be expanded into an infinite series of the  $\varphi_{\alpha}(\mathbf{r})$ , (5). In which mode amplitude,  $T_{\alpha}$ , associated with the eigenvector is represented by (6).

$$T(\mathbf{r}) = \sum_{\alpha=1}^{\infty} T_{\alpha} \varphi_{\alpha}(\mathbf{r}) \quad (5)$$

$$T_{\alpha} = \frac{1}{A} \int \varphi_{\alpha}(\mathbf{r}) T(\mathbf{r}) d\mathbf{r} \quad (6)$$

The statistics of  $T(\mathbf{r})$  require that the  $T_{\alpha}$  have a distribution satisfying:

$$\langle T_{\alpha} \rangle = 0 \text{ and } \langle T_{\alpha} T_{\beta} \rangle = \lambda_{\alpha} \delta_{\alpha\beta} \quad (7)$$

This means that the different components of the series are uncorrelated with each other and the variance of the mode  $\alpha$  is just the eigenvalue  $\lambda_{\alpha}$  related to mode  $\alpha$ . So that, the variance of the field at a point is yield by (8), and the average variance integrated over the domain is obtained by (9):

$$\langle T(\mathbf{r})^2 \rangle = \sum_{\alpha=1}^{\infty} \lambda_{\alpha} \varphi_{\alpha}(\mathbf{r})^2 \quad (8)$$

$$\frac{1}{A} \int \langle T(\mathbf{r})^2 \rangle = \sum_{\alpha=1}^{\infty} \lambda_{\alpha} \quad (9)$$

$\lambda_{\alpha}$  is a portion of total variance explained by the EOF  $\varphi_{\alpha}(\mathbf{r})$ , (9). It is convenient to label the eigenvectors, so that the eigenvalue are in descending order, i.e:

$$\lambda_1 > \lambda_2 > \lambda_3 > \dots \quad (10)$$

## Results

The dominant modes of monthly sea level pressure and monthly precipitation variability are obtained by Empirical Orthogonal Function (EOF) method. The modes include: the spatial patterns or eigenvectors (EOFs); the Principal Components (PCs) or expansion coefficients time series, and the eigenvalues which indicate the relative importance of the modes. The North's rule of thumb is applied to decide which EOFs to keep, (North et al, 1982). According to this rule the first four leading EOF patterns of SLP and precipitation are individually chosen. The first four leading EOF patterns of monthly sea level pressure (SLP) fields individually explain 95.77%, 3.11%, 0.68%, and 0.20% of total variance. The first four leading EOF patterns of monthly precipitation fields individually explain 33.66%, 26.27%, 9.93%, and 7.08% of total variance. The first three spatial patterns are displayed in Fig. 1, Fig. 3, respectively. Fig. 2 and Fig. 4 show the spectral density of the first and second mode. The corresponding expansion coefficient time series which is normalized by the standard deviation, the lagged correlation analysis and the cross-spectral density are not shown.

### 1. The first EOF mode of SLP

The first pressure mode, EOF1 (SLP), indicates the existence of Siberia high pressure over the Caspian Sea, Fig.1. By comparison of spatial pattern of EOF1 (SLP) with the SLP monthly data pattern, it is concluded that this mode is related to pressure changing in January. PC1 (SLP) displays a decreasing trend during this period, (1982-2000). Spectral analysis indicates a strong peak at 12- month period, Fig. 2.

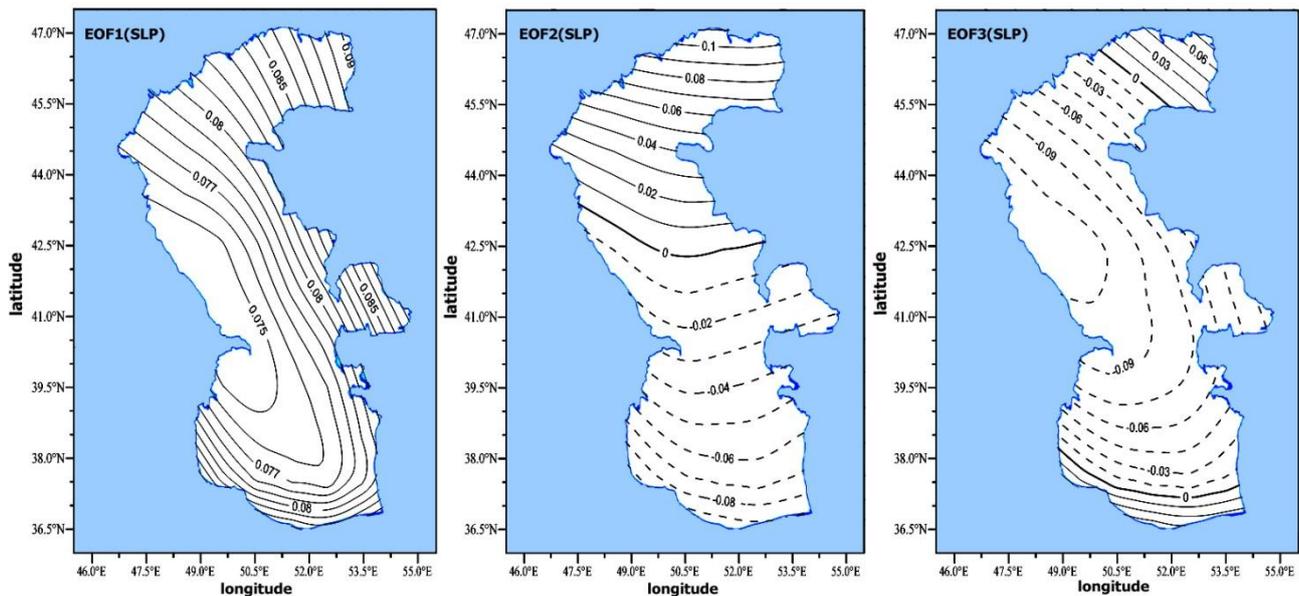


Fig.1. The first and second EOF mode of SLP

### 2. The second EOF mode of SLP

Spatial pattern of this mode exhibits the compound of Siberia and Eastern Europe high pressure systems over the Northern Caspian. (The East Europe high pressure mass comes from the expansion of Azores high pressure to the East). In contrast, the southern part of Caspian Sea is under the influence of migratory, or / and Mediterranean low pressures, (cyclones), that reaches to the Caspian Sea via Turkey and Black Sea. A migratory low pressure can be one of these systems: Europe, Scandinavian or Island low pressures. Zero-contour, Fig. 1, in the Middle Caspian reveals the production cold front from the contact of high and low pressure masses. PC2 (SLP) illustrates a decreasing trend during 1982-2000. The strong, relatively strong and weakly peaks at around 12, 6 and 4 months, are detected in Spectral analysis respectively, Fig. 2.

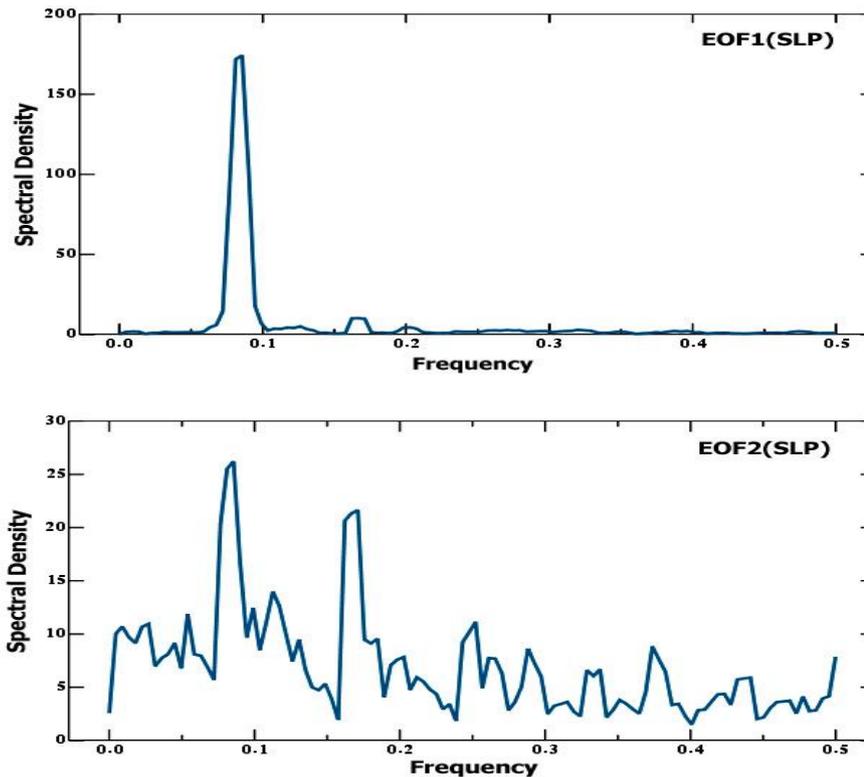


Fig. 2. Spectra of de-trended expansion coefficients time series

### 3. The third EOF mode of SLP

EOF3 (SLP) presents the effect of Siberia high pressure on the surface level pressure in the northeastern and southern part of the Caspian Sea. Negative contours indicate the migratory low pressure, which comes from Mediterranean Sea, and enters to the Caspian Sea from west and northwestern. The zero contours distinct the cyclonic centers in the northeastern and south of Caspian Sea from the anticyclones center, Fig. 1. The front feature (zero-contour) reveals that these are the warm fronts such that advancing Mediterranean low pressure and the Siberian high pressure retreated, are evident. PC3 (SLP) displays a decreasing trend during the 1982-2000.

### 4. The fourth EOF mode of SLP

Negative contours in EOF4 (SLP) demonstrate the establishment of a Thermal low pressure system over the northwest and south of the Caspian Sea, (not shown). These low pressure systems arise from Atlantic Ocean. Positive contours indicate that the Siberia high pressure move forward on the Caspian Sea. It seems that this mode is related to the autumn season. A monthly increasing trend is shown in PC4 (SLP). The spectral analysis exhibits a semiannual strong peak, an annual fairly strong peak, and a week peak at 4 months periods.

### 5. The first EOF mode of precipitation

Spatial pattern of this mode shows the highest contribution in the western part of the basin, in which the highest level of monthly precipitation takes place in Northwest of Middle Caspian and the Southwest of the Caspian Sea, Fig. 3. The spatial comparison of EOF1 (precipitation) to the precipitation monthly data pattern indicates that it may be related to precipitation variability in October. Also, PC1 (precipitation) indicates heavy precipitation in Octobers, especially for 1987.

The spectral analysis indicates a strong peak at 6 months and the relatively strong peak around 12 months, which are essentially same as EOF3 (SLP) and EOF4 (SLP), Fig. 4. The lagged correlation analysis between EOF1 (precipitation) and all SLP modes reveals that the

first precipitation mode is well correlated to the fourth mode of SLP, EOF4 (SLP), at zero-time lag, with  $r = -0.23$ , and  $P$  value = 0.001. Also to examine variations of precipitation in conjunction with atmospheric circulation Cross-spectral analysis was used. According to these results, it seems that 6 and 12 months periods, respectively, are due to the principle features of low and high pressure systems. Therefore, the first mode represents the most amounts of precipitations in western part and southwest of the Caspian Sea that occurs on October. In October the low pressure system that has a thermal origin (Thermal low pressure), attains to the Caspian Sea from northwest. When the Siberia high pressure system comes toward the southern latitudes, the front air produced by the collision of these systems is drawn to the lower latitudes and causes severe precipitation especially in southern and western shores of Caspian Sea. Because of this front air is formed away from the west coasts and outside the basin, it can't be detected in the spatial pattern of the mode.

### 6. The second EOF mode of precipitation

Also, the spatial pattern of this mode reveals that the South and west of the Caspian region have the highest amount of precipitation. But the presence of negative and zero contours in this mode, it is distinct from the first pattern, Fig. 3. It's time series indicates that September 1982 was essentially wet during 1982-2000.

Spectral analysis of the second EOF demonstrates a strong 12-month and a relatively strong 6-month peak, on contrary to the first mode, Fig. 4. The lagged correlations and the cross-spectral analyses between the corresponding monthly time series state that the second precipitation mode is highly correlated to the first and second atmospheric patterns. The second EOF of precipitation exhibits a maximum correlation with the EOF1(SLP) at zero-lag ( $r = 0.59$ ), and indicates that its interaction with overlaying atmosphere is approximately strong at time lags of about 1, 2 and 7 months.

This mode shows precipitations over the Caspian Sea, while a high pressure system over northern Caspian is deployed. According to the EOF2 (SLP), the high pressure center is combination of Siberia and Eastern Europe high pressures. This high pressure system is drawn to the lower latitudes, and removes the heat and humidity from the sea waters during the passage, over the warm waters of the Caspian Sea. Therefore becomes unstable and creates intense precipitation. The low-pressure system which is located in affront of this high pressure center causes the southern Caspian precipitation increases relative to the Northern Caspian. The zero-contour indicates the precipitations around the front.

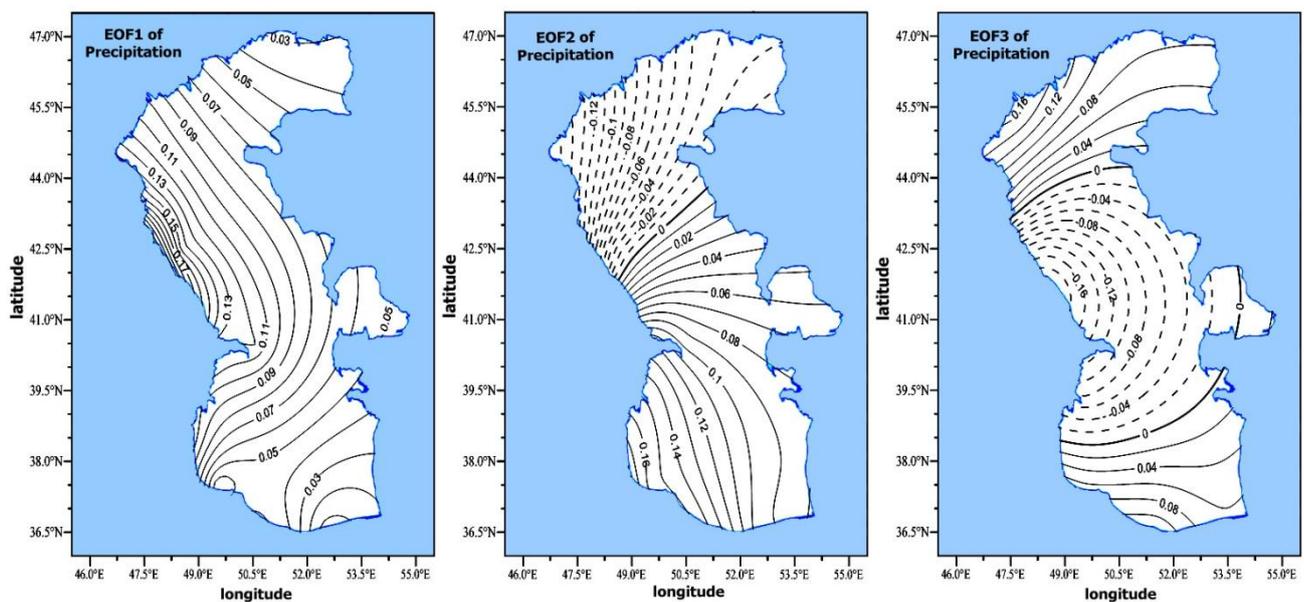


Fig. 3. The first and second EOF mode of precipitation

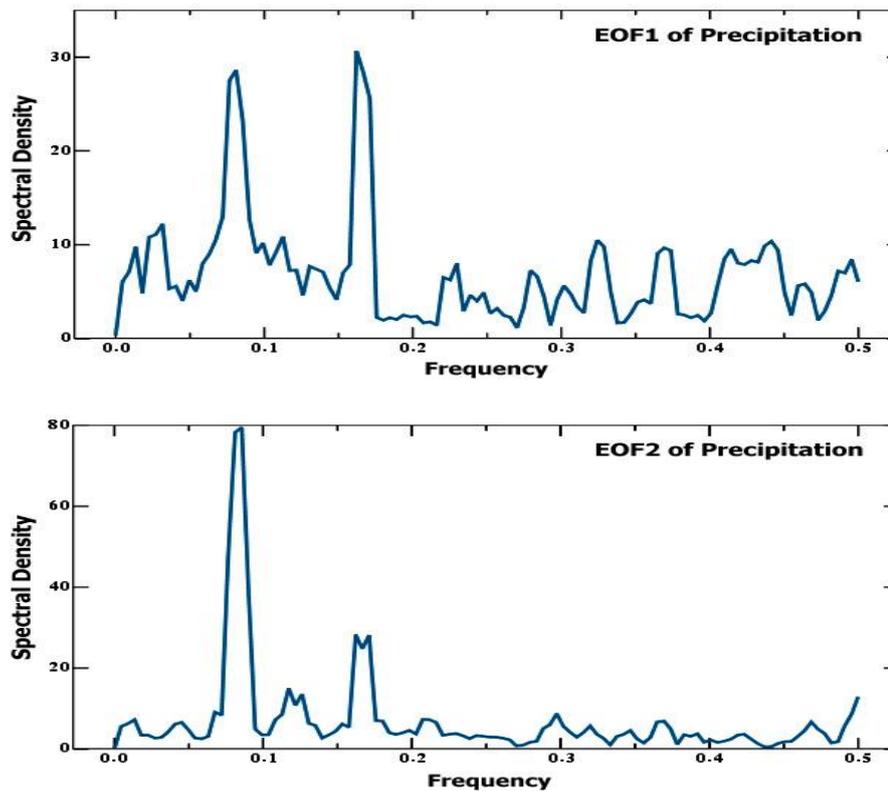


Fig. 4. Spectra of de-trended expansion coefficients time series

### 7. The third EOF mode of precipitation

Zero-contour in the third EOF reflects the contrast between the middle Caspian precipitations and, northern and southern Caspian precipitations, Fig. 3. This mode maybe is related to November, by comparing the EOF4 (SST) and monthly data patterns of precipitation. So that, in this month the highest values are concentrated over two areas, western Coasts of Middle and South Caspian. The strong, relatively strong and weakly peak at around 12, 6 and 4 months, respectively, is detected in Spectral analysis. Cross-Spectral analysis between the expansion coefficient time series of this mode and all SLP modes, shows that peak 12 months and 6 months strongly are related to EOF2 (SLP).

It seems that excessive precipitations over the middle Caspian is related to two high pressure centers of Siberia and Azores, Eastern Europe high pressure, have been deployed on sides the East and West Caspian Sea respectively. The low pressure cyclones which centered in Scandinavia are spreading to the south. Thus, the front formed by expanding from north to south affects this area.

### 8. The fourth EOF mode of precipitation

Unlike other modes, the fourth precipitation mode shows almost uniform distribution of precipitation over the Caspian Sea. This is also represented by the time series, just the lowest precipitation occurs in October 1999. A highly significant peak at around 12 months exposes in spectral analysis. The lagged correlations and the cross-spectral analyses state the effect of Siberia high pressure on the Caspian Sea precipitation.

### Conclusions

The first four leading EOF patterns of monthly precipitation fields individually explain 33.66%, 26.27%, 9.93%, 7.08% of total variance and reveal that precipitation over the Caspian Sea is relatively non-uniform, in which the highest level of monthly precipitation takes place in the western part of the basin. Spectral analysis of the second EOF demonstrates

a strong 12-month and a relatively strong 6-month peak, on contrary to the first mode. The lagged correlations and the cross-spectral analyses between the corresponding monthly time series state that the second precipitation mode is highly correlated to the first and second atmospheric patterns. The excessive precipitations over the middle Caspian is related to two high pressure centers of Siberia and Azores. The lagged correlations and the cross-spectral analyses state the effect of Siberia high pressure on the Caspian Sea precipitation.

### **Acknowledgements**

The authors wish to thank the office of Graduate Studies of the University of Isfahan for their support.

### **References**

- Anagnostopoulou C., Flocas F., Maheras P., Patrikas I. Relationship between atmospheric circulation types over Greece and western-central Europe during the period 1958–97 // *Int. J. Climatol.* 2004. Vol. 24. Pp. 1745–1758.
- Dunkeloh A., Jacobeit J. Circulation dynamics of Mediterranean precipitation variability 1948–98 // *Int. J. Climatol.* 2003. Vol. 23. Pp. 1843–1866.
- Ghasemi A. R., Khalili D. The association between regional and global atmospheric patterns and winter precipitation in Iran // *Atm. Res.* 2007. Vol. 88. Pp. 116-133.
- Lorenz E. N. Empirical orthogonal functions and statistical weather Prediction / Department of Meteorology. 1956. 49 p.
- Morady H.R. Synoptic Analysis of the Precipitation on the Southern Coast of the Caspian Sea // *Proceedings of the Caspian Sea international conference, 2003.* 1576 p.
- North G.R., Bell T.L., Chalan R.F., Moeng F.J. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal function // *Mon. Weather. Rev.* 1982. Vol. 110. Pp. 699–706.
- Stahl K., Moore R. Dan, Mckendry I.G. The role of synoptic scale circulation in the linkage between large-scale ocean-atmosphere indices and winter surface climate in British Columbia // *Int. J. Climatol.* 2006. Vol. 26. Pp. 541–560.
- Tomozeiu R., Stefan S., Busuioac A. Winter precipitation variability and large-scale circulation patterns in Romania // *Theor. Appl. Climatol.* 2005. Vol. 81. Pp. 193–201.

## **THE ROLE OF SEA SURFACE TEMPERATURE ANOMALY OF THE CASPIAN SEA ON RAINFALL VARIATIONS IN THE SOUTHERN COASTAL REGION**

**\*Maziar Gholami<sup>1</sup>, Farhang Ahmadi Givi<sup>2</sup>, Sarmad Ghader<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Ph.D student of physical oceanography

Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

Tel:+98 131 3230369 Fax: :+98 131 3230369

[maziargholami@yahoo.com](mailto:maziargholami@yahoo.com)

<sup>2</sup>Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

Tel:+98 21 88630471 Fax:+98 21 88009560

[ahmadig@ut.ac.ir](mailto:ahmadig@ut.ac.ir)

<sup>3</sup>Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

Tel:+98 21 61118373 Fax:+98 21 88009560

[sghader@ut.ac.ir](mailto:sghader@ut.ac.ir)

### **Abstract**

Numerous observational and modeling studies have shown that Sea Surface Temperature Anomalies (SSTA) in certain parts of the world's oceans and seas have considerable influence on atmospheric variations in time scales longer than a month. In this paper we investigate SSTA in the Caspian Sea and its relationship with rainfall in the Southern Coastal Region during 1985-2007. The main parameters used are the monthly mean SST data set of satellite (NOAA-AVHRR) as well as precipitation and sea level pressure (SLP) from eight synoptic stations in Iran. It is found a close relationship between Caspian SSTA and precipitation in the Southern Coastal Region. The spring

precipitation has a positive correlation with Caspian SSTA, whereas the summer precipitation shows a negative correlation between 0.4 and 0.6 of 0.01 and 0.05 significant levels. There are also significant relationships between winter SSTA and spring and summer precipitation in the eight synoptic stations that magnitudes vary for each station. The other result is the existence of negative correlation between SSTA and SLP in the Southern Coastal Region. It means for positive Caspian SSTA, SLP is negative and decreases with time, therefore low pressures are more abundant and the Siberian High is weaker than average. SLP mean deviation shows that when SST is above average, SLP gets values more below average. It is also seen a positive correlation between NAO (North Atlantic Oscillation) and SSTA in the Caspian Sea.

### **Introduction**

In air-sea system the existence of complex interaction between them causes many weather and climatic variability on time scales from many hours (e.g. sea breeze) to decadal and even century. SST is one of the fundamental variables that are most widely used to describe the coupled ocean-atmosphere system. It is, on one hand, a surface indicator or manifestation of many geophysical and biological processes in the ocean, such as ocean currents, surface waves, ocean primary productivity, and marine fisheries. On the other hand, it constitutes the bottom boundary condition of the atmosphere and plays a key role in the air-sea exchanges of mass, momentum, and energy (Chen, 2007).

A large number of observational and modeling studies have shown substantial impacts of SST and SSTA on atmospheric variations in different time scales. Zhongxian et al. (2004) found that Kuroshio SSTA has a close relationship with precipitation in China. Their results displayed that previous winter Kuroshio SSTA had clear impacts on summer Rainfall in China. The study of Verdy et al. (2005) indicates that a significant fraction of SST variability in the ACC can be understood as a linear response to surface forcing by the Southern Annular Mode (SAM) and remote forcing by ENSO. Lau et al. (2005) showed that during the 1997–98 and 2002–03 El Niño events, the SST conditions in both DTEP (deep tropical eastern-central Pacific) and IWP (Indo-western-central Pacific) were above normal, and considerable cancellations were simulated between the midlatitude responses to the oceanic forcing from these two sectors. The above findings were contrasted with those for the 1953–58 and 1972–77 periods, which were characterized by analogous SST developments in DTEP, but by cold conditions in IWP. It was concluded that a warm anomaly in IWP and a cold anomaly in DTEP made the optimal SST configuration for generating zonally elongated ridges in the midlatitudes. Ginzburg et al. (2005) studied the changes in thermal regime of the Caspian Sea in the period of 1940–2000 and found that annual mean SST increased in the period 1982–2000 as compared to the previous period (1940–1980) by about 1°C in the deep water Middle and Southern Caspian Sea.

As shown in the literature, the Caspian Sea that is the largest enclosed water basin on the earth and is distinguished by special natural conditions, contains rich natural resources (biological and mineral), and plays an important geopolitical role in the region. It also has important impact on weather and climate of the surrounding area by transferring huge amount of energy and heat flux from sea to the atmosphere.

In this paper we study SSTA in the Caspian Sea and its relationship with seasonal precipitation in the southern coastal region.

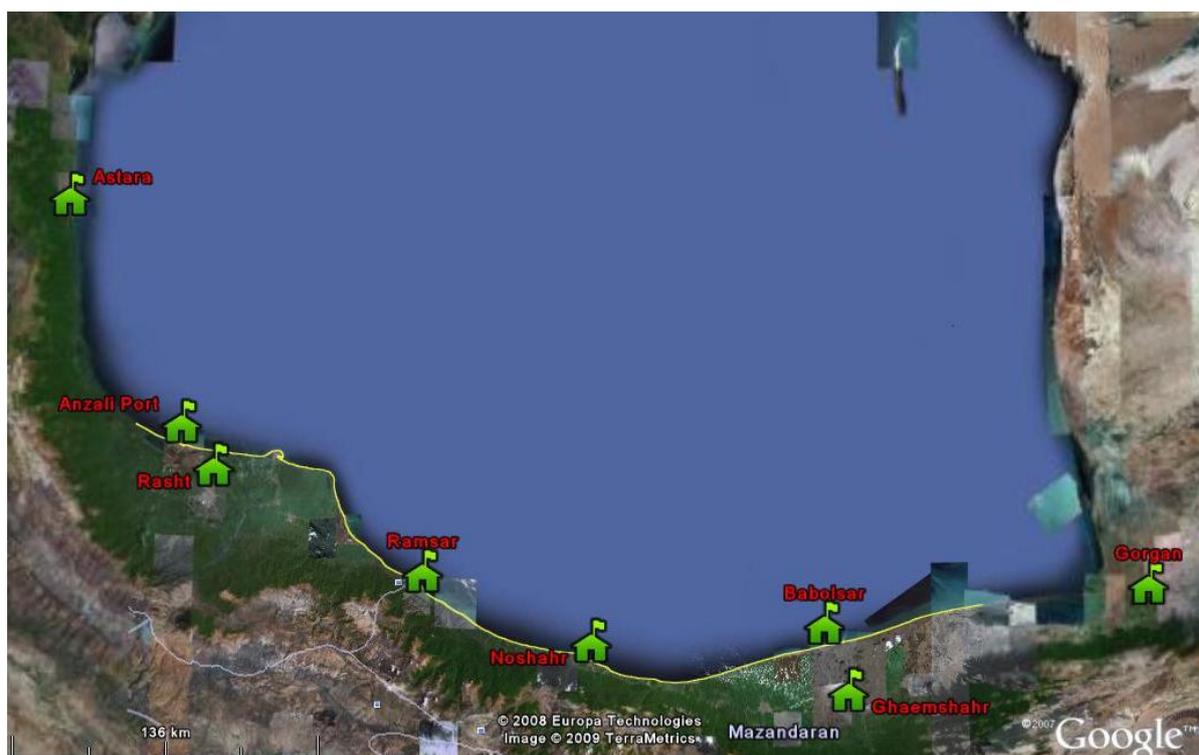
### **Data and methods**

The analysis of tempo-spatial variations of SST and SSTA in the Caspian Sea is based on the remotely sensing data that gathered by Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) on board satellite of National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) for the period 1985 to 2007. We used AVHRR Pathfinder Version 5.0 SST Project data (Pathfinder V5) that is a new reanalysis of the AVHRR data stream developed by the University of Miami's Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science (RSMAS) and the NOAA National Oceanographic Data Center (NODC). These data have spatial resolution 0.04° that are more accurate and dense compared to the past version. The temperature data set

with resolution of 0.1°C are collected in a square lattice with resolution 0.25° in both latitude and longitude for the whole of Caspian Sea.

The meteorological data such as temperature, SLP and precipitation are obtained from eight synoptic stations that are located in the southern coastal or the nearest stations to the shoreline. The locations of the stations are shown in Fig.1 and Table 1 displays the details of the selected stations and the data are used in this study.

The data on indices of atmospheric oscillations ENSO and NAO were obtained through the Internet (<http://www.cpc.NOAA.gov/data/teledoc>, <http://iri.columbia.edu/>). The software including SPSS and MiniTab was used for testing and determining the normality and homogeneity of data and some calculations.



**Fig. 1.** Locations of the selected synoptic stations (Google Earth)

**Table 1:** Some properties of the selected synoptic stations

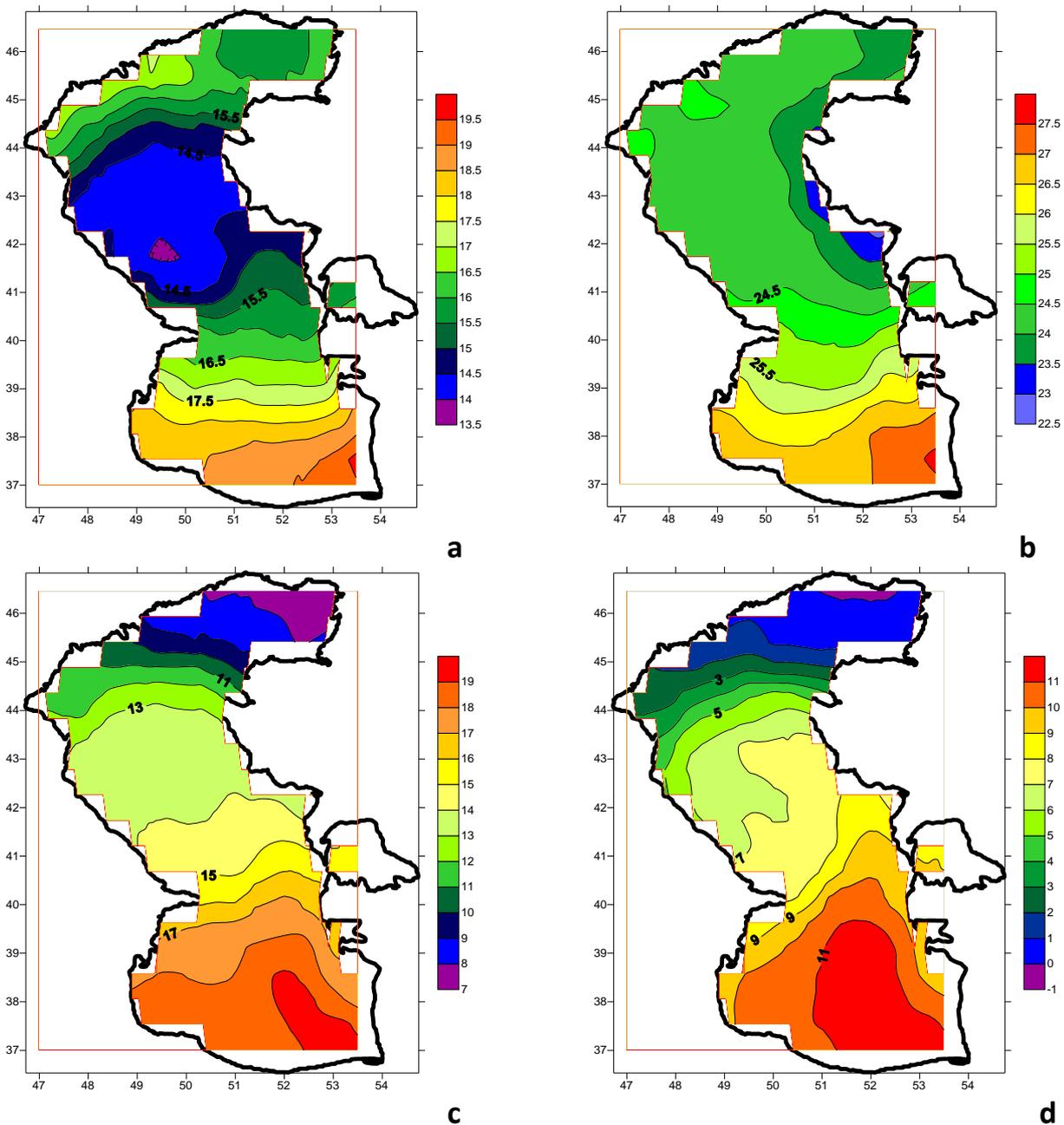
Data period	Distance from shoreline	Elevation	Longitude	Latitude	Name of synoptic station	Station number
2007 -1985	less than 5 km	-21.1 m	48.51E	38.22N	<b>Astra</b>	1
2007 -1985	coastal station	-23.6 m	49.27E	37.29N	<b>Anzali port</b>	2
2007 -1985	about 10 km	-8.6 m	49.37E	37.19N	<b>Rasht</b>	3
2007 -1985	coastal station	-20 m	50.40E	36.54N	<b>Ramsar</b>	4
2007 -1985	coastal station	-20.9 m	51.30E	36.39N	<b>Noshahr</b>	5
2007 -1985	coastal station	-21 m	52.39E	36.43N	<b>Babolsar</b>	6
2007 -1985	about 15 km	14.7 m	52.46E	36.27N	<b>Ghaemshahr</b>	7
2007 -1985	about 15 km	13.3 m	54.16E	36.51N	<b>Gorgan</b>	8

### SST variations in the Caspian Sea

For tempo-spatial analysis of SST in the Caspian Sea, using the averaged day and nighttime data in square lattice point we calculated the monthly, seasonally and annually mean of SST for three regions of the Sea (south, middle, and north).

The monthly mean SST of satellite data shows a positive trend in the SST changes averaged over the Caspian Sea during the period 1985-2007. This positive trend is different for each region indicating about 0.07, 0.09, and 0.1 °C/year in the southern, central and northern parts of the Sea, respectively. There is also a positive shift in the SST anomalies in the recent decade and generally these anomalies have been increased since 1995. These changes might be due to the global warming.

Figure 2 illustrates the seasonal mean satellite SST data for the main basin of the Caspian Sea over the 23-year period (1985–2007). Comparison of the SST distributions in four seasons indicates that the values of SST in the central part of the Sea are lower than other parts, especially in the eastern coast, in the spring and summer.



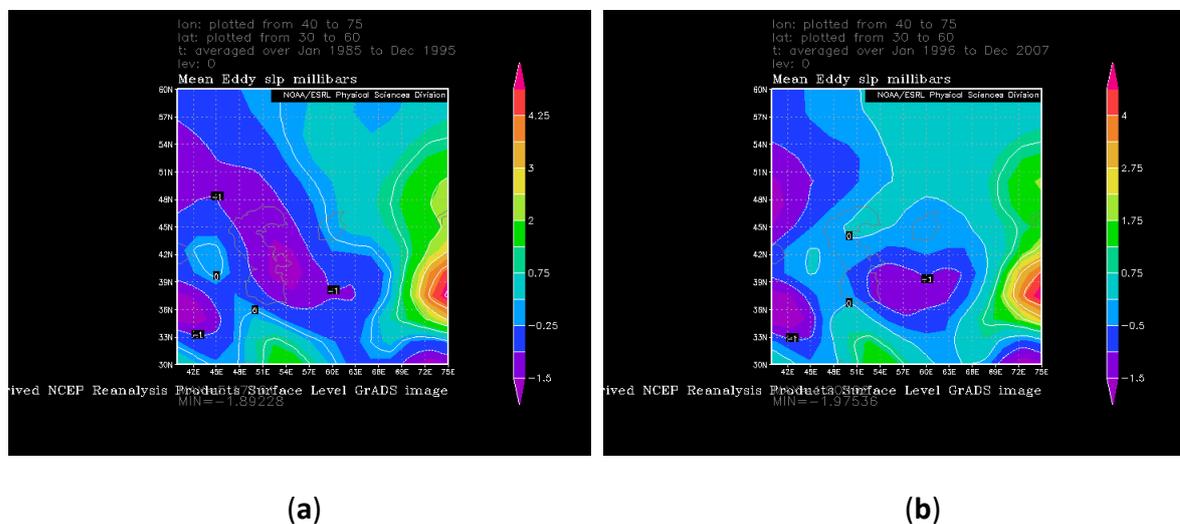
**Fig. 2.** The 23-year (1985-2007) averaged satellite SST data (°C) in the Caspian Sea for (a) spring, (b) summer, (c) autumn, and (d) winter.

## Relationship between the Caspian Sea SSTA and precipitation in the southern coastal region

Since the southern part of the Caspian Sea is more importance for the authors from dynamical view point (for having deepest depth) as well as being the northern border of Iran, we focus on the Relationship between the Caspian Sea SSTA and precipitation in the southern coastal region. To do this, the area averaged SST and SST mean deviation for each part of the Caspian Sea is used as the index of that part in the calculations of correlation coefficients between these indices and precipitation in the above region. Table 2 shows the correlation coefficients between SST indices and season precipitation for the eight stations located in the southern coastal region during 1985-2007. Referring the table it can be seen that correlation coefficients vary from station to station in each season. While in some stations the correlation coefficients are positive, in others are negative. The most correlations exist between the winter SST indices in the middle and southern parts of the Caspian Sea and the spring and summer precipitation in stations 1, 4, 5, 7, and 8.

To determine the relationship between SSTA and SLP, the correlation coefficients between these parameters are calculated. Results indicate that there is a negative correlation between SSTA and SLP in the southern coastal region. SLP of the all stations in the summer show significant negative correlations with SSTA in other seasons. When the Caspian SSTA is positive, SLP becomes negative and decreases with time, therefore favoring the conditions for more low pressure systems.

Because the Siberian high pressure system has substantial impact on the precipitation in the southern coastal region of the Caspian Sea, especially in cold seasons, the relationship between the Siberian high index and SSTA during 1985-2007 is also considered. The results are shown in Fig. 3 as two split periods. It is found that in the negative SSTA period (1985-1995), Siberian high was strong along with positive precipitation anomaly and vice versa in the positive SSTA period (1996-2007).



**Fig. 3.** The 23-year (1985-2007) averaged SLP splitting into: (a) 1985-1995 and (b) 1996-2007 (NCEP/NCAR Reanalysis <http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.ncep.reanalysis.surface.html>)

## Conclusion

This paper is aimed to study the relationship between SSTA in the Caspian Sea and seasonal precipitation in the southern coastal region. As shown in the previous studies, the relatively wide surface and suitable depth of the Caspian Sea highly influence the climate of neighboring regions and the weather systems which pass over the sea. The monthly mean SST of satellite data shows a positive trend in SST averaged over the Caspian Sea during the period 1985-2007.

**Table 2:** Correlation coefficients between SST indices of the Caspian Sea and the spring and summer precipitation on its southern coast for 1985-2007

SST	Station 1		Station 2		Station 3		Station 4		Station 5		Station 6		Station 7		Station 8		
	Spring	Summer															
South	Winter	*0.44	0.18-	0.2	0.17-	*0.35	0.19-	*0.42	*0.43-	*0.31	*0.45-	0.27	*0.34-	*0.37	0.28-	0.21	0.07
	Spring	0.08-	0.23-	0.06-	0.01-	0.02	0.11-	0.15	*0.40-	0.06-	0.28-	0.18-	0.1-	0.07-	0.14-	0.02	*0.33-
	Summer	0.09	0.02-	0.11-	0.09-	0.08-	0.18-	0.05	*0.44-	0.19-	0.4-	0.13-	0.13-	0.17-	0.25-	0.11-	0.05-
	Autumn	*0.37	0.26-	0.14	0.06-	*0.31	0.12-	**0.62	*0.45-	*0.45	*0.42-	*0.32	0.27-	*0.46	0.22-	*0.37	0.14-
Middle	Winter	*0.5	0.05-	0.19	0.09	*0.38	0.01-	*0.43	*-0.33	*0.31	*0.36-	*0.35	0.27-	0.4	0.2-	*0.37	0.07-
	Spring	0.13-	0.05	0.2-	0.24	0.14-	0.06	0.05-	*-0.34	0.19-	0.18-	0.11-	0.18	0.16-	0.03-	0.04-	0.29-
	Summer	0.01-	0.01	0.15-	0.02-	0.16-	0.11-	0.04	*-0.34	0.19-	0.28-	0.21-	0.03	0.19-	0.17-	0.15-	0.08-
	Autumn	*0.39	0.26-	0.0	0.12-	0.16	0.16-	*0.43	**0.59-	0.27	**0.56-	0.17	*0.32-	*0.35	*0.31-	0.28	*0.32-
North	Winter	0.24	0.12	0.06-	0.23	0.02	0.09	0.07	0.14-	0.06-	0.12-	0.02	0.06-	0.01	0.01-	0.06	0.04-
	Spring	*0.31	0.19	*0.43	0.13	*0.36	0.0	0.14-	0.01-	*0.32	0.23-	0.22-	0.22	0.28-	0.07-	0.15-	0.13-
	Summer	0.09-	0.11	0.2-	0.01-	0.2-	0.09-	0.1	0.11	0.26-	0.18-	0.21-	0.07	0.21-	0.15-	0.14-	0.08-
	Autumn	0.09	*0.39-	0.13-	0.06-	0.05-	0.12-	0.11-	0.11-	0.06	*0.42-	0.08-	-0.15	0.13	0.18-	0.2	**0.52-

But this trend is different for three parts of the sea changing from 0.07°C/year in the southern to 0.09 and 0.1 °C/year in the middle and northern Caspian Sea. It is also shown that SST anomalies have been increased since 1995 and there is a positive shift in anomalies in the recent decade. These changes might be due to global warming and needs to be studied with more details.

It is found that there are positive correlations between SST and air temperature in the southern coastal regions in each season. Also, positive correlation exists between the air temperature in the winter and summer SST. The spring precipitation in some stations in the southern region show positive correlations with winter SST of the Caspian Sea.

The spring precipitation has a positive correlation with the Caspian Sea SSTA, while the correlation for summer precipitation is negative between 0.4 and 0.6 of 0.01 and 0.05 significant levels. Also, close relationships exist between the winter SSTA and the spring and summer precipitation, but the correlation coefficients vary for each synoptic station.

The other noticeable result is the existence of negative correlation between SSTA and SLP in the southern coastal region. When the Caspian SSTA is positive, SLP is negative and decreases with time and low pressures are more abundant and the Siberian High is weaker than average. SLP mean deviation shows that the changes of SST above the average, is less than the changes of SLP below the average. It is seen a positive correlation between NAO and SSTA in the Caspian Sea, but this finding needs to be investigated in more detail.

\* Iran Meteorology Organization expert

### **Acknowledgments**

SST data used in this study have been produced by NOAA and are available at <http://las.pfeg.noaa.gov>. The work was supported by Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran. The first author would like to thank the Islamic Republic of Iran Meteorology Organization (IRIMO) for their assistance and sponsorship.

### **References**

- Chen G., Li H. Fine pattern of natural modes in Sea Surface Temperature Variability: 1985–2003 // J. Physical Oceanography. 2007. Vol. 38. Pp.314-336.
- Ginzburg A. I., Kostyanoy A. G., Sheremet N. A. The changes in thermal regime of the Caspian Sea during the period 1940–2000 // Geophysical Research Abstracts. European Geosciences Union. 2005. Vol. 7.
- Lau N. C., Leetmaa A., Nath M. J. Attribution of atmospheric variations in the 1997–2003 period to SST anomalies in the Pacific and Indian Ocean Basins // J. Climate. 2005. Vol. 19. Pp. 3607-3628.
- Verdy A., Marshal J., Czaja A. Sea surface temperature variability along the path of the Antarctic Circumpolar Current // J. Physical Oceanography. 2005. Vol. 36. Pp.1317-1331.
- Zhongxian L., Zhaobo S., Donghong N. I., Gang Z. Impacts of previous winter Kuroshio SSTA on summer rainfall in China // Acta Meteorologia Sinic. 2004. Vol. 19. Pp. 76-82.

## **ASSESSMENT OF CLIMATE CHANGE IN SOUTHERN CASPIAN SEA (KHAZAR SEA)**

**Manijeh Ghahroudi Tali**

Shahid Beheshti University, Tehran, IRAN  
Tel: + 982129903083 Fax: + 982188433731

[M\\_Ghahroudi@sbu.ac.ir](mailto:M_Ghahroudi@sbu.ac.ir)

### **Abstract**

Caspian or Khazar Sea is a lake which has various climates around. The Southern Caspian Sea in Iran is located in slopes of the Alborz chain with wet climate and green lands. These green lands

have fluctuations and abrupt Changes in their climate, hence there are sometimes dry spatially in spring and often cold particularly in winter. These changes are considerable as climate's fluctuations. Fluctuations are regular or irregular sinuosity changes in climatic factors. We decided to evaluate the climate's fluctuation by using surrogate methods such as satellite images of MODIS Man-Kendal model and Principal components analysis (PCA). To survey climate changes in southern Caspian Sea, climatic data during 1960-2000 were used in Anzali, Babolsar, Ramsar, Rasht, Gorgan and Shahroud stations. Man-Kendal test was implemented to evaluate changes of max and min of temperature and precipitation. The satellite images of MODIS were selected from the available period of 1995-2007 for March. The Normalized Difference Snow Index (NDSI) was calculated using the bands 4 and 6 as follows:  $NDSI = \frac{MODIS(0.545-0.565\mu m) - MODIS(1.628-1.652\mu m)}{MODIS4 + MODIS6}$ . Fluctuations of Snow area from year to year cause to change water balance and consequently instability and fluctuations in sedimentation are happened at the coastline. Principal components analysis (PCA) was used to identify changes in sediment. The results showed that during the winter the most of the precipitation comes in the form of snow in Alborz Chain. Comparison of min and max temperatures showed large differences in snow area, which states that there are severe fluctuations in water balance in the southern Caspian. As geomorphologic systems was resulted. PCA analysis expressed to reveal instability in the sediment bed shoreline of southern Caspian Sea. Generally north slopes of the Alborz chain formed the drainage network pattern and the relationship was established between systemic factors and the coast. The balance between various factors basin was created to change by disturb the stability. Imbalances in the model's Sedimentation in southern coast on the Caspian Sea caused fluctuations and abrupt Changes in the region's climate.

### **Introduction**

Climate change is reviewed by experts in different fields, including Geomorphologists. Temperature difference between the present and the last glacier was only 4 degrees in Iran, but landforms in this period has changed excess. It states that small temperature differences can make massive transformation. Geomorphologists are interested in climate change because they want to know what kind of morphological changes is resulting from climate change. More studies already have been devoted to climate change in the Quaternary. Climate change in geomorphologic systems causes changes in internal data of alluvial systems. These changes can cause changes in output (deposits) and deformations or structures internal alluvial system components (subsystems). The Changes is applied through the drainage network or a flow system. So the balance of water and sediment will be changed by climate change. Most studies of climate change have been done by using non-parametric methods. Several searches in the trend of climate change has been performed by using Man-Kendall Test (Ghahroudi, et al., 2009 ; Bullock, 2003 ; De Paulo, et al., 2004 ). In 1993, Nasrallah has investigated, 50 years of climate change using Man-Kendall Test in Saudi Arabian island. Also in China, the climatic changes during 45 years were considered using this method (Swetnam, 1993). In several separate researches have been studied the changes in temperature and precipitation in Turkey, with Man – Kendall Test (Kaygusuz, 2002). This study has proved the existence of changes or fluctuations in climate by the test. Morphology of South coast of the Caspian Sea is hills and plain. They are covered with marine terraces and young alluvial deposits (Ownegh, et al., 2006). South coast of the Caspian Sea in Iran is the deep division of the Caspian where located in south of the Alborz chain. Many rivers originate in the snow Alborz and are falling to Caspian Sea. Annual climatic fluctuations caused to change snow rate in the northern slopes of the mountain per year. The snow changes have caused to change water balance and the balance changed morphologies system. As a result can be realized water balance changes through morphological evidence. This research has studied Short-term relation of fluctuations in climate and Sedimentation changes in this region.

### **Data and methodology**

In order to distinguish of the climatic changes, 6 synoptic stations (1960-2000) were selected and Man – Kendall Test performed in monthly precipitation, min and max of temperature difference (fig.1). The trend and fluctuations in the min temperature difference

were found out the analysis. Man – Kendall Test is calculated based on 1 and 2 equations. Where  $X_j$  is the sorted data and  $n$  is the statistical period (table1).

$$s = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn} = (x_j - x_i) \quad (1)$$

$$\text{sgn} = \begin{cases} 1 & \text{if } k > 0 \\ 0 & \text{if } k = 0 \\ -1 & \text{if } k < 0 \end{cases} \quad (2)$$



**Table 1:** Fluctuation and trend in min temperature difference

Stations	Longitude	Latitude	Year	Trend	Fluctuation
Rasht	49° 39'	37° 12'	1982	2.41	
Bandar Anzali	49° 28'	37° 28'	1986	2.613	
Ramsar	50° 40'	36° 54'	1996		1.1
Babolsar	52° 39'	36° 43'	1992	2.741	
Gorgan	54° 16'	36° 51'	1963		1.168
Shahroud	54° 57'	36° 25'	1994		1.878

Because of the high altitude, precipitation type in the Alborz chain almost is snow, therefore runoff resulting from the snow plays an important role in geomorphological equilibrium. The snow cover of the Alborz was defined using the NDSI<sup>2</sup> index of the MODIS images during the month March of 1995 to 2007. The spatial resolution of the MODIS images are 250 meters in bands 1 and 2 and 500 meters in bands 3 to 6. Therefore to increase the spatial resolution, all of the bands 1 to 6 were combined. The NDSI was calculated as (Foster, et al., 1996; Salomonson and Appel, 2004 and 2006):

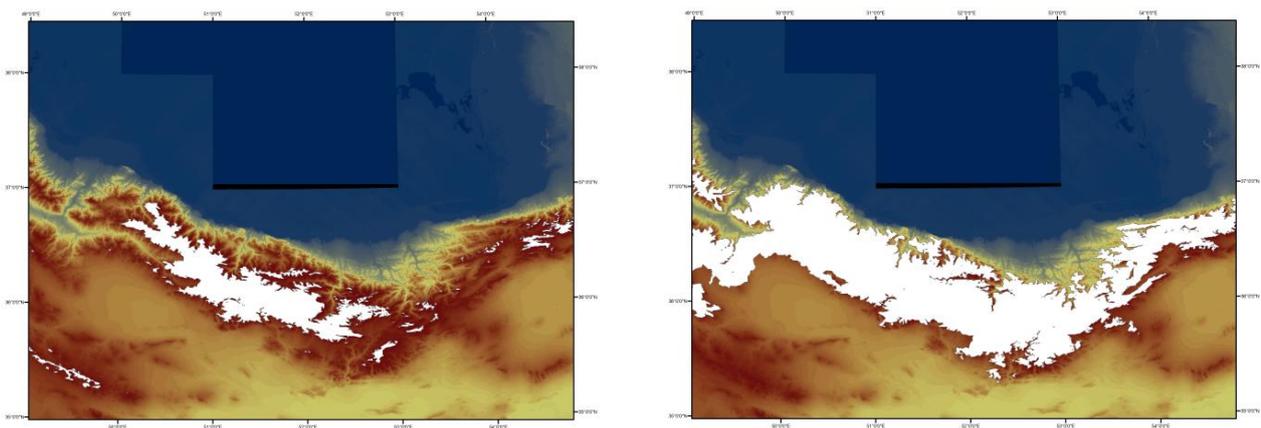
$$\text{NDSI} = \text{MODIS} (0.545-0.565\mu\text{m}) - \text{MODIS} (1.628-1.652 \mu\text{m}) / \text{MODIS4} + \text{MODIS6}$$

<sup>2</sup> Normalized difference Snow Index (NDSI)

NDSI has difficulty in differentiating the snow from other moist features such as water. To improve the efficiency of NDSI, the reflectivity coefficient of bands 2 (841-876  $\mu\text{m}$ .) and 4 (545-565  $\mu\text{m}$ ) were used. Because, in these bands, snow has the reflectivity more than 10% while water has much less than 10%. As a result, any pixel with reflectivity higher than 11% in band 2 and 10% in band 4, was classified as snow covered pixel. The final definition of snow cover on the MODIS images was achieved when the following conditions were met collectively (Hall, et al., 2002 Sirguey, et al., 2009):

NDSI  $\geq 0.4$ ,  
 MODIS band 2  $> 11\%$  and  
 MODIS band 4  $\geq 10\%$

25 percent of the minimum and maximum images were averaged to consider as the min and max snow area (Fig2). Fluctuations of Snow area from year to year cause to change water balance and consequently instability and fluctuations in sedimentation are happened at the coastline. Principal components analysis (PCA) was used to identify changes in sediment (Günlü, et al., 2008). PCA analysis was carried out in ETM images of summer using ERDAS Imagine 9.1TM and ArcGIS 9.3. Subsets of satellite image were rectified using 1:250000 scale Topographical Maps with UTM projection (WGS84 datum) using first order nearest neighbor rules (Amer, et al., 2009).



**Fig. 2.** Min and max snow area in the south of the Caspian Sea

Principal components analysis (PCA) allows redundant data to be compacted into fewer bands so the dimensionality of the data is reduced (Fig. 5). An important advantage of PCA is that most of the information within all the bands (represented by the variance) can be compressed into a much smaller number of bands with little loss of information (Gibson and Power 2000, Siljeström, Moreno-López, 1995). The bands of PCA data are noncorrelated and independent, and are often more interpretable than the source data (Jensen, 1996). Because multispectral data bands are often highly correlated (table2), PCA transformation is used to produce uncorrelated output bands. The first PCA band contains the largest percentage of data variance and the second PCA band contains the second largest data variance (table 3).

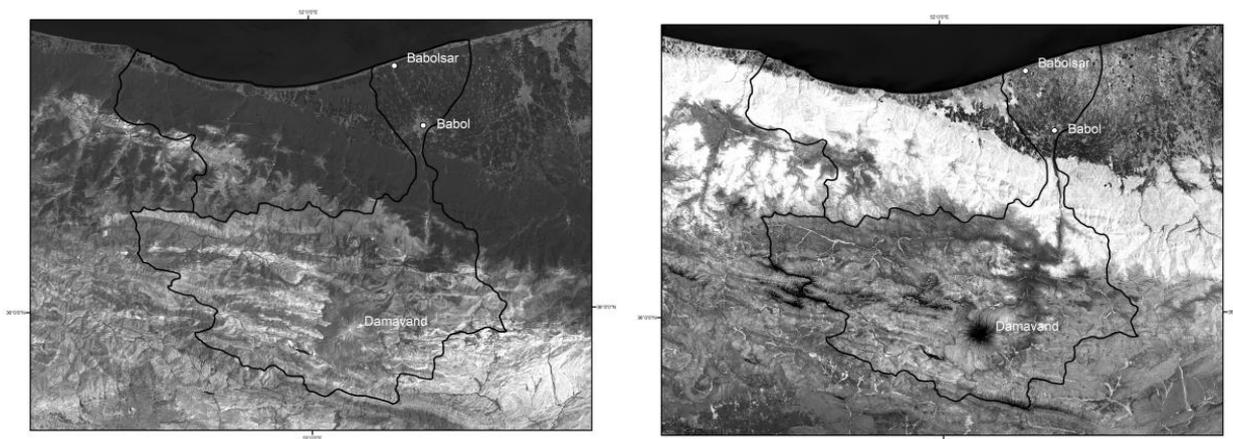
Principal component analysis was implemented using three steps in part of case study (Canas and Barnett, 1985). First calculation of the correlation matrix (standardized) of the satellite sensor data (table 2), then computation of the eigenvalues and eigenvectors of the or correlation matrix (table 3), finally linear transformation of the satellite sensor data using the coefficients of the eigenvector matrix (fig.3) (Koutsias. et al., 2009).

**Table 2:** Correlation matrix of the satellite sensor data

	ETM1	ETM2	ETM3	ETM4	ETM5	ETM7
ETM1	1					
ETM2	0.9713	1				
ETM3	0.9444	0.9869	1			
ETM4	0.3765	0.5189	0.5130	1		
ETM5	0.7433	0.8563	0.8768	0.7531	1	
ETM7	0.8338	0.9147	0.9382	0.5856	0.9623	1

**Table 3:** Eigenvectors of the six components of the whole ETM scene of Caspian Sea

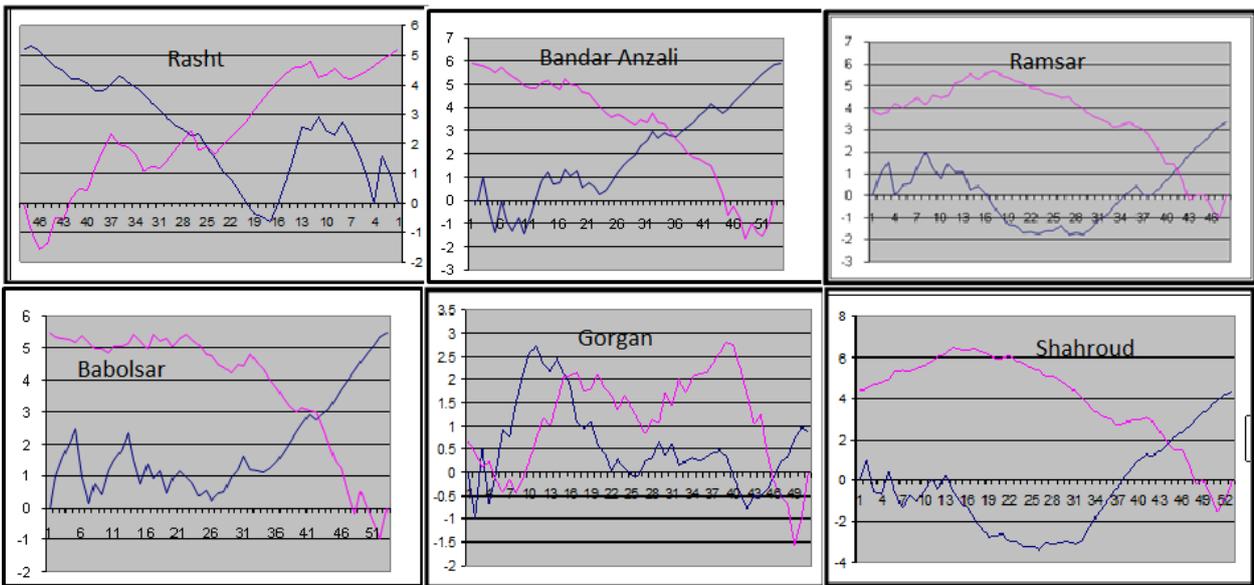
	ETM1	ETM2	ETM3	ETM4	ETM5	ETM7	Eigenvector	Variances%
PC1	0.2287	-0.3508	-0.2776	-0.6667	0.0030	-0.5503	11614.1155	89.70
PC2	0.3330	-0.2735	-0.2992	-0.2803	-0.0314	0.8031	950.4410	7.34
PC3	0.5375	-0.3982	-0.2269	0.6655	-0.1084	-0.2150	306.1143	2.36
PC4	0.1772	0.6403	-0.6537	0.0528	0.3520	-0.0667	45.6613	0.35
PC5	0.5150	0.4807	0.2554	0.1570	-0.6423	-0.0346	24.4222	0.19
PC6	0.50119	0.0486	0.5377	-0.0805	0.6713	0.0073	6.6498	0.05

**Fig 3.** PC1 and PC2 with 97.04 variances

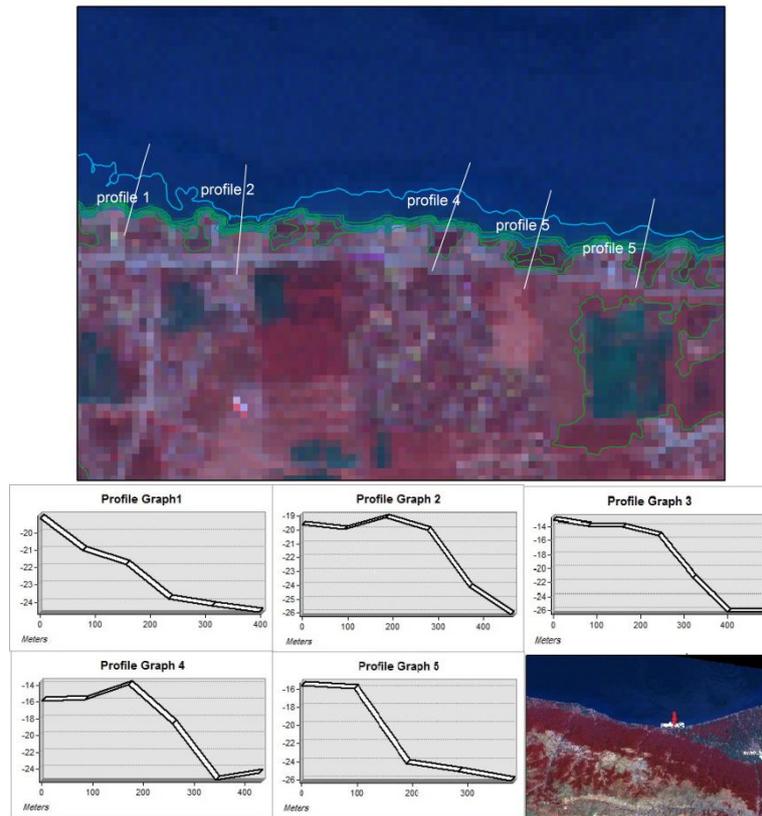
## Results

The results of implementing Man-Kendal test showed that there was the trend and fluctuations at the min temperature in this region. As Figure 4 shows the stations of Rasht, Anzali and Babolsar, the curves cut off each other above 1.98. In other words, trend of the min temperature was increasing. Gorgan and Ramsar stations the curves below 1.98 cut each other, which means an increase existed in min temperature fluctuations.

Snow area was identified as a result from NDSI indicators in MODIS images in the month March of 1995 to 2007. Average first and fourth quartiles of the snow area were chosen as the min and max annual snow area. Comparison of minimum and maximum temperatures showed large differences in snow area, which states that there are severe fluctuations in water balance in the southern Caspian. As the long-term and short-term evidence showed the in the southern Caspian, disequilibrium in the geomorphologic systems was resulted. PCA analysis expressed to reveal instability in the sediment bed shoreline of southern Caspian Sea. As Table 3 shows 99.407 percent of the variance has been collected in the first three PC. Figure 5 shows Sedimentation changes in the shoreline.



**Fig 4.** Man-Kendal test for min temperature in the southern Caspian Sea



**Fig. 5.** Profile of shoreline changes and locations

### Conclusion

Since the southern Caspian Sea is located in the northern slopes of the Alborz therefore, climate change and water balance of the sea is not separated from the chain. There are evidences of climate change since the last glacial period in the Alborz, which expressed the drastic changes in water balance in this region. These evolutions elucidate changes of erosion and sedimentation in the southern Caspian Sea.

Whenever the water balance in the basin was reduced, erosion and sediment production increased, because the basins as geomorphologic systems were established their equilibrium with streams. If problems arise in the system, erosion and sediment production changed.

Generally north slopes of the Alborz chain formed the drainage network pattern and the relationship was established between systemic factors and the coast. The balance between various factors basin was created to change by disturb the stability. Imbalances in the model's Sedimentation in southern coast on the Caspian Sea caused fluctuations and climate change trends in the region. Those changes of the water balance take an action as a confounding phenomenon.

### References

- Amer R., Kusky T., Reinert P., Ghulam A. Image processing and analysis using Landsat Etm Imagery for lithological mapping at Fawakhir, Central Eastern desert of Egypt // ASPRS 2009 Annual Conference. Baltimore, Maryland, 2009.
- Bullock S. H. Seasonality, spatial coherence and history of precipitation in a desert region of the Baja California peninsula // *Journal of Arid Environments*. 2003. 53. 169-183.
- Canas A.A.D., Barnett M.E. The generation and interpretation of false-color composite principal components images // *International Journal of Remote Sensing*. 1985. 6 (6). 867 - 881.
- De Paulo V., Da Silva R. On climate variability in northeast of Brazil // *Journal of Arid Environment*. 2004. 58. 575-596.
- Foster J.L., Liston G., Koster R., Essery R., Behr H., Dumenil L., Verseghy D., Thompson S., Pollard D. and Cohen J. Snow cover and snow mass intercomparisons of general circulation models and remotely sensed datasets // *Journal of Climate*. 1996. 9(2). 409-426.
- Ghahroudi Tali M., Alijani B., Sarvat M. Estimating snow budget of Karaj dam reservoir // *American Journal of Applied Sciences*. 2009. 6 (5). 995-1003.
- Gibson P. J., Power C. H. *Introductory Remote Sensing: Digital Image Processing and Applications*. Taylor & Francis Inc, 2000. 58-63.
- Günlü A., Sivrikaya F., Baskent E. Z., Keles S., Çakir G., Kadiogullari A.D. Estimation of Stand Type Parameters and Land Cover Using Landsat-7 ETM Image: A Case Study from Turkey // *Sensors*. 2008. 8. 2509-2525.
- Hall D.K., Riggs G.A., Salomonson V.V., DiGirolamo N. E., Bayr K.J. MODIS Snow-Cover Products // *Remote Sensing of Environment*. 2002. 83. 181-194.
- Jensen J. R. *Introductory Digital Image Processing: A Remote Sensing perspective*. New Jersey: Prentice-Hall. 1996.
- Kaygusuz K. Energy policy and climate change in Turkey // *Energy Conversion and Management*. 2002. 44(10). 1671-1688.
- Koutsias N., Mallinis G., Karteris M. A forward / backward principal component analysis of Landsat-7 ETMC data to enhance the spectral signal of burnt surfaces // *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*. 2009. 64. 37-46.
- Nasrallah A. N., Balling R. C. Spatial and temporal analysis of Middle Eastern temperature changes // *Climatic Change*. 1993. 25. 153- 161.
- Ownegh M., Ghanghermeh A., Abedi A. Landuse management plan for southeastern coast of the Caspian Sea // *Agricultural Science and Natural Resources*. 2006. 13 (5).
- Salomonson V.V., Appel I.L. Estimating fractional snow cover from MODIS using the normalized difference snow index // *Remote Sensing of Environment*. 2004. 89(3). 351-360.
- Salomonson V.V. Appel I. Development of the Aqua MODIS NDSI fractional snow cover algorithm and validation results // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2006. 44 (7). 1747-1756.
- Siljeström R., Moreno-López A. Monitoring burned areas by principal component analysis // *Int.J.of Remote Sensing*. 1995. 16 (9). 1577-1587.
- Sirguey P., Mathieu R., Arnaud Y. Subpixel monitoring of the seasonal snow cover with MODIS at 250 m spatial resolution in the Southern Alps of New Zealand: Methodology and accuracy assessment // *Remote Sensing of Environment*. 2009. 113(1). 160-181.
- Swetnam T. W. Fire History and Climate Change in Giant Sequoia Groves // *Science*. 1993. 262(5135). 885-889.

# ВЛИЯНИЕ МНОГОЛЕТНИХ ИЗМЕНЕНИЙ ВОЛЖСКОГО СТОКА НА СОВРЕМЕННЫЙ РЕЖИМ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

Д.Н. Катунин, Д.В. Кашин

ФГУП «Каспийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства»,  
Астрахань, Россия

Тел.: +7(8512) 258636 факс: +7(8512) 252581

[kaspiy@astranet.ru](mailto:kaspiy@astranet.ru)

## Аннотация

Представлены результаты исследований, выполненных в период 1984-2009 гг. Дана характеристика изменений волжского стока (воды и биогенных элементов) в этот период и оценено влияние этих изменений на гидрологический и гидрохимический режим Северного Каспия

## Введение

Гидрологический и гидрохимический режим северной части Каспийского моря во многом определяется величиной волжского стока (Кашин, Хрипунов, Фесенко, 2002; Катунин, Кашин и др., 2007). Наиболее ярко это влияние прослеживается во временном отношении в период половодья, а в пространственном отношении – в мелководной зоне моря, непосредственно прилегающей к дельте Волги. Из гидрологических параметров влиянию волжского стока более всего подвержена соленость Северного Каспия (особенно его западной части). Тепловой сток также оказывает влияние на тепловой баланс Северного Каспия (особенно мелководной зоны). Из гидрохимических параметров влиянию волжского стока подвержен режим биогенных элементов (азота, фосфора, кремния) и растворенного кислорода. Основной целью работы явилась характеристика данного влияния в современный период (1984-2009 гг.)

## Основная часть

Материалами для статьи послужили данные наблюдений ФГУП «КаспНИРХ», начиная с 1984 г., являющиеся наиболее полными в отношении рассматриваемых характеристик. За этот период времени объем годового стока Волги колебался от 178 (1996 г.) до 338 км<sup>3</sup> (1994 г.), а объем половодья, составивший 32-50% годового стока, – от 62 (1996 г.) до 159 км<sup>3</sup> (1991 г.) (Рис. 1).

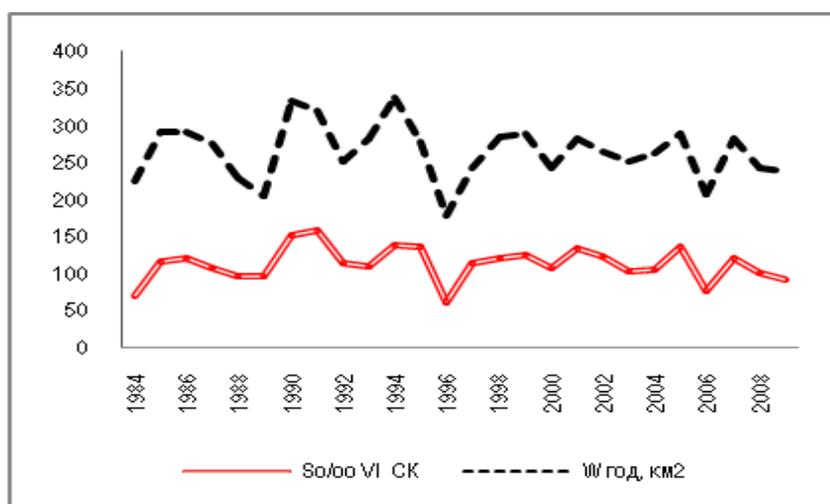
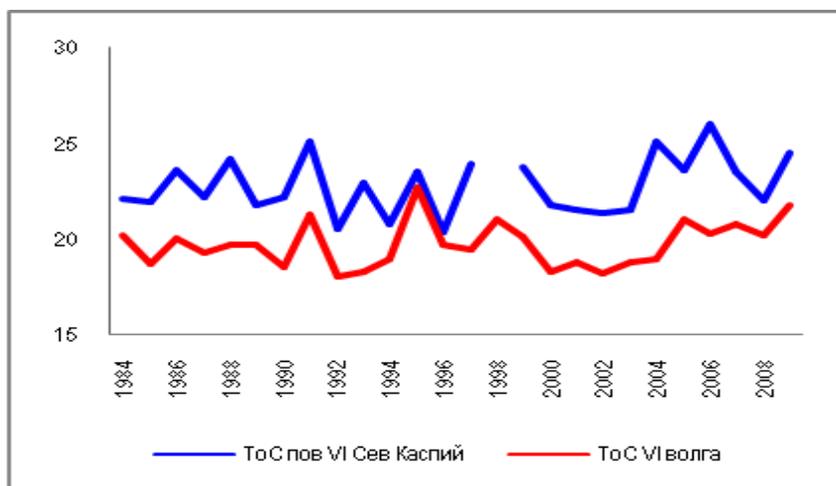


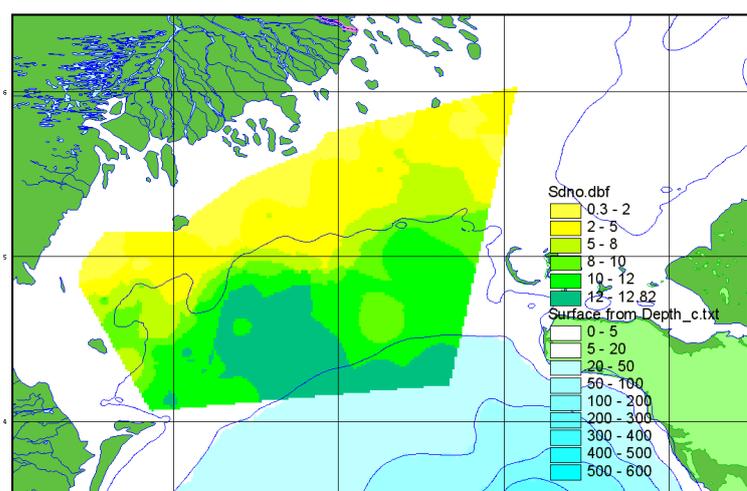
Рис. 1. Объем годового стока и стока воды за 2 квартал в вершине дельты Волги в 1984-2009 гг., км<sup>3</sup>

Во втором квартале, когда идет интенсивный прогрев вод, температура воды в Северном Каспии, как правило, выше, чем в дельте Волги. В это время в авандельте легко проследить струи речной воды, отличающиеся пониженной температурой. Однако, межгодовые колебания температуры воды в июне в дельте Волги и на Северном Каспии следуют параллельно друг другу (рис. 2). Это говорит о том, что Нижняя Волга и Северный Каспий практически не отличаются друг от друга по режиму инсоляции.



**Рис. 2.** Температура воды в июне в р. Волге у Астрахани и на Северном Каспии в 1984-2009 гг.

Мелководное пространство от наземного края дельты до глубины 1,5-2,0 м (подводный край дельты), называемой авандельтой, обычно полностью занято пресными речными водами. От подводного края дельты до границы со Средним Каспием соленость воды возрастает до 12‰ и более (средняя соленость воды в Среднем Каспии составляет 12,6‰). В том же направлении постепенно увеличивается глубина моря, поэтому в западной части Северного Каспия изогалины часто следуют параллельно изобатам. В фронтальной зоне эта картина иногда нарушается при формировании в ней локальных круговоротов воды (рис. 3).



**Рис. 3.** Пространственное распределение солености воды (‰) на Северном Каспии в июне 2006

Как было отмечено ранее, соленость вод Северного Каспия обусловлена величиной волжского стока. Зависимость носит обратный характер, коэффициенты корреляции за рассматриваемый период представлены в табл. 1.

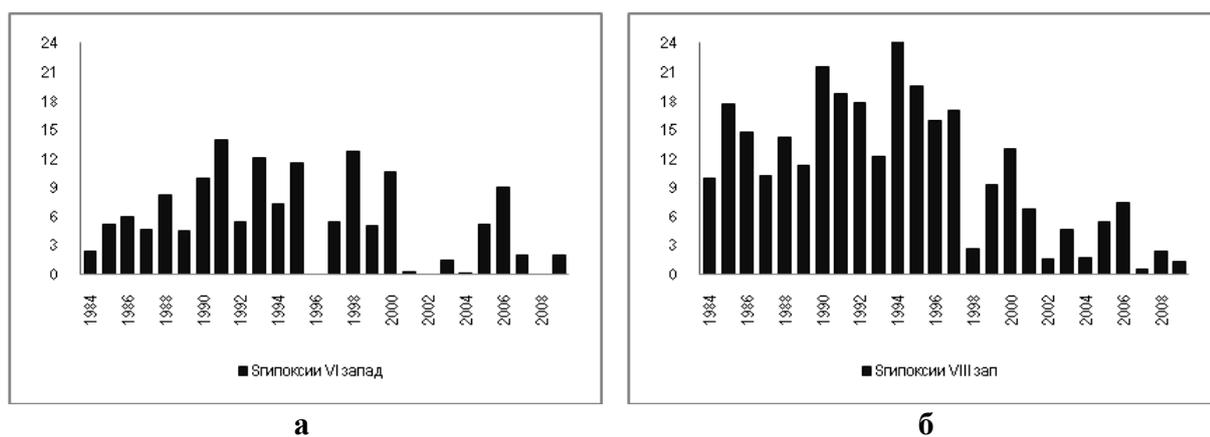
**Таблица 1**

Коэффициенты корреляции между соленостью (‰) вод Северного Каспия и объемом волжского стока ( $W$ , км<sup>3</sup>)

Годы	$W_{\text{год}}$	$W_{\text{январь-апр.}}$	$W_{\text{февраль-май}}$	$W_{\text{апрель-май}}$	$W_{\text{апрель-июнь}}$
1984-2009	-0,405	-0,606	-0,649	-0,645	-0,564

В период 1984-2009 гг. минимальная для Северного Каспия соленость отмечалась в июне 2005 г. (5,35‰) при стоке за февраль-май 145 куб. км, а максимальная (9,26‰) – в 1984 г. при стоке Волги за этот же отрезок времени – 95 куб. км. Таким образом, можно предположить, что при сохранении маловодных лет, будет происходить осолонение северной части моря.

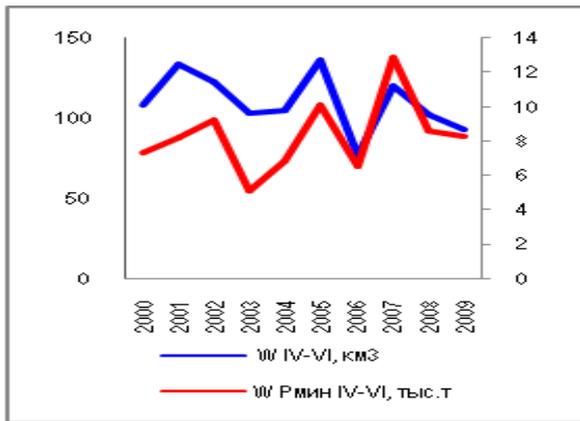
В летнее время в глубоководной зоне Северного Каспия формируется пикноклин, отделяющий поверхностный слой, занятый относительно теплыми и опресненными водами, от придонного слоя, занятого относительно холодными и солеными водами. При этом в придонном слое нередко развивается гипоксия. По данным гидрохимических наблюдений в 1984-2009 гг. максимальные площади с дефицитом кислорода отмечались в 90-х годах (рис. 4).



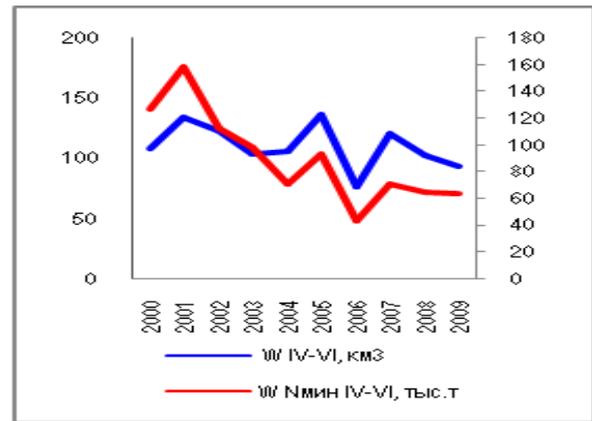
**Рис. 4.** Динамика площадей гипоксии в западной части Северного Каспия в июне (а) и августе (б), тыс. кв. км

Очевидно, что расширение площади распространения гипоксии происходит в годы с повышенным стоком воды. Наиболее ярким примером могут служить 1990 и 1991 гг. с объемом стока 150-160 куб. км. По-видимому, распространению гипоксии в эти годы способствует три фактора: 1) усиление стратификации водной толщи за счет опреснения поверхностного слоя воды; 2) обогащение придонного слоя аллохтонным органическим веществом; 3) повышение биопродуктивности за счет увеличения выноса биогенных солей, также приводящее к обогащению придонного слоя органикой, но уже автохтонного происхождения. Для последних лет характерно заметное сокращение площадей с гипоксией, что вероятно обусловлено пониженным стоком воды.

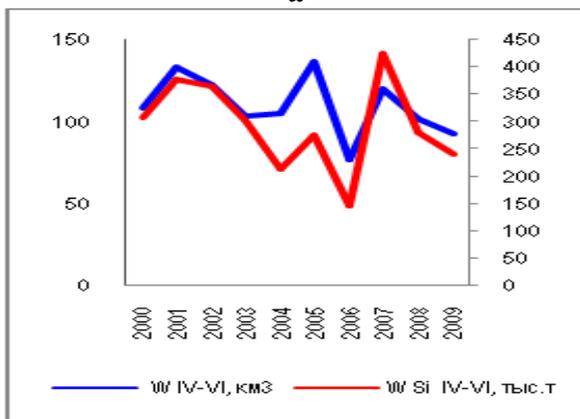
Действительно, вынос биогенных элементов с речными водами в половодье, как это видно на рис. 5, напрямую зависит от объема водного стока. Причем данная зависимость наиболее четко проявилась в последнее десятилетие. Концентрация биогенных элементов в водах мелководной зоны в свою очередь зависит от их выноса с речными водами (рис. 6).



**а**

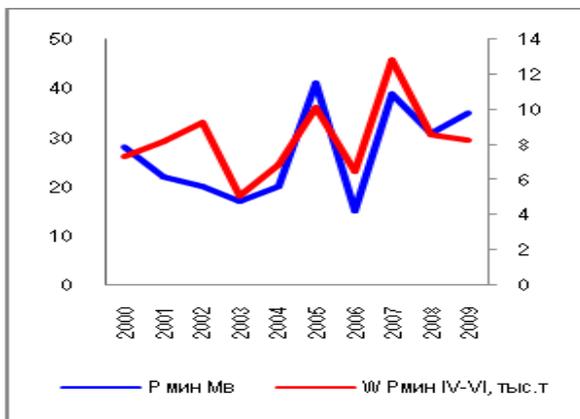


**б**

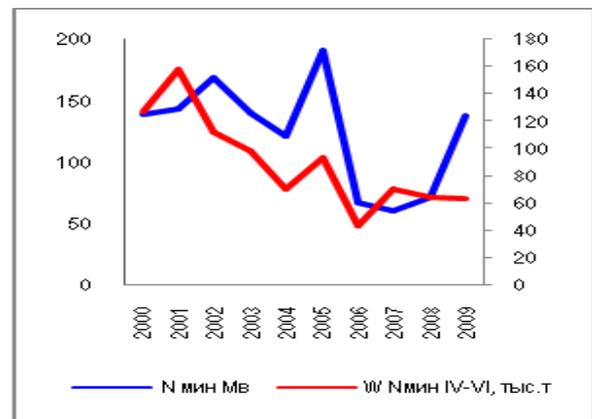


**в**

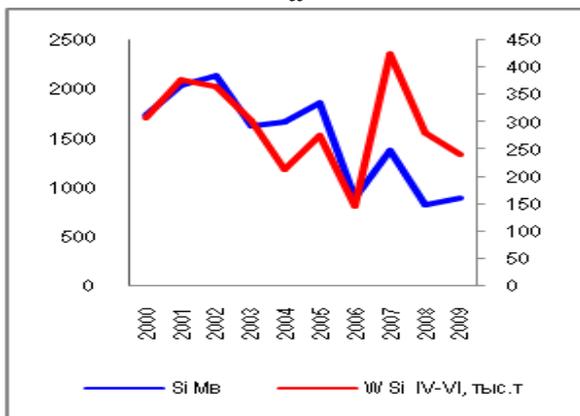
**Рис. 5.** Динамика водного стока (куб. км) и выноса биогенных элементов (тыс. тонн) в период половодья: а) минеральный фосфор; б) минеральный азот; в) кремнекислота



**а**



**б**



**в**

**Рис. 6.** Динамика стока минерального фосфора (а), минерального азота (б) и кремнекислоты (в) в период половодья (тыс. тонн) и их концентрации в воде западной мелководной зоне (мкг/л)

Если рассматривать в целом период 1984-2009 гг. (табл. 2), то легко заметить, что наибольший вынос биогенных элементов имел место в первой половине 90-х годов, т.е. в многоводные годы. Далее колебания стока фосфора (в т.ч. положительный тренд, начиная с 2000 г.) происходили на более низком уровне. При этом в течение всего рассматриваемого периода концентрация минерального фосфора в водах мелководной зоны возрастала.

Сток минерального азота после пика в первой половине 90-х годов постоянно сокращался, так что во 2005-2009 гг. его величина оказалась в 2 раза меньше, чем в 1990-1994 гг. При этом концентрация минерального азота в водах мелководной зоны оставалась стабильной, за исключением ее кратковременного повышения в 2000-2004 гг.

Сток растворенной кремнекислоты после пика в первой половине 90-х годов также сокращался, но не столь быстрыми темпами, как сток минерального азота. В 2000-2004 гг. наблюдалось даже небольшое увеличение стока кремния. На этом фоне повышенная концентрация растворенного кремния в водах мелководной зоны была зарегистрирована в 1995-1999 гг. и в последующее время снижалась.

Из данного обзора следует, что на концентрацию биогенных элементов в водах мелководной зоны влияет не только их поступление с речными водами, но процессы их поглощения водной растительностью и фитопланктоном. Можно предполагать, что биогенным элементом, лимитирующим первичную продукцию в последние годы стал азот, что было вызвано уменьшением его поступления с речными водами. В этих условиях снизилось потребление минерального фосфора продуцентами и потому его концентрация повысилась.

**Таблица 2**

Вынос биогенных элементов с волжскими водами и их концентрация в водах мелководной зоны западной части Северного Каспия

Годы	1984-1989	1990-1994	1995-1999	2000-2004	2005-2009
<b>Фосфор минеральный</b>					
Вынос за II квартал, тыс. т	3	11	9	7	9
Концентрация, мкг/л					
отмелая зона	12	13	16	21	32
приглубая зона	2	1	9	15	16
<b>Азот минеральный</b>					
Вынос за II квартал, тыс. т	62	147	140	113	67
Концентрация, мкг/л					
отмелая зона	128	103	105	142	105
приглубая зона	62	85	68	93	72
<b>Кремний</b>					
Вынос за II квартал, тыс. т	164	329	283	313	274
Концентрация, мкг/л					
отмелая зона	1854	2007	2137	1844	1171
приглубая зона	936	538	830	829	578

### **Выводы**

Данные, полученные в период 1984-2009 гг., подтверждают, что гидрологический и гидрохимический режим Северного Каспия формируется под определяющим влиянием стока р. Волги. Наблюдающаяся в последние годы тенденция уменьшения объема волжского стока, в случае ее сохранения приведет к повышению солености Северного Каспия, уменьшению площади распространения гипоксии,

сокращению выноса минеральных форм биогенных элементов с речными водами. При этом вынос фосфора и кремния будет выше, а минерального азота ниже или на уровне 80-х годов прошлого столетия.

#### **Список использованной литературы**

- Катунин Д.Н., Кашин Д.В. и др. Основные особенности гидролого-гидрохимического режима р. Волги и Каспийского моря в трансгрессивный период // Рыбное хозяйство. 2007. № 3. с.75-77
- Кашин Д.В., Хрипунов И.А. Фесенко В.И. Особенности гидролого-гидрохимического режима акватории о. М. Жемчужный в 2001 г. // Научн. бюлл. Каспийского плавучего университета. 2002. Вып. 3 с.138-142.

## **РАЗВИТИЕ МЕТОДОВ И ТЕХНОЛОГИЙ ПРОГНОЗА УРОВНЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ В ГИДРОМЕТЦЕНТРЕ РОССИИ**

З.К. Абузяров, Е.С.Нестеров, В.С. Красюк, Н.Г. Лежнева  
ГУ «Гидрометцентр России», Москва, Россия  
[abusiar@mecom.ru](mailto:abusiar@mecom.ru), [nesterov@mecom.ru](mailto:nesterov@mecom.ru)

#### **Аннотация**

Сделан обзор методов и технологий прогноза уровня Каспийского моря (УКМ), используемых в ГУ «Гидрометцентр России» в оперативной практике, а также научных разработок в этой области. Метод прогноза годового хода уровня основан на приближенном решении уравнения водного баланса, которое включает сток рек Волга, Кура и др., сток воды в залив Кара-Богаз-Гол, разность между испарением и осадками и т.д. Разрабатываемые методы прогноза УКМ на 5 и более лет основаны на статистических связях между параметрами крупномасштабной циркуляции атмосферы и характеристиками уровня. Технология прогноза штормовых нагонов в северной части Каспийского моря основана на 3-х мерной гидродинамической модели, учитывающей рельеф дна, сток рек, процессы затопления и осушки прибрежных областей. Приводятся оценки успешности оперативных прогнозов УКМ.

#### **Введение**

Главной особенностью динамики уровня Каспийского моря (УКМ) являются разномасштабные колебания, нередко приводящие к катастрофическим последствиям экономического и экологического характера. Социально-экономические и экологические последствия аномальных колебаний УКМ оказываются настолько существенными, что предпринимаемые меры по защите и снижению риска от их воздействий стали одной из кардинальных проблем стран каспийского региона. В этой связи изучение причин разномасштабных колебаний УКМ и их прогноз были и остаются актуальнейшей проблемой Каспия.

Многочисленные попытки прогноза будущих изменений УКМ, как в период продолжительного падения уровня, так и в период его продолжительного подъема, основанные на различных гипотезах, были крайне противоречивыми, что препятствовало их использованию в практике.

Значительный урон прибрежной инфраструктуре наносят колебания уровня моря, связанные со штормовыми нагонами и сгонами. Штормовые нагоны порождаются сильными продолжительными ветрами (со скоростью более 10м/с) восточного и юго-восточного направления (для западного побережья моря) и северо-западного и западного направления (для восточного побережья). Зимой присутствие ледяного покрова уменьшает эффект штормовых нагонов. Дрейфующий лед, который наблюдается в теплые зимы, не является существенной преградой для распространения нагонной волны. На фоне высокого стояния уровня вероятность возникновения штормовых нагонов разрушительного характера существенно увеличивается. Особенно

большую опасность они представляют для мелководных низменных территорий Северного Каспия.

ГУ «Гидрометцентр России», как головное учреждение Росгидромета в области гидрометеорологических прогнозов, давно ведет научную и оперативную работу в этом направлении. Ниже кратко обсуждаются методики, технологии и подходы, применяемые в ГУ «Гидрометцентр России» для составления прогнозов изменений УКМ различной заблаговременности.

### **Метод и технология прогноза УКМ с годовой заблаговременностью.**

Наиболее физически обоснованной моделью многолетних колебаний УКМ является уравнение водного баланса моря, так как оно позволяет достаточно объективно оценить роль отдельных составляющих водного баланса (материковый сток, осадки, выпадающие на поверхность моря, подземный приток, испарение и сток воды в залив Кара-Богаз-Гол), а также установить причины этих изменений.

Уравнение водного баланса имеет вид

$$\Delta H_{\Delta t} = \frac{\sum Q_{\dot{n}\dot{o}}}{S} + \frac{Q_{\dot{u}\dot{a}\dot{c}}}{S} - \frac{Q_{\dot{e}\dot{a}\dot{a}}}{S} + P - E \pm \Delta H_{\sigma}, \quad (1)$$

где  $\Delta H_{\Delta t}$  – изменение среднего уровня моря за определенный промежуток времени  $\Delta t$ ;  $\sum Q_{\dot{n}\dot{o}}$  – увеличение объема моря за счет суммарного поверхностного стока Волги, Куры, Урала, Терека, Сулака, Самура, иранских рек и междуречья;  $Q_{\dot{u}\dot{a}\dot{c}}$  – объем подземного притока;  $Q_{\dot{e}\dot{a}\dot{a}}$  – объем стока каспийской воды в залив Кара-Богаз-Гол;  $P$  – повышение уровня моря за счет осадков, выпавших на поверхность моря;  $E$  – понижение уровня моря за счет испарения с поверхности моря;  $\Delta H_{\sigma}$  – плотностные изменения уровня;  $S$  – площадь моря на момент расчета.

Характерной особенностью водного баланса Каспийского моря, как замкнутого водоема, является его сильная зависимость от материкового стока, прежде всего от стока Волги.

К сожалению, в настоящее время сверхдолгосрочное прогнозирование УКМ, основанное на решении уравнения водного баланса, не представляется возможным из-за отсутствия климатических моделей, адекватно описывающих глобальные, а тем более региональные изменения климата, позволяющие рассчитывать компоненты водного баланса на много лет вперед. В настоящее время метод, основанный на решении уравнения водного баланса Каспийского моря, позволяет составлять прогноз изменений УКМ не более чем на один год.

Методика прогноза УКМ на один год на основе приближенного решения уравнения водного баланса впервые была разработана Г.П.Калининым, К.И.Смирновой и О.И.Шереметевской (Калинин, Смирнова, Шереметевская, 1968). Впоследствии эта методика неоднократно уточнялась. На основе этой методики ГУ «Гидрометцентр России» много лет выпускает бюллетень с прогнозом годового хода и среднего уровня моря.

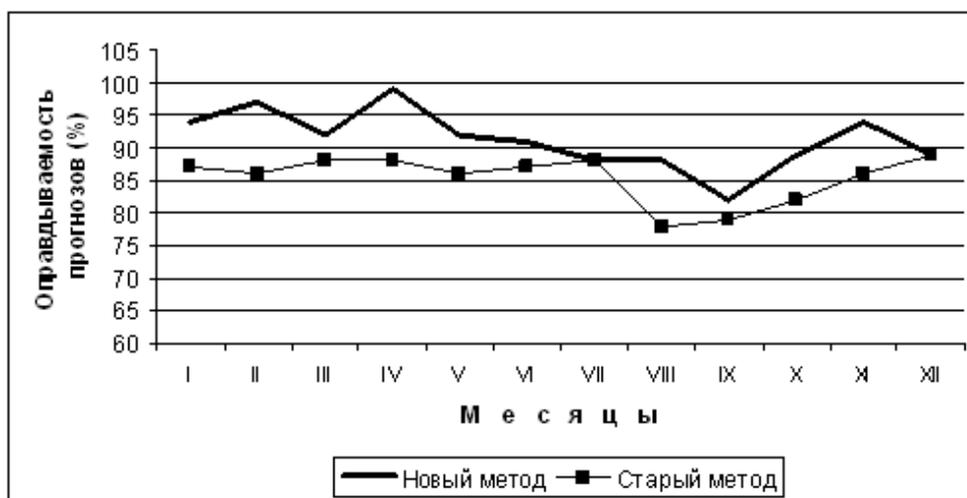
Технология составления прогноза по этой методике достаточно подробно описана в литературе (Калинин, Смирнова, Шереметевская, 1968; Смирнова, 1972; Абузьяров, Красюк, Лежнева, 2009). Средняя оправдываемость прогнозов почти за пятидесятилетний период составила 85 %.

Однако в процессе оперативной эксплуатации методики были выявлены некоторые ее слабые места. Поэтому в 2009 г. методика была усовершенствована (Абузьяров, 2009). Усовершенствование заключалось в изменении алгоритма составления прогноза. В новой версии сначала по суммарному стоку рассчитывается

средний уровень моря, а затем для каждого пункта к нему прибавляются значения средних многолетних отклонений от среднего уровня моря для каждого пункта.

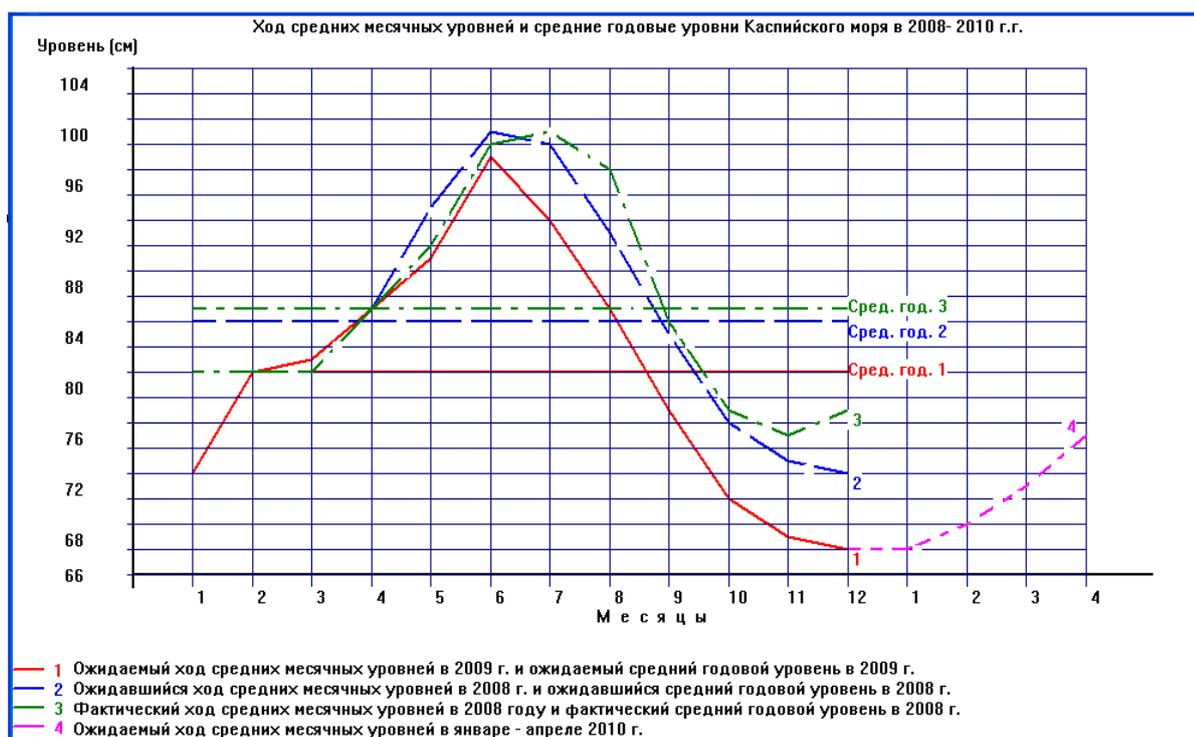
В старой методике сначала выполнялась сложная процедура расчета месячных приращений УКМ отдельно для каждого из семи базовых пунктов по одной и той же исходной величине суммарного речного притока вод, а затем по полученным результатам вычислялся средний уровень моря. Это не совсем корректно, т.к. для каждого пункта роль суммарного притока должна быть разной. Таким образом, трудоемкая процедура составления прогноза была существенно упрощена, при этом точность прогнозов повысилась. Кроме того, с учетом накопленной за последние годы гидрометеорологической информации, были уточнены средние многолетние значения испарения и осадков, средние многолетние значения отклонений уровня моря для 7 базовых пунктов от среднего уровня моря и допустимые погрешности прогнозов для этих пунктов.

Сопоставление средней оправдываемости ретроспективных прогнозов, составленных за период с 1992 по 2006 гг. по старой и новой и методике по одним и тем же исходным данным, показало, что эффективность новой методики на 6% выше эффективности старой. В первом случае оправдываемость составила 91%, а во втором – 85% (рис. 1).



**Рис.1.** График сопоставления результатов прогнозов УКМ на один год вперед по старой и новой методике

На основе усовершенствованного метода была разработана технология автоматизированного прогноза годового хода УКМ (Абузьяров, Красюк, Лежнева, 2009). Программный комплекс состоит из нескольких блоков, системно связанных друг с другом, начиная от блока ввода и контроля исходных данных и кончая блоком формирования бюллетеня. К бюллетеню прилагается график хода средних месячных уровней и средних годовых уровней (рис. 2).



**Рис.2.** График хода средних месячных уровней и средних годовых уровней Каспийского моря в 2008-2010 гг.

### Прогностические оценки ожидаемых изменений уровня Каспийского моря на сроки 5-6, 12 и 18 лет

Прогноз УКМ с годовой заблаговременностью позволяет правильно ориентировать потребителей относительно хода уровня в пределах предстоящего года, но такой прогноз удовлетворяет далеко не всех. Например, проектные и строительные организации нуждаются в прогнозах УКМ на несколько лет и даже десятилетий вперед. Поэтому в ГУ «Гидрометцентр России» предпринимались попытки разработать прогнозные оценки изменений УКМ на сроки от 5-6 лет и более.

Возможность прогноза УКМ на 5-6 лет вперед впервые была показана еще в середине 40-х годов прошлого столетия Н.А.Белинским и Г.П.Калининым (Белинский, Калинин, 1946) и позднее развита в работах К.И.Смирновой (Смирнова, 1972). Выполненные ими исследования основывались на гипотезе, согласно которой характер многолетних колебаний УКМ формируется в течение продолжительного времени различными по характеру атмосферными процессами. При этом реакция УКМ на воздействие атмосферных процессов наступает не сразу, а с некоторым запаздыванием. Время запаздывания интерпретировалось как характерное время адаптации УКМ к изменившейся форме атмосферной циркуляции, которое можно рассматривать как заблаговременность прогноза. Прогноз УКМ строился на основе анализа асинхронных связей между интегральными значениями УКМ и индексами циркуляции атмосферных процессов (по Белинскому), рассчитанными для определенных районов Северной Атлантики и Европы (по схеме Вительса).

Прогноз УКМ на 5 лет официально выпускался с 1951 г. и давал удовлетворительные результаты. Средняя оправдываемость прогнозов УКМ за 30-летний период составила 77% при допустимой погрешности  $\pm 40$  см.

В условиях постоянно меняющегося гидрометеорологического режима моря и его бассейна, точность прогнозов по методике Белинского-Калинина-Смирновой, имеющей эмпирическую основу, со временем ухудшалась и в 1982 г. официальный выпуск этих прогнозов был прекращен.

В последние годы накоплен достаточно убедительный материал для решения вопроса о причинах многолетних колебаний УКМ в пользу преобладающей роли климатического фактора (Калинин, Смирнова, Шереметевская, 1968; Абузьяров, Фролов, 1995; Сидоренков, Швейкина, 1996). Другие факторы, такие как тектонические процессы, антропогенные и космические воздействия хотя и оказывают определенное влияние на колебания УКМ, но не имеют решающего значения.

В указанных выше работах было подтверждено, что наиболее крупные аномалии в многолетнем ходе УКМ связаны со сменой форм атмосферной циркуляции в Атлантико-Евразийском регионе. Крупномасштабные циркуляционные процессы формируют особенности климатических и погодных условий над северным полушарием и его отдельными регионами. В этих работах также было показано, что как понижение УКМ, начавшееся в 30-х годах прошлого столетия, так и его подъем после 1977 г., являются проявлением радикальных трансформаций, происходящих в климатической системе, что, в свою очередь, отражается на особенностях циркуляции атмосферы, которые, в конечном счете, формируют процессы крупномасштабного тепло- и влагообмена над европейской территорией России и, как следствие, определяют уровень режим Каспийского моря. Наиболее зримо эти процессы отражены в изменчивости характеристик центров действия атмосферы (исландского и алеутского минимумов, азорского, сибирского и гавайского максимумов). Естественно, что на эти общие закономерности накладываются более сложные циркуляционные процессы регионального масштаба с меньшей продолжительностью жизни, а также различного рода антропогенные воздействия, нарушающие природные закономерности.

Учитывая положительный опыт прошлых лет по выпуску прогнозов на 5-6 лет вперед, методика Белинского-Калинина-Смирновой была существенно доработана в ГУ «Гидрометцентр России» (Абузьяров, 2003) с тем, чтобы возобновить регулярный выпуск этих прогнозов. Суть усовершенствования методики заключалась в следующем. Во-первых, в качестве предикторов при построении прогностических уравнений использовались не индексы циркуляции по Белинскому, а коэффициенты разложения полей аномалий приземного атмосферного давления в ряды по эмпирическим ортогональным функциям (ЭОФ), которые рассчитываются объективно с помощью компьютерной программы для 5 для крупных секторов северного полушария и архивируются. Это позволяет обеспечивать однородность исходных рядов. С другой стороны, как показала практика, коэффициенты разложения более точно описывают конфигурацию исходных барических полей.

Как известно, разработка прогноза УКМ на большие сроки неизбежно требует соответствующего увеличения масштабов временного осреднения исходных рядов, чтобы выявить наиболее характерные особенности процессов, протекающих в море и в атмосфере. С увеличением интервала осреднения увеличивается относительная роль атмосферных процессов в долгосрочных прогнозах УКМ. На сглаженных кривых наиболее четко проявляются крупные аномалии, как в ходе годовых приращений УКМ ( $\Delta N$ ), так и в ходе коэффициентов разложения ( $B_i$ ). При этом ход  $\Delta N$  в основных чертах повторяет характер хода  $B_i$  с определенными сдвигами относительно друг друга.

Статистический анализ внутренней структуры временных рядов годовых приращений УКМ и параметров атмосферной циркуляции, выполняемый с помощью метода корреляционно-спектрального разложения, позволил установить, какая доля изменчивости данной характеристики приходится на те, или иные масштабы движения. В разнообразии приемов учета влияния атмосферной циркуляции на УКМ заложены большие возможности для разработки прогностических оценок изменения УКМ.

Для разработки методики прогноза УКМ использовался ряд наблюдений за уровнем моря по посту Махачкала, который хорошо согласуется с ходом среднего уровня моря. Вековой ход УКМ представляет собой ярко выраженный нелинейный (нестационарный) процесс. Чтобы исключить или, по крайней мере, существенно

уменьшить эту нелинейность, исходный ряд приводился в соответствие с моделью стационарного случайного процесса с тем, чтобы к нему можно было применить аппарат математической статистики. Для этого в качестве показателя изменчивости УКМ использовались не абсолютные уровни, а их приращения в смежные годы, так называемые первые разности ( $\Delta H = H_i - H_{i-1}$ ). Это позволило привести ряд к квазистационарному виду и применить к нему методы статистического анализа.

Для суждения о развитии атмосферных процессов над крупными территориями северного полушария использовались ряды среднегодовых значений коэффициентов разложения полей аномалий приземного атмосферного давления в ряды по эмпирическим ортогональным функциям, рассчитанные за период с 1931 по 2009 гг. В работе использовались данные только 1-го, 2-го и 3-го сектора, охватывающие Атлантико-Евразийскую территорию северного полушария от полюса до экватора.

Для подготовки выборочных рядов предиктанта и предикторов была применена процедура скользящего сглаживания исходных рядов с целью выделения наиболее интересующих нас участков в исходном спектре.

Сглаженная автокорреляционная функция и соответствующая ей функция спектральной плотности четко указывают на присутствие участков спектра с периодами 5, 12 и 18 лет, что дает указание на возможность прогнозирования УКМ на эти сроки.

Уравнение множественной регрессии строилось по схеме

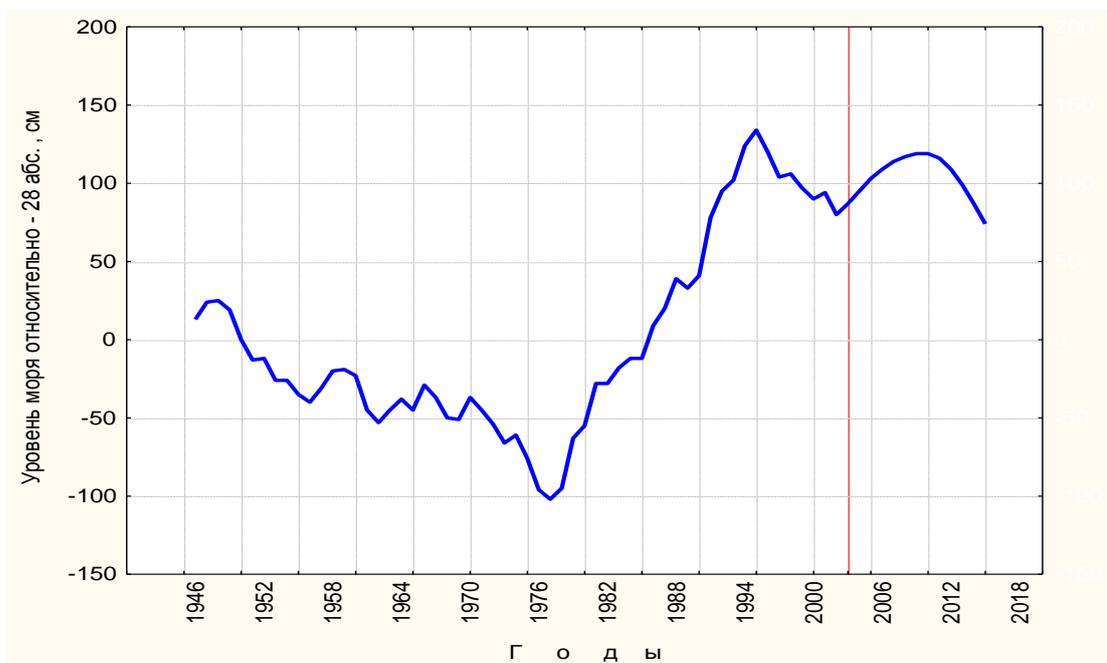
$$(\sum \Delta H)_{t+\Delta t} = C_0 + a_i \cdot (\sum \Delta B_i)_t + d \quad (2)$$

где  $(\sum \Delta H)_{t+\Delta t}$  – накопленная сумма годовых приращений УКМ за 5-6 лет на момент прогноза;  $(\sum \Delta B_i)_t$  – накопленная сумма годовых приращений коэффициентов разложения за предшествующие 5-6 лет от момента составления прогноза;  $C_0$  – свободный член;  $a_i$  – коэффициенты регрессии;  $d$  – ошибка прогноза. Иными словами, если накопленные суммы коэффициентов разложения полей аномалий давления брались за годы 1991-1996, 1992-1997 и т.д., то среднегодовые приращения УКМ суммировались за годы 1997-2002, 1998-2003 и т.д.

При построении прогностических зависимостей применялся адаптивно-регрессионный подход, который исключает необходимость обязательной проверки прогностического уравнения на независимом ряде. Он заключается в том, что все расчеты, связанные с прогнозом УКМ, ведутся в режиме скользящего оценивания, т.е. прогностическое уравнение каждый год пересчитывается, тем самым автоматически сохраняется его статистическая устойчивость. Такой подход особенно эффективен, когда приходится иметь дело с достаточно ограниченными объемами выборок.

На материалах независимых прогнозов, составленных за 21 год (1989-2009 гг.) показано, что успешность прогнозов на 5-6 лет по усовершенствованной методике оказалась почти на 12% выше успешности прогнозов, выпускаемых по старой методике. По новой методике средняя оправдываемость при допустимой ошибке 32 см составила 90%. что дает основание использовать новую методику в оперативной работе при составлении регулярных прогнозов УКМ на 5-6 лет.

Данный подход был использован для построения методики прогноза УКМ на 12 и 18 лет. Прогноз УКМ рассчитывался по уравнениям регрессии, в которых в качестве предикторов и предиктанта, использовались ряды накопленных сумм по 12-и или 18-летиям, соответственно. На рис.3 представлен прогноз на 12 лет, составленный в 2005 г. Он в основном подтверждает более ранний прогноз на 18 лет, составленный в 1997 г. (Абузяров, 2003).



**Рис.3.** Фактический ход уровня УКМ и прогноз до 2015г., составленный в 2003 г.

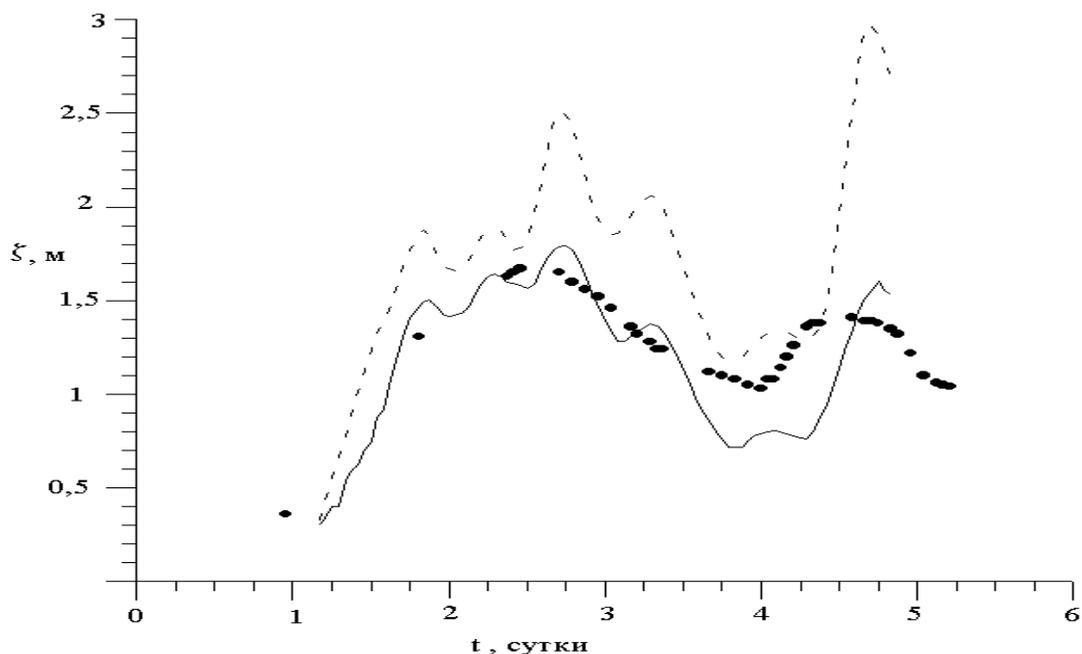
### **Метод и технология автоматизированного прогноза штормовых нагонов**

Расчет и прогноз стонно-нагонных явлений является важным и необходимым условием не только для защиты инфраструктуры береговой зоны от наводнений, но и для проектирования и строительства гидротехнических сооружений.

В последние годы в лаборатории морских прикладных исследований ГУ «Гидрометцентр России» впервые в стране были разработаны метод и технология автоматизированного прогноза штормовых нагонов и течений применительно к условиям Каспийского моря на основе трехмерной бароклинной модели (Зильберштейн и др., 2003).

Расчеты осуществляются на сетке с горизонтальным разрешением 5,5 км для 19 уровней по вертикали с заблаговременностью 48 ч. Исходная информация о ветре подготавливается на основе региональной метеорологической модели Гидрометцентра России. В процессе расчетов учитываются средний уровень моря предшествующий моменту составления прогноза, и положение ледовой кромки в зимний период. Средняя оправдываемость прогнозов штормовых нагонов с заблаговременностью 48 ч составила 68%.

На рис.4 представлен пример расчета по гидродинамической модели для случая одного из наиболее разрушительных нагонов, который наблюдался с 12 по 16 марта 1995 г. Как видно, соответствие между наблюдаемыми и рассчитанными кривыми хода штормового нагона достаточно удовлетворительное.



**Рис.4.** Ход уровня моря во время штормового нагона 12-16 марта 1995 г. на посту «Лагань» (сплошная линия – ход уровня вычисленный по модели с учетом затопления и осушения, пунктирная линия – ход уровня, рассчитанный по модели без учета затопления и осушения, жирными точками обозначен ежедневные наблюдения за уровнем моря.

Анализ результатов расчетов показал, что основной источник ошибок прогноза уровня связан с неточностью метеорологического прогноза, обусловленного слабым пространственным разрешением атмосферной модели. Ошибки также возникают при интерполяции значений уровня из узлов расчетной сетки в точки наблюдений.

#### **Список использованной литературы**

- Абузяров З.К. Технология прогноза тенденций изменения УКМ на перспективу 6 и 18 лет // Гидрометеорологические аспекты проблемы Каспийского моря и его бассейна. СПб.: Гидрометеиздат. 2003. С.351-363.
- Абузяров З.К. Усовершенствованный метод прогноза годового хода уровня Каспийского моря // Труды ГУ «Гидрометцентр России». 2009. Вып.343. С.48-66.
- Абузяров З.К., Красюк В.С., Лежнева Н.Г. Автоматизированный прогноз годового хода уровня Каспийского моря // Труды ГОИН. Вып.212. С.146-155.
- Абузяров З.К., Фролов А.В. Диагноз элементов водного баланса и прогноз уровня Каспийского моря на различные сроки в Гидрометцентре России // Сборник рефератов Международной конференции «КАСПИЙ-95». Москва, 1995. С.11.
- Белинский Н.А., Калинин Г.П. О прогнозах колебаний уровня Каспийского моря // Труды НИУ ГУГМС. 1946. Серия IV. Вып.37. С. 3-22.
- Зильберштейн О.И., Вербицкая О.А., Попов С.К., Лобов А.Л. Метод прогноза штормовых нагонов для Северного Каспия на основе данных региональной модели атмосферы // Гидрометеорологические аспекты проблемы Каспийского моря и его бассейна. СПб.: Гидрометеиздат. 2003. С.342-350.
- Калинин Г.П., Смирнова К.И., Шереметевская О.И. Водобалансовые расчеты будущих уровней Каспийского моря // Метеорология и гидрология. 1968. № 9. С.45-52.
- Сидоренков Н.С., Швейкина В.И. Исследование климатического режима бассейна Волги и Каспийского моря за последнее столетие // Водные ресурсы. 1996. Т.23. № 4. С.401-406.
- Смирнова К.И. Водный баланс и долгосрочный прогноз уровня Каспийского моря // Труды Гидрометцентра СССР. 1972. Вып.94. 122 с.

## ОСНОВНЫЕ КОНЦЕПЦИИ НЕПОСТОЯНСТВА УРОВНЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

**Р. Е. Никонова**

Государственный океанографический институт имени Н.Н. Зубова,  
Москва, Россия

Тел.: + 7 499 2467678 факс: + 7 499 2467288

[RENikonova@gmail.com](mailto:RENikonova@gmail.com)

### **Аннотация**

Рассматриваются геолого-тектоническая, антропогенная и климатическая концепции непостоянства уровня Каспийского моря. Показано, что непостоянство уровня обусловлено климатическими и антропогенными факторами, влияние тектонических процессов на изменчивость уровня незначительно.

### **Введение**

Тенденция векового снижения уровня Каспийского моря, наметившаяся в конце 80-х годов XIX в., завершилась в 1977 г. падением до самой низкой отметки -29,0 м БС, зафиксированной впервые за последнее тысячелетие. В 1977 г. отметка уровня находилась на 3,2 м ниже, чем в начале XX в. В результате начавшегося с 1978 г. интенсивного подъема, среднегодовая отметка уровня достигла в 1995 г. значения -26,6 м. После незначительного понижения с 1996 по 2001 гг. (на 0,5 м), обусловленного климатическими процессами и восстановлением естественного стока в залив Кара-Богаз-Гол, уровень моря в последние годы находится на относительно высоких отметках. В 2009 г. среднегодовая отметка уровня достигла составила -27,15 м БС.

Негативные последствия подъема уровня в 1978-1995 гг. так же, как и его падения в 30-е годы, вновь привлекли внимание к основной проблеме моря – непостоянству уровня и исследованию его причин. Среди многочисленных причин и факторов, определяющих непостоянство уровня, можно выделить три основных. Это климатическая изменчивость (глобальная, региональная и их взаимодействие), антропогенная деятельность в морском бассейне и геолого-тектонические процессы, меняющие объем морской впадины. Воздействие этих факторов на колебания уровня моря далеко не одинаково.

### **Геолого-тектоническая концепция**

Каспийский регион представляет собой уникальную геоморфологическую, тектоническую и геодинамическую систему, отличающуюся высокой мобильностью. Здесь пересекаются субмеридиональный Уральский и субширотный Альпийский (Кавказ-Копетдаг) орогенные пояса, сопрягаются Русская, Скифская и Туранская плиты. На всю эту сложную морфоструктуру наложена молодая субмеридиональная Каспийская впадина. Исследования показали, что главные этапы перестройки морфоструктуры Каспийской впадины и смены климатических обстановок в общих чертах часто совпадали, приводя к изменению водного баланса и уровня режима. Все переходы от равновесного к неравновесному состоянию были кратковременными, импульсными и носили катастрофический характер.

Наиболее ощутимым влияние тектоники было в далеком геологическом прошлом, когда происходило формирование Каспийской впадины и морского бассейна. В первой половине четвертичного периода тектонические движения в области Каспийского моря приводили к деформации древних береговых линий (Фёдоров, 1957). Однако их скорости были в десятки раз меньше скоростей колебаний уровня моря и не могли оказать существенного влияния на трансгрессии и регрессии моря. Климатические же изменения были значительными и приводили к смене ледниковых и межледниковых эпох.

По мнению Г.И. Рычагова, проанализировавшего высотное положение уровня Каспийского моря в различные этапы плейстоцена, отметка -28 м абс. является нормальной для межледниковых эпох и может служить своеобразным репером, определяющим трансгрессию или регрессию моря (Рычагов, 1997). При отметках уровня, равных или близких к современному значению, устанавливается динамическое равновесие между приходными и расходными составляющими водного баланса Каспийского бассейна даже при неблагоприятных климатических условиях. Ниже - 28,0 м уровень моря падал лишь в особо неблагоприятных условиях.

Современная эпоха характеризуется заметным повышением скоростей движения земной коры. По результатам геодинамических наблюдений, средние скорости движения плито-блочных структур составляют 5-10 мм/год. Установлено, что этапам трансгрессий (с некоторым опережением их во времени) обычно соответствовали периоды регионального сжатия, интенсивного складкообразования, сокращения пространства, перестройки морфологии и объема каспийской впадины. Соответственно регрессивные фазы приходятся на эпохи растяжения. Активизация грязевого вулканизма и сейсмичности приходится на фазы растяжения и понижения уровня Каспийского моря.

Резкое высвобождение сейсмической энергии сопровождается импульсными фазами снижения или подъема уровня моря, а сильные землетрясения – значительными невязками водного баланса. Отмечается совпадение тенденций эндо- и экзодинамики: катастрофическое понижение уровня в 1930-ые гг. совпадало по времени с крупномасштабными процессами активизации сейсмичности в Карпатах, Крыму, Кавказе, Копетдаге, юге Русской равнины, а катастрофический подъем уровня с 1978 по 1995 гг. – с аналогичным процессом в Турции, Закавказье, Северном Иране, Западной Туркмении (Лилиенберг, 2001).

Выделяется регулярная и нерегулярная ритмичность вертикальных движений порядка 100-120, 50-60, 35-40, 25-30, 10-15, 5-7, 2-3 и 1 года. Подобная ритмичность выделяется и по другим геодинамическим составляющим: вариациям добычи нефти и газа, грязевому (газонефтяному) вулканизму, сейсмичности и флюидодинамике, что позволяет сопоставить эти вариации с инструментально измеренными флуктуациями уровня Каспийского моря и изменениями гидрологических и климатических процессов.

Результаты многочисленных исследований свидетельствуют о незначительных годовых величинах (всего несколько мм в год), неоднородности и разнообразном характере вертикальных движений в различных частях побережья и на островах Каспийского моря (Аполлов, 1956; Фёдоров, 1957; Лукин, 1964; Смирнова, 1974; Победоносцев, 1982; Рычагов, 1997 и др.). Так, более значительные вертикальные смещения происходят на Апшеронском полуострове по сравнению с восточным и северным побережьем моря. Было установлено, что средняя и восточная часть Апшеронского полуострова находятся в стадии медленного опускания, наиболее интенсивного в старых нефтепромысловых районах. Вертикальные движения земной коры в районе Апшеронского полуострова происходят не только за счет тектонических движений, но связаны также и с антропогенным влиянием: с добычей нефти и газа, что, возможно, приводит к оседанию земной поверхности (Смирнова, 1974).

Среди сторонников чисто тектонических причин колебаний уровня Каспийского моря существовало мнение, согласно которому трансгрессии моря вызываются периодическими поднятиями участков дна, ранее испытывающих погружения, что приводит к выжиманию водной массы и, соответственно, трансгрессии уровня. Это утверждение глубоко ошибочно. Различные знаки деформации каспийской впадины связаны с её геосинклинальной природой. Изменение знака движений земной коры должно проявиться в пределах всей впадины, т.е. движения сохраняют дифференцированный характер с той лишь разницей, что если в одной ее части происходит опускание, то в другой должны проявляться поднятия, и наоборот.

Движения такого характера не могут сильно отразиться на изменениях уровня. Суммарно движения всей Каспийской впадины могут вызвать лишь незначительное изменение уровня моря, определяющееся величиной порядка  $\pm 0 \div 3$  мм/год (Фёдоров, 1957).

Сравнение современных тектонических движений земной коры на побережье Каспия с характеристиками, полученными за историческое прошлое, свидетельствует о том, что влияние тектоники на колебания уровня не может быть соизмеримо с климатическим и антропогенным воздействием. Современные разнонаправленные вертикальные смещения дна и берегов в различных частях морского побережья и на островах Каспийского моря, по нашим данным, в большинстве случаев не превышают  $\pm 2,5 \div 11$  мм /год. Эти величины в основном совпадают с оценками других авторов и свидетельствуют о незначительной изменчивости высотного положения нулей футштоков ГМС Махачкала, Ф. Шевченко, Куули-маяк и Туркменбаши (Красноводск) и о более отчётливом опускании нуля Бакинского футштока, продлившегося до 1978 г., после чего направление вертикальных смещений поменяло свой знак. За период с 1830 по 1977 гг. вертикальное смещение отметки нуля Бакинского футштока, вызванное тектоническими процессами, составило около -50 см, а общее снижение уровня моря за это время произошло на 3,2 м. В конце 1970-х гг. было отмечено также изменение направления вертикальных движений в пунктах Ф. Шевченко и Красноводск.

#### **Антропогенное влияние**

Одной из причин многолетних изменений уровня Каспийского моря состоит в антропогенном воздействии на гидрологический режим рек каспийского бассейна, а также на режим самого моря. В начале XX в. формирование гидрометеорологического режима моря происходило в естественных условиях. В 1930-х годах началось строительство первых водохранилищ и гидроэлектростанций. На хозяйственные нужды в эти годы из рек бассейна безвозвратно изымалось не более 5-7 км<sup>3</sup>/год. До 1940-х г. приток в море оставался практически естественным, роль антропогенных факторов оценивалась примерно в 2 % от нормы притока в естественных условиях. В 1940-е и последующие годы влияние хозяйственной деятельности на режим рек становится все более интенсивным, в середине 1950-х годов уменьшение поверхностного притока к морю за счет хозяйственной деятельности составляло не более 3% многолетней нормы и незначительно влияло на снижение уровня моря.

Так, с 1942 по 1955 гг. суммарные безвозвратные изъятия речного стока составляли около 113 км<sup>3</sup> (8,1 км<sup>3</sup>/год). С 1956 по 1969 гг., в результате строительства и заполнения водохранилищ Волжско-Камского каскада, море недополучило около 350 км<sup>3</sup> поверхностного притока (25 км<sup>3</sup>/год), в т.ч. только в середине 1950-х годов на заполнение новых водохранилищ потребовалось около 200 км<sup>3</sup> речной воды. В целом, с 1942 по 1990-ые годы в хозяйственных целях было использовано свыше 1 тыс. км<sup>3</sup> речной воды (30 км<sup>3</sup>/год), в т. ч. в бассейне Волги около 600 км<sup>3</sup>. Таким образом, резкое уменьшение притока, начавшееся в 1950-х годов, происходило, главным образом, за счет снижения волжского стока (уменьшение составляло в среднем около 25 км<sup>3</sup>/год).

В результате распада Советского Союза и социально-экономического кризиса, охватившего практически все прикаспийские государства, произошло резкое падение промышленного и сельскохозяйственного производства и существенное снижение объемов водопотребления к началу 2000-х годов. Максимальное водопотребление в бассейне моря, в объеме 70-72 км<sup>3</sup>/год (в т.ч. безвозвратное водопотребление - 40-42 км<sup>3</sup>/год), зафиксировано в 1980-ые годы, к концу XX в. объем всего водопотребления сократился на 20 км<sup>3</sup>/год и примерно на 15 км<sup>3</sup>/год – безвозвратного. Современные изъятия речных вод составляют, по данным ГГИ, около 28 км<sup>3</sup>/год. В волжском бассейне все виды водопотребления к концу предшествующего столетия уменьшились с 35-37 км<sup>3</sup> примерно до 25 км<sup>3</sup>/год, а безвозвратное водопотребление сократилось с

13-15 км<sup>3</sup>/год, зафиксированное в 1980-ые годы, до 5-6 км<sup>3</sup>/год в конце 1990-2000-х годах. В бассейнах рек Терека и Судака общее водопотребление уменьшилось с 10-11 до 6,5-7,0 км<sup>3</sup>/год. Современное уменьшение стока Волги составляет 5%, а Урала, Терека и Сулака - 20-30% по отношению к естественной их норме, на остальных реках антропогенное снижение стока очень незначительно. Ориентировочная оценка общего современного водопотребления в бассейнах рек Ирана составила примерно 6,0 км<sup>3</sup>/год (Шикломанов и др., 2003).

Снижение уровня моря под влиянием водохозяйственных мероприятий в бассейне моря в 1930-1940-ые гг. не превышало 2-3 см/год, а в конце 1970-х - начале 1980-х годов составляло 10-12 см/год. К концу 1980-х годов под влиянием различных факторов хозяйственной деятельности речной сток уменьшился примерно на 13 % от нормы притока. Ежегодное снижение уровня моря под влиянием безвозвратных изъятий в настоящее время не превышает в среднем 4-7 см слоя.

Роль отдельных факторов хозяйственной деятельности в уменьшении притока в море на протяжении 1930-2000-х гг. существенно изменилась. Так, если с 1956 по 1975 г. к основным факторам хозяйственной деятельности, способствующим наибольшему уменьшению притока, относятся сооружение и эксплуатация водохранилищ, то уже в 1980-2000-ые годы ведущая роль принадлежала затратам воды на орошение.

Антропогенное воздействие на гидрологический режим моря определялось не только изъятиями речного стока на различные хозяйственные, промышленные, коммунальные и прочие нужды, но также было связано с воздействием на гидрологический режим залива Кара-Богаз-Гол. Вначале это определялось перекрытием пролива глухой плотиной, временно изолировавшей залив от моря и прекратившей поступление в него морских вод. В результате перекрытия приток морских вод в залив в 1980-1984 гг. отсутствовал, с сентября 1984 по июнь 1992 гг. осуществлялось незначительное регулируемое поступление (в объеме менее 2 км<sup>3</sup> /год), что способствовало повышению уровня моря примерно на 40 см.

Ликвидация плотины в 1992 г. и возобновление естественного поступления в залив морской воды привели к некоторому снижению темпов повышения уровня. С 1992 по 1995 гг. в залив поступило около 130 км<sup>3</sup> морской воды. За счет такого большого оттока повышение уровня было меньше возможного примерно на 30 см. Наиболее значительное снижение уровня, связанное со стоком в Кара-Богаз-Гол, составило около 12 см (1995 г.), когда в залив поступило свыше 46 км<sup>3</sup> морской воды. После 1995 г. ежегодное снижение уровня за счёт этой отрицательной составляющей водного баланса происходило в среднем на 5 см (4-7 см).

В естественных условиях, не нарушенных разнообразным влиянием хозяйственной деятельности, непрерывный подъем уровня с 1978 по 1995 гг. был бы примерно на 0,5 м выше фактических отметок и составил около 3 м., средний годовой уровень в конце XX в. мог бы находиться на более высоких отметках (на 1-1,2 м), чем в XIX в., что совпадает с выводами других исследователей.

### **Климатическая концепция**

Гипотеза климатической обусловленности многолетних колебаний уровня моря получила подтверждение в работах многих исследователей, где была установлена их зависимость от различных климатических характеристик (суровостью зимы в Арктике, интенсивностью общей циркуляции атмосферы, изменчивостью общей увлажненности Европы, изменениями температуры воздуха и др.). Колебания уровня определяются непостоянством соотношения составляющих водного баланса Каспийского моря, испытывающих различное влияние климата (Зайков, 1946; Косарев и др., 2008). Постоянно изменяющееся соотношение приходных (положительных) и расходных (отрицательных) составляющих баланса определяет циклические колебания объёма морских вод и, соответственно, уровня моря различной продолжительности (от

2-х-летних до сверхвековых), нерегулярный характер которых существенно затрудняет их предсказание.

Значительная изменчивость уровня Каспийского моря на протяжении всего периода инструментальных наблюдений (с 1830 г. по настоящее время), в т.ч. резкое падение в 1930-е годы и подъем с конца 1970-х годов, заставили пересмотреть существующие методы исследования колебаний уровня Каспийского моря, уделяя большее внимание корреляции уровня с климатическими факторами.

Проблема изменений климата – одна из центральных в науках о Земле. На фоне глобального потепления в XX в., которое большинством исследователей связывается с антропогенным влиянием на климат, происходили также существенные естественные вариации климата, нашедшие яркое проявление в изменчивости составляющих водного баланса и уровня замкнутых внутриконтинентальных водоемов, к числу которых относится Каспийское море.

Уровень Каспия отражает влияние крупномасштабных циркуляционных процессов, формирующих особенности климатических и погодных условий над северным полушарием и его отдельными регионами. На общие закономерности накладываются более сложные циркуляционные процессы регионального масштаба с соответственно меньшей продолжительностью, а также антропогенные воздействия, приводящие к нарушению естественных закономерностей. Уровень Каспийского моря – индикатор крупномасштабной климатической изменчивости.

Гипотеза Г.К.Ижевского, впервые указавшего на связь гидрометеорологических условий в Каспийском регионе с крупномасштабными процессами взаимодействия океана и атмосферы, развивающимися над Северной Атлантикой, получила подтверждение в многочисленных исследованиях. Так, например, оказалось, что понижения и повышения уровня Каспия наблюдаются при прямо противоположных ситуациях в атмосфере над североатлантическим регионом (Родионов, 1989).

Значительное многообразие классификаций количественных характеристик атмосферной циркуляции северного и южного полушарий, использующихся в качестве предикторов, позволяет провести детальные исследования причин колебаний уровня моря. Исследования свидетельствуют о связи многолетних колебаний уровня Каспия со сменой форм атмосферной циркуляции.

В XX столетии выделяются устойчивые во времени особенности гидрометеорологических процессов и свойственные им климатические эпохи с периодами от 3 до 30 лет. В периоды перехода одного климатического состояния системы в другое происходят интенсивные изменения составляющих водного баланса и, соответственно, уровня моря. Анализ разномасштабной изменчивости климатической системы Каспийского региона в XX столетии позволил сделать предположение, что анализируемые климатические компоненты отражают генетическое воздействие космических и геофизических механизмов.

Вместе с тем, присутствие 2-3-летней цикличности указывает на стохастическую изменчивость гидрометеорологических параметров. Определенную роль в формировании структуры и чередовании эпох играют физические механизмы, обусловленные прямым или косвенным воздействием таких факторов, как солнечная активность, нутационные колебания, а также 2-3-летняя цикличность метеорологических характеристик, на что указывает схожесть обнаруженных периодических колебаний с цикличностью солнечной активности (периоды 9-13 лет) и нутацией полюса (5-7 лет).

Характер климатообразующих процессов и колебаний уровня Каспийского моря в значительной мере определяются соотношением температуры воздуха в полярных и тропических зонах. Градиенты температуры воздуха полюс - экватор в значительной мере определяют барические градиенты и характер атмосферных процессов. Быстрое потепление климата во внеполярных широтах в 1970-х-начале 1980-х годов привело к

росту меридиональных градиентов температуры и определило изменение циркуляционного режима, в результате произошло увеличение осадков и стока в бассейне Волги. Это частично определило неожиданный подъём уровня Каспийского моря (Дроздов, 1992). Эта точка зрения совпадает с выводами Е.С.Нестерова, считающего сохранение высоких значений меридиональных градиентов температуры поверхности океана (ТПО) в Северной Атлантике после 1975 г., основной причиной длительного преобладания зональных форм атмосферной циркуляции в регионе. Это, в свою очередь, обусловило возрастание количества циклонов, приходящих из Северной Атлантики в бассейн Волги, увеличение осадков и многоводность волжского стока, что и привело к подъему уровня Каспийского моря. После 1992 г. наблюдается уменьшение меридиональных градиентов ТПО, атмосферного давления и геопотенциала. Сохранение этой тенденции в дальнейшем может привести к ослаблению западного переноса, усилению меридиональных форм циркуляции атмосферы, и, в конечном счёте, к замедлению роста уровня Каспийского моря или его стабилизации (Нестеров, 2003).

Для исследования причин непостоянства уровня Каспийского моря некоторые авторы используют численные эксперименты с моделями общей циркуляции атмосферы и океана. Так, при рассмотрении причин изменений уровня Каспийского моря на основе данных наблюдений и результатов численных экспериментов было выявлено наличие существенной статистической связи изменений уровня моря, стока Волги и осадков на водосборе с аномалиями температуры в тропической части Тихого океана, такими как явление Эль-Ниньо и южное колебание (Арпе и др., 1999 и др.). Некоторые исследователи (Мещерская и др., 2003) считают, что значимые коэффициенты корреляции между Южным колебанием и уровнем Каспийского моря определяются главным образом совпадением по времени повышенной повторяемости явления Эль-Ниньо с ростом уровня моря в последние 20 лет XX века; в целом же, синхронная связь незначительна и неустойчива.

Результаты других исследователей свидетельствуют о том, что в год развития Эль-Ниньо возбуждается положительная фаза восточно-атлантического (ВАК) и северо-атлантического колебаний (САК), в результате происходит интенсификация зональных процессов в атмосфере Атлантико-Европейского региона. При этом увеличивается число атлантических циклонов, выходящих в бассейн Волги, что, следовательно, приводит к увеличению атмосферных осадков, стока Волги и способствует подъему уровня Каспийского моря. В год развития Ла-Нинья возбуждается отрицательная фаза обоих колебаний, приводящая к усилению меридиональной циркуляции, уменьшению повторяемости числа циклонов в волжском бассейне и понижению уровня моря (Абузяров и др., 1999; Нестеров и др., 2003). В XX веке были выявлены периоды со слабой активностью Эль-Ниньо (1930-е и 1960-е годы) и периоды с увеличением его интенсивности (1940-1957 и 1970-1992 гг.).

Анализ изменчивости индекса САК, выполненный Е.С. Нестеровым (2003) позволил провести детальную оценку влияния атмосферной циркуляции в Европейском регионе на изменчивость уровня Каспийского моря. Результаты анализа показали наличие двух фаз: отрицательной фазы САК (с середины 1950-х годов до 1979 г.) и положительной (с 1980 по 1995 г.). Изменение отрицательной фазы САК на положительную произошло в конце 1970-х годов, т.е. фактически совпало с радикальным изменением в ходе уровня Каспийского моря. Изменение фазы САК, обусловившее изменения в траекториях зимних циклонов, и, следовательно, и атмосферных осадков, выпадающих в водосборной части каспийского бассейна – одна из основных причин радикального изменения многолетнего хода уровня Каспийского моря в конце 1970-х годов: завершение векового его спада и переход к интенсивному росту.

Эти изменения носили глобальный характер, что хорошо согласуется с выводами многих исследователей. В это время произошла смена знаков аномалий атмосферного давления во всех основных центрах действия атмосферы и температуры воды в различных районах Северной Атлантики и северной части Тихого океана. После 1977 г. увеличилась частота повторяемости явления Эль-Ниньо.

Для климата Земли характерно наличие нескольких квазистационарных режимов, переход между которыми осуществляется сравнительно быстро. Установление периодов ослабления и усиления зональной циркуляции над Северной Атлантикой, происходит при смене таких климатических режимов. Их продолжительность значительно варьирует (от 5-7 лет до нескольких десятилетий). Уровень Каспийского моря, являясь индикатором глобальных природных процессов, по-видимому, реагирует только на наиболее серьезные изменения в состоянии климатической системы. Следует отметить, что именно с концом 1970-х годов, когда произошла смена климатического режима, часто связывают начало роста глобальной температуры воздуха, ставшим в настоящее время предметом пристального внимания исследователей.

Некоторые исследователи считают, что причиной климатических циклов и изменений уровня Каспийского моря являются колебания оси вращения Земли. Уровень Каспия, поэтому, служит своеобразным индикатором векового колебательного движения полюсов вращения Земли. (Василик и др., 1993).

Существуют и другие оригинальные подходы к объяснению колебаний уровня Каспия. Например, уровень моря рассматривается как автономная автоколебательная система, имеющая два устойчивых состояния уровня моря на отметках -25,5 и -27,9 м и одно неустойчивое -26,4 м. При условии прохождения уровнем отметки -26,4 м, он уже не сможет вернуться к своему исходному положению, поэтому наиболее вероятным в период современного подъема уровня, при прохождении уровнем этой отметки, станет его стабилизация на отметке -25,5 м. Современная теория колебаний уровня водоемов может быть построена с учётом взаимодействия как внутренней нелинейной динамики системы, так и случайности внешней среды, что является одной из фундаментальных проблем естествознания на современном этапе развития (Найденов и др., 1994).

### **Заключение**

Результаты исследований свидетельствуют о том, что колебания уровня Каспийского моря обусловлены сочетанием климатических и антропогенных факторов. Изменения уровня Каспия в предшествующие два столетия происходили в интервале от -25,0 до -29,0 м БС. При этом, размах естественных его изменений составил около 3 м. В естественных условиях, не нарушенных влиянием антропогенной деятельности, уровень моря в конце XX столетия мог бы достигнуть более высоких отметок (на  $1 \div 1,2$  м). Тектоническое влияние на колебания уровня ничтожно мало и не может быть соизмеримо с климатическим и антропогенным воздействием.

### **Список использованной литературы**

- Абузьяров З.К., Нестеров Е.С. Развитие методов и технологий морского метеорологического обслуживания // 70 лет Гидрометцентру России. СПб.: Гидрометеиздат, 1999. С. 216-231.
- Аполлов Б.А. Каспийское море и его бассейн. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 119 с.
- Арпе К., Бенгтссон Л., Голицын Г. С., Мохов И.И., Семенов В.А., Спорышев П.В. Анализ и моделирование изменений гидрологического режима в бассейне Каспийского моря // Доклады РАН. 1999. Т. 366. № 2. С. 248-252.
- Василик П.В., Василега А.Г. К построению модели изменений уровня Каспийского моря за последние 12 000 лет // Кибернетика и системный анализ. 1993. №4. С.178-180.
- Дроздов О.А. Колебания естественной увлажненности в связи с анализом антропогенных изменений климата и увлажнения // Водные ресурсы. 1992. № 2. С. 5-15.
- Зайков Б.Д. Водный баланс Каспийского моря в связи с причинами понижения его уровня // Труды НИУ ГУГМС. 1946. Сер.1V. Вып.28. С.5-50.

- Косарев А.Н., Никонова Р.Е. О причинах и последствиях колебаний уровня Каспийского моря в XX-XXI столетиях // Труды ГОИН. 2008. Вып. 211. С. 127-151
- Лилиенберг Д.А. Феномен Каспия и новая тектоно-гидроклиматическая концепция колебаний уровня внутренних водоемов // Известия. Науки о Земле. 2001. №3. С.3-11.
- Лукин И.Н. Каталог уровенных наблюдений гидрометеорологических станций и постов, расположенных на Каспийском море. М.: Гидрометеиздат, 1964. 131 с.
- Найденов В.И., Кожевников В.А. Предсказуем ли уровень моря? // Природа. 1994. №5. С.4-12.
- Нестеров Е. С. О связи индексов колебаний циркуляции атмосферы и уровня Каспийского моря // Гидрологические аспекты проблемы Каспийского моря и его бассейна. СПб.: Гидрометеиздат, 2003. С. 323-326.
- Победоносцев С.В. Вертикальные движения побережий морей Европейской части СССР // Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. М.: Наука, 1982. С.93-101.
- Родионов С.Н. Климатологический анализ необычного подъема уровня Каспийского моря в последние годы // Изв. АН СССР. Сер. географ. 1989. Т. 2. С. 73-81.
- Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря. М.: МГУ, 1997. 266 с.
- Смирнова К.И. Режим современного и прогноз будущего уровня Каспийского моря // Метеорология и гидрология. 1974. №1. С.50-62.
- Федоров П. В. Трансгрессии и регрессии Каспийского моря в четвертичном периоде и проблема долгосрочных предсказаний его уровня // Сверхдолгосрочные прогнозы уровня Каспийского моря. М.: Изд-во АН СССР, 1957. с.64-67.
- Шикломанов И.А., Георгиевский В.Ю. Влияние хозяйственной деятельности на водный баланс и изменения уровня Каспийского моря // Гидрологические аспекты проблемы Каспийского моря и его бассейна. СПб.: Гидрометеиздат, 2003. С.267-277.

## **ИЗМЕНЕНИЕ ВОДНОГО БАЛАНСА И УРОВНЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ В УСЛОВИЯХ ГЛОБАЛЬНОЙ КЛИМАТИЧЕСКОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ И АНТРОПОГЕННОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ЕГО ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ**

**Р.Е. Никонова**

Федеральное государственное учреждение «Государственный океанографический институт имени Н.Н. Зубова» (ФГУ «ГОИН»)   
Тел.: + 7 499 2467678 факс: + 7 499 2467288

[RENikonova@gmail.com](mailto:RENikonova@gmail.com)

### **Аннотация**

Кратко описаны последствия колебаний Каспийского моря. Дана характеристика разномасштабной изменчивости основных составляющих водного баланса и уровня моря в характерные периоды XX-XXI столетий. Приведена оценка влияния климатообразующих, антропогенных факторов и тектонических процессов на гидрометеорологические условия Каспийского бассейна и изменчивость уровня моря. Определены особенности современной динамики гидрометеорологических процессов.

### **Введение**

Проблема колебаний уровня Каспийского моря – одна из основных в изучении его режима. Она непосредственно связана с динамикой процессов, формирующих водный баланс моря, поиском возможностей прогнозирования уровня. Колебания уровня отражают широкий спектр естественных природных и антропогенных процессов, происходящих не только в каспийском бассейне, но далеко за его пределами. Наибольший практический и научный интерес представляют вопросы, связанные с исследованием современной динамики гидрометеорологических процессов, в том числе составляющих водного баланса и уровня моря, и режимобразующих факторов. Подобные исследования невозможны без их сравнительной оценки по характерным климатическим периодам XX-XXI столетий, в течение которых наблюдалось как катастрофическое падение (в 1930-ые годы) и

интенсивный современный подъем (с 1978 по 1995 гг.), так и непродолжительная стабилизация (в конце 1950-1960-х гг.) уровня моря.

### **Последствия колебаний уровня моря**

Впервые со всей остротой проблема исследования причин колебаний уровня встала в тридцатые годы XX в., когда произошло резкое катастрофическое падение уровня моря (на 1,8 м), сменившееся в последующие годы замедленной регрессией. Регрессия Каспия в XX столетии привела к осушению значительной территории (около 50 тыс. км<sup>2</sup>), сопоставимой с площадью некоторых европейских государств. В северо-восточной части Северного Каспия береговая линия местами отступила на 120-140 км. В результате падения уровня моря возникли трудности судоходства в низовьях рек. Регрессия моря, продолжавшаяся до конца 1970-х годов, вызвала и много других негативных проблем, в т.ч. отрицательно повлияла на нефтегазодобычу в шельфовой зоне моря.

Понижение уровня моря привело к коренному переформированию берегов и опустыниванию прибрежных территорий, обусловило снижение уровня грунтовых вод, сопровождалось значительными изменениями экосистемы Каспия, особенно неблагоприятными в мелководной северной части. Повышение солености вод Северного Каспия отрицательно отразилось на состоянии кормовой базы полупроходных и осетровых рыб и привело к снижению биомассы большинства донных организмов. Была уничтожена почти половина рыбных кормовых угодий, что привело к снижению уловов, значительно затруднило условия рыболовства и рыбоводства.

Подъем уровня моря в 1978-1995 гг. также привел к негативным последствиям. Обширные прибрежные территории стали районами экологических бедствий. Повышение уровня привело к изменению природных, социально-экономических и медико-экологических условий прибрежных территорий в процессе их подтопления и затопления. Площадь затопленных территорий составила 35-40 тыс. км<sup>2</sup>. Так, в западном Туркменистане береговая линия местами отступила на 25-50 км, а на Нижне-Куринской равнине – на 7-10 км. На обширных участках происходил подъем грунтовых вод, вызывающих заболачивание и засоление земельных угодий.

Из зон затопления и подтопления происходило переселение населения. Только в Северном Прикаспии пострадали десятки населенных пунктов. В результате подъема уровня происходило разрушение инфраструктуры прибрежных частей городов Баку, Махачкала, Туркменбаши, Актау, Дербент и других. Подъем уровня моря причинил ущерб сотням километров шоссейных и грунтовых дорог, под угрозой оказались участки железнодорожных магистралей (Астрахань-Кизляр, Ленкорань-Астара). Были затоплены крупные ирригационные сооружения, более 1 млн. га сельскохозяйственных угодий. В результате подъема уровня под водой оказалась значительная часть благоустроенных пляжей с находящимися там объектами.

Наглядный пример, отражающий негативные последствия подъема уровня моря - затопление прибрежной зоны Азербайджанской Республики: в 1995 г. под угрозой затопления и подтопления, оказались 50 населенных пунктов, 250 промышленных предприятий, 30 тыс. га зимних пастбищ, 10 тыс. га орошаемых земель и рекреационные объекты на 200 тыс. человек. От подъема уровня пострадали многочисленные рыбохозяйственные предприятия.

В условиях трансгрессии моря происходила интенсивная абразия берегов и характерным для Каспийского моря становится лагунный тип берега. Многочисленные песчаные пляжи частично ушли под воду, их доля заметно сократилась. В целом, за период последнего подъема уровня Каспия на российском побережье стали резко преобладать процессы отступления берега, нарастание берегов местами сохранилось лишь на крайнем севере побережья, в пределах дельты Волги.

В регрессивный период практически вдоль всего побережья Дагестана сформировались низкие морские террасы, окаймленные песчаным пляжем шириной до 150 м, что способствовало затуханию процессов абразии берега. В результате современного подъема уровня моря эти террасы подвергались постоянному затоплению, происходила активизация размыва берегов, урез воды подошел к более крутым уклонам и уступам. Здесь влияние подъема уровня на перестройку профиля береговой зоны проявилось наиболее заметно. Дагестанское побережье более приглубо, чем северное, поэтому и больше подвержено волновому воздействию. Так, в отдельные годы повышения уровня средняя скорость размыва и затопления берега в различных районах Дагестана изменялась от 25-70 до 200 м в год. Абразия берега была наиболее развита в районе Махачкалы, Каспийска и Дербента. Подъем уровня моря способствовал усилению размыва морского края дельт Сулака и Самура. Вследствие этого пострадали значительные площади лесных массивов на побережье.

В результате значительных колебаний уровня на протяжении XX столетия пострадала сеть гидрометеорологических постов, расположенных на побережье и островных ГМС, т.е. основа исследований гидрологического режима Каспийского моря, в т. ч. колебаний его уровня. Поэтому неотложной задачей для всех государств Каспийского региона является восстановление и оптимизация сети прибрежных и островных станций с учетом современной гидрологической обстановки и, в частности, положения уровня моря, обеспечение их необходимыми техническими средствами и новыми приборами. Назрела реальная необходимость проведения нивелировки в тех районах морского побережья, где отметки уровня вызывают наибольшее сомнение.

#### **Межгодовая и сезонная изменчивость водного баланса и уровня моря**

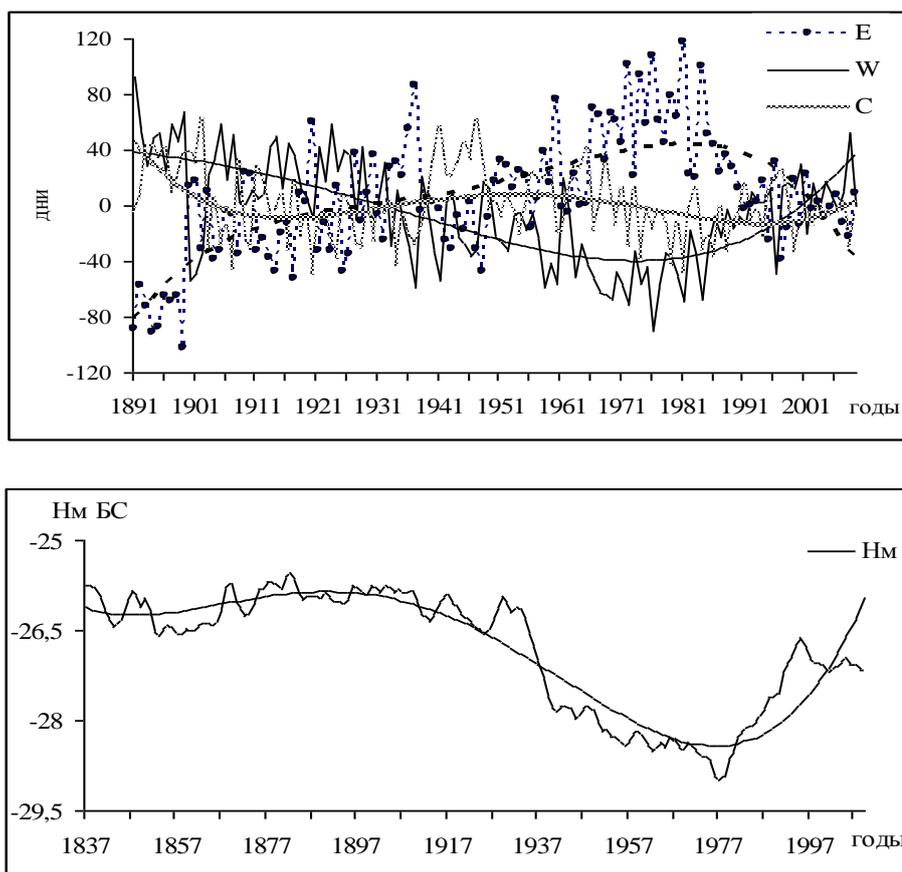
Со времени организации инструментальных наблюдений (1830 г.) до начала XX столетия колебания уровня моря были незначительными и происходили около средней отметки -25,8 м БС. С конца 1880-х годов в многолетнем ходе уровня прослеживается тенденция снижения. С начала XX столетия на ее фоне отчетливо выделяются характерные периоды (табл.1, рис.1), отражающие состояние водного баланса моря и тесно связанные с развитием различных эпох атмосферной циркуляции по классификации Г.Я.Вангенгейма - А.А.Гирса (Гирс, 1957). В начале XX столетия (1900-1929 гг.) относительно высокое и стабильное положение уровня было связано с развитием западной (W) формы циркуляции и активностью циклонических процессов в водосборной части бассейна. Это, в свою очередь, определило обильное выпадение атмосферных осадков, многоводность Волги, и, как следствие, высокое положение уровня моря. Незначительные колебания уровня моря ( $\pm 0,5$  м) происходили около отметки -26,2 м. Слабо выраженная тенденция снижения уровня моря составила за 30-летний период - 0,34 м.

Климатическая аномалия, охватившая северное полушарие с конца XIX столетия, наиболее четко проявилась в 1930-ые годы. Антициклонический режим погоды, установившийся в пределах Атлантико-Европейского сектора вследствие развития восточной (E) формы циркуляции, определил засушливые условия на значительных территориях, в т.ч. в водосборном бассейне Каспия. В результате этого наблюдался значительный дефицит атмосферных осадков, интенсивное испарение и маловодность рек, в основном Волги. Волжский сток сократился в среднем на 50 км<sup>3</sup>/год (около 200 км<sup>3</sup>/год) по сравнению с предшествующим многоводным периодом. В восточной половине волжского водосбора – бассейне Камы маловодность приобрела катастрофический характер. В западной части, в бассейнах рек Верхней Волги и Оки, маловодность вследствие сокращения величины осенне-зимних осадков, формирующих основную часть (до 80%) годового объема речного стока, проявилась в меньшей степени.

**Таблица 1**  
Среднемноголетние значения составляющих водного баланса Каспийского моря по характерным периодам XX – начала XXI столетий

Статистические характеристики	Уровень моря		Площадь		Сток рек		Осадки		Подземный сток		Испарение		Сток в КБГ		ΔQB.		ΔНб.		ΔНн.		
	м	БС	тыс. км <sup>2</sup>	км <sup>2</sup>	см	км <sup>3</sup>	см	км <sup>3</sup>	км <sup>3</sup>	см	км <sup>3</sup>	см	км <sup>3</sup>	см	км <sup>3</sup>	см	см	см	см	см	
1900 – 1929 гг.																					
Ср.	-26,1		404,2	70	17,3	332,4	82,3	70	4	1	390,3	96,6	21,8	5,4	-5,8	-1,4	-0,2				
Макс.	-25,7		408,9	87,2	21,7	459,8	115,2	87,2	4	1	466,9	114,8	29,7	7,3	110,4	27,6	8,5				
Мин.	-26,6		397,8	43,8	10,9	221,1	55,1	43,8	4	1	343,3	85,4	12,6	3,2	-180	-44,5	-15				
Ско	0,25		3,3	10,1	2,5	50,9	12,7	10,1	0	0	29,8	7,6	5,4	1,3	59,8	14,8	4,4				
1930 – 1941 гг.																					
Ср.	-26,8		394,4	72,1	18,3	268,6	68,1	72,1	4	1	397	100,7	12,4	3,1	-64,6	-16,4	-0,9				
Макс.	-26,1		404,3	89,5	23,6	359,5	89,1	89,5	4	1,1	413,8	106,3	21,1	5,2	41,9	10,4	2,3				
Мин.	-27,9		379,3	57,7	14,4	218,7	55,7	57,7	4	1	378	93,7	6,1	1,6	-119	-30,2	-4,5				
Ско	0,66		8,9	10,2	2,7	36	8,7	10,2	0	0	12	4,2	5,3	1,3	43,8	11,1	2,3				
1942-1977 гг.																					
Ср.	-28,3		369,0	70,9	19,3	275,3	74,5	70,9	4	1,1	354,7	96,1	9,8	2,7	-14,5	-3,9	-0,6				
Макс.	-27,8		381,3	118,4	32,6	373	98,0	118,4	4	1,1	444,7	116,8	15,1	4,0	105,3	29,4	17				
Мин.	-29,0		356,2	45,0	12,2	200	55,5	45,0	4	1	262,3	72,2	5,0	1,4	-116	-30,4	-20,4				
Ско	0,31		7,1	17,4	4,9	39,2	9,9	17,4	0	0	32,8	7,9	2,2	0,6	48,5	13,1	8,7				
1978 – 1995 гг.																					
Ср.	-27,8		379,1	86,1	22,7	315,0	83,1	86,1	4	1,0	348,7	91,9	8,6	2,2	47,8	12,7	-0,92				
Макс.	-26,6		397,3	106	27,6	383	97,5	106	4	1,1	408,8	102,9	46,4	11,7	110,8	30	7				
Мин.	-28,9		357	57,8	15,5	268	70,3	57,8	4	1	310,2	84	0	0	-49,9	-13	-10,3				
Ско	0,64		11,8	12,6	3,2	35,4	9,0	12,6	0	0	26,2	5,8	14,5	3,7	46,2	12,3	5,4				
1996-2008 гг.																					
Ср.	-27,0		392,0	79,8	20,3	292,0	74,5	79,8	4	1,0	377,3	96,2	19,2	4,9	-20,8	-3,3	0,9				
Макс.	-26,8		394,6	119,7	30,3	334,8	84,8	119,7	4	1,1	425,1	107,7	29,1	7,4	84,4	14,0	14,8				
Мин.	-27,2		390,2	53,6	13,7	204,5	52,4	53,6	4	1	316,3	81,1	15,3	3,9	-158,1	-29,6	-16,7				
Ско	0,07		0,85	14,6	4,0	27,5	7,0	14,6	0	0	21,8	6,0	2,3	1,0	40,5	8,5	6,0				

**Примечание:** КБГ – Кара-Богаз-Гол; ΔQ – изменение объёма, рассчитанное методом водного баланса, км<sup>3</sup>; ΔНб.- то же, см слоя; ΔНн. – фактические изменения уровня моря, см слоя; ΔНн. – невязка между ΔНб. и ΔНн.



**Рис.1.** Многолетний ход повторяемости годовых отклонений основных форм атмосферной циркуляции (вверху) (западной - W, восточной - E, меридиональной - C) и уровня Каспийского моря (внизу) за период инструментальных наблюдений

В эпоху восточной формы циркуляции климат восточного побережья Каспия формируется под влиянием устойчивой области высокого давления, расположенной над Средней Азией и Казахстаном, а климат западного побережья – под влиянием циклонической деятельности в южных широтах европейской территории. В это время интенсивность испарения у восточного побережья выше нормы и наблюдается значительный размах годовых и среднемесячных величин испарения. В начале XX столетия с поверхности моря ежегодно испарялось в среднем около 97 см слоя (390 км<sup>3</sup>/год), а в 1930-ые годы, когда восточная циркуляция была выражена наиболее ярко, море теряло в среднем около 100 см слоя, или 395 км<sup>3</sup>/год морской воды. С 1930 по 1941 гг. море недополучило свыше 750 км<sup>3</sup> морской воды, в том числе за счет уменьшения волжского притока – около 500 км<sup>3</sup>. Всё это привело к значительным изменениям уровня моря. Его относительно равновесное положение сменилось интенсивным падением на 1,8 м. Средняя скорость падения уровня составляла около 16 см в год, а в отдельные, наиболее маловодные годы (1937 и 1938 годы), средний уровень моря снижался более чем на 30 см.

В умеренных климатических условиях, сложившихся в Каспийском бассейне в 1940-ые годы под влиянием процессов меридиональной (C) формы циркуляции, повторяемость которых на 37 дней превышала среднемноголетнюю норму (93 дня), произошло снижение темпов регрессии моря. При развитии процессов меридиональной формы циркуляции наблюдался выход средиземноморских циклонов на северо-восток Европейской территории России. В результате произошло увеличение увлажненности, развитие отрицательных аномалий температуры и значительный рост объёмов речного стока, составившего в среднем около 306 км<sup>3</sup>/год (252÷373 км<sup>3</sup>/год).

Наступившая затем эпоха комбинированной циркуляции (E+C), продлившаяся по данным ААНИИ с 1949 по 1971 гг., отличалась значительной межгодовой изменчивостью увлажнения и испарения. Испарение сокращалось в соответствии с уменьшением повторяемости западного типа циркуляции и снижением интенсивности антициклонической деятельности. В 1960-ые годы наблюдалась непродолжительная стабилизация уровня моря около отметки -28,4 м БС: в 1957-1969 гг. в море ежегодно поступало приблизительно на 7 км<sup>3</sup> воды больше, чем ее испарялось и стекало в залив Кара-Богаз-Гол.

В 1970-е годы в бассейне моря сложились климатические условия, аналогичные периоду 1930-х годов. Сокращение речного стока стало основным фактором падения уровня, т.к. испарение в эти годы было ниже нормы. Количество атмосферных осадков (220 мм/год), выпавших на морскую поверхность в 1970-1977 гг., значительно превышало среднегодовую норму и их величина была наибольшей в XX столетии. Но поскольку вклад осадков в межгодовую и сезонную изменчивость уровня сравнительно мал по сравнению с объемом речного стока, то их количество не могло существенно повлиять на интенсивность снижения уровня моря в эти годы. Дефицит водного баланса (свыше 140 км<sup>3</sup>) стал причиной снижения уровня моря с 1970 по 1977 гг. на 0,7 м. Впервые за последнее тысячелетие самое низкое положение уровня моря (-29 м) было зафиксировано в 1977 г. Для сравнения отметим, что самое высокое (-24 м) наблюдалось в 1805 г. Таким образом, в текущем тысячелетии размах колебаний уровня моря составил 5 м, а в двадцатом столетии – 3,2 м. Наиболее интенсивно падение уровня происходило в 1930-1941 и 1970 -1977 гг. (в среднем на 16 и 8 см в год соответственно).

С 1978 г. уровень моря стал резко повышаться. Интенсивность подъема уровня в отдельные годы превышала 30 см (в 1990 г. - 36 см), а в среднем была около 14 см/год. Подъем уровня Каспийского моря, непрерывно продолжавшийся 18 лет (1978-1995 гг.), оказался наиболее продолжительным за 180-летний период инструментальных наблюдений. Среднегодовая отметка уровня моря повысилась на 2,4 м относительно уровня 1977 г. и в 1995 г. достигла значения -26,6 м БС. Причиной такого стремительного роста послужили климатические процессы планетарного масштаба. В первой половине 1970-х годов, преимущественно в осенне-зимний сезон, активизировались процессы западной формы атмосферной циркуляции. Их повторяемость увеличилась с 1978 по 1995 гг. в среднем на 37, а с 1996 по 2009 гг. – на 65 дней по сравнению с 1970-1977 гг. Развитие этой формы циркуляции сопровождалось установлением в Каспийском бассейне циклонического режима погоды. Вследствие увеличения увлажнения, снижения интенсивности процессов испарения, обильных осадков и многоводности рек в море поступало в среднем на 50 км<sup>3</sup>/год воды больше, чем испарялось и стекало в залив Кара-Богаз-Гол, что и определило положительные приращения уровня.

Таким образом, изменчивость элементов водного баланса тесным образом связана с циркуляционными процессами, развивающимися не только в бассейне Каспийского моря, но и далеко за его пределами, в пределах всего Атлантико-Европейского сектора северного полушария.

В XX столетии в море ежегодно поступало в среднем около 300 км<sup>3</sup> речной воды, межгодовая изменчивость (Cv) суммарного притока составляла 0,17. В приходной части водного баланса поверхностный приток составляет 74-86%, в том числе на волжский сток приходится около 80% поверхностного стока. Очевидно, поэтому его изменчивость в значительной степени определяет колебания уровня моря. Максимальный объем речного стока (460 км<sup>3</sup>) поступил в море в 1926 г., а самый незначительный приток, около 200 км<sup>3</sup>, был зафиксирован в 1973, 1975 и 1996 гг. Объем речного стока в 1978-1995 гг. (315 км<sup>3</sup>/год, Cv=0.15) может быть сопоставим со

стоком в многоводный период начала XX в. (табл.1). В отдельные годы (1979, 1990, 1991 и 1994 гг.) его величина была более 350 км<sup>3</sup> в год (обеспеченность 3-4%).

Волжский сток в прошлом веке испытывал значительные колебания (148,6 км<sup>3</sup> в 1921 и 368,4 км<sup>3</sup> в 1926 г.). Среднемноголетняя величина стока Волги за 1881-2009 гг. - около 250 км<sup>3</sup>/год ( $C_v = 0,18$ ), а за 1978-2008 гг. – 265,7 км<sup>3</sup>/год ( $C_v=0,14$ ). Наибольший объем волжского стока в период 1978-2008 гг. составил 340,7 км<sup>3</sup> (1994 г.), а наименьший – 177,6 км<sup>3</sup> (1996 г.). В естественных, не нарушенных хозяйственной деятельностью условиях, сток Волги мог бы достигать и более значительных величин (в среднем на 30 км<sup>3</sup>). Многоводность рек наблюдалась в условиях, когда площадь морской акватории сократилась на 50 тыс. км<sup>2</sup> по сравнению с началом XX столетия, что и определило значительный и интенсивный подъем уровня за короткий отрезок времени.

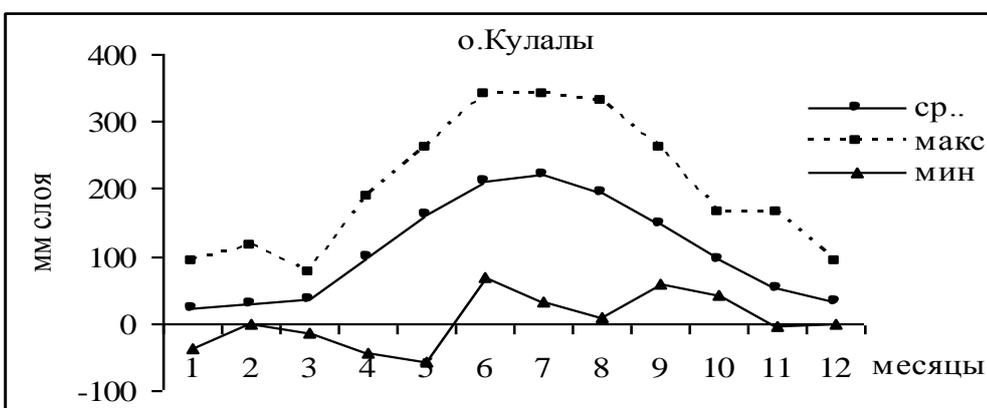
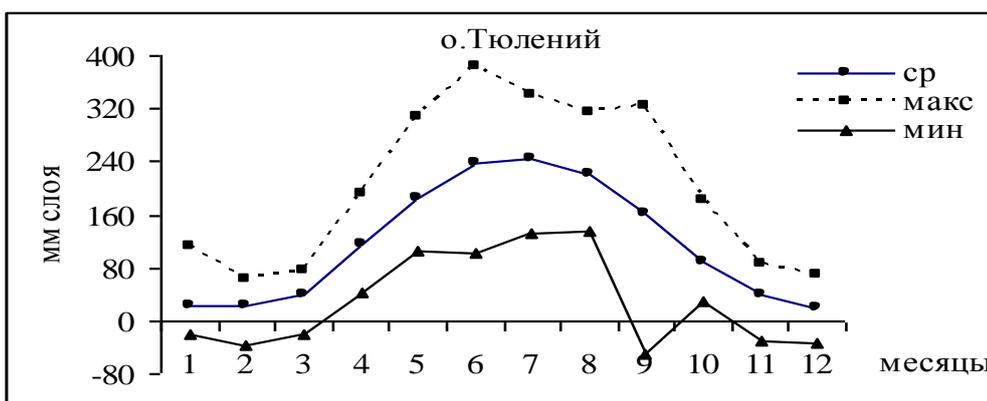
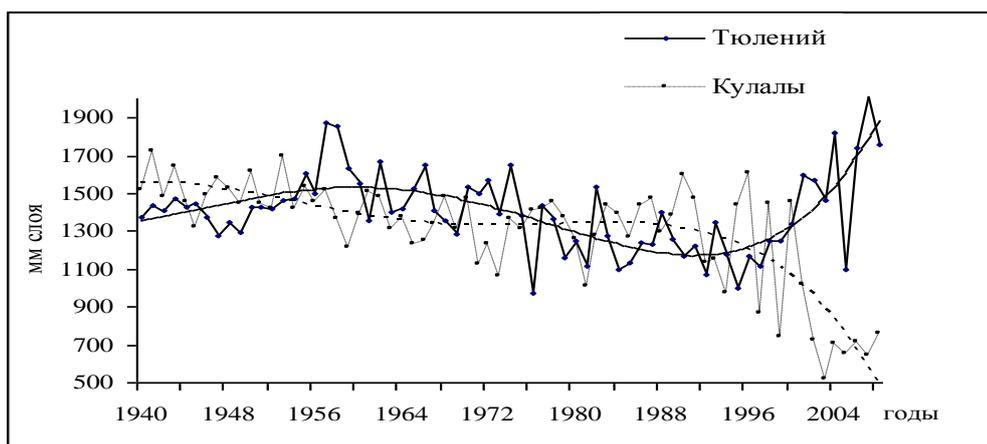
Связь приращений уровня со стоком в наиболее многоводный период -1900-1929 гг. - характеризуется коэффициентом корреляции 0,84, в 1940-2008 гг. - 0,80, в т.ч. в 1940-1948 гг. - 0,84; в 1949-1969 и 1970-1977 гг. - соответственно 0,73 и 0,67, а в 1978 - 1995 гг. - 0,75.

К естественным факторам, определяющим колебания уровня моря, относится испарение с морской акватории. Испарение, являясь основной отрицательной составляющей водного баланса, отличается незначительной межгодовой изменчивостью ( $C_v=0,09$ ), его величина сопоставима с объемом речного стока, а в отдельные периоды превышает его. Сезонная изменчивость испарения более значительна и на 50% определяет сезонную изменчивость уровня моря.

Процессы испарения находятся в тесной зависимости от состояния барикоциркуляционного режима Каспийского бассейна и определяются развитием процессов антициклонической формы циркуляции, число дней которой с начала XX столетия имело выраженную тенденцию спада. Исследования показали, что в различных частях Каспийского моря интенсивность процессов испарения имеет свои отличия. В последние годы в западной части Северного Каспия, в районе ГМС о. Тюлений, испарение стало более интенсивным (рис. 2). В других районах (главным образом, на восточном побережье) испарение значительно ниже нормы, и в многолетнем ходе его годовых и сезонных величин отмечаются статистически значимые отрицательные тренды. Тенденция уменьшения величин испарения хорошо согласуется не только с изменчивостью антициклонической циркуляции, но и со скоростью ветра: на всех ГМС наблюдались статистически значимые тренды её снижения, за исключением ГМС о. Тюлений.

Величина испарения в 1970-1990-ые годы не превышала среднемноголетней нормы (около 375 км<sup>3</sup>/год, или 97 см слоя). С 1996 по 2008 гг. испарение приводило к ежегодному снижению уровня моря в среднем на 96 см (от 81 до 108 см), а наиболее значительное влияние испарение на снижение уровня оказывало в 1930-ые (94÷107 см) и 1942-1977 гг. (72÷117 см). Различия в межгодовой изменчивости испарения в разных районах Каспийского моря обусловлены как физико-географическими условиями, так различным влиянием климатообразующих факторов. Коэффициент межгодовой изменчивости ( $C_v$ ) с 1940 по 2008 гг. на ГМС о-в Кулалы составляет 0,22, Тюлений и Огурчинский – 0,15 и 0,23 - на Куули-Маяк.

К числу климатообразующих факторов, определяющих интенсивность испарения, относится температура воздуха. На ГМС Каспийского моря с конца 1970-х-начала 1980-х годов наблюдаются положительные отклонения годовых значений от среднемноголетней нормы. Сохранение этих тенденций в будущем будет способствовать увеличению интенсивности испарения.



**Рис.2.** Многолетняя и сезонная изменчивость испарения на ГМС Каспийского моря

Современное повышение уровня моря определялось также увеличением количества атмосферных осадков, выпадающих на морскую поверхность. Влияние атмосферных осадков на межгодовую и сезонную изменчивость уровня менее значительно, чем вышеупомянутых составляющих баланса. С начала XX столетия в многолетнем ходе атмосферных осадков прослеживалась статистически значимая тенденция роста (особенно с 1940-х гг.), а в 1978-2008 гг. их количество значительно превысило среднемноголетнюю норму, приводя к повышению уровня ежегодно от 14 до 30 см слоя. Увеличение суммы атмосферных осадков, выпадающих в водосборной части волжского бассейна, согласуется с ростом повторяемости западной формы циркуляции и активизацией циклонических процессов.

С 1940 по 2008 гг. корреляционная связь приращений уровня с испарением составляла минус 0,40, с атмосферными осадками - плюс 0,30. В 1972-1995 гг. зависимости приращений уровня с испарением, объемом речного стока и

атмосферными осадками были более значительными по сравнению с другими периодами, составляя соответственно -0,62, 0,67 и 0,49. Результаты исследований свидетельствуют о преобладающем влиянии речного стока и испарения на межгодовые изменения уровня моря.

Начиная с 1996 г. наблюдается незначительное снижение уровня моря, которое также обусловлено климатообразующими факторами. С 1996 г., по данным ААНИИ, отмечается развитие комбинированной эпохи циркуляции западной и меридиональной форм. Анализ водного баланса свидетельствует, что причиной понижения уровня явились процессы, способствовавшие снижению объёмов речного стока. В 1996 г. отмечался всплеск активности восточной формы циркуляции, повторяемость которой увеличилась до 176 дней, превысив норму на 31 день. Процессы западной формы резко сократилась до 78 дней (на 49 дней меньше нормы), что привело к ослаблению циклонической деятельности, сокращению атмосферных осадков на водосборе и, как следствие, к маловодности Волги. В результате этого в море поступило всего 204,5 км<sup>3</sup> речной воды, в т.ч. 180 км<sup>3</sup> волжского стока.

Кроме того, в условиях развития антициклонических процессов произошел рост интенсивности процессов испарения. С 1996 г. по настоящее время слой испарившихся вод составил в среднем 96 см/год, что приводило к ежегодной потере 377,3 км<sup>3</sup> морской воды (425 км<sup>3</sup> в 1996 г. и 318 км<sup>3</sup> в 2003 г., что соответствует 108 и 80 см слоя). Дефицит водного баланса составил около 160 км<sup>3</sup> в 1996 г. и 70 км<sup>3</sup> в 1997 гг., в т.ч. за счёт оттока морской воды в залив Кара-Богаз-Гол. С 1996 г. по 2001 г. уровень моря понизился почти на 50 см, затем (с 2002 г.) падение прекратилось и произошла его стабилизация около отметок -27 м. Стабилизирующим фактором послужило не только увеличение стока, но и сокращение второй расходной составляющей водного баланса – стока морских вод в Кара-Богаз-Гол. В 1993 -1996 гг. в залив ежегодно поступало от 30 до 46 км<sup>3</sup> морской воды, а в последние годы – около 18 км<sup>3</sup>.

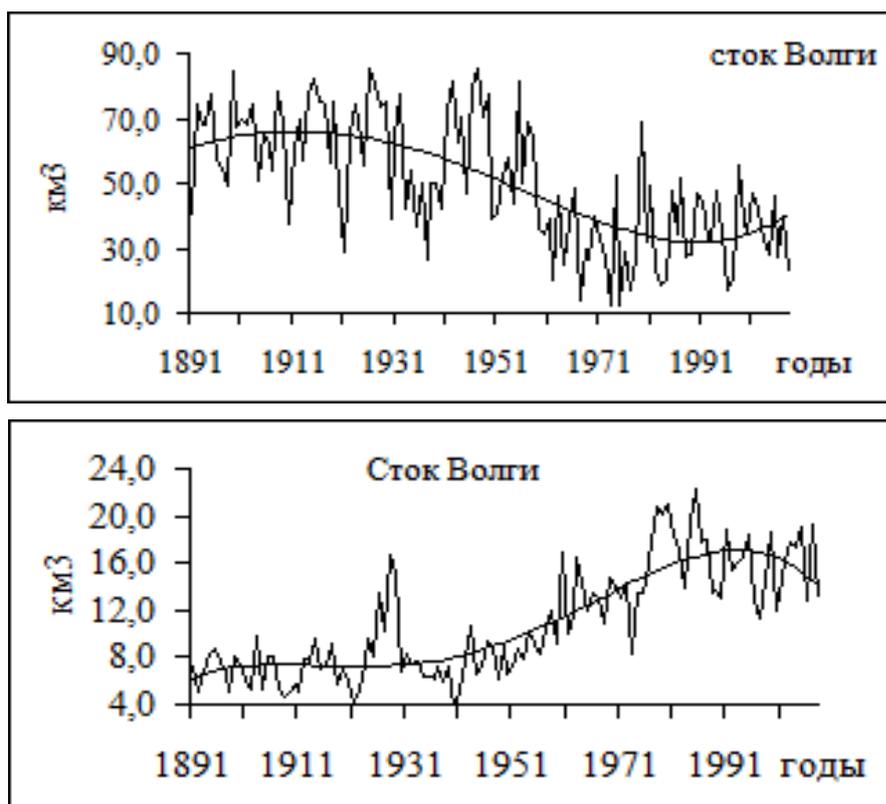
К числу основных факторов, определяющих колебания уровня моря, наряду с главным фактором – климатической изменчивостью, относятся тектонические процессы, изменяющие объём каспийской впадины, и антропогенная деятельность в морском бассейне. Повышение уровня Каспийского моря в конце XX столетия обусловлено частично антропогенным воздействием на гидрологический режим залива Кара-Богаз-Гол и снижением объёмов безвозвратных изъятий речного стока. Перекрытие пролива Кара-Богаз-Гол и последующая регулируемая незначительная подача морских вод а залив в 1980-1992 гг. способствовали повышению уровня моря примерно на 40 см или 20% его современного подъема.

В результате ликвидации плотины и возобновления естественного поступления в залив морской воды повышение уровня было меньше возможного примерно на 30 см. Наиболее значительное снижение уровня, связанное со стоком в Кара-Богаз-Гол, составило около 12 см (1995г.), когда в залив поступило свыше 46 км<sup>3</sup> морской воды. Это снижение обусловлено в основном антропогенным фактором, так как в естественных условиях многоводных лет и при более высоких отметках уровня максимальное снижение уровня, вызванное оттоком морских вод в залив, составляло в начале XX столетия 7 см слоя. После 1995 г. ежегодное снижение уровня за счёт влияния этой отрицательной составляющей водного баланса происходило в среднем на 5 см (4-7 см).

На протяжении XX столетия снижение уровня моря под влиянием различных водохозяйственных мероприятий в бассейне Каспийского моря значительно менялось. В 1930-1940-ые гг. снижение уровня не превышало 2-3 см/год. Около 350 км<sup>3</sup> речного стока использовано в 1950-1960-ые годы на заполнение водохранилищ Волжско-Камского каскада, что приводило к ежегодному снижению уровня моря в среднем на 7 см. Максимальные объёмы безвозвратные изъятия речного стока в конце 1970-х - 1980-х гг. приводили к снижению уровня на 10-12 см/год. В настоящее время ежегодное

снижение уровня моря, обусловленное безвозвратными изъятиями, не превышает в среднем 4-7 см слоя.

Антропогенным фактором, а именно зарегулированием водного стока, объясняется существенное его перераспределение между различными сезонами года. В период половодья объем стока снизился в связи с заполнением водохранилищ, а зимой повысился в связи с их сработкой. Наиболее ярко эти изменения отразились на изменениях объема стока в июне и январе (рис. 2). Так, в начале XX столетия (1900-1929 гг.) в июне в море поступало в среднем 27% годового стока (66 км<sup>3</sup>/год), тогда как в период последнего подъема уровня, в 1978-1995 гг., объем июньского стока сократился до 14% (37 км<sup>3</sup>/год).



**Рис.2.** Многолетняя изменчивость стока Волги (км<sup>3</sup>) в июне (вверху) и январе (внизу)

Можно отметить, что современное воздействие антропогенной деятельности на межгодовые изменения уровня весьма незначительно и определяет, главным образом, его внутригодовую изменчивость.

Оценка геолого-тектонических процессов показала их незначительное участие в межгодовой изменчивости уровня моря, которое не может быть соизмеримо с климатическим и антропогенным воздействием. В современную геологическую эпоху разнонаправленные вертикальные смещения дна каспийской впадины, обусловленные тектоническими процессами в различных её частях, в большинстве случаев не превышают  $\pm 2,5\div 5,5$  мм/год. Наиболее существенные тектонические движения наблюдались в районе ГМС Баку, где происходило отчётливое опускание нуля футштока (около 1 см в год), продлившееся до 1978 г., после чего направление вертикальных смещений поменяло свой знак. За период с 1830 по 1977 гг. отметка нуля Бакинского футштока опустилась на 50 см, а общее снижение уровня моря за это время произошло на 3,2 м. В конце 1970-х гг. было также отмечено изменение направления вертикальных движений в пунктах Ф. Шевченко и Красноводск. Высотное положение нулей футштоков ГМС Махачкала, Ф. Шевченко, Куули-Маяк и Туркменбаши (Красноводск) изменяется весьма незначительно.

Современная межгодовая изменчивость уровня (+36 ÷ -40 см за период с 1978 по 2009 гг., в т.ч. за счет антропогенного воздействия в среднем не более 4-7 см слоя ежегодно) существенно выше реальных вертикальных смещений, обусловленных тектоническими процессами. Таким образом, колебания уровня Каспийского моря обусловлены в основном сочетанием климатических и антропогенных факторов. Как показали многочисленные исследования, климат – это основной фактор, определяющий вековые, многолетние и сезонные изменения уровня моря.

Таким образом, анализ климатообразующих факторов и оценка их влияния на гидрометеорологические условия каспийского бассейна в XX-XXI столетиях позволил наиболее объективно и всесторонне отразить динамику сложных гидрометеорологических процессов и колебаний уровня моря в условиях глобальной климатической изменчивости и антропогенного влияния на режим моря. Были получены статистически значимые причинно-следственные зависимости изменчивости циркуляционных процессов и колебаний уровня моря.

Формирование гидрометеорологических процессов в бассейне Каспия связано с крупномасштабными процессами взаимодействия океана и атмосферы, развивающимися над Северной Атлантикой. Установлено, что длительные однонаправленные изменения уровня – регрессии или трансгрессии происходят в условиях глобальной климатической изменчивости, проявляющейся в пределах всего Атлантико-Европейского сектора северного полушария. Так, в условиях аномального развития процессов антициклонической циркуляции в 1930-1941 гг. и 1970-1977 гг. происходило понижение уровня моря (соответственно на 1,8 и 0,7 м). Установление циклонических процессов в 1978-1995 гг. привело к его резкому повышению (на 2,4 м).

В результате оценок влияния барико-циркуляционных процессов на гидрометеорологические условия каспийского бассейна в большинстве случаев были получены статистически значимые зависимости между индексами циркуляции и гидрометеорологическими элементами; тренды, выделенные в многолетних рядах климатообразующих и гидрометеорологических характеристик, свидетельствуют о крупномасштабных процессах, обусловленных современной климатической изменчивостью.

Исследования, проведенные по инструментальным данным за 1952-1998 гг., подтверждают прежде всего связь приращений уровня со стоком рек. Приращения уровня моря ( $\Delta H$ ) определяются влиянием стока на 84 %. Наиболее значительна связь приращений уровня с западной (0,55) и восточной циркуляцией (-0,45), а с северо-атлантическим (САК) и южным (ЮК) колебаниями – менее существенна (соответственно 0,29 и минус 0,28). Связь приращений уровня с ЮК и развитием антициклонических процессов циркуляции над морской акваторией определяется отрицательной корреляцией (соответственно, -0,48 и -0,36).

Отсутствие статистически значимых зависимостей между составляющими водного баланса Каспия и САК объясняется наличием двух фаз развития этого колебания – отрицательной и положительной, в течение которых его влияние на гидрометеорологический режим моря различно. Исследования показали, что изменение фазы САК приводит к существенной перестройке атмосферной циркуляции Атлантико-Европейского региона и, в частности, обуславливает сдвиг траекторий циклонов. В период отрицательной фазы (преобладание меридиональных процессов, развитие блокирующих ситуаций в Северной Атлантике) ось траекторий зимних циклонов сдвинута к югу и максимальный перенос тепла и влаги направлен в южную и центральную Европу. В период положительной фазы (преобладание зональных процессов) ось сдвинута к северу и максимальный перенос тепла и влаги направлен на северную Европу и Скандинавию (Нестеров, 2003).

Связь стока рек с развитием западной (W) формы циркуляции составила за период исследований 0,38. Развитие антициклонических процессов в районе Азорского

максимума, на юге Европейской территорией и в юго-западной Сибири отрицательно влияет на сток, связь выражается соответственно коэффициентами -0,45, -0,35 и -0,45. Отрицательная зависимость наблюдается также между индексом ЮК и стоком рек (-0,41). Отметим, что привлечение к исследованиям различных индексов циркуляции не только северного, но и южного полушарий для анализа гидрометеорологических условий каспийского бассейна и колебаний уровня моря требует более ответственного отношения, так как не всегда наличие значимых коэффициентов корреляции свидетельствует о наличии физически обоснованной связи.

Наиболее значительные корреляционные связи наблюдаются только в эпохи аномального развития форм циркуляции. Неустойчивый характер связи элементов гидрометеорологического режима с циркуляционными процессами глобального масштаба объясняется, главным образом, их эпохальным развитием, сменой одного типа циркуляции другой формой. Каждой циркуляционной эпохе соответствует свой гидрометеорологический режим и уровень моря. Поэтому при разработке прогностических зависимостей необходимо это учитывать.

Обнадеживающие результаты получены при разработке моделей множественной линейной регрессии для уровня моря и его приращений с различной заблаговременностью процессов развития W, E и C форм циркуляции. Сочетание глобальных и региональных режимообразующих факторов в моделях позволяет улучшить качество модели, но, к сожалению, не всегда количество предикторов или недостаточно корректный их выбор при построении прогностических моделей способствует усовершенствованию модели, а лишь вносит дополнительные трудности. Надеемся, что включение ряда других предикторов, имеющих более длительную базу наблюдений, позволит продвинуться вперед при решении этой сложнейшей проблемы.

Наиболее сложным и трудным вопросом остается вопрос о возможных тенденциях изменчивости уровня моря. Большинство существующих в настоящее время прогнозов уровня указывают на вероятность его повышения. В то же время, некоторые авторы предполагают, что в ближайшее время подъем уровня замедлится и произойдет его стабилизация. Стабилизирующим фактором послужит восстановленный со второй половины 1992 г. сток морских вод в залив Кара-Богаз-Гол.

Анализ крупномасштабных изменений уровня Каспия свидетельствует о том, что в далекой перспективе вероятность продолжения регрессивного развития естественного хода уровня весьма очевидна. Этой точки зрения придерживаются многие исследователи (Абузяров, 2003; Рычагов и др., 1994; Свиточ и др., 1996 и др.), по мнению которых падение уровня в недалеком будущем является вполне вероятным. Данный вывод напрашивается также и из результатов анализа уровня за период инструментальных наблюдений, свидетельствующего, что подъемы уровня являлись кратковременными эпизодами.

Следует отметить, что ни в одном из прогнозов, выполненных в последние годы, не было предсказано снижение уровня с 1996 по 2001 г., поскольку практически все рассмотренные методы позволяют прогнозировать в основном только трендовую составляющую, а не мелкие флюктуации. Является ли снижение уровня с 1996 г. флюктуацией или свидетельством того, что уровень моря находится в стадии перехода к последующей регрессии? Ответить на эти вопросы пока трудно, т.к. они напрямую связаны с прогнозом климатической изменчивости, в частности, с развитием атмосферных процессов, определяющих межгодовую изменчивость основных составляющих водного баланса.

#### **Список использованной литературы**

Абузяров З. К. Технология прогноза тенденций изменения уровня Каспийского моря на перспективу 6 и 18 лет // Гидрологические аспекты проблемы Каспийского моря и его бассейна. СПб.: Гидрометеиздат, 2003. С. 351- 363

- Гирс А.А. Эпохальные преобразования форм атмосферной циркуляции и связанные с ними колебания уровня Каспийского моря // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1957. №1. С.102-108.
- Нестеров Е.С. О связи индексов колебаний циркуляции атмосферы и уровня Каспийского моря. Гидрологические аспекты проблемы Каспийского моря и его бассейна. СПб.: Гидрометеоздат, 2003. С.323-326.
- Рычагов Г.И., Варущенко А.Н., Лукьянова С.А., Никифоров Л.Г. Палеогеографические аспекты прогноза колебаний уровня Каспийского моря // Водные ресурсы. 1994. Т. 21. № 5. С. 500-505.
- Свиточ А.А., Янина Т.А. Будущее Каспия - в его прошлом // Природа. 1996. № 2. С.45-57.

## **ПРОБЛЕМА ДОЛГОСРОЧНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ УРОВНЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ**

**В.Н. Малинин**

Российский государственный гидрометеорологический университет,  
Санкт-Петербург, Россия  
[malinin@rshu.ru](mailto:malinin@rshu.ru)

### **Аннотация**

Рассматривается предложенная автором модель фоновых колебаний уровня Каспийского моря (УКМ), основанная на концепции естественных климатических периодов (ЕКП), для каждого из которых характерно определенное равновесное положение УКМ, называемое уровнем тяготения, при котором приходная и расходная части водного баланса моря взаимно уравновешиваются. Дана характеристика особенностей современного ЕКП, продолжительностью не менее 40 лет, начавшегося в 1978 г. Наиболее вероятное значение уровня тяготения для данного ЕКП можно принять равным  $26,6 \pm 0,2$  м. Указывается, что в настоящее время УКМ перешел в стадию стабилизации, и предполагается, что в течение, по меньшей мере, ближайшего десятилетия он будет испытывать случайные колебания чуть ниже уровня тяготения с относительно небольшой амплитудой.

### **Введение**

Важнейшей задачей прогноза уровня Каспийского моря (УКМ) является его оценка на несколько десятилетий вперед. В основном для этой цели применяются вероятностные и чисто статистические методы, принципиальный недостаток которых состоит в том, что они лишь косвенно учитывают причинно-следственные связи колебаний УКМ с определяющими факторами. Детальный обзор результатов долгосрочного прогнозирования УКМ этими методами дается в работе Е.А. Леонова (2010), в которой представлены данные более 20 публикаций на эту тему. Диапазон прогностических оценок УКМ находится в пределах от -20 м БС до -31 м БС, т.е. огромен.

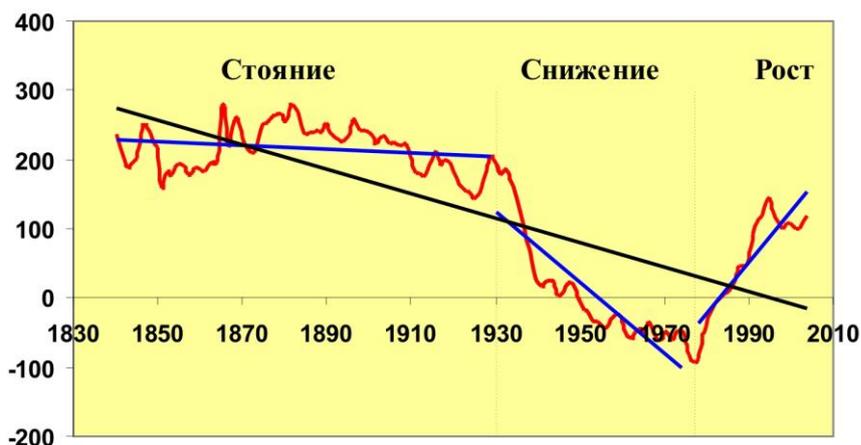
При установлении четких физических закономерностей колебаний уровня моря появляется возможность их аналитического описания и прогноза. Вероятно, первой в данном направлении является работа А.Б. Казанского (1994), который для этой цели использовал уравнение водного баланса моря. В результате он получил без учета действия морфометрического фактора нелинейную зависимость изменения уровня от определяющих факторов для периода повышения уровня после 1977 года. Интересной ее особенностью является то, что она имеет асимптотический вид, причем линия асимптоты проходит несколько ниже -25 м, а стадия стабилизации уровня режима наступает после 2020 г.

### **Основная часть**

В 1999 г. автором (Малинин, 1999) предложена физически более обоснованная модель фоновых колебаний УКМ, основанная на концепции «естественных

климатических периодов» (Малинин, 1994). Под естественным климатическим периодом (ЕКП) понимается достаточно длительный промежуток времени, в течение которого колебания уровня являются относительно однородными. В результате имеем три типа ЕКП: длительный подъем, длительное падение и стояние уровня. Выделение ЕКП осуществлено за последние 2000 лет, т.е. с начала нашей эры, на основе восстановленного по десятилетиям хода уровня моря (Варущенко, Варущенко, Клиге, 1987). Хотя при этом точность палеоклиматической реконструкции хода уровня практически не поддается контролю, тем не менее, она позволяет, пусть приближенно, оценить точки перелома в долговременных изменениях уровня и их продолжительность. Заметим, что при выделении стояния уровня принимались его изменения с амплитудой менее 1 м.

Всего было выделено 38 ЕКП (табл. 1), из них 15 - с монотонным ростом уровня, 15 - с монотонным падением и 8 - характеризующихся стоянием уровня. Последний, 39-й ЕКП (рис. 1), начался в 1978 г. с длительного подъема уровня. Из данных, приведенных в табл. 1, следует, что минимальная продолжительность каждого из 38 ЕКП составляет 40 лет, в то время как максимальная может быть в два раза больше. Это означает, что, по крайней мере, до 2020 г. должна сохраниться многолетняя фаза в колебаниях уровня и, следовательно, на этот срок возможно составление сверхдолгосрочного прогноза. Можно отметить также, что в среднем естественный климатический цикл колебаний уровня составляет около 110 лет и является определяющим в его межгодовом ходе.



**Рис. 1.** Схема выделения естественных климатических периодов (ЕКП) в колебаниях уровня Каспия. За нуль принята отметка -28 м БС.

**Таблица 1**

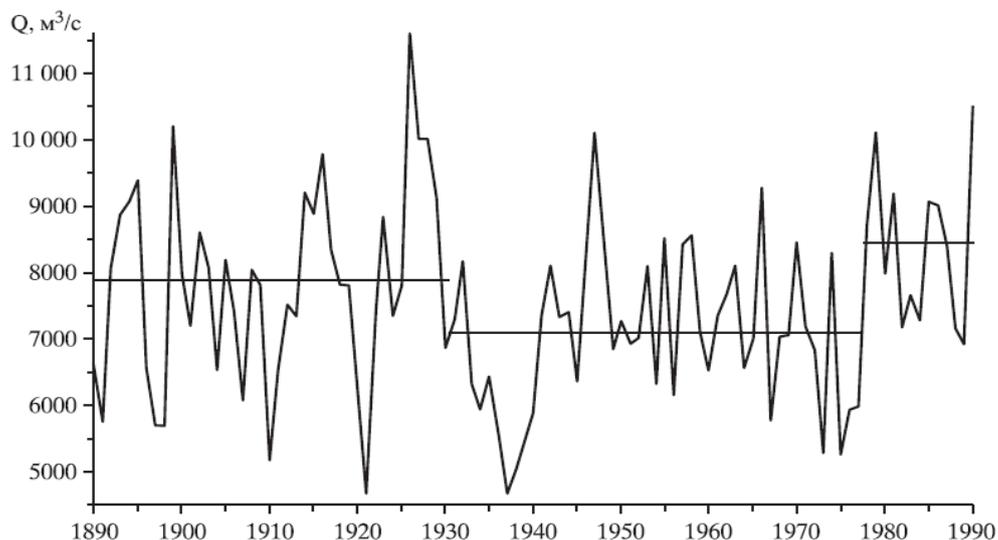
Характеристики естественных климатических периодов в колебаниях уровня Каспия с начала нашей эры по настоящее время

Характеристика	Число ЕКП	Продолжительность ЕКП, число лет			Градиент, см/год		
		средняя	максимальная	минимальная	средний	максимальный	минимальный
Рост	15	53	100	40	6.32	11.5	2.6
Падение	15	54	80	40	6.68	11.2	2.4
Стояние	15	46	60	40	1.61	2.2	0.8

Для первых двух типов ЕКП характерны резкие однонаправленные колебания уровня в начале периода, связанные со скачкообразным изменением составляющих

водного баланса моря и прежде всего стока Волги. О главенствующей роли стока Волги в межгодовой изменчивости УКМ говорится и в работе (Шикломанов, Георгиевский, Шалыгин, 2003). Вследствие этого уровень тяготения, представляющий собой некий равновесный уровень, при котором приходная и расходная части водного баланса моря взаимно уравниваются, очень быстро «перескакивает» из одного равновесного положения в другое. Такой характер длительных однонаправленных изменений уровня составляет суть первой (начальной) стадии ЕКП. В результате действия морфометрического фактора, роль которого быстро нарастает с увеличением продолжительности ЕКП, колебания уровня постепенно уменьшаются и, в конце концов, наступает стадия его стабилизации. В приближении реального уровня к равновесному и состоит суть второй (конечной) стадии ЕКП. Отметим, что такое понимание уровня тяготения моря принципиально отличается от ее традиционной трактовки (Раткович, 1993), согласно которой он принимается как некоторая константа за многолетний промежуток времени.

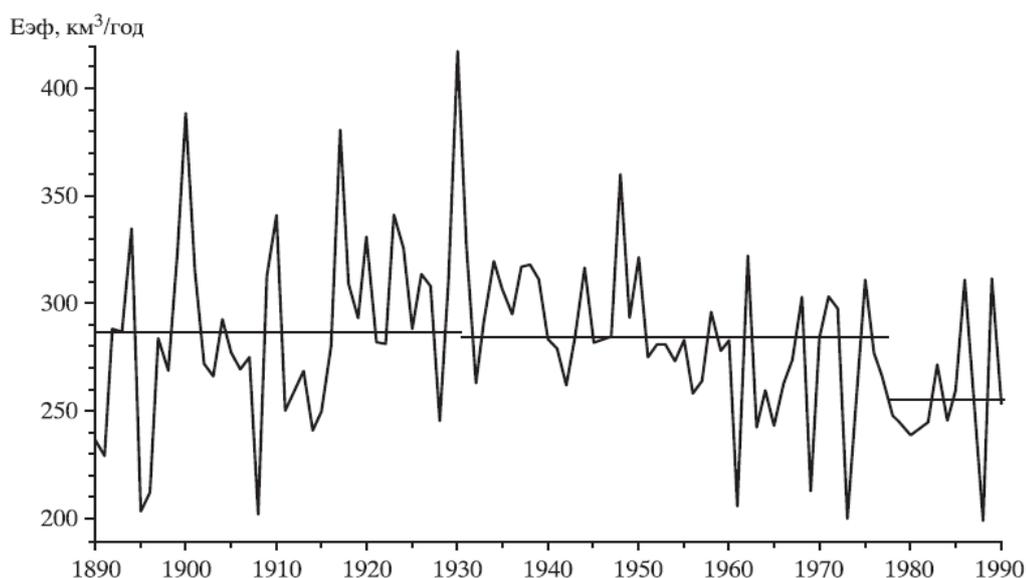
Основной причиной, обуславливающей смену ЕКП, является воздействие внешних стокоформирующих факторов на межгодовые колебания стока Волги (Малинин, 1994; Малинин, 2009), который «перескакивает» из одного стационарного режима в другой почти мгновенно. Это наглядно видно на рис. 2, на котором изображена кривая межгодовой изменчивости стока Волги за столетний (1890-1990 гг.) период. Хотя в целом для колебаний стока Волги характерна нестационарность, тем не менее, нетрудно выделить три достаточно длительных периода, в течение которых колебания стока являются относительно однородными. Это период стояния уровня 1890-1929 гг. (37-й ЕКП или 1-й по инструментальным наблюдениям), характеризующийся средним значением стока Волги у г. Самары  $\bar{Q}_1 = 7800 \text{ м}^3/\text{с}$ , период падения уровня 1930-1977 гг. (38-й ЕКП) с  $\bar{Q}_2 = 7000 \text{ м}^3/\text{с}$  и, наконец, период роста, начавшийся с 1978 г., среднее значение стока для которого приблизительно составляет  $\bar{Q}_3 = 8400 \text{ м}^3/\text{с}$ .



**Рис. 2.** Многолетние изменения стока Волги у г. Волгограда. Прямые линии – средние арифметические оценки стока для отдельных ЕКП.

Гораздо менее отчетливо выражена аналогичная перестройка в межгодовых колебаниях эффективного испарения  $E_{эф}$  (рис. 3), т.е. разности между испарением и выпавшими на акваторию моря осадками. Не в последнюю очередь это связано с наличием заметной трендовой составляющей в ходе  $E_{эф}$ , которая практически отсутствует в изменениях речного стока. Определенные различия в значениях  $E_{эф}$  заметны только при переходе от 2-го ЕКП к 3-му ЕКП. Таким образом, именно

быстрая реакция стока Волги на изменения внешних стокоформирующих факторов обуславливает почти мгновенный переход с одного уровня тяготения на другой, т.е. смену ЕКП. Заметим, что вопрос о множественности состояний уровня тяготения уровня Каспия рассматривался в работе (Хубларян, Найденов, 1991), хотя и с иных позиций.



**Рис. 3.** Межгодовая изменчивость эффективного испарения с акватории Каспийского моря. Прямые линии – средние арифметические оценки эффективного испарения для отдельных ЕКП.

Кроме того, из самой сути понятия ЕКП вытекает гипотеза локальной стационарности составляющих водного баланса моря как минимум в пределах одного ЕКП. Это существенно облегчает задачу предвычисления, в том числе аналитического, уровня моря в пределах ЕКП.

В дифференциальном виде уравнение водного баланса моря с достаточной для практических целей точностью может быть записано как

$$dV/dt = Adh/dt = (a_1 + 2a_2h)dh/dt, \quad (1)$$

где  $A$  – объем водной массы моря,  $a_1$  и  $a_2$  – эмпирические коэффициенты, с высокой точностью связывающие линейной зависимостью объем моря с его уровнем  $h$ . При этом величина  $h$  отсчитывается вверх от некоторого начального уровня  $h^*$ , причем ниже  $h^*$  водная масса моря считается неизменной. В качестве  $h^*$  удобно принять отметку -38 м БС, выше которой морфометрические характеристики известны.

Данное уравнение нетрудно решить аналитически относительно уровня при некоторых дополнительных условиях, накладываемых на  $dV/dt$  [5,6]. Как уже отмечалось выше, начальная стадия ЕКП характеризуется быстрыми, почти линейными изменениями уровня. Этому хорошо соответствует условие

$$dV/dt = \text{const} = C, \quad (2)$$

т.е. постоянство изменений объема моря под воздействием межгодовых колебаний составляющих водного баланса моря.

Подставляя (2) в (1) и интегрируя его, нетрудно получить квадратное уравнение, описывающее изменение уровня во времени

$$a_2h^2 + a_1h - a_1h_1 - a_2h_1^2 - Ct = 0, \quad (3)$$

где  $h_1$  – начальный уровень, соответствующий первой стадии ЕКП. Отметим, что только положительный корень данного уравнения отвечает решению задачи. При этом, если  $C > 0$ , то уровень повышается, если  $C < 0$ , то уровень, наоборот, понижается. Если принять для 2 ЕКП  $C = -66$  км<sup>3</sup>/год (1930-1940 гг.), а для 3 ЕКП  $C = 45$  км<sup>3</sup>/год (1978-1992 гг.), то формула (3) довольно точно описывает ход уровня в указанные промежутки времени.

Естественно, что в результате резкого нарастания действия морфометрического фактора величина  $dV/dt$  будет быстро уменьшаться, причем стабилизация уровня к концу ЕКП возможна только при значениях  $dV/dt$  стремящихся к 0. Очевидно, этим условиям достаточно хорошо должна соответствовать экспоненциальная зависимость вида

$$dV/dt = C \exp(-t/\alpha), \quad (4)$$

где  $\alpha$  – параметр инерционности, показывающий скорость затухания колебаний изменений объема моря во времени. При  $t=0$   $dV/dt=C$ , т.е. начальный момент времени соответствует окончанию расчета по формуле (3).

Интегрируя уравнение (1) после подстановки в него (4), получаем квадратное трансцендентное уравнение

$$a_2h^2 + a_1h - \alpha C(1 - \exp(-t/\alpha)) - h_2(h_2a_2 + a_1) = 0, \quad (5)$$

где  $h_2$  – уровень, соответствующий началу второй стадии ЕКП. Данное уравнение имеет единственное положительное решение

$$h = -\frac{a_1}{2a_2} + \sqrt{\left(\frac{a_1}{2a_2}\right)^2 + \frac{\alpha C(1 - \exp(-t/\alpha)) + h_2(h_2a_2 + a_1)}{a_2}}. \quad (6)$$

Из анализа данной формулы следует, что она имеет асимптотический вид, причем приближение к линии асимптоты происходит достаточно быстро уже при сравнительно небольших значениях  $t$ . Линия асимптоты (при росте  $t$ ) соответствует уровню тяготения моря  $Z^*$

$$Z_* = -\frac{a_1}{2a_2} + \sqrt{\left(\frac{a_1}{2a_2}\right)^2 + \frac{\alpha C + h_2(h_2a_2 + a_1)}{a_2}}. \quad (7)$$

Отсюда видно, что уровень тяготения может быть предвычислен только по «внутренним» параметрам водоема, причем все они известны уже после окончания первой стадии ЕКП. Этим формула (7) принципиально отличается от традиционной формулы для оценки уровня тяготения с учетом «внешних» параметров

$$Z_* = (Q - a_1E_{\text{эф}})/(a_2E_{\text{эф}}), \quad (8)$$

где  $Q$  – суммарный приток речных и подземных вод к морю,  $E_{\text{эф}}$  – слой (м) эффективного испарения с акватории моря. Отсюда следует, что для вычисления  $Z^*$  по этой формуле нужно иметь оценки  $Q$  и  $E_{\text{эф}}$  в целом за весь ЕКП.

Опуская технические детали определения параметра  $\alpha$  как некоторой функции морфометрических характеристик, уровня тяготения и компонент водного баланса, сразу же приведем его наиболее вероятное значение:  $\alpha = 8,0$ . Модельные расчеты

показали, что даже при больших изменениях параметра инерционности ( $\alpha=8,0\pm4,0$ ) уровень тяготения меняется примерно на  $\pm 20$  см.

Теперь нетрудно рассчитать зависимость  $h$  от  $t$ . Используя в качестве начального уровня для 2 ЕКП  $h_2=10,21$  м (1940 г.), а для 3 ЕКП  $h_2=11,36$  м (1995 г.), выполним расчет межгодового хода уровня до 2020 года (рис. 4).



**Рис. 4.** Сопоставление фактических (1) и вычисленных (2) межгодовых изменений уровня моря

Прежде всего отметим, что вычисленные значения уровня Каспийского моря хорошо отражают его долговременные (фоновые) изменения в пределах ЕКП: быстрое падение (рост) в течение I стадии и процесс стабилизации во время II стадии. Но, поскольку сформулированная выше модель не учитывает в явном виде конкретные колебания составляющих водного баланса год от года, то естественным является расхождение между вычисленными и фактическими значениями уровня, особенно заметное во время II стадии 2 ЕКП, когда стандартная ошибка модели достигает 35 см в год.

Кроме того, принципиально важным является прогностический эффект данной модели. Действительно, по формуле (7) нетрудно вычислить уровень тяготения с большой заблаговременностью, а также фоновые изменения уровня в пределах ЕКП. Однако определение уровня тяготения в значительной степени зависит от точности оценки начала 2-й стадии ЕКП. Так, расчеты для 2 ЕКП показали, что если принять переход от первой стадии ЕКП ко второй в 1940 г., то уровень тяготения  $Z_*=9,06$ . Если же за такой переход принять, например, 1938 г., то величина  $Z_*$  окажется уже на 0,5 м выше.

Для расчета уровня тяготения для 3 ЕКП, примем, что переход к его второй стадии произошел в 1995 г., когда  $h_2=11,36$  м. В этом случае по формуле (7) получим  $Z_*=-25,66$  м. При этом уже к 2020 году уровень моря может достигнуть отметки -25,64 м т.е. асимптотически приблизиться к  $Z_*$ .

Следует иметь в виду, что эти результаты получены в предположении о частичном отсутствии оттока морских вод в залив Кара-Богаз-Гол (КБГ), характерном для первой стадии ЕКП. После разрушения дамбы в 1992 г. в течение 1993-1996 гг. наблюдались очень значительные расходы воды в пролив КБГ, которые к 1995 г. достигли  $1800 \text{ м}^3/\text{с}$ . Однако затем было достигнуто динамическое равновесие уровней залива и моря и расходы морских вод в последующие годы заметно снизились. При отметках уровня выше -28 м величина стока в КБГ становится почти постоянной и может быть принята примерно  $16-18 \text{ км}^3/\text{год}$  (Фролов, 2003). Влияние оттока воды в

залив будет сказываться и на уровне тяготения моря, который в этом случае определяется по формуле (Фролов, 1998)

$$Z^* = (Q - a_1 E_{эф}) / (a_2 E_{эф} + \lambda), \quad (9)$$

где  $\lambda$  - коэффициент, характеризующий изменение годового оттока морской воды в залив при изменении уровня на 1 м.

Если допустить, что дамба в 1992 г. не была бы разрушена, то оценка  $h_2=11,36$  м в 1995 г. могла бы составить примерно на 30 см выше. В этом случае уровень тяготения  $Z^*$  должен был достигнуть отметки около -25,3 м. Наоборот, при условии динамического равновесия уровней залива и моря с 1992 г. уровень в 1995 г. был бы примерно на 20 см ниже  $h_2=11,36$  м. Тогда с учетом формулы (9) уровень тяготения может приблизиться к отметкам -26,6; -26,8 м. Следовательно, сток в КБГ оказывает значительное влияние на формирование уровня тяготения моря и тем самым на фоновые колебания УКМ.

### **Заключение**

Наиболее вероятное значение уровня тяготения можно принять равным  $26,6 \pm 0,2$  м. Заметим, что после 1998 г. уровень моря колебался вблизи отметки -27 м. Очевидно, что уровень перешел в стадию стабилизации и в течение, по меньшей мере, ближайшего десятилетия будет испытывать случайные колебания чуть ниже уровня тяготения с относительно небольшой амплитудой.

*Работа выполнена в рамках Федеральной целевой программы  
«Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009-2013 годы  
(контракт № 14.740.11.0201) по направлению «Океанология».*

### **Список использованной литературы**

- Варущенко С.И., Варущенко А.Н., Клиге Р.К. Изменения режима Каспийского моря и бессточных водоемов в палеовремени. М.: Наука, 1987. 240 с.
- Казанский А.Б. Возможный подход к прогнозу возрастания уровня Каспийского моря // Доклады РАН. 1994. Т.338. № 4.
- Леонов Е.А. Космос и сверхдолгосрочный гидрологический прогноз. СПб.: Алетейя Наука, 2010. 352 с.
- Малинин В.Н. Проблема прогноза уровня Каспийского моря. СПб.: Изд. РГГМИ, 1994. 160 с.
- Малинин В.Н. Об аналитическом подходе к оценке фоновых изменений уровня Каспийского моря // Труды РГГМУ. Вып.123. 1999. С.189-201.
- Малинин В.Н. Долгосрочное прогнозирование уровня Каспийского моря // Изв. РАН. Сер. геогр. 2009. №6. С.7-16.
- Раткович Д.Я. Гидрологические основы водообеспечения. М.: Изд. ИВП РАН, 1993. 428 с.
- Фролов А.В. Влияние возобновления оттока в Кара-Богаз-Гол на многолетние колебания уровня Каспийского моря // Метеорология и гидрология. 1998. № 7. С. 87 – 97.
- Фролов А.В. Моделирование многолетних колебаний уровня Каспийского моря: теория и приложения. М.: ГЕОС, 2003. 171 с.
- Хубларян М.Г., Найденов В.И. О тепловом механизме колебаний уровня водоёма // Доклады АН СССР. 1991. Т. 319. № 6. С. 1438-1444.
- Шикломанов И.А., Георгиевский В.Ю., Шалыгин А.Л. Причины повышения уровня Каспийского моря // Гидрометеорологические аспекты проблемы Каспийского моря и его бассейна. СПб.: Гидрометеоздат, 2003. С.254-266.

# INVESTIGATION OF THE CASPIAN SEA COASTLINE CHANGES IN THE PROVINCE OF GUILAN

Mohamad Reza Afshariyazad <sup>1</sup>, Alireza Ghodrati <sup>2</sup>

<sup>1</sup>Azad University in Rasht unit

[mafshariyazad@gmail.com](mailto:mafshariyazad@gmail.com)

<sup>2</sup>Agricultural and Natural Resources Research Center of Guilan

[ghodrati\\_2000@yahoo.com](mailto:ghodrati_2000@yahoo.com)

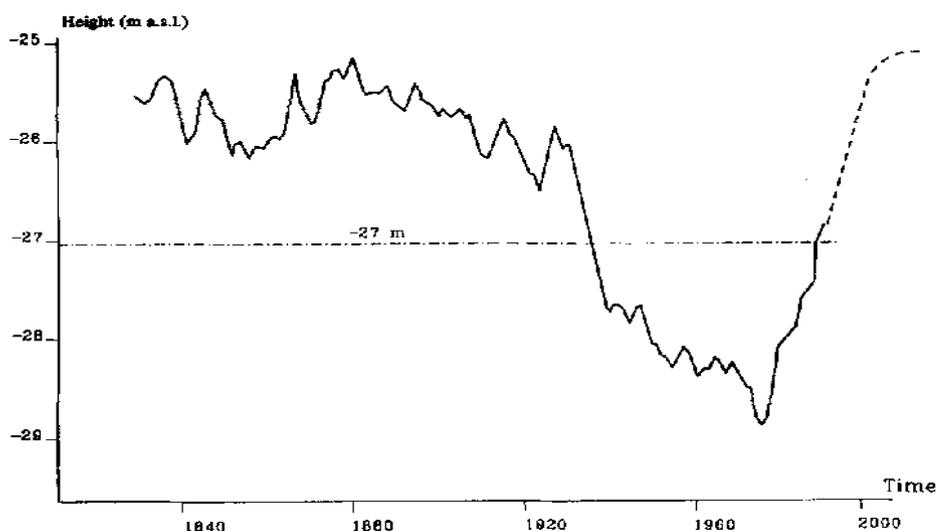
## Abstract

In the recent years, the coast line of the Caspian sea in the province of Guilan especially in the mouth of big rivers such as Sefidrud has changed increasingly due to the environmental continental and marine factors. The change of the coastline has made some damages. The changes of water flowing from the land, the differences in the land sediment levels and the situation of erosion in the coast line's sediments such as continental factor and the changes of sea level and the patterns of current and Caspian sea waves are the some changes that occurs in Caspian sea's coastlines. We study the causes of these factors in different regions of Guilan's coastline. On the other hand, using of aerial images of the 2 periods of years in 1967 and 1994 with the scale of 1/20000 and using the software such as Ilwis, Photoshop and the sediment levels could be estimated. Some geographic maps and topography with the scales of 1/20000, 1/50000, and space measurement used in order to complete the information in this research. The sedimentary units that we studied their changes are units that in geography introduced it as the quaternary unit. These units in the sedimentary environment are Qt<sub>1</sub>, Qt<sub>2</sub> and QM. That is related to land environment and Qts, Qsp units is belonged to land and Qt<sub>1</sub>, Qt<sub>2</sub>, Qt<sub>3</sub> is related to rivers environment and finally the Q<sub>2</sub>be, Q<sub>2</sub>b, Q<sub>2</sub>bm units are related to middle and under coast line figure. The Guilan's coastline progress under the sea erosion in Astaneh –Ashrafiye is nearly 84/08, In Talesh is 49/52, Anzali is 45/87, lasko-kelaye is 1430/69 and in Roudsar is 678/5 ha. Retrograde under the coastline's sediment in the coastline areas of Guilan province are included: in Astaneh Ashrafiye 276/99, Talesh 48/31, Anzali has not retrograde, laskokelaye 2/04 and Roudsar 5/46 ha.

## Introduction

The length of the Caspian sea in Guilan province, from Astara border to the last border of this province, is about 320 Km and it's width at the broadest point is 50 Km and in the narrowest point is 100 ms. The important rivers which enter the Caspian sea thought the southern basin include: Sepidroud, which origin in located far from Caspian sea banks. There are other small river which numbers in the south of Caspian in Guilan province is more than 74 basins. Guilan province has a moderate humid weather in all the plain parts and coastal low parts from rouser to Astara beach. The power of wind with 8/8 wind age scale shows the most speed while in the hot semester of the year, in April with average of 4/3 wind age scale has the least speed. The rate of rain across Guilan Coasts is varied from 980 mm to 1900 mm. From the beginning of systematic observations of Caspian sea level of water (in 1830), 4 periodical characteristics were identified: a relatively consistent period during 1830-1929 (25/5 ms), a rapid decrease of 1/7 ms during 1930- 1941 and then in 1942- 1977 there was a rapid decrease. At the end of this period the level if Caspian sea was at the lowest point in last 160 years, that is - 29 ms. the total decrease in level between 1900-1977 was 3ms. From 1978 the level of Caspian sea increased and now it has a relatively increase of 2/55ms. The transformation in the level of Caspian sea is possible to be the result of a factor or a mixture of different factors: The change of climate, technical activities and human activities. The effect of each factor as an effective one in total change of sea level isn't the same as the other. From the topology structure point of view, coastal area of Guilan between two coastal parts of Astara –poonel, and from poonel to the border of Mazandaran province is considerable. In the western area of Guilan, the present time's coastal terraces have formed a band with width of 2-8 Km which formation is related to intense movements of topology of Astara. Fault the depositions

of coastal area is often consisted of settles and alluvium boundaries which are separated from elevations. The coastal profile deposits are relatively in variation from rubble – stones to sand.



**Fig. 1.** The variations of the Caspian sea level

The views of land morphology of coasts of northern Iran are formed affected by different phenomena of topology of hydrodynamic and climate. Most of these views like delta of Sepidroud river's Sandy bank. The plains and coastal torrential fields are in group of views resulted from deposition and the transfer of deposits from land, the marine deposition, the waves and marine flows are important in their formation. Because of the sea deepness in southern coasts ' decrease and increase of sea level in different times has had no considerable effect on it and has had less in vision. The coastal edge in Guilan is consisted of accumulated deposits by rivers and dunes. In most areas the dunes cause the break between sea and ponds. In the areas in which rivers enter the sea, the coastline is clotted and often a swamp is created in their mouth.

### Methods

The Caspian sea is the biggest lake in the world and is located in the north of Iran and the South of Russia and it is in between northern latitude in 33 minute and 36<sup>0</sup> (the southwest area) until 47<sup>0</sup> and 7 minute (the northeast area ) and east distance 46<sup>0</sup> and 43' western until 54<sup>0</sup> and 50' eastern. Guilan province has temperate and humid weather. In addition, it is included all plains and low coastline. In doing, this project used some library study and viewing the previous works and the space measurement and GIS. Some information achieve from the aerial images 1/20000 of year 1346 and 1/2000 of year 1994 and Topography maps 1/50000 and the maps of the Geography and satellite's images and meteorological statistic and wave statistic, some scientific reports and related articles and some books about the different coast line of common wealth countries around the Caspian sea. The isolation of images between the periods of 1967-1994 was in form of aerial scan as a Gray Scale and with 200, 250 DPI. The images of scan were not margin and the images had the numbers to doing this stage, and providing photo Mosaic Orthophoto. They used the graphic software such as Photoshop. To unify the color of aerial images, they used the light and shade. They used the skewed tools in order to unify the map. Based on Topography maps, the connecting of images provided in sector of 15'. The result of this function was in distance of 15' and in the coastline area. After that, the limit of image in order to drawing and other function was sent to Ilwis environment. The GIS studies of Caspian Sea's coastline provided a classic study, Input,

process, and output of information and maps. The aims of this work was determining position of erosion and sediment in coastline and the natural factors in 2 period of photography, and determine the location of sediment and erosion.

## **Results**

The water proceeding in Guilan coasts has basic role in geomorphology transformations and deposit coastal units and transformation in their position. The erosion and deposition phenomena are concentrated mainly on specific areas, across Caspian coast, in erosion and deposition and coast lands which have transformed under influence of these processes, the division is done with geomorphologic point of view and same maps are provided.

Geomorphologic forms resulted from deposition in the region to different sedimentary environments, and on the basis of the kind and the constructive power, deposits are created in different environments of these forms. The ponds and coastal swamps.

Lagoons and swamps are morphological views which are observable in different parts of Guilan coast. The sea water proceeding and the entrance of rivers from upstream have caused the creation of these region has lead to trapping of deposits among them and the continuation of this matter has caused the expansion of lagoon coastlines in a wide range of Caspian sea coasts.

### **Anzali gulf**

The most famous gulf that can be said is Anzali gulf which is located in the southwestern and 40 km far from north of rash and is separated from the sea by means of a narrow sandy band in which sea forms one mouth and the connection way with sea the other mouth of it.

### **Dune, sandy bank, sand plain spilts**

One of the important bars and the coastal area geomorphologic views under study are dunes which are found in coastal regions. These dunes are under erosion and movement by means of waves and the swelling of wind in the region. The dunes in the region are most often in the form of transversal dunes.

### **Delta**

In Guilan coasts the great and famous delta of Sepidroud is the most famed delta in Caspian sea. Of course in gorgan round and other parts of Guilan it can be seen. The erosion deposits and coastal shores under deposition and the varieties without transformation in Sepidroud delta which is imminence to Caspian sea in kiasar region is clearly distinguishable.

### **Marine terraces**

Marine terrace is another land morphological views of eastern coasts of Caspian sea which formation is related to the change of seawater's level in a long-term period. The reason for these vacillations, is the change in climate conditions and the geological activities of Caspian sea bed. Generally in the area, 3 alluvium terraces in different levels of elevation are observable.

### **Flood plains and muddy areas**

One form resulted from deposition in coastal plains which belongs to the river circumstances is flood and muddy plain.

### **Alluvial fan**

At the foot of coastal terrace areas under study, where the elevations with steep gradient are limited to plains, the Conical shape deposit accumulations are created. These shapes can be seen in Talesh, Khotbe sara river. The general length of coast is relatively parallel with Astara fault and is northern – southern. The sandy bands among relatively great rivers are formed in the shape of parallel and curved bands.

### **Estuaries or shallow holes**

These holes behind sandy coasts are created as a result of water proceeding that water has had proceed and withdrawal after it's flow in these estuaries and has created a specific sight and view which some rivers are connected to them.

On the basis of space measurement and some pervious results, the causes of the changes in the sedimentary units were from different process, such as coast line erosion (progressing), sedimentary layers (under grading), making new sedimentary units and human activities in making ports, roads, cities and creating some small ponds behind the sandy hills and also some changes that occurs in coastline's morphology.

#### **1- Talesh region (Hashtpar)**

The west coast line of Caspian Sea in Talash region with leaving the sediments progress toward the sea nearly in distance 31/48 ha.

This region by the leaving sediments from rivers has created a coastline in distance 15/75. In addition, some areas that have remained under river's sediment are in distance 3/52 ha. The patterns of progressing and sediment are in Talash.

#### **2- Bandar Anzali region**

Based on coming results, we can see on the all region, coastline profile that coastline's sediments progress whit it. The space of it in the margin of Anzali coastline is 45/81 ha. Other process is not in this region. Totally the sediment patterns and progress is dominated on the leaving sediment.

#### **3- Astaneh-Ashrafiye region**

This region and Kiashahr coastline has the particular Morphology because of entering the water of Safidrood River and transporting of sediment and some short and long time changes in the movement line. This region has different from. The sediment space is 59/10 ha, and in the coastline is about 276/99 ha. Under grading of water and coastline sediment is about 48/08.

#### **4- Lasko Kalaye region**

This region is extended toward the Langroud and has sandy coastline. This coastline has curvature. The coastline sediment space in this region is in distance 1430/69 ha. This progress is the largest in the coastline region of Guilan province and leaving the sediment is few and is about 2/04 ha. The pattern in this region has been the sedimentary part and water progressing.

#### **5- Roodsar region**

This region is the continuation of Langrood coastline and it is toward the Chaboksar. It has the sandy coastline. The dominate pattern of this region is sediment pattern and water progressing. Moreover, its space is 678/50 ha. It is second space due to changes in the province. Leaving sediment is in the center of Roudsar that is around the west mouth of Paleroud river, and its space is about 5/46 ha. The sediment of cannels and rivers is 51/69 ha and the most rate of leaving sediment is about 84/68 ha. The coastline profile has extended toward the sea.

**Table 1:** Sedimentary units changes in the Bandar Anzali region (1967-1994)

No	Units	Area(ha) (1967)	Area(ha) (1994)	Changes (ha)
1	Backshore	45	33/8	-11/20
2	Farms	49/8	27/1	-21/62
3	Qal <sub>1</sub>	43/3	52/9	+9/62
4	Qsp	418	-	-418/9
5	Qt <sub>2</sub>	105/7	192	+86/2
6	Qt <sub>s</sub>	68/7	585/4	+516/6
7	Lagoon	74/2	7857/1	+1783/3
8	Urban areas	48/7	173/7	+125

**Table 2:** Sedimentary units changes in the Astane region (1967-1994)

No	Units	Area(ha) (1967)	Area(ha) (1994)	Changes (ha)
1	Backshore	207/9	65/1	-142/8
2	Farms	1017/9	181/4	-836/5
3	Qal <sub>1</sub>	353/3	476/6	+123/3
4	Qal <sub>2</sub>	169/6	103/8	-65/8
5	Qal <sub>3</sub>	1958/1	597/3	-1360
6	Qt <sub>2</sub>	2079/2	1786/3	-292/7
7	Qt <sub>s</sub>	602/1	338/5	-263/5
8	Lagoon	624/9	235/4	-389/5
9	Urban areas	78/8	14/2	-64/6

**Table 3:** Sedimentary units changes in the Laskuklaye region (1967-1994)

No	Units	Area(ha) (1967)	Area(ha) (1994)	Changes (ha)
1	Backshore	325/94	106/4	-219/5
2	Farms	1963/5	145/6	-1817/9
3	Qal <sub>1</sub>	14/8	-	-14/8
4	Qal <sub>2</sub>	60/3	35	-25/2
5	Qal <sub>3</sub>	3122	1843/1	-1278/9
6	Qsp	134/4	1283/33	+1148/8
7	Qt <sub>2</sub>	7431/8	2646/32	-4785/4
8	Qt <sub>s</sub>	1563	366/5	-1196/4
9	Lagoon	600.01	402.58	-197/4
10	Urban areas	111/9	47/3	-64/5

**Table 4:** Sedimentary units changes in the Rudsar region (1967-1994)

No	Units	Area(ha) (1967)	Area(ha) (1994)	Changes (ha)
1	Backshore	332	143/8	-189
2	Farms	1889/2	653/8	-1235/3
3	Qal <sub>1</sub>	176/5	173/7	-2/7
4	Qal <sub>2</sub>	247/9	366	-118/1
5	Qal <sub>3</sub>	665/6	3675/4	+3009/8
6	Qsp	1559/9	920/1	-639/7
7	Qt <sub>1</sub>	56/5	12/1	-44/3
8	Qt <sub>2</sub>	8237	6556/4	-1681/6
9	Qt <sub>s</sub>	347/6	43/6	-303/9
10	Rock unit	718/9	76/5	-642/4
11	Lagoon	79/8	82/8	+2/9
12	Urban areas	87/8	124/7	+36/8

**Table 5:** Sedimentary deposition changes in the Hashtrar-Talash region (1967-1994)

No	Units	Area(ha) (1967)	Area(ha) (1994)	Changes (ha)
1	Backshore	70/4	124/2	+53/7
2	Farms	381/7	1037/2	+655/6
3	Qal <sub>1</sub>	-----	275/4	+275/4
4	Qal <sub>2</sub>	83	424/8	341/8
5	Qal <sub>3</sub>	791/1	1315/6	+524/4
6	Qsp	166/5	424/9	+258
7	Qt <sub>1</sub>	271/5	144/7	-126/7
8	Qt <sub>2</sub>	899/6	7248/6	+6349/2
9	Qts	152/3	227/2	+74/8

The summary of conclusions in Guilan coastal area deposit morphology bars. In this table the sum of changes are shown as (+) and (-) which (+) indicates to an increase in extent of withdrawal and (-) indicates to decrease in water proceeding towards coast numbers and dispersion of bars. The difference between occurred changes in consequence of proceed and withdrawal and its effect on morphology form trans for motions has been calculated.

### **Conclusion**

In recent decade, the different natural and humanistic factors caused to increase the Caspian Sea level of water and it's changing. This increasing in the level of water has begun from 1967 and the increasing in it has caused drowning of a wide area. believes that increase and decrease in the Caspian Sea level of water consistently, every 30 or 35 years, occurs simultaneously with hot weather's alternation and drought (Berg, 1960). Now the greenhouse effect is the effective key factor on vacillation of the level of Caspian Sea in the wide field of it. According to the view of the contribution of climate in sea level changes is about 85%. In addition to the observation of changes periodically in Caspian Sea, the sudden changes can transform the morphology of coasts too, and make many areas useless (Shiklomanov, 1981).

With the proceeding of water same problems can be observed, like drowning of many residential and commercial areas in Anzali part and Astara, the gardens and farmlands from Langroud to Roudsar, the creation of fetid water and transformation of lands in Chamkhale, river-basins of Astara, Kiashahr and Lasko-Kalaye, the growth of reed and osier in the lands under influence of water proceeding and drowning of many farm lands. Because of the sand and gravel collection from river mouths the penetration of sea water and it's proceeding has increased and has caused the change of coast's morphology and changes in dispersion and kind of Guilan coast's plants (Ferren, Leidy, 2001). The withdrawal of dunes behind the coasts has lead to unassailability of coasts and proceeding of water and basic transformations in dispersion and has made the place of wave break deep and long. The collection of sand and gravel form coastlines too, has caused the change of sea level; and it's advance which has caused the erosion the erosion of many areas in coast and has with drowned the coastline.

In Guilan coasts the high waves have a considerable role in coast morphology (Bruun, 1962). The created waves, regarding the water proceeding in recent, decade have lead to the transferee of river's deposits and the parts which have terrestrial and drought source and are observed across Guilan coasts . In some coastal areas from west to east, the deposits of rivers are transferred by waves to different points and accumulated there , and this dispersion of deposits has a considerable role in changing the level of water. Regarding transferring of deposits in river mouth and the place of entrance to coast, these deposits accumulate. Most of these rivers from lands and the place of exit of river, join the sea. The transfer of deposits move by marine flows and waves, and accumulate in some parts of coast, then create a great area which is considerable from morphology point of view.

### **References**

- Berg S. Level of the Caspian Sea on historical maps // Press of Academy of Sciences of the USSR. Selected proceedings. 1960. Vol. 3. Pp. 281 – 326.
- Bruun P. The sea level rise as a cause of shore erosion // American society of civil engineers. Water ways and harbour division. 1962. 88. Pp. 117-130.
- Ferren W., Leidy R.A. Classification of California wetlands with coward in et method. 2001.
- Shiklomanov I.A. The anthropogenic influence on the basin runoff and the water balance and water stage of the Caspian Sea // Hydrological science. 1981. Vol 26. N 3.

# MODELING OF THE CASPIAN SEA LEVEL SEASONAL AND INTERANNUAL CHANGES

**Sergey Popov, Alexander Lobov**

«Hydrometeorological Center of Russia», Moscow, Russia

Tel.: +7 499 975 22 96 Fax: +7 499 255 93 07

[impi@yandex.ru](mailto:impi@yandex.ru)

## **Abstract**

Hydrodynamical model of the Caspian Sea, developed in Hydrometeorological Centre of Russia, allows calculations fields of three-dimensional current velocities in the baroclinic sea with prescribed at the sea level synoptic pressure fields. The data of NCEP reanalysis of pressure were used on the sea surface with a step time of 6 hours and 2,5\*2,5 degrees in space. Calculations of "marine reanalysis" level and currents of the Caspian Sea have been made on a grid of 3\*3 nautical miles. Twelve climatic values of the Volga runoff and twelve nonuniform in space climatic fields of the precipitation and evaporation differences have been used to simulate the seasonal changes of sea level for 60 years from 1948 to 2007. Modeling of sea level during 47 years from 1948 to 1993 with prescribed real monthly means values of the Volga runoff was made to simulate the interannual changes of sea level.

## **Introduction**

An important stage in the study of the Caspian Sea was the creation of the Atlas climatic thermohaline fields of the Caspian Sea (Kosarev, Tuzhilkin, 1995). Following the appearance of the data on the seasonal variability of temperature and salinity began to carry out calculations of the current velocities with using these data (Tuzhilkin, Kosarev et al, 1997). The progress in computational technique leads to more complete description of the physics of the phenomenon and increases the spatial resolution. Full three-dimensional model and the method of hydrodynamic adaptation were applied to calculate seasonal variability of the level and currents with using hydrological fields, which was the basis of the Atlas (Ibrayev, Sarkisian, Truhchev, 2001). Model had a resolution in the space of about 22 km and 20 vertical horizons. Monthly average climatic wind stresses were taken because the period of averaging has to correspond to the period averaging of hydrological data.

The appearance of the model with the calculation of temperature and salinity on the prognostic equations is a new stage of modeling of seasonal variability, and observations use only to set the initial conditions (Ibrayev, Kurdyumov, 2003). The flux of heat on the surface of the sea should be determined for the calculation of advection-diffusion equations of temperature. These fluxes are dependent on air temperature and sea surface temperature, which results in the calculation of transport-diffusion equation in a model of thermodynamics of the sea. The calculation was performed to establish, monthly mean atmospheric fields corresponding to 1982 were set on the surface, because this year the mean sea level is not changed and the river flow is balanced by evaporation from sea surface. Mean sea level, the kinetic energy and the temperature reached a quasi-periodic regime after 3 years of model calculations. This model has 9,3 km resolution in space and 22 vertical levels.

Formulation of the problem in (Kurdyumov, Oztsoy, 2004) similar to the work (Ibrayev, Kurdyumov, 2003), but model allows to calculate the storm situation owing to the use of 6-hourly wind fields. Model grid has horizontal resolution 4 km and 38 vertical levels.

The proposed model was initially used for the calculation of storm situations in the Caspian sea, leading to strong surges (Zilberstein, Popov et al, 2001). For the first time a numerical model scheme is shown in (Archipov, Popov, 1996). Model was used to calculate monthly mean climatic fields of sea level and currents by the method of hydrodynamic adaptation (Popov, 2004). Obtained by observations three-dimensional fields of temperature and salinity have been used for the 12 climatic mean months.

Hydrodynamical model allows modeling fields of three-dimensional current velocities in the baroclinic sea with prescribed synoptic pressure fields at the sea surface. The data of NCEP reanalysis of pressure were used on the sea surface with a step time of 6 hours and "reanalysis sea" of level and currents has been calculated in the Caspian Sea for 57 years from 1948 to 2004. Seasonal variations of sea level were simulated (Popov et al, 2009) with using climatic Volga runoff and nonuniform in space climatic fields of the difference between precipitation and evaporation (Panin, 1987) for 12 months. The interannual changes in the level of the Caspian Sea were simulated in the present paper with using the real monthly mean runoff of the Volga for 47 years from 1948 to 1993.

For the design of structures on the shelf are needed extreme characteristics, which are determined on the base of currents and sea level. Hydrodynamic model of level and currents in combination with a probabilistic model allows calculation extreme characteristics. Developing effective methods of solving equations of the hydrodynamic model and the introduction of a parallel algorithm to the process of calculations leads to a reduction in computation time and hence to the possibility of carrying out calculations with high resolution in space. Extreme hydrometeorological characteristics with high resolution in space are detailed and better meet the needs of the construction of structures on the shelf. Currently, the model using the parallel algorithm has a resolution in space 3\*3 nautical miles, but the model with a resolution in space 1\*1 nautical miles will be constructed.

### Three-dimensional hydrodynamic baroclinic model with free surface

Three-dimensional baroclinic hydrodynamic model with free surface (Zilberstein et al, 2001; Popov, 2004, 2009) is used for the calculation of sea level and currents. Three-dimensional structure of currents in the basin can solve a number of environmental problems of coupled with the simulation of various pollutants.

### The system of equations

In Cartesian coordinates, and with the approximations of hydrostatics and f-plane, the system of equations for free surface liquid motion has the following form:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad (1)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(uu) + \frac{\partial}{\partial y}(vu) + \frac{\partial}{\partial z}(wu) - fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + N_h \left( \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( N_z \frac{\partial u}{\partial z} \right), \quad (2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(uv) + \frac{\partial}{\partial y}(vv) + \frac{\partial}{\partial z}(wv) + fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + N_h \left( \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( N_z \frac{\partial v}{\partial z} \right), \quad (3)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g, \quad (4)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(uT) + \frac{\partial}{\partial y}(vT) + \frac{\partial}{\partial z}(wT) = \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z \frac{\partial T}{\partial z} \right), \quad (5)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(uS) + \frac{\partial}{\partial y}(vS) + \frac{\partial}{\partial z}(wS) = \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z \frac{\partial S}{\partial z} \right), \quad (6)$$

$$\rho = f(T, S, p). \quad (7)$$

The origin of the coordinate system coincides with the undisturbed sea surface; the z-axis is directed vertically upward, the y-axis is directed to the north, and the x-axis is directed to the east. The following notations are used:  $f$  denotes the Coriolis parameter,  $\rho$  is for density,  $p$  is atmospheric pressure,  $T$  – temperature,  $S$  – salinity,  $u$ ,  $v$ ,  $w$  refer to current speed component along the axes  $x$ ,  $y$ ,  $z$  respectively, and  $g$  stands for gravitational acceleration.

Atmospheric pressure can be obtained by vertical integration of the hydrostatic equation:

$$p = \int_z^{\zeta} \rho g dz = p_a + p_s + \rho_{\zeta} g \zeta, \quad (8)$$

where  $\zeta$  is the free surface deviation from its equilibrium state and defines the external barotropic pressure component;  $\rho_{\zeta}$  stands for the density in the surface layer;

$p_s = \int_z^0 \rho g dz$  assigns internal baroclinic pressure component;  $p_a$  is atmospheric pressure.  $N_h$  and  $N_z$  are horizontal and vertical turbulent viscosity coefficients;  $K_z$  is a vertical turbulent exchange coefficient.

### Turbulent exchange coefficients

The vertical turbulent viscosity coefficient  $N_z$  varying in vertical direction is specified. An approach based on the solution of the  $k$ - $\varepsilon$ - equations of turbulent kinetic energy transportation and dissipation was first suggested by Marchuk (Marchuk et al., 1978) and then developed by Kochergin [Kochergin, 1987] and Pohlmann [Pohlmann, 1996]. A following parameterization of vertical eddy viscosity coefficient  $N_z$  was suggested

$$N_z = (c_{ML} \cdot h_{ML})^2 \sqrt{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2} + \frac{1}{S_M} \frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}, \quad (9)$$

where the coefficient  $c_{ML}$ ,  $h_{ML}$  - the thickness of the mixed layer, m;  $S_M$  is the Schmidt number determined by the Richardson number as it was suggested in [Mellor, Durbin, 1975]

$$Ri = -\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} / \left[ \left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2 \right],$$

$$S_M = Ri / [0,725(Ri + 0,186 - \sqrt{Ri^2 - 0,316Ri + 0,0346})] \quad (10)$$

Kochergin [Kochergin, 1987], who used the  $k$ - $\varepsilon$ -equation partial solution, determined the coefficient  $c_{ML}$  that is equal to 0,05 for the case of stable stratification. In formula (9) the thicknesses of the upper and bottom mixed layers  $h_{ML}$  depend on the critical Richardson number  $Ri$  taken equal to 0,22 [Pohlmann, 1996]. In the mixed layer the Richardson number  $Ri$  is less than the critical one. Thus, the turbulent mixing rate depends on sea currents, its vertical shears and the stratification. In the case of stable stratification, the vertical eddy viscosity coefficient decreases. To obtain the coefficients in the temperature and salinity transport (5) and (6) a linear relation between the vertical eddy viscosity and diffusion coefficients are used

$$K_z = \frac{1}{S_M} N_z.$$

### Boundary conditions

At the surface tangential wind stress is calculated by the special procedure. Kinematics condition is set for the vertical velocity, temperature and salinity are specified at the sea surface from observations.

$$N_z \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_{sx}, N_z \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_{sy}, \frac{\partial \zeta}{\partial t} + u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y} = w, T = T_s, S = S_s \quad (11)$$

Ice cover is taken into account through tangential wind stress reduction depending on the ice concentration. For current velocities the ice friction are specified by the quadratic law similar to the condition on the bottom (see below), but with the coefficient  $\alpha = 5,5 \cdot 10^{-3}$ .

At the bottom the friction force was specified, which was assumed to be quadratic. In addition to that, a kinematics condition was set describing the flow over the bottom relief, and the absence of temperature and salinity fluxes was prescribed:

$$N_z \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial z} = \tau_{bx}, N_z \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial z} = \tau_{by}, \mathbf{u} \frac{\partial H}{\partial x} + \mathbf{v} \frac{\partial H}{\partial y} = w, \frac{\partial S}{\partial z} = 0, \frac{\partial T}{\partial z} = 0, \quad (12)$$

$$(\tau_{sx}, \tau_{sy}) = (C_d U_{ax} |\bar{U}_a|, C_d U_{ay} |\bar{U}_a|), \bar{U}_a - \text{wind speed vector}, C_d = 3,2 \cdot 10^{-6}$$

$$(\tau_{bx}, \tau_{by}) = (\alpha u_b |\bar{U}_b|, \alpha v_b |\bar{U}_b|), \bar{U}_b - \text{bottom current vector}, \alpha = 2,5 \cdot 10^{-3}.$$

### Approximation

Velocities  $u, v, w$  are set at the edges of boxes, while the density and level are at the central points of grid boxes, which means that the grid 'C' is used.

Semi-implicit staggered scheme is used to approximate equations over time. Current velocity components are set at even time steps, while the density and level surface are at odd time steps. Vertical turbulent viscosity and diffusion are described implicitly thus avoiding the limitation of the time step inherent in explicit schemes:

$$\Delta t \leq \Delta z^2 / 2N_z \quad (13)$$

The most severe limitation of the time step results from the explicit approximation of external gravity waves:

$$\Delta t \leq \Delta x / (2gH)^{1/2} \quad (14)$$

When approximating the Coriolis force on the grid "C" is used semi-implicit representation. In this case, two velocity components are taken with the implicit time step, but two - with the obvious.

$$\hat{v}_{i,j} = (v^{n+1}_{i-1,j} + v^n_{i,j} + v^{n+1}_{i-1,j+1} + v^n_{i,j+1}) / 4. \quad (15)$$

$$\hat{u}_{i,j} = (u^{n+1}_{i,j-1} + u^{n+1}_{i,j} + v^n_{i+1,j-1} + v^n_{i+1,j}) / 4. \quad (16)$$

### Algorithm of flooding of coastal areas

Flood and drainage the coastal areas may appear during simulating storm surge. To account for these effects, the model grid contains additional grid cells that are considered "dry" at the beginning of the calculation and can be flooded during the surge. Thus, in this case assumed that not only the bathymetry of the area corresponding to the undisturbed position of sea level is used, but also the topography of coastal land areas of possible flooding. Allowance of flooding was implemented with the help of special technology, developed by the procedure set out in the paper (Flather, Heaps, 1975).

Point  $U_{i,j+1/2}$ , which is calculated u-component velocity vector (u-node), shifted to the left half of the spatial step regarding  $\zeta$ -node, where are given the values of sea level  $\zeta_{i+1/2,j+1/2}$  and the depth  $H_{i+1/2,j+1/2}$ . Point  $V_{i+1/2,j}$  is shifted to the down half of the spatial step relative  $\zeta$ -node. The solution of difference equations of momentum balance and continuity is carried out after checking at each point of the calculated area of the following conditions:

Point level  $\zeta_{i+1/2,j+1/2}$  is considered a "dry" if the full depth is equal to 0, i.e.  $(\zeta+H)_{i+1/2,j+1/2} = 0$ ;

Point  $U_{i,j+1/2}$  is considered to be "dry" and the total flux in the layer is set equal to zero if at least one of three conditions:

1) layer thickness at this point is less certain "postulated" values  $\varepsilon$ , usually taken equal to 10 cm, i.e.  $(\zeta+H)_{i,j+1/2} < \varepsilon$ , where  $H_{i,j+1/2} = (H_{i-1/2,j+1/2} + H_{i+1/2,j+1/2})/2$ ,  $\zeta_{i,j+1/2} = (\zeta_{i-1/2,j+1/2} + \zeta_{i+1/2,j+1/2})/2$ ;

2) to the right of the  $U_{i,j+1/2}$  is the "dry" point level  $\zeta_{i+1/2,j+1/2}$  and the difference in levels in

points on the left and right of the  $U_{i,j+1/2}$  less than  $\varepsilon$ , which means  $(\zeta+H)_{i+1/2,j+1/2} = 0$  and  $\zeta_{i+1/2,j+1/2} - \zeta_{i-1/2,j+1/2} < \varepsilon$ .

3) to the left of the  $U_{i,j+1/2}$  is the "dry" point level  $\zeta_{i-1/2,j+1/2}$  and the difference in levels in points on the right and left of the  $U_{i,j+1/2}$  less than  $\varepsilon$ , which means  $(\zeta+H)_{i-1/2,j+1/2} = 0$  and  $\zeta_{i+1/2,j+1/2} - \zeta_{i-1/2,j+1/2} < \varepsilon$ .

Algorithm to drainage and flooding is constructed similarly for v-component velocity vector. It is important to note that the algorithm takes into account not only the full depth at, but the difference in sea levels in the surrounding points.

### **The model parameters**

The model of the Caspian Sea has horizontal resolution  $3 * 3$  nautical miles and contains  $126 * 216$  points. Vertical grid step is not constant and model contains 14 computational horizons. Time step is 40 seconds.

### **Input data**

The data of NCEP reanalysis of pressure were used on the sea surface with a step time of 6 hours and  $2,5 * 2,5$  degrees in space. Reanalysis data of the wind are not used, because reanalysis velocity of wind is much smaller than the actually observed at the stations. The surface wind is calculated by specially developed method using the fields of atmospheric pressure. Wind speed is determined taking into account the curvature of isobar and non-geostrophic component. The rotation and reduce the wind speed due to friction in the surface layer is made using an empirical relation of the parameters of atmospheric stability and the magnitude pressure tendency.

In the modeling takes into account the climatic fields of temperature and salinity for 12 months, obtained by adaptation procedure on 30 standard horizons, which are interpolated into 14 horizons of the model. From month to month field temperature and salinity changes instantaneously and remain constant during the month. There are disturbances velocity currents and sea level due to the instantaneous change in temperature and salinity fields from month to month. However, the velocity of currents caused by the distribution of temperature and salinity is small compared with speeds of wind currents in the upper layer of the sea. In this study, climatic thermohaline circulation is considered as a background for modeling circulation caused by wind and pressure fields.

During the winter months was set daily ice fields on the grid model.

The fields of the difference between climatic precipitation and evaporation (apparent evaporation) for 12 months were prescribed on the sea surface.

The climatic Volga runoff for 12 months was used for the calculation of seasonal changes in the level of the Caspian Sea. During the year, for each month the Volga runoff are not balanced by the visible evaporation and there is seasonal variation in sea level. Apparent climatic evaporation and runoff of the Volga are balanced in the amount for the year so that the total change for year of the mean level of the Caspian Sea is zero. With prescribed climatic Volga runoff was calculated by the model 61 years of "marine reanalysis" from 1948 to 2008. At the beginning of each year, the mean sea level was equal to -27.1 m BS.

Modeling of sea level during 47 years from 1948 to 1993 with prescribed real monthly means values of the Volga runoff was made to simulate the interannual changes of sea level. The calculation for such period of time with a time step of 40 seconds demands large computing resources. Application of the parallel algorithm allows to significantly reduction the computation time on modern multiprocessor computer systems.

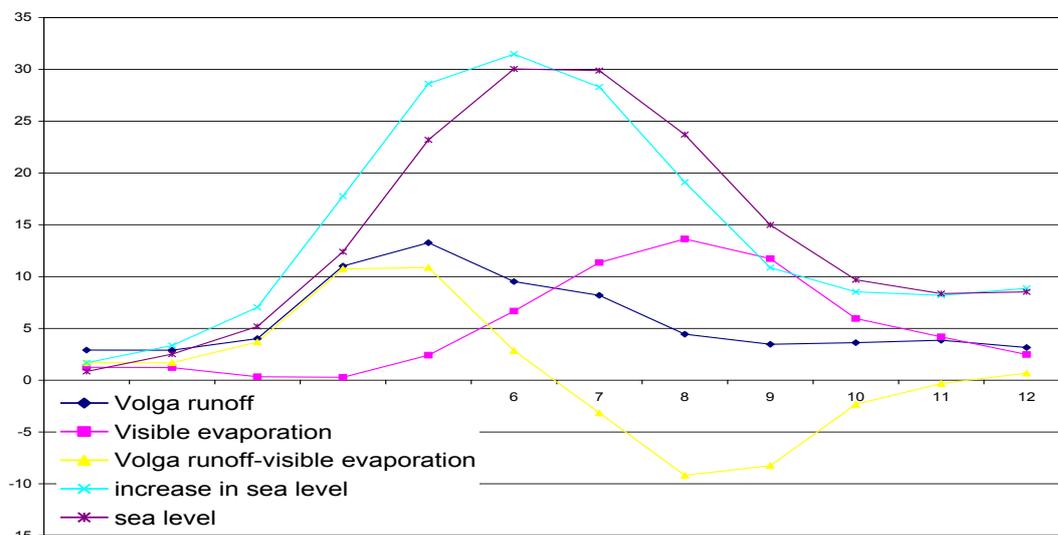
### **Seasonal changes of the Caspian Sea mean level**

The mean level of the Caspian Sea is determined by the balance between river flow and visible evaporation from the sea surface and does not depend on wind-induced surge level fluctuations, which do not change the mean level of the sea.

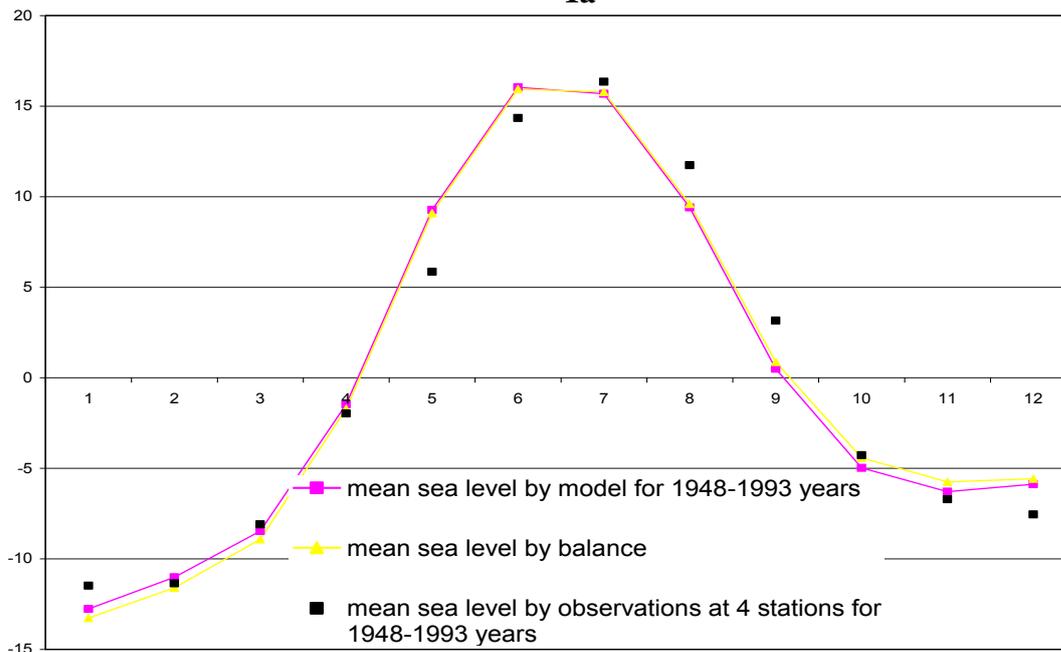
At first we consider the calculations with the climatic Volga runoff. Since we are given the

climatic values of Volga runoff and evaporation, which do not vary from year to year, changes of mean sea level is the same (has the same seasonal variation) each year from 1948 to 2008. Total change in mean sea level for the year is zero. The average annual climatic runoff of the Volga is balanced by visible evaporation on the sea surface in the amount for the year, so the annual mean sea level remains constant (Fig. 1a). The visible evaporation fields are needed to be averaging over the area of the sea for the balance calculation. The area of the sea is taken to be at the mean sea level - 27,1 m BS. The influence of ebbs and surges on the area of the sea is not considered in the balance calculation.

Level at each point on the surface of the Caspian Sea, obtained for one year different from the level for another year due to differences in wind fields. The surface area of the sea is changed due to significant flooding and draining of coastal regions. In the model at each time step the visible evaporation is calculated as averaging over real surface area of the Caspian Sea taking into account the flooding and draining a considerable area of the Northern Caspian. Fig. 1b compares the mean sea level, obtained by averaging over the area of sea monthly-mean fields of level for 1948-1993 years and the mean sea level on the balance calculations.



1a



1b

**Fig.1.** Seasonal variation of the Caspian Sea mean level: 1a) Volga balance calculation - the visible evaporation; 1b) calculated and observed climatic mean sea level

The seasonal mean sea level obtained for the balance and the monthly mean fields of the model level are identical. Some deviations are associated with the calculation of visible evaporation, which in the model is calculated as the average on area of the Caspian Sea taking into account the surges and ebbs. The area of sea in the model varies with time and differs slightly from the area of sea in the balance calculations.

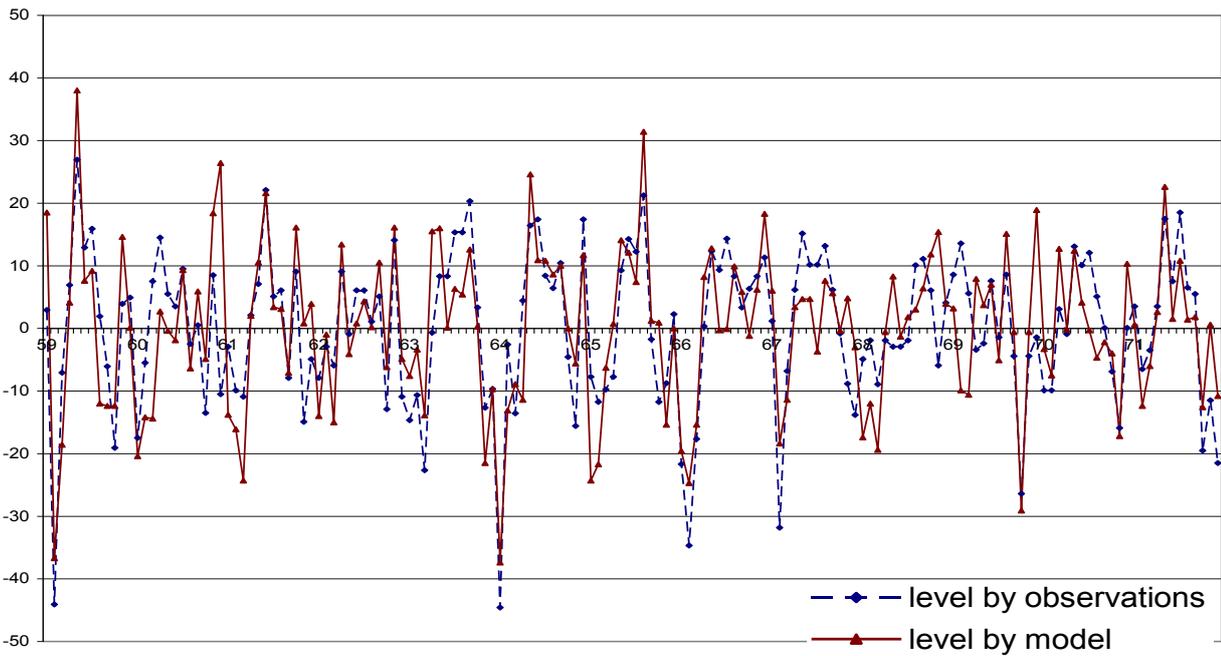
Modeling seasonal variation of mean sea level agrees well with the mean sea level, which is received as the average level from observations at four stations: Makhachkala, Baku, Fort-Shevchenko, Kuuly-Mayak. This coincidence suggests that the hydrodynamic model with a given climate fields of visible evaporation and runoff of the Volga River reproduces well the seasonal variation of climatic mean sea level of the Caspian Sea. Figure 1b shows the monthly mean deviations of level from the annual mean sea level. The annual mean sea level varies from year to year by observations, and remains constant in calculations with climatic evaporation and Volga runoff.

### **Seasonal level changes at the stations of the Caspian Sea**

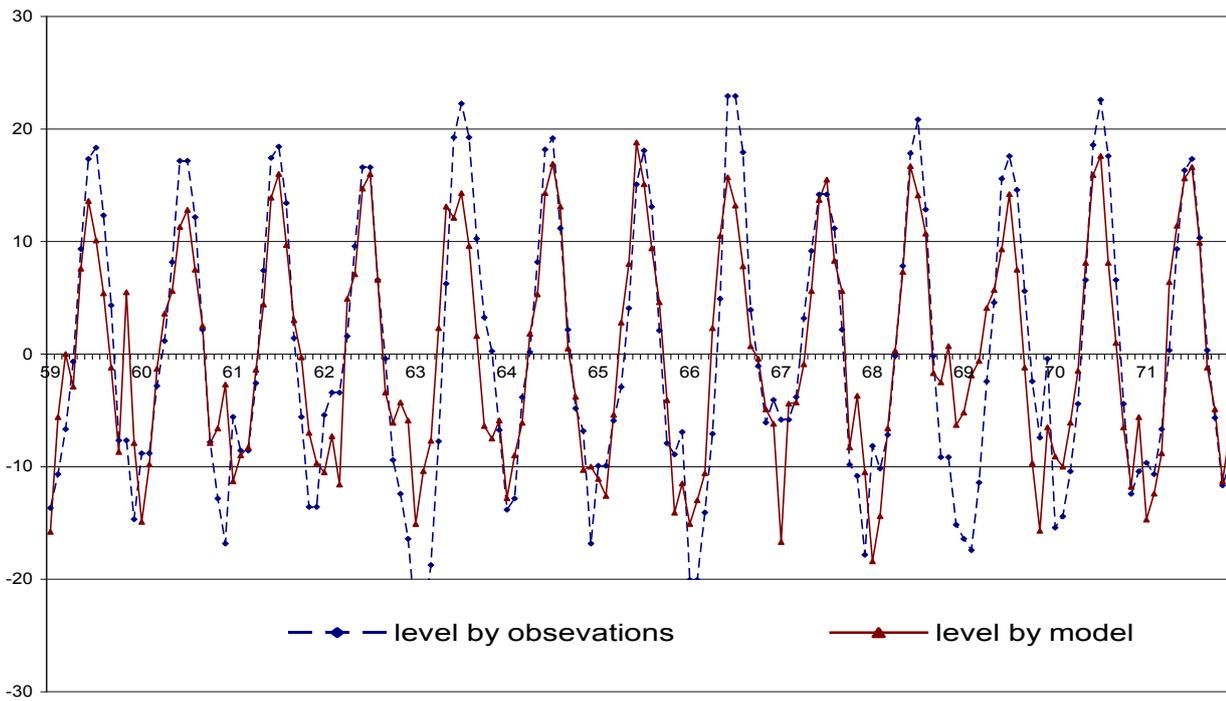
The sea level at each point on the surface of the Caspian Sea depends on the wind and distribution of temperature and salinity. Hourly values of sea level, obtained by the model at each point of the sea surface are averaged during one month to obtain monthly mean sea level. According to the monthly mean level is determined annual mean sea level. Monthly climatic fields of temperature and salinity affect the distribution level in the Caspian Sea and contribute to the monthly mean level at each point of the Caspian Sea. This distribution of level, caused by distribution of temperature and salinity fields, does not change from year to year because climatic temperature and salinity fields are used. The wind caused the main changes in level in the North Caspian. Wind effects manifested in the monthly mean fields of level which are obtained by averaging hourly fields. Level at each point of the Caspian Sea, obtained for one year different from the level for another year just because of differences in wind fields and pressure. Fig. 2a shows the seasonal variation of monthly level at the station o. Tuleny as the deviation from the annual sea level which is obtained by the model and by observations during the 1959-1970 years. This time period was chosen because the mean sea level of the Caspian Sea was in the relatively stable condition. For comparison calculations and observations from the monthly level subtracted annual sea level, so if you average during the year all monthly levels, you get zero. There are significant influence wind-induced fluctuations on the seasonal changes of the level at this station, which lead to a significant difference between seasonal changes of level at station and the mean sea level of the Caspian Sea, which does not change from year to year by the model with climatic Volga runoff. The model well reproduced the changes of monthly sea level at station Tuleny in 1959, which amounted to 71 cm by observations and 70 cm by model.

Fig. 2b shows the seasonal variations of sea level in Baku which are obtained by the model and by observations. It is seen that the seasonal changes of sea level at this station are less influenced by the wind-induced changes. Maximum of monthly level reaches in June and July and minimum in December-January, the magnitude of changes was 40 cm during this period by the model and 46 cm by observations.

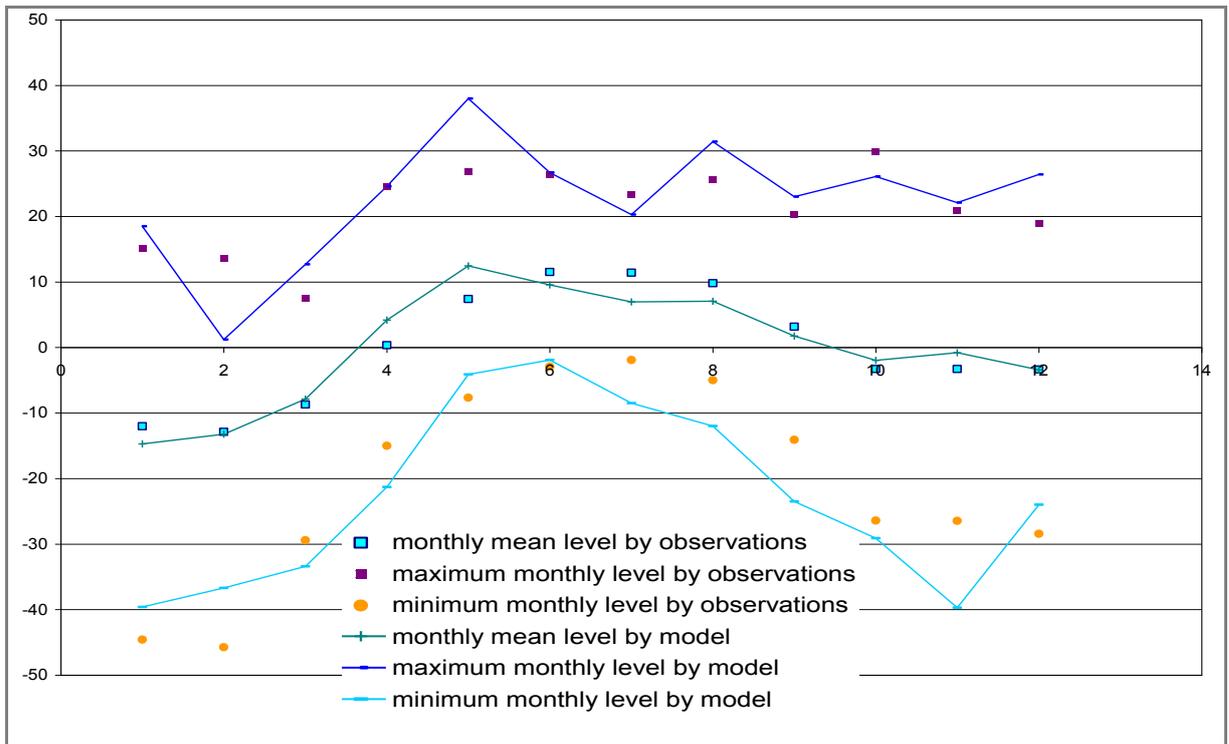
The seasonal changes in mean sea level were reproduced by the model with climatic visible evaporation and runoff of the Volga for the period 1948-1993 years. The model reproduces well seasonal variation of sea level for each year at some stations, particularly at stations in the Northern Caspian, where the great influence of wind (Fig. 2a, c). At the station Baku (Fig. 2b, d) seasonal changes in sea level by the model of the average for the period 1948-1993 years coincide with the observations, but the maximum and minimum value of monthly sea levels in the model is smaller than the observations.



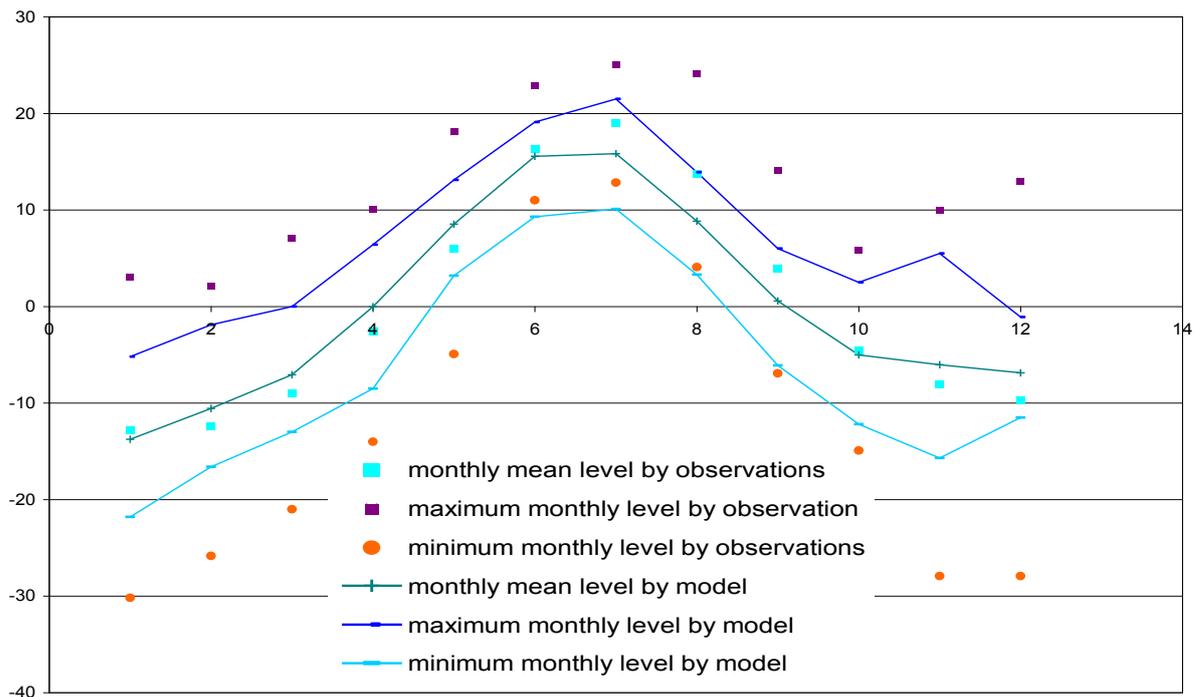
**a) Tuleny**



**b) Baku**



c) Tuleny

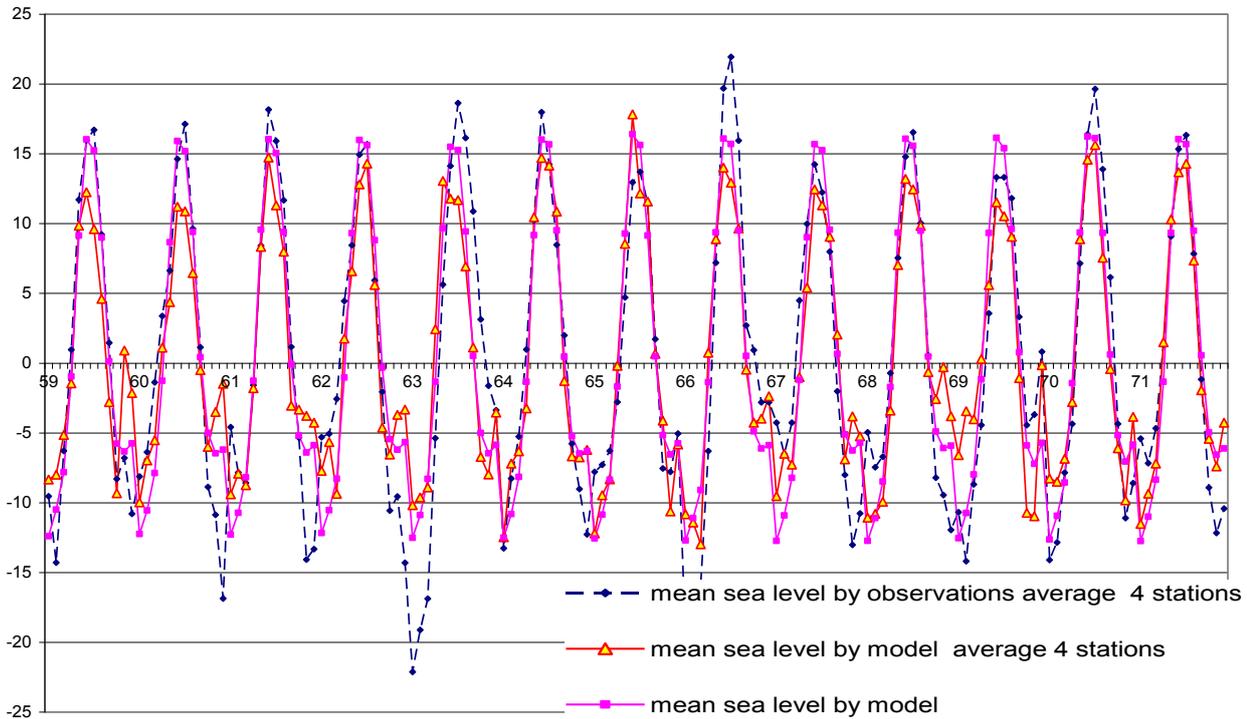


d) Baku

**Fig.2.** Seasonal variation of the sea level in the period 1959-1971: a) Tuleny, b) Baku. Seasonal variation of monthly sea level from the observations and calculations with a climatic Volga runoff in the period 1948-1993: c) Tuleny, d) Baku.

This difference is due to the fact that the model can not, for a given climate variability in the Volga runoff reproduce seasonal variations in mean sea level from year to year. The seasonal variation of sea level by the model does not change from year to year, but by the observations varies (Fig. 3). This figure also shows clearly that the level of the model averaged over the entire area of Caspian Sea does not coincide with the level, calculated as the average of four points. To calculate

the mean sea level of the Caspian Sea from observations use an average of four stations. But even if the model to calculate the mean sea level using only four stations, which leads to increased interannual variability, it is still interannual variability of the seasonal variations in mean sea level is small and not consistent with observations.



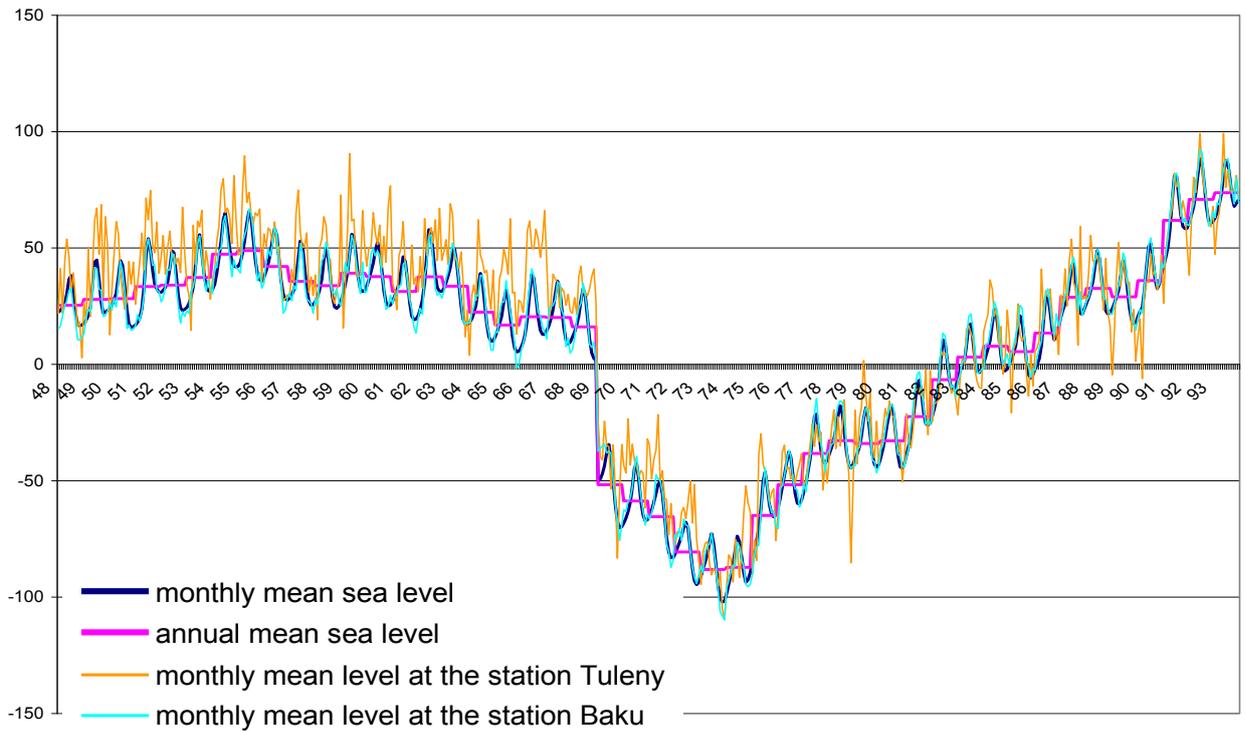
**Fig. 3.** Seasonal variation of the mean sea level by the model and observations for 1959-1971

### Interannual changes of the sea level

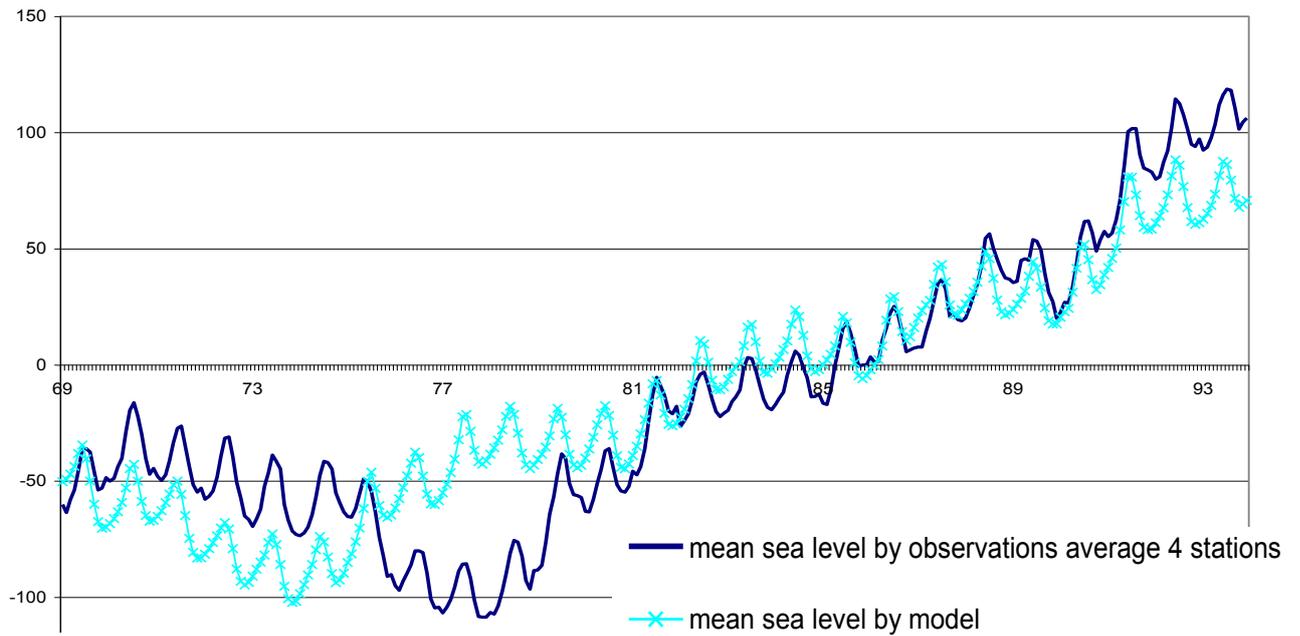
For the calculation of the interannual variability of the mean sea level of the Caspian Sea were carried out calculations of a given actual monthly runoff of the Volga River and climate visible evaporation at the sea surface. Real monthly runoff of the Volga every year has its own seasonal characteristics and the average annual runoff is not balanced by the visible evaporation, as a result the mean sea level of the Caspian Sea has interannual changes (Fig. 4a).

The model calculates continuously throughout the two time periods, starting with the actual level of the Caspian Sea from 1948 to 1968 and from 1969 to 1994. Figure 4b shows the interannual and seasonal variations in the mean sea level of the Caspian Sea by the model and observations. The model with the real Volga runoff can reproduce the seasonal and interannual changes in the mean sea level close to observations. Discrepancies with observations related to the fact that the climatic visible evaporation at the sea surface is used by the model. If the climatic visible evaporation changes real, then the calculations by the model will better match the observations.

Fundamental changes, which is caused by the real Volga runoff compared with climatic runoff consist in the fact that apart from interannual changes in annual mean sea level occur interannual variations of the seasonal changes of the mean sea level. Monthly mean sea level changes from year to year and the model with real Volga runoff can reproduce inter-annual changes in seasonal variation of mean sea level. The model reproduces the interannual variability in seasonal variation of mean sea level close to the observations (Fig. 5).

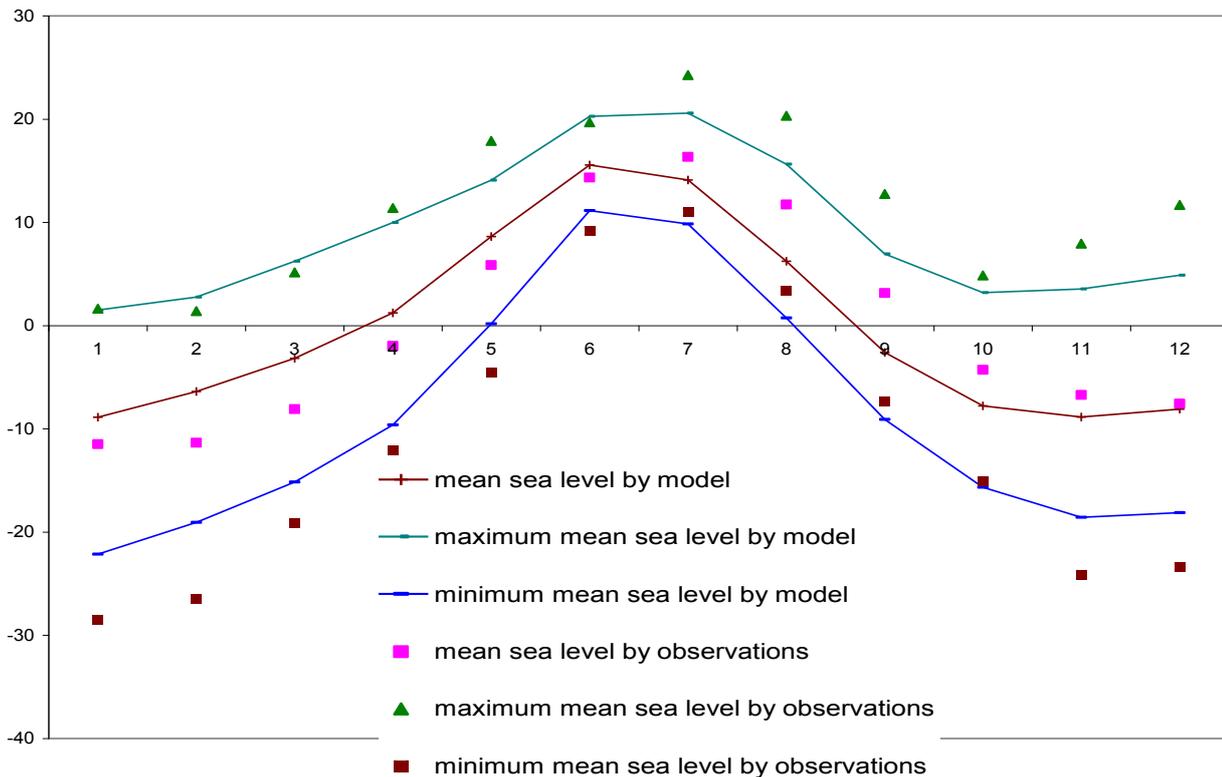


4a



4b

**Fig. 4.** Interannual and seasonal variations of the sea level: 4a) the model with actual monthly runoff of the Volga in 1948-1993 with respect to -28 m BS; 4b) by the model and observations for 1969-1993



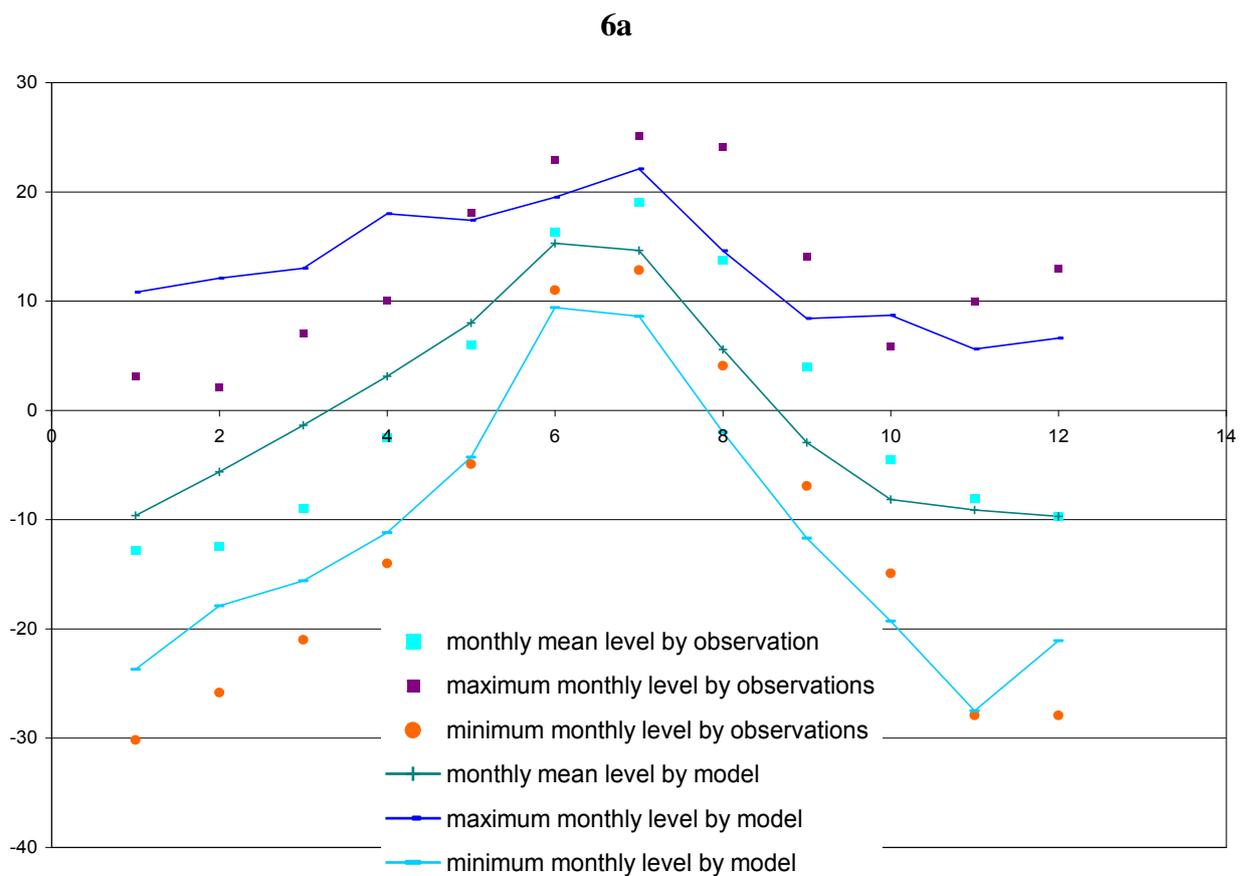
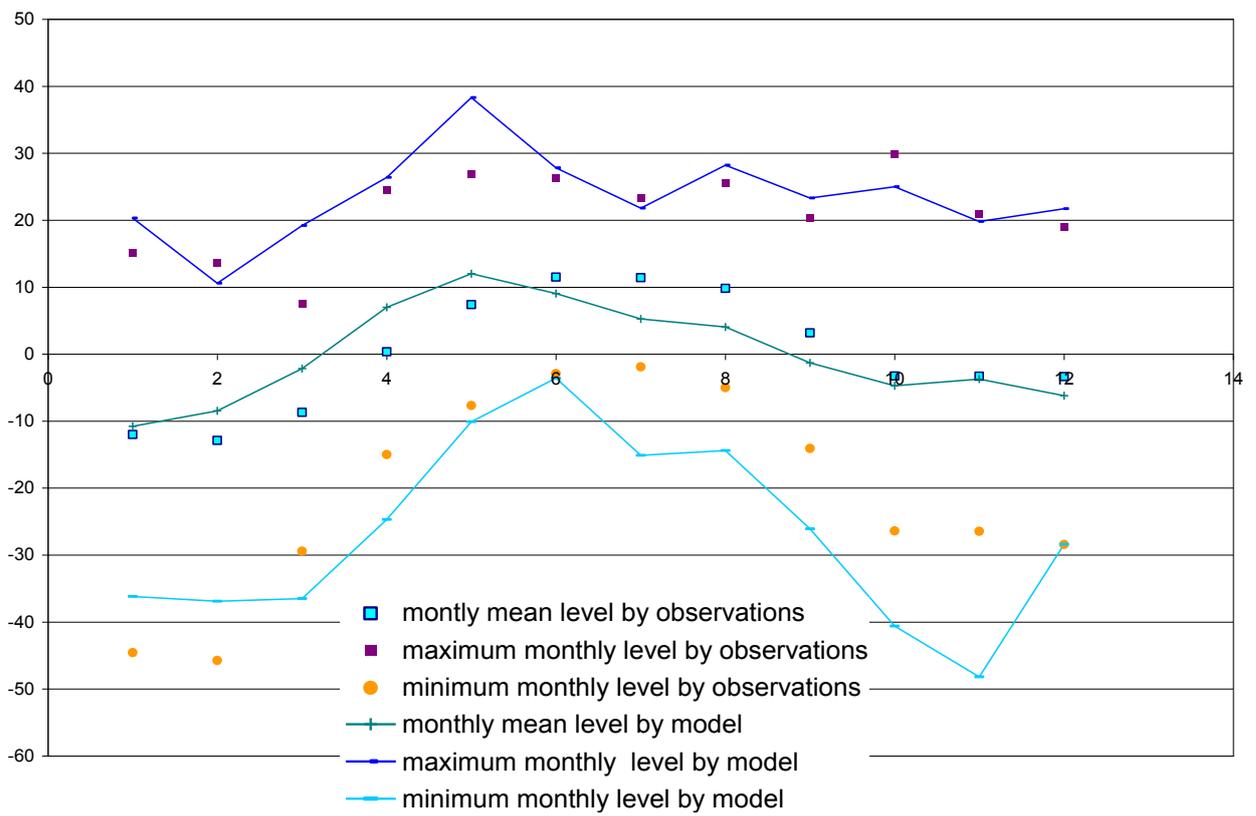
**Fig.5.** Seasonal variation of the monthly mean sea level in deviations from the annual mean sea level by the model and observations for the period 1948-1993

The model reproduces the interannual variability of the seasonal changes of mean sea level, thus improving the agreement between calculations and observations at individual stations of the Caspian Sea. Fig. 6a, b shows the seasonal variation of monthly sea level at stations Tuleny and Baku. At the station Tuleny, seasonal changes of monthly level (compared with Fig. 2c) has changed little since the main variability of level is induced by the wind. In Baku, the maximum and minimum monthly sea level is closer to the observations, since variability of level is connected to the changes of mean sea level.

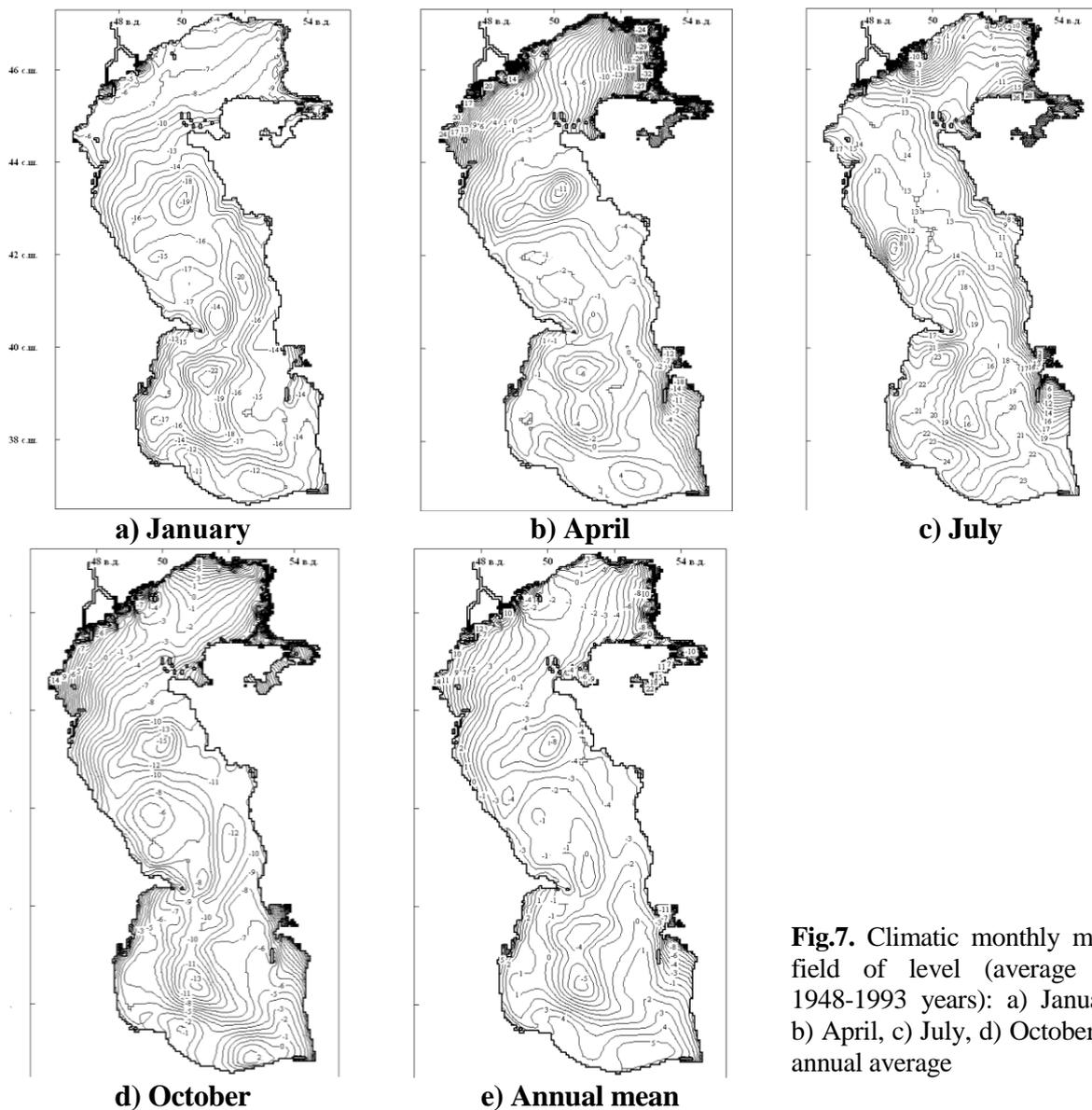
### Monthly mean fields of the sea level

As a result, model calculations were obtained hourly fields of level of the Caspian Sea during the years 1948-2008 with spatial grid step 3\*3 miles using climatic runoff of the Volga River and climatic visible evaporation. Monthly mean fields of level are used to calculate the seasonal variation of sea level and were obtained using hourly fields. Simulations allow us to obtain for each month of each year field of sea level, which is different from one another because of the real wind on the sea surface, causing surges. The average monthly mean fields of level for each of the 12 months of the year are obtained by averaging over all years of calculation and represented in Fig.7a-d. The average annual mean field was obtained by averaging monthly mean fields and represented in Fig.7e.

Mean sea level is defined as the average over the entire area of the Caspian Sea. Mean sea level does not depend on the action of wind and determined only by the runoff of the Volga and visible evaporation from the sea surface. Seasonal variation of mean sea level every year is the same using climatic Volga runoff and evaporation. The mean sea levels of the Caspian Sea are equal to -12.8 cm in January, -1.5 cm in April, 15.7 cm in July and -5.0 cm in October, which corresponds to Fig. 1b. The average annual mean sea level does not change from year to year and is equal to zero.



**Fig.6.** Seasonal variation of the sea level monthly averages by observations and calculations with the real Volga runoff for 1948-1993: 6a) Tuleny, 6b) Baku

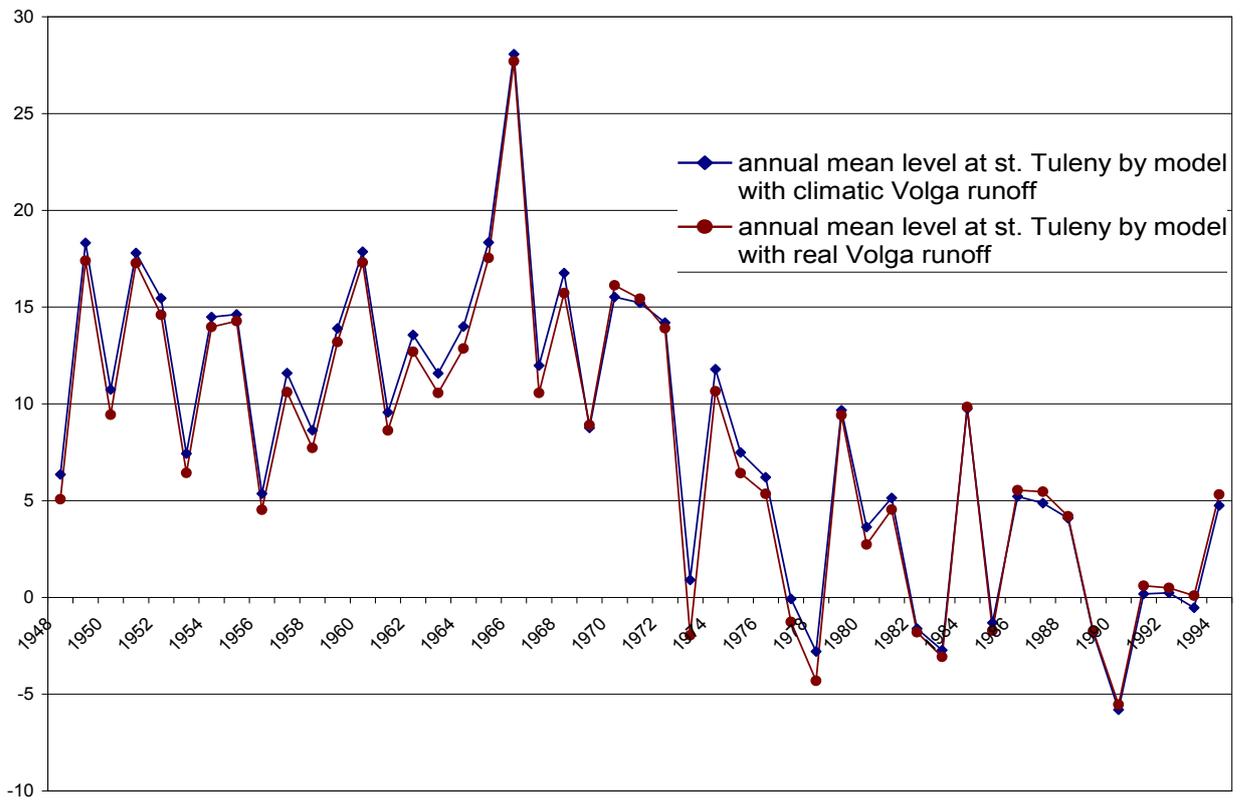


**Fig.7.** Climatic monthly mean field of level (average for 1948-1993 years): a) January, b) April, c) July, d) October, e) annual average

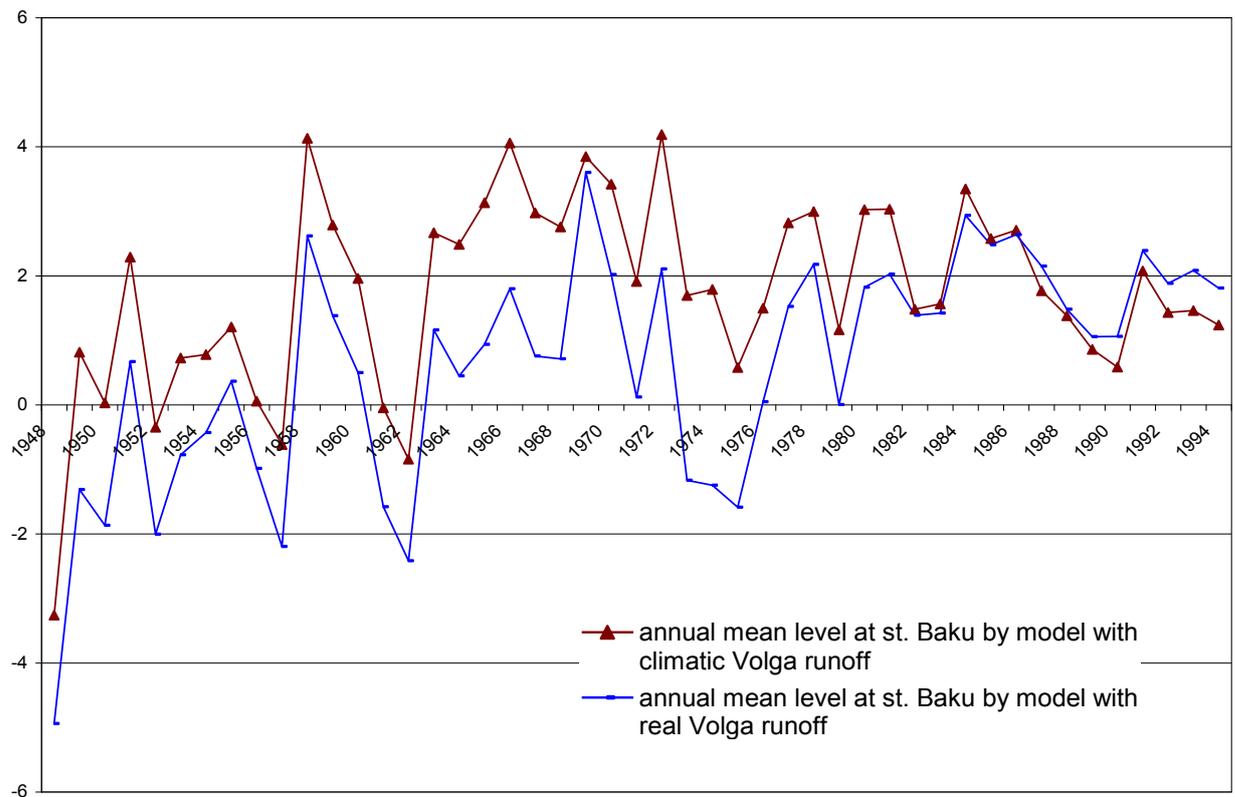
The fields of sea level show distribution of sea level over the area and figure 7e shows that the annual average level, for example at the station Tuleny is higher than annual average mean sea level.

Seasonal variation in sea level at the station is constructed in deviation with respect to annual average level at this station. The annual average level at each station varies from year to year. The interannual changes in annual average level at the station Tuleny are shown in Fig.8a. The level is drawn with respect to annual mean sea level, which is equal to zero when calculating the model with climatic Volga runoff and varies from year to year in the case of model calculations with real Volga runoff, as shown in Fig. 4a.

The annual average level at the station Tuleny varies from year to year, and judging by the Fig. 8a, almost independent of the average mean sea level of the Caspian Sea. Runoff of the Volga River and the visible evaporation increase or decrease the average mean sea level of the Caspian Sea, but the distribution of level on the sea surface is determined by the wind. Since the wind was the same in the model with climate and with the real Volga runoff, the distributions of level on the surface of the Caspian Sea are similar. The similar patterns of distribution of the level on the sea surface are obtained at various mean sea levels of the Caspian Sea.



8a



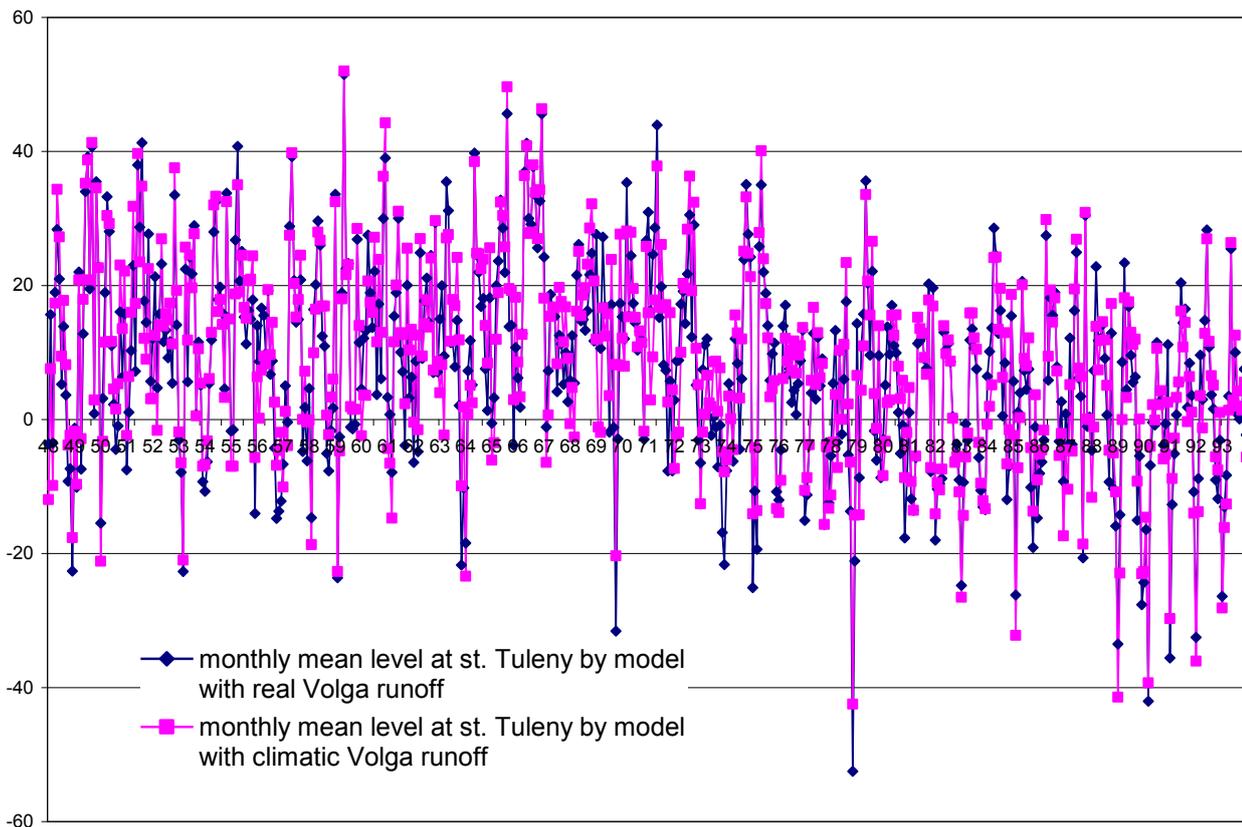
8b

**Fig. 8.** Interannual changes in annual average level on the model with climatic and real Volga runoff: 8a) Tuleny, 8b) Baku

The average value of sea level over the period 1948-1994 years at the station Tuleny is 8,5 cm in the model with climatic runoff of the Volga and 8 cm in the model of the real runoff of the Volga, which corresponds to Fig. 7d. On average over the period 1948-1994 years the sea level at the station Tuleny is higher than average mean sea level. The annual average level at the station Tuleny is reduced from 1948 to 1993 (Fig. 8a). If in 1966 the average level at the station Tuleny was 28 cm, but in 1990 -6 cm, i.e. it was below the average mean sea level. The reason for these changes in the level associated with specific wind fields for each year, under which there are surges in the Northern Caspian.

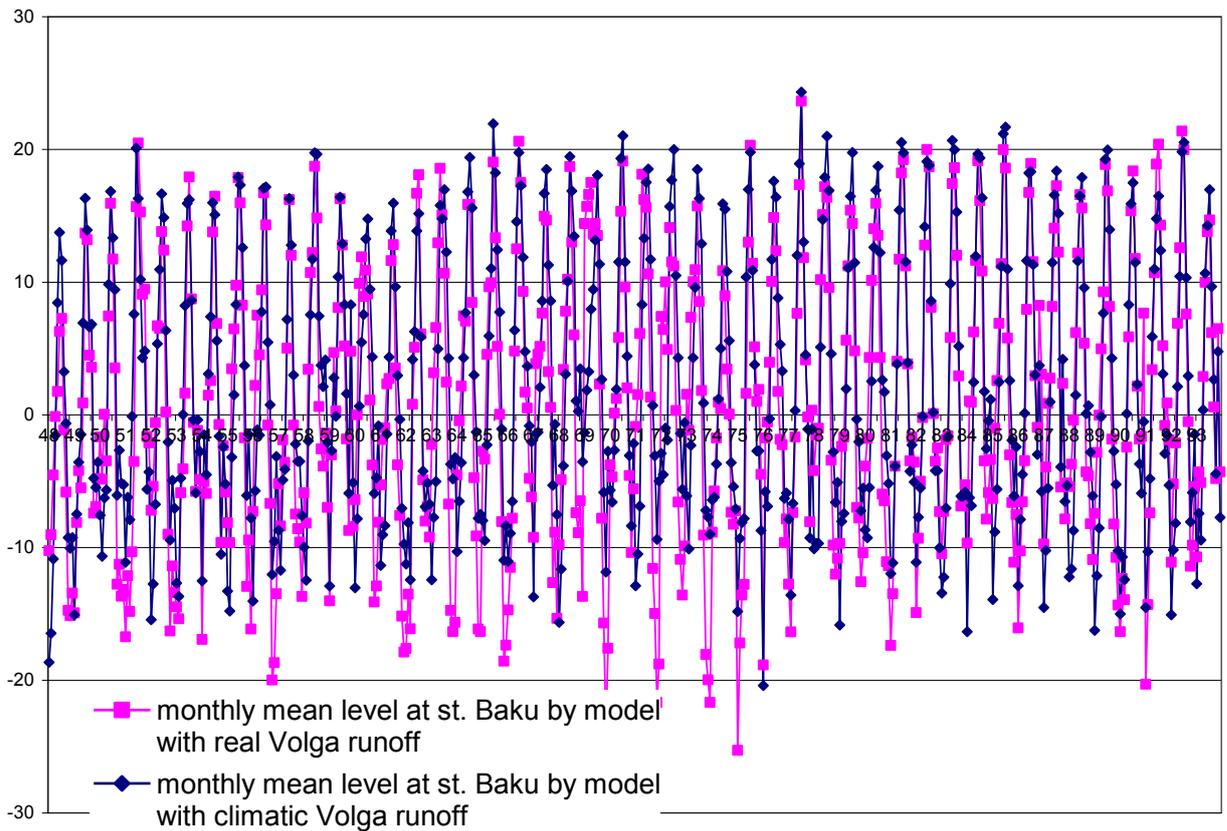
Fig. 8b shows the interannual variations in annual average sea level in Baku, they are small compared with changes at the station Tuleny and do not exceed 4 cm. The annual average level in Baku is very close to the annual mean sea level of the Caspian Sea. The average value of annual average sea level over the period 1948-1994 years in Baku is 1,8 cm in the model with climatic runoff of the Volga and 0.6 cm on the model with the real Volga runoff.

Fig. 9a, b shows the time course of average monthly level at the stations Tuleny and Baku, the time evolution of the mean annual level at these stations were previously presented in Fig. 8a, b. The mean monthly values of the level obtained by the model with the real Volga runoff have changed compared with the values of the level obtained by the model with climatic Volga runoff. Fig. 10 shows the monthly averages mean sea level on the model with climate and the real Volga runoff. We see that the average monthly values of mean sea level changed due to changes in river runoff.



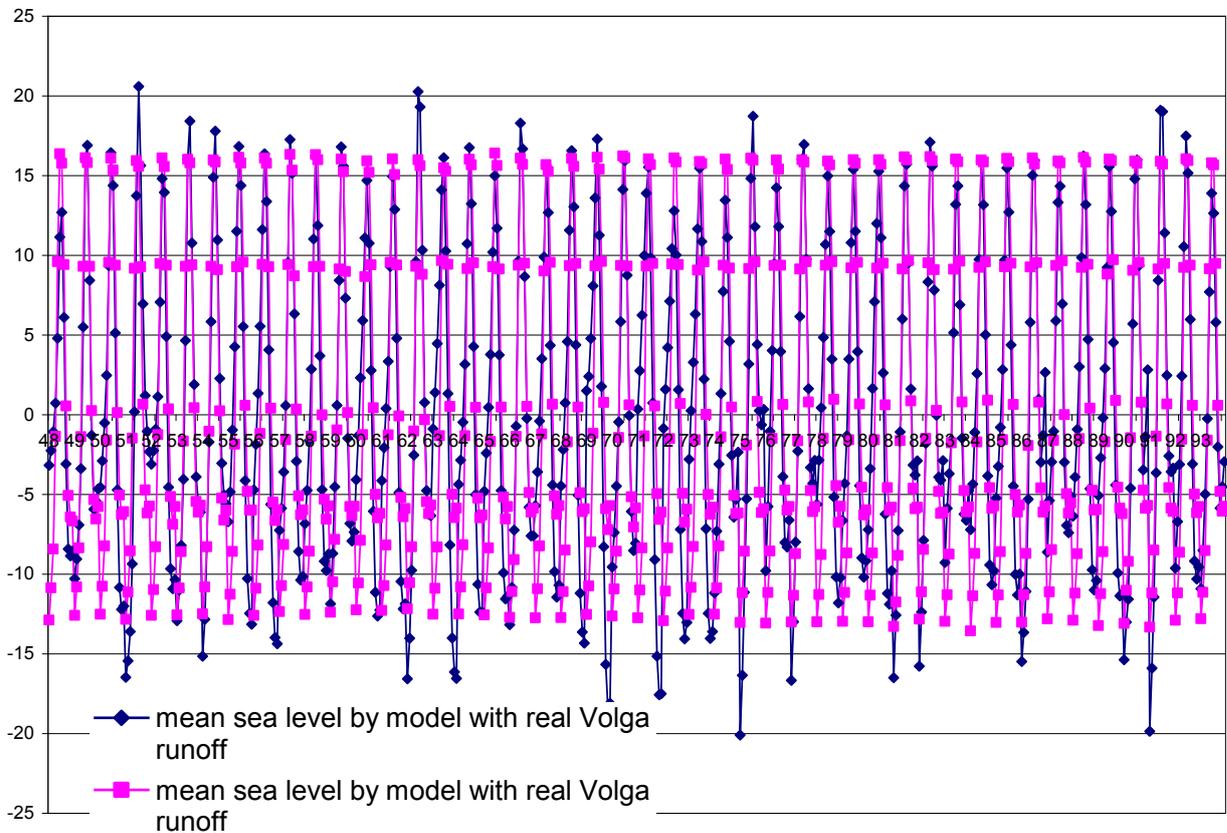
9a

**Fig.9.** Interannual changes in monthly averages of sea-level as deviations from the annual mean sea level: 9a) Tuleny



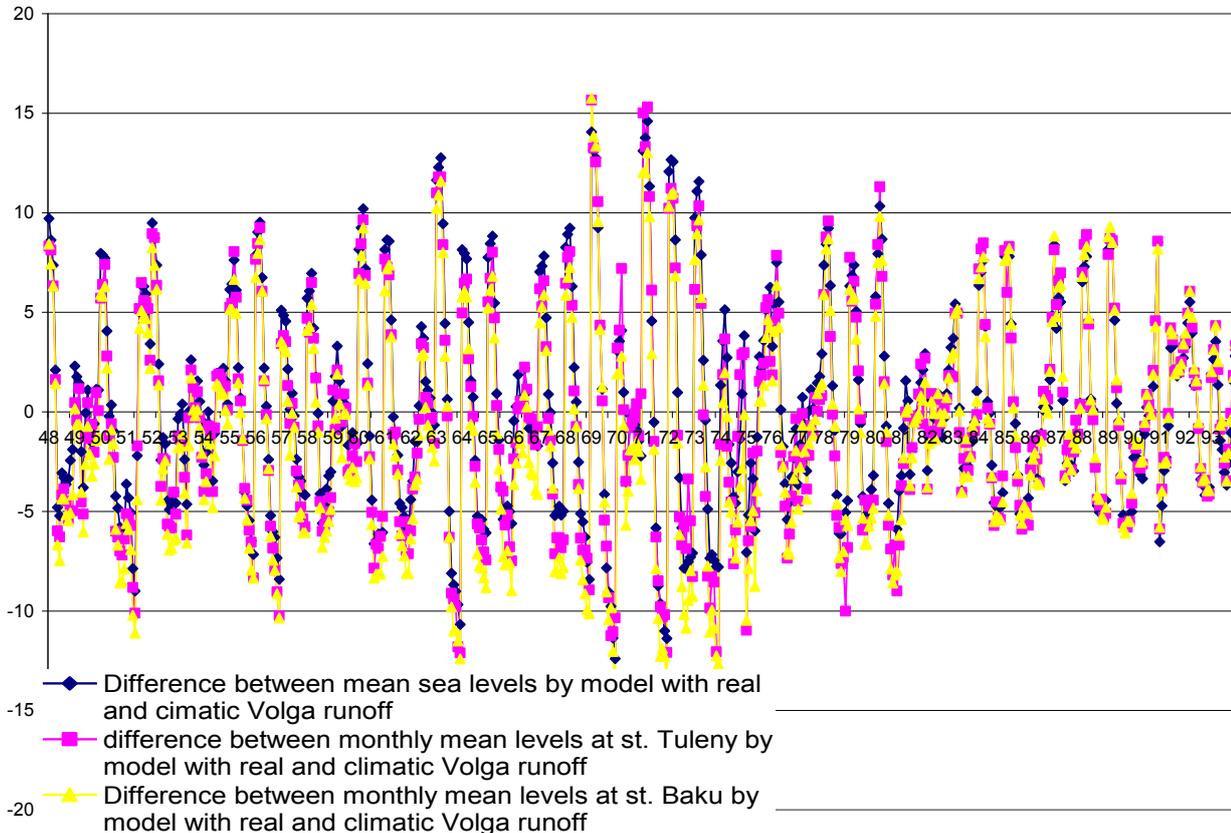
9b

**Fig.9.** Interannual changes in monthly averages of sea-level as deviations from the annual mean sea level: 9b) Baku



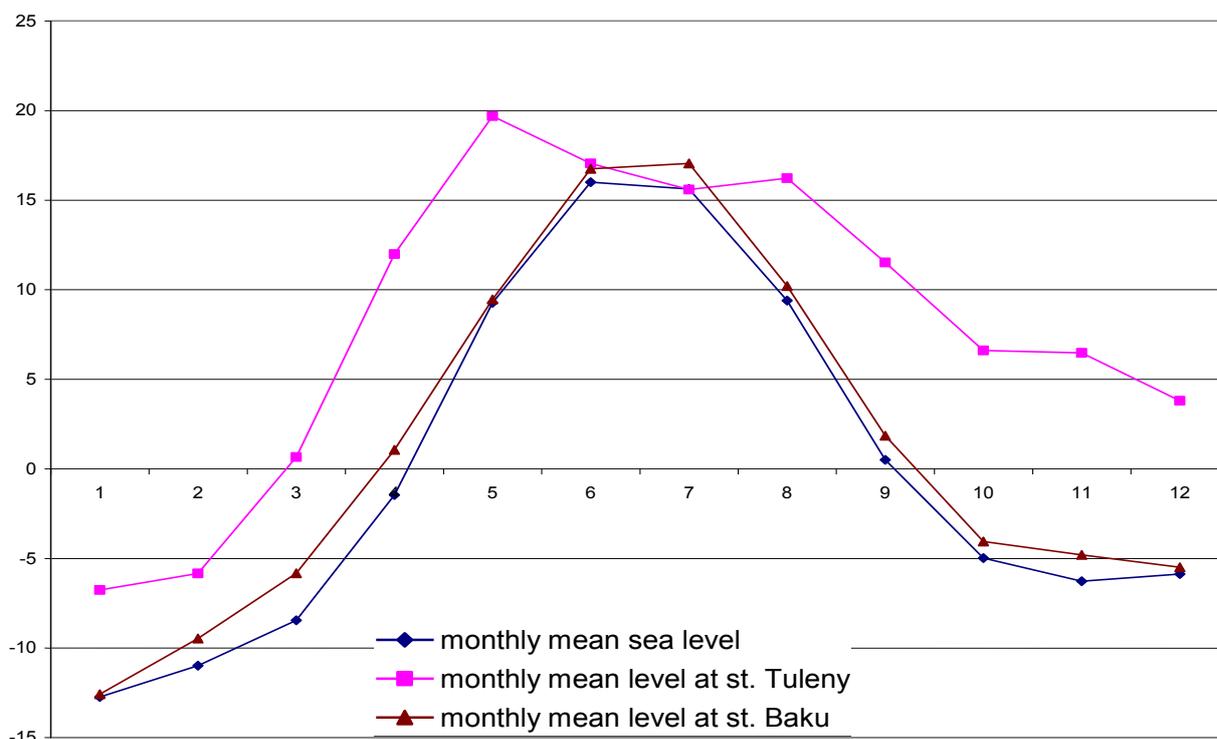
**Fig.10.** Interannual changes in monthly mean sea level in deviations from the annual mean sea level

Fig. 11 provides the difference between the monthly levels for the model with the real and the climate Volga runoff obtained at the stations Tuleny, Baku, and the mean sea level. It turned out that the difference between the monthly levels for the model with real and with the climatic Volga runoff is the same for the mean sea level and sea level at stations Tuleny and Baku. This means that the disturbance level caused by changes in Volga runoff, quickly spread over the surface of the sea and the whole surface of the sea rising or lowering, is virtually the same time.



**Fig.11.** The difference of monthly levels on the model of the climate and the real Volga runoff at the stations Tuleny, Baku and for mean sea level

Fig. 12 shows a seasonal change of monthly mean sea level and monthly level at the stations Tuleny, Baku in deviations from the annual mean sea level for climate Volga runoff, which are identical with the level at these stations on Fig. 7a-d. The monthly level at the stations Tuleny is higher than mean sea level and the level in Baku is very close to the mean sea level of the Caspian Sea. Maximum level at the station Tuleny is in May, and in Baku is in July. The system of winds distributes the sea level on the surface of the Caspian Sea so that the sea level in July in Baku on average for the period from 1948 to 1993, higher than sea level at the station Tuleny. If the wind is absent, then the maximum sea level at the station Tuleny, Baku and a maximum of mean sea level of the Caspian Sea would be observed in the same month.



**Fig.12.** Seasonal variation of monthly level at the station Tuleny, Baku, and the mean sea level by the model with climate Volga runoff in the period 1948-1993 years in deviations from the annual mean sea level

### Conclusion

The emergence of open access atmospheric data reanalysis has provided input information for continuous-time calculations of the circulation in the seas, since 1948 until the present moment in time.

The model initially developed for calculating storm surges has been used for calculations of the seasonal variability of circulation. The operational version of the model used at the Hydrometeocenter of the Russian Federation provides reliable forecasts of storm surges in the North Caspian.

The model allows to simulate not only storm surges, but also seasonal and interannual changes of the Caspian Sea level using the data of the Volga runoff.

### References

- Arkhipov B.V., Popov S.K. Simulation of density and wind currents in the southeastern part of the Barents Sea // *Oceanology*. 1996. Vol. 36. N 6. PP. 805-813.
- Zilberstein O.I., Popov S.K. Chumakov M.M. Safronov G.F. The method of calculating extreme characteristics of the sea level in the North Caspian // *Water Resources*. 2001. Vol. 28. N 6. PP.692-700.
- Ibrayev R.A., Sarkisyan A.S., Truhchev D.I. Seasonal variability of water circulation in the Caspian Sea, reconstructed on the average long-term hydrological data // *Proceedings of the Academy of Sciences. Atmospheric and Oceanic Physics*. 2001. Vol. 37. N 1. PP.103 - 111.
- Ibrayev R.A., Kurdyumov D.G. Sensitivity of the seasonal variability of water circulation in the Caspian Sea to the parameterization of vertical mixing in a model hydrodynamics // *Proceedings of the Academy of Sciences. Atmospheric and Oceanic Physics*. 2003. Vol.39. N 6. PP. 849 - 856.
- Kosarev A.N., Tuzhilkin V.S. Climatic thermohaline fields of the Caspian Sea. Moscow: MSU Press, 1995. 96 p.
- Kurdyumov D.G., Oztsoy E. Mean annual variability characteristics of water circulation in the Caspian Sea, obtained by the eddy-resolving thermohydrodynamic model // *Oceanology*. 2004. Vol. 44. N 6. PP. 843-853.

- Marchuk G.I., Kochergin V.P., Klimok V.I., Sukhorukov V.A. Mathematical modeling of seasonal variability of surface turbulent layer in the ocean // Atmospheric and Oceanic Physics. 1978. Vol 14. N 9. PP. 945-955.
- Panin G.N. Evaporation and heat transfer in the Caspian Sea. M.: Nauka, 1987. 88 p.
- Popov S.K. Modeling the climate of the thermohaline circulation in the Caspian Sea // Meteorology and Hydrology. 2004. N 5. PP. 76-84.
- Popov S.K., Zilberstein O.I., Lobov A.L., Chumakov M.M. Modeling the seasonal variation of the Caspian Sea with the use of parallel computing // Meteorology and Hydrology. 2009. N 12. PP.41-53.
- Tuzhilkin V.S., Kosarev A.N., Truhchev D.I., Ivanova D.P. Seasonal features of the general circulation of the deep waters of the Caspian Sea // Meteorology and Hydrology. 1997. N 1. PP.91-99.
- Kochergin V.P. Three-dimensional prognostic models // Coastal and Estuarine Science. 1987. Vol. 4. PP.201-208.
- Mellor G.L., Durbin P.A. The structure and dynamics of the ocean surface mixed layer // J. Phys. Oceanogr. 1975. Vol.5. PP.718-728.
- Pohlmann T. Calculating the annual cycle of the vertical eddy viscosity in the North Sea with a three-dimensional baroclinic shelf circulation model // Cont. Shelf Res. 1996. Vol. 16. N 2. PP. 147-161.
- Pohlmann T. Predicting the thermocline in a circulation model of the North Sea. Part 1: model description, calibration and verification // Cont. Shelf Res. 1996. Vol.16. N 2. PP. 131-146.

## **THE ROLE OF THE CASPIAN SEA IN PRECIPITATION CONDITIONS ON THE SHORES OF THE NORTH OF IRAN**

**Hamid Reza Moradi**

Tarbiat Modares University, Mazandaran, Iran

Tel: 0122-6253101-3

[morady5hr@yahoo.com](mailto:morady5hr@yahoo.com)

### **Abstract**

The Caspian Sea, as the largest lake of the world, has a special role in environment circumstances of the region. In this research, we considered the role of Caspian Sea on precipitation in the shores of the north of Iran. The obtained results showed that three kinds of air mass and pressure system affect precipitation in the south shores of Caspian Sea: Siberia high pressure, low-pressure systems and emigrant anticyclones. Among them most of precipitations in terms of frequency originate from Siberia high pressure, while the strangest precipitation originates from emigrant anticyclones. Evaporation produced by Caspian Sea provides moisture for precipitation that originated from the Siberia high pressure, while moisture for low pressure and part of moisture for emigrant anticyclones are provided by the Black sea, Mediterranean Sea and Atlantic Ocean. Necessary conditions for dense precipitation in the area are provided when a high pressure ridge settles in the south shores of Caspian Sea in the surface of the earth resulting from cold air expansion and existence of a trough in the middle and upper levels of atmosphere. It should be pointed out that cold airflow from high latitude to the south shores of Caspian Sea cause on increase of air pressure in the area. So, higher pressure in the surface of the earth and deeper trough in the upper level lead to more intensity precipitation.

### **Introduction**

The Caspian Sea with a surface area of 392,000 square kilometers is extended in latitude of 36 to 47 to the north and longitude of 47 to 54 to the east. Its length from north to south is 1,200 kilometers and its average width is 300 kilometers. Iran, Russia, Turkmenistan, Azerbaijan and Ghazaghestan share the Caspian Sea. The southern wing of this sea constitutes the northern coastal line of Iran.

With a brief look at the rainfall in the regions around the Caspian Sea (Table 1) and comparing it with the rainfall at the southern coastal line of the Caspian Sea (Table 2), we can observe clear differences in the annual and monthly rainfalls of these regions (Morady, 2002).

**Table 1:** The annual and monthly mean rainfall rate at the stations around the Caspian Sea

Month Station	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Year
Hassanghly	15.6	12.4	29	17.4	13.2	2.4	7.9	3.2	14.3	22.2	30	25.2	203.8
Krasnodesk	14	13.4	23.2	16.9	14.6	2.7	5.6	3.5	5.5	15.9	20.1	13.7	143.1
Ghoriov	10.1	89	12.6	12.3	12.3	26	15.4	11	11.2	17.7	15.2	13.4	157.9
Astrakhan	13.1	11.6	15.3	19.8	20.7	25.5	14.2	16.3	22.5	20.2	12.8	16.2	209.6
Makhachkala	24.1	29.7	22.5	19.9	23.6	26.8	25.7	25.9	37.1	32.8	27.3	26.4	321.8

**Table 2:** The annual and monthly mean rainfall rate at the stations on the southern coast of the Caspian Sea in the period 1959-1993

Month Station	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Year
Astara	83.5	72.4	96.9	48.1	50.6	43.4	28.8	65.4	212	281.5	140.9	96	1219.5
Anzaly	187.2	136.2	112.2	49.9	50.6	44.1	41.2	107.3	207	367.4	292.6	219.9	1815.7
Rasht	150.2	130.1	116.5	56.7	58.6	39.6	39.6	73.6	138.3	236.1	202.2	173.3	1416.9
Ramsar	84.4	78.6	89.2	40.5	50.4	49.7	49.7	69.4	161.8	309.8	161.7	119.3	1248.9
Noshar	114.4	109.1	92.4	47.8	48.2	52.6	52.6	79.5	153.8	242.1	206.9	140.1	1326.6
Babolsar	99.2	79	70.5	31.3	23.7	16.4	16.4	67.1	73.3	166.3	131.8	131.8	913.4
Gorgan	55.2	63.7	76.9	45.2	46.8	30.6	30.6	31.5	37.9	69.2	60.3	64.2	599.8

While the annual mean rainfall in northern, western and eastern coastal lines of the Caspian Sea is associated with the arid and semi-arid climates. At the same time in the southern coastal line of this sea, the annual rate of rainfall has a range of 1815 mm in Bandar Anzali to 600 mm in Gorgan. The same condition applies to the temperature conditions of these regions (Tables 3 and 4) while the annual mean rainfall over the Caspian Sea is about 196 mm.

**Table 3:** The annual and monthly mean temperature rate at the stations around the Caspian Sea

Month Station	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Year
Hassanghly	4.5	5.6	8.9	14.9	20.2	23.9	26.8	27.1	23.7	17.3	11	6.7	15.9
Krasnodesk	2.2	2.8	6.8	13.5	19.7	23.9	27.5	27.1	21.7	14.6	9.2	5.2	14.5
Ghoriov	-7.3	-8.3	-0.3	11.2	11.9	23.3	26.1	25.2	17.5	7.8	1.8	-3.9	9.4
Astrakhan	-5.5	-5.2	0.9	11.2	18.4	22.3	25.5	24.3	17.5	8.7	6.3	-1.5	9.7
Makhachkala	0.3	0.5	3.7	10.2	14.4	21.5	24.6	23.8	19.8	13.1	7.9	3.5	12.1
Bayser	-16.6	-15.7	-7.5	0.9	7.8	13.1	15.7	12.4	7	-0.8	-7.8	-13.4	-0.4

**Table 4:** The annual and monthly mean temperature at the stations on the southern coast of the Caspian Sea in the period 1959-1993

Month Station	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Year
Astara	5.7	5.5	8.5	12.8	18.1	22.5	25.6	24.7	21.5	16.6	12	7.7	15.1
Anzaly	7.1	6.7	8.6	13.1	18.8	23.4	25.2	25.4	22.5	17.8	13.5	9.9	16.1
Rasht	6.7	6.6	8.8	14.1	19	23	25.2	24.8	22	17.1	12.6	8.7	15.7
Ramsar	7.1	7	8.8	13.6	18.6	22.8	25.6	24.8	22.4	17.5	13.2	9.3	15.8
Noshar	7.3	7.1	8.9	13.4	18.3	22.4	25	24.9	22.6	18	13.4	9.6	15.9
Babolsar	7.8	7.9	10	14.7	19.7	23.9	26.5	26	23.7	18.6	14.1	9.8	16.9
Gorgan	8	8.2	10.8	16.3	12.2	25.5	27.9	27.3	23.9	19.1	13.6	9.8	17.6

The southern coastal line of the Caspian Sea, in addition to following the pattern of general circulation atmosphere, is under influence of local factors (Nash, Newman, 1996). The presence of the Caspian Sea, as the main source of humidity, and Alborz Mountains in south of the coasts and north and northwest winds in the region, altogether created an ideal ecological (climatic) conditions in the region which is unique in the world. The presence of fertile soil, good temperature and sufficient rainfall has prepared the region for the growth of different plants, so that the region possess dense forests with high commercial value and is considered as the main agricultural region in Iran. Despite this, the local residents of this region frequently suffer from the drought and shortage of water and face with destructive floods, imposing financial damages as well as heavy losses (Morady, 2003).

Therefore, it is logical that by identifying the mechanism, the creation, reinforcement and systematic move and expansion of climatic conditions dominating the region to benefit from its positive impact and to avoid or minimize its damaging consequences ("Program on...", 1990).

The main aim of this research is to study the role of the Caspian Sea on the rainfall of northern coastal lines of Iran.

### Materials and methods

In this research, the climatic parameters of meteorology synoptic stations of Astara, Bandar Anzali, Rasht, Ramsar, Noshahr, Babolsar and Gorgan within the years 1959-93 together with the meteorology maps of daily and monthly rainfalls during the years 1971-72 to 1988-89 were collected and studied. The reason for choosing this period (1971-89) was the accessibility and availability of suitable maps during this period at the Meteorology Organization of Iran. The region under study was chosen at the 10° to 90° latitude to the north and of west 90° to east 90° longitudes. The reason for choosing this boundary was to study the source and the way the active pressure centers influence the climatic conditions of the region. Since the two main factors in the rainfall are humidity and the ascend of air (Ghaemi, 1996), hence, in this study, the maps of earth surface as well as contours of 500 Hectopascal were studied for determining the instability conditions (Divis, Benkovic, 1992). The reason for choosing the 500 HectoPascal was that most of the water vapor present in the atmosphere (about 0.90) is located in the layers under the contour of 500 Hectopascal (Khairandish, 1984). On the other hand, the wave formation in this contour is the best representation for determining the stable or instable conditions of a region (Harvey, Hitchman, 1996). In this way, the wave formation and position of the atmospheric active systems in connection with the atmospheric condition dominating the northern coasts of Iran and the patterns dominating the region at the time of rainfall were identified.

## Results and discussions

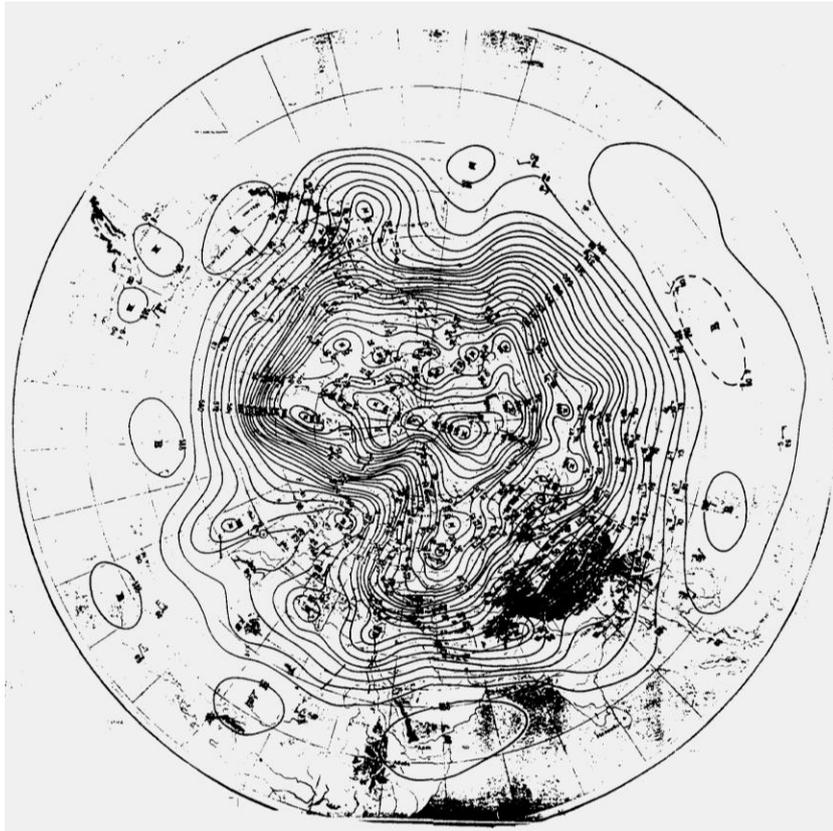
The rainfall and temperature positions of the stations studied are provided in Tables 2 and 4. Table 1 shows the annual and monthly mean rainfall of the areas around the Caspian Sea and Table 2 shows the annual and monthly mean rainfall in the northern coasts of Iran. Tables 3 and 4 showed the monthly and annual mean temperature in these regions, respectively. As Table 2 shows, there was no arid month in the southern coasts of the Caspian Sea. In all the stations except the Gorgan station, the highest rainfall was in autumn and the least rainfall was in spring. In Gorgan, the rainfalls in winter and autumn were identical and were considered as the highest rainfall seasons and the summer season was considered as the most arid season. The highest humidity month in all the stations except the Gorgan station is October. May, June and July are considered as the driest months. The highest rainfall at the Gorgan station happens in March. It is note worthy that the rainfalls in southeast of the Caspian Sea, to some extent, follow the regime of the internal rainfall of Iran plain.

For comparing the rainfall position at the southern coasts of the Caspian Sea with other coastal regions of this sea, the monthly and annual mean rainfalls of some of these stations are provided in Table 1. As it can be seen, the rate of rainfall at the Caspian Sea region and its neighboring surroundings is very little and most of the time the average rainfall is less than 200mm. By averaging the 119-year statistics, presented by Doberolski, Kosario and Leontif, it was observed that the average rate of rainfall at the Caspian Sea is equal to 192 mm (Morady, 2003).

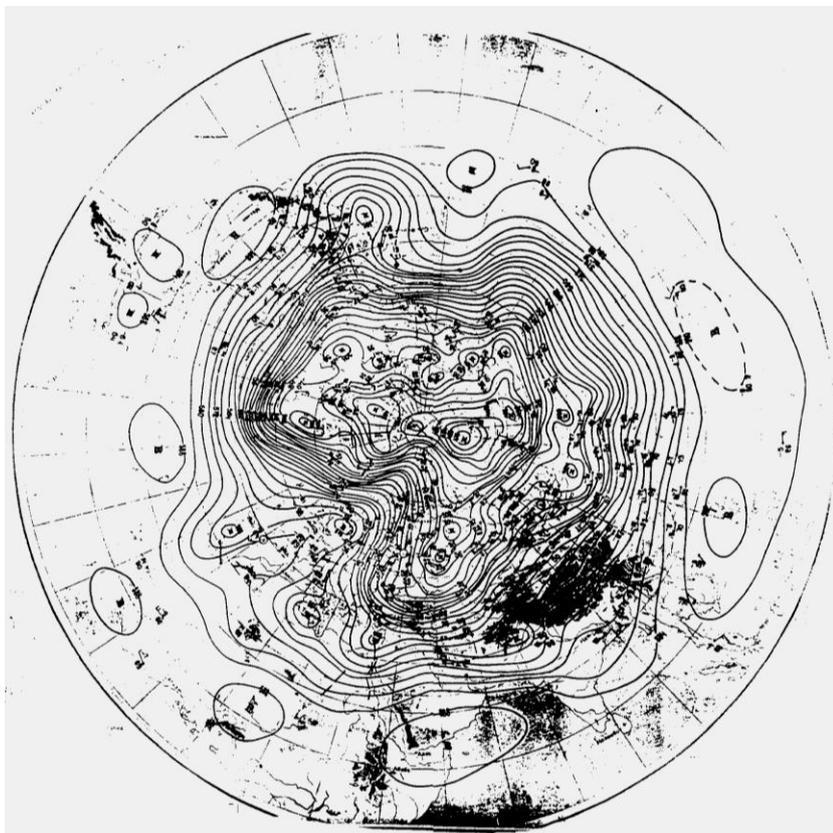
By analyzing the synoptic meteorology maps, the following results were obtained:

the northern coasts of Iran are under the influence of Mediterranean low pressures that reaches the Caspian sea via Turkey and Black Sea or it is directly influenced by migratory Island low pressure system that invades the Caspian Sea by cold weather via polar front or Arctic and would create plenty of rainfall, particularly in autumn over the northern coasts of Iran by removal of humidity and warming during its passage over the warm water of the Caspian sea. When the migratory Island low-pressure system goes toward the southern regions and is stabilized over the Eastern Europe. By expansion of cold front, this low-pressure center moves toward the southern region, and the high-pressure ridge of the northern Europe settles over the Caspian Sea and gradually the north-northwest currents settle over the Caspian Sea (Kerang, Makarau, 1994). With the emergence of these currents, the cold weather of arctic passes through the Caspian Sea and by absorbing sufficient heat and humidity from the sea, it becomes instable and particularly in the western region of the southern coasts of the Caspian Sea causes considerable rainfall. This rainfall would be more severe when the difference in the temperature and water level is high and, sometimes in some regions, the rainfall would reach more than 300 mm in 24 hours (Morady, 2002). These rainfalls would continue until the high pressure is not yet settled along the Caspian Sea, or on the other hand, the currents are located in the North-Northeast (Figures 1 and 2).

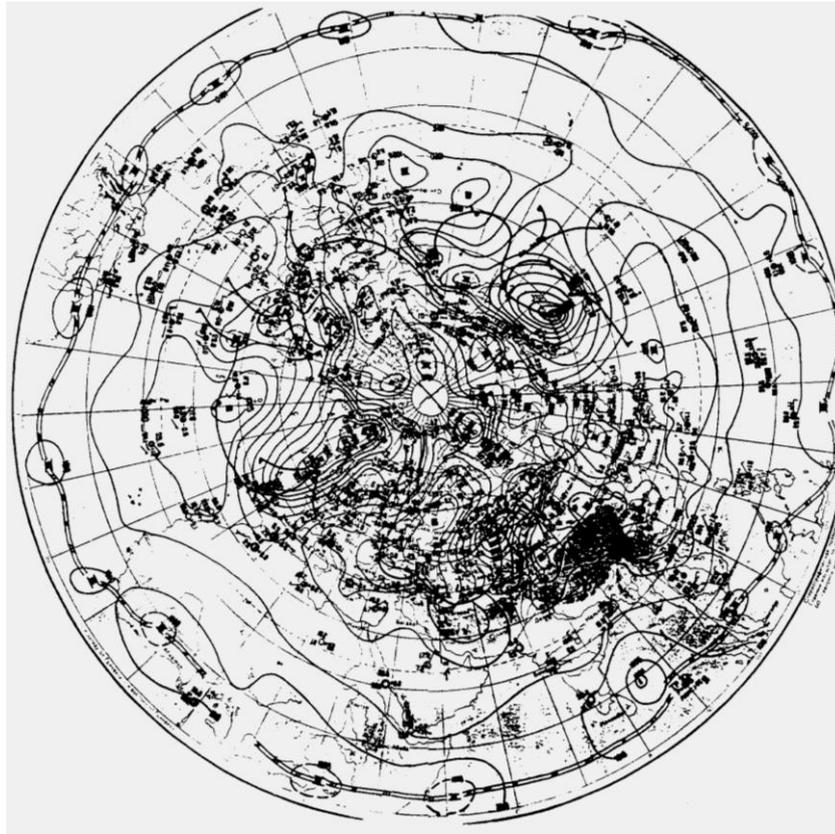
In other words, the severe rainfalls in the southern coasts of the Caspian Sea occur when the earth surface is under the influence of high pressure ridge from the cold type and the center of this high pressure is normally would settle in the northwest of the Black Sea (in Eastern Europe). In front of this high pressure is a low pressure system, which is of Mediterranean origin that reaches south of the Caspian Sea via Turkey and the Black Sea and causes the invasion of cold weather to the Caspian region via the polar front (Figure 2). In contour of 500 Hectopascal, the occurrence of rainfall in the region together with the settlement of the ridge over the Black Sea, east to center of the Europe and east of the Mediterranean Sea would cause a deep trough to be settled in the east of the Black Sea in around the eastern longitude of 40° to 50° (Figure 3).



**Fig. 1.** The synoptic map level of 50 hp of the January, 1972



**Fig. 2.** The synoptic map level of 500 hp in 2/1/1989



**Fig. 3.** The synoptic map earth surface in 30/11/1984

When the center of this trough is positioned around the north pole and along the Eastern Europe, then by the expansion of its cold front to the south, the high pressure ridge in the Eastern Europe would settle over the Caspian Sea, and gradually with the emergence of the North-Northwest currents over the Caspian Sea, the cold weather of the arctic would pass over the Caspian Sea and by absorbing heat and sufficient humidity it would become instable and would cause considerable rainfall particularly in the western region of northern coasts of Iran. Therefore, for the rainfall over the southern coasts of the Caspian Sea, the existence of the presence of a trough in the middle and upper atmosphere as well as at front (especially cold front) on the earth surface is necessary. The more pressure on the earth surface, the more would be the rate of rainfall, if other conditions are hold (such as humidity at different contours, presence of weather front on the earth surface, presence of trough in the upper contours and etc).

#### **References**

- Divis R.E., Benkovic S.R. Climatological variations in the northern hemisphere circumpolar vortex in January // *Theor. Appl. Climatol.* 1992. 46. 63-74.
- Ghaemi H. *General Meteorology* / Samt organization. 1996.
- Harvey V. L., Hitchman M. H. Climatology of the Aleutian High // *J. of the Atmospheric Sciences.* 1996. Vol. 53. No. 14.
- Kerang L., Makarau A. Drought and desertification // *Report Series. World Climate Programme, WCASP (28) WMO/TD.* 1994. No 605. 286 p.
- Khairandish M. *Synoptic Meteorology* / Iran Meteorology Organization. 1984.
- Morady H.R. The polar vortex and precipitations on the southern coast of the Caspian Sea. 2002
- Morady H.R. Synoptic analysis of the precipitation on the southern coast of the Caspian Sea // *The Caspian Sea International Conference.* 2003. 157 p.
- WMO/TD 1990. Program on long-range forecasting research (Nanjing, China, 8-12 October 1990) No. 362.

## **ВОЗДЕЙСТВИЕ НЕФТЕГАЗОВОГО КОМПЛЕКСА НА ОКРУЖАЮЩУЮ СРЕДУ КАЗАХСТАНСКОГО ПРИКАСПИЯ**

**Темирбаева Р.К.**

ТОО «Институт географии», Алматы, Казахстан

Тел. +7 (727) 2918129 (вн.124), +7 (727) 2918102

[rozatemirbayeva@mail.ru](mailto:rozatemirbayeva@mail.ru)

### **Аннотация**

Представлены актуальные экологические проблемы добывающей отрасли промышленности Казахского Прикаспия. Показаны негативные факторы, возникающие при разработке месторождений углеводородного сырья и воздействующие на различные компоненты природной среды.

### **Введение**

Казахстанский Прикаспий благодаря наличию на его территории крупнейших запасов углеводородного сырья, стал локомотивом экономики Республики Казахстан, вывел страну в число крупных нефтедобывающих государств мира. История освоения месторождений углеводородного сырья Прикаспия насчитывает более 110 лет. Первое месторождение нефти на территории Прикаспия было открыто в урочище Карашунгил Жылыойского района Атырауской области в 1899 году. В 1911-1915 гг. введены в разработку месторождения нефти Доссор, Макат, затем Кульсары, Косчагыл, Каратон, Байшонас, Искене, Сагиз, Кошкар, Шубаркудук и др. Уже к 1970 г. в регионе было открыто 42 месторождения углеводородного сырья из них 32 нефтяных, 7 нефтегазовых и 3 газовых (Акиянова, 2004). Месторождения, открытые в 70-80 годах, стали основой углеводородной отрасли Казахстана.

В настоящее время в регионе открыто около 200 месторождений и добывается 40 млн. т нефти и 6 млрд. м<sup>3</sup> газа в год. В общем объеме ВВП доля региона составляет 18% («Регионы Кавказа..», 2008). Горнодобывающая отрасль продолжает оставаться ведущей отраслью промышленности не только Казахского Прикаспия, но и всего Казахстана в целом. По материалам Агентства по статистике РК в Прикаспийском регионе в 2008 г. по сравнению с 2007 г. наблюдался рост объемов промышленного производства, который составил 3680,2 млрд. тенге и увеличился по сравнению с предыдущим годом на 1165,2 млрд. тг. (или 31,2%). В разрезе областей объемы промышленной продукции в Атырауской области увеличились на 34,2% и Мангистауской - на 28,1%. Увеличение объемов обеспечено в основном ростом производства в горнодобывающей отрасли. Так, в Атырауской области выросли объемы добычи нефти, включая газовый конденсат на 3,6 млн. т, газа природного на 1,8 млрд. м<sup>3</sup> и в Мангистауской области газа природного на 1 млрд. м<sup>3</sup> («Государственная программа..»).

### **Основная часть**

Освоение новых как и разработка введенных в эксплуатацию месторождений нефти и газа связаны с серьезным негативным воздействием на различные компоненты природной среды.

В районах промыслов отмечается широкий комплекс антропогенных изменений рельефа, почвенного и растительного покрова, уровня грунтовых вод, а также процессы сорообразования и оврагообразования, карстовые явления, формирование подвижных песков.

На этапе разработки углеводородов особо важную роль играет развитие сопутствующей инфраструктуры, прежде всего транспортной обеспеченности территории. К примеру, при строительстве 100 км трубопровода площадь разрушенного почвенно-растительного покрова достигает 500-1000 га («Месторождения нефти и газа

Казахстана», 2005). При этом формируется своеобразный антропогенный мезо- и микрорельеф, активизирующий ряд рельефообразующих процессов, таких как эрозия, дефляция, обрушение и оползание стен траншей, карст, суффозия и др. Нередко с целью форсирования разработок нефти и газа применялись технологии ускоренной сборки нефтяных вышек на специальной площадке в районе г. Актау, которые затем буксировались бульдозерами на десятки и сотни километров к месту установки, в результате полностью уничтожался почвенно-растительный покров. Например, наблюдения в урочище Аксаксаул на юго-западном Устюрте показали, что даже после тридцатилетнего прекращения геологоразведочных работ деградированные участки не восстановились.

Антропогенное воздействие на природную среду выразилось в сильнейшем загрязнении атмосферного воздуха, подземных и прибрежных вод Каспийского моря предприятиями добывающей и перерабатывающей отрасли. При этом особо следует отметить сжигание попутного газа на факелах, которое наносит значительный экологический и экономический ущерб, насыщая атмосферу вредными веществами, особенно угарным и сернистым газами, отрицательно влияющими на состояние растительного покрова и почвы. Так, например, в Атырауской области из общего объема выброса в 155,4 тыс. т на стационарные источники приходится 110,5 тыс. т (или 72,5%), в Мангистауской области среднегодовой объем выбросов составляет порядка 76,5 тыс. т («Национальная экологическая стратегия Республики Казахстан»). Загрязненный воздух, ухудшая состояние окружающей среды, также негативно влияет на качество сельскохозяйственной продукции и здоровье населения, а также ведет к экономическим потерям.



**Рис. 1.** Сжигание на факелах попутного газа

Приведенные данные не могут отразить всего комплекса негативного антропогенного воздействия на экосистему, которая уже исчисляется тысячами гектаров земли, загрязненных нефтью и радиоактивными отходами и т.д. Общая площадь нефтяного загрязнения в Казахстане составляет 194 тыс. га, а объем разлитой нефти - более 5 млн. т («Сводный аналитический отчет...», 2009). В Атырауской области на площади более 1,3 млн. га допущено техногенное загрязнение в виде разливов нефти объемом в десятки тысяч тонн. Вокруг каждой буровой установки в радиусе 500-800 м уничтожается растительность на 70-80%. И как следствие, в Прикаспийском нефтедобывающем регионе более 4,3 млн. га нарушенных земель, включая 1,5 млн. га техногенных зон, 1,9 деградированных пастбищ, 0,6 загрязненных нефтепродуктами и 0,3 млн. га земель с радиоактивным загрязнением («Республика Казахстан», 2006).



**Рис. 2.** Загрязнение нефтью почвенного покрова

Экологическую опасность представляют более тысячи аварийных и заброшенных скважин, так как в связи с подъемом воды в Каспии вполне реальна угроза их затопления и серьезного загрязнения моря. По некоторым данным, порядка 100 незаконсервированных скважин месторождений Каламкас и Каражанбас в настоящее время уже затоплены. Всего подверглось затоплению около 700 законсервированных, частично законсервированных и иных скважин.

Негативное воздействие горнодобывающей отрасли ведет к сокращению пространственного размещения и численности популяций диких животных, негативно отражаясь на процессах сохранения и естественного возобновления природных ресурсов. До начала 60-х гг. XX века численность устюртского горного барана на Устюрте и Мангышлаке составляла 7-10 тысяч голов. К началу 80-х гг. его численность сократилась в 2-3 раза, но затем наметился подъем, в связи с сокращением числа вахтовых городков, упорядочением нефте- и газо- разведки и разработок полезных ископаемых, и в первую половину 90-х гг. она достигла уровня 5,5-6,5 тыс. гол. С 1997 г., связанный с новым экономическим подъемом региона, вновь началось падение его численности: к 2000 г. она сократилась до 3, а в настоящее время – до 1,0-1,5 тысяч. В настоящее время наблюдается дальнейшее сокращение численности джейрана, он практически перестал встречаться вдоль Западного чинка Устюрта и сконцентрировался в наиболее труднодоступных для человека местах (Плахов, 1994; Плахов, 2003).

Большинство разрабатываемых месторождений углеводородного сырья на территории Республики Казахстан, в том числе и Прикаспийском регионе к 2002 году достигли стадии максимального уровня годовой добычи. Дальнейший рост добычи на суше в первую очередь связан с интенсификацией разработки месторождений, таких, как Тенгиз и Карачаганак. Вместе с тем, проведенные исследования показали, что основной прирост разведанных запасов и добычи углеводородного сырья следует ожидать в акватории Каспийского моря. По прогнозным данным только на казахстанском шельфе возможно добыча до 150,0 млн.т. в год («Республика Казахстан», 2006).

### **Заключение**

Современное состояние нефтегазового комплекса региона требует применение новейших технологий для предупреждения риска экологических и техногенных катастроф, которые, безусловно, потребуют крупных капиталовложений, однако они несравнимо малы по сравнению со средствами, которые могут потребоваться при возникновении аварийных ситуаций.

Решение экологических проблем требуют принятия своевременных и правильных решений, в которых, на наш взгляд, особое внимание должно уделяться следующим направлениям:

- проведению институциональных преобразований в природоохранной деятельности и оптимизированию ее финансирования;
- усовершенствованию природоохранного законодательства;
- мониторингу и системе отчетности;
- вовлечению научных кругов, НПО и общественности в решение экологических задач;
- формированию системы экологического образования и воспитания.

#### **Список использованной литературы**

- Акиянова Ф.Ж. Геоморфологические основы современного развития и освоения прикаспийских равнин Казахстана. Диссертация ... д.г.н. Алматы, 2004.
- Государственная программа освоения казахстанского сектора Каспийского моря/  
<http://ru.government.kz/resources/docs/doc>
- Месторождения нефти и газа Казахстана. Справочник. Алматы, 2005. 327 с.
- Национальная экологическая стратегия Республики Казахстан/ <http://www.agroweb.unesco.kz>
- Плахов К.Н. Состояние популяции устюртского горного барана в Казахстане // Селевения. 1994. 3. С. 58 – 67.
- Плахов К.Н. Устюртский горный баран *Ovis vignei* arcal. Сообщение 1: Современное состояние популяций // Териофауна России и сопредельных территорий. Мат-лы VII Съезда Териологического общества, Москва, 6–7 февраля 2003. М., 2003. С. 262 – 263.
- Регионы Казахстана в 2008 году. Статистический сборник. Астана, 2009. 428 с.
- Республика Казахстан. 2006. Том 3: Окружающая среда и экология. Алматы, 2006. 518 с.
- Сводный аналитический отчет о состоянии и использовании земель Республики Казахстан за 2008 год. Астана, 2009. С. 178.

## **МОНИТОРИНГ ГЕОСФЕРНЫХ ПРОЦЕССОВ КАЗАХСТАНСКОЙ ЧАСТИ ПРИКАСПИЯ**

**Ергалиев Т.Ж.**

Атырауский институт нефти и газа, Атырау, Казахстан

Тел.: +7 7122 354654

[Ytlepkazy@yandex.ru](mailto:Ytlepkazy@yandex.ru)

#### **Аннотация**

Изучено влияние Прикаспийского региона на состояние геосферы Земли. Основное внимание уделено повышению уровня Каспийского моря и нагонам, снижающим альbedo, пыльным бурям и просачиванию нефти и газа со дна моря из разломов и грифонов, техногенному ускорению процессов геодинамики на нефтегазовых месторождениях и индуцированию землетрясений. Наблюдение, оценка, контроль и прогноз перечисленных параметров является целью геосферного мониторинга.

#### **Введение**

Проблемы охраны окружающей среды являются актуальными для всех прикаспийских государств в связи с подъемом уровня Каспийского моря, который повлиял на все виды деятельности, но самым главным из них является нефтегазодобыча. В свою очередь воздействие нефтегазодобычи на окружающую среду можно охарактеризовать, как многоуровневое и многоаспектное. Уяснить характер и опасность взаимного влияния окружающей среды и нефтегазодобычи друг друга возможно только на основе системы наблюдений и оценки, контроля и прогноза. Эту

последовательность действий (наблюдение и оценка, контроль и прогноз) принято называть мониторингом.

После распада СССР все постсоветские государства разработали единые системы государственного мониторинга. При этом в терминологии и классификации мониторинга сложился большой разброс и выявилось несоответствие в понимании целей, задач и методологии мониторинга. В советское время наиболее удачную классификацию систем мониторинга окружающей среды дал академик И.П.Герасимов (Герасимов, 1975). Он выделил три блока мониторинга назвав их - биосферный, биоэкологический (санитарный) и геоэкологический (природно-хозяйственный). Идеи И.П.Герасимова не получили практического воплощения и должного развития на территории постсоветских государств, за исключением Казахстана (Подольский, Мирзадинов, Лысенко и др., 1993).

Уяснение антропоцентрического характера понятия «мониторинг окружающей человека среды», рассмотрение иерархии и многокомпонентности окружающей среды, выявление целей, задач и методологии различных областей экологии и сфер природопользования позволили Мирзадинову Р.А. выделить шесть блоков мониторинга (Подольский, Мирзадинов, Лысенко и др., 1993; Мирзадинов, Подольский, 1995; Есполов, Мирзадинов, Марамова, 2002). По иерархии они располагаются в следующем порядке: геосферный, биосферный, геоэкологический, биоэкологический, природно-хозяйственный, санитарно-гигиенический. Высший уровень занимает геосферный мониторинг, предложенный Мирзадиновым Р.А. Наши многолетние исследования полностью соответствуют подходу Герасимова-Мирзадинова. В данной статье я рассматриваю параметры геосферного мониторинга Казахстанской части Прикаспия.

### **Основная часть**

К Казахстанской части Прикаспия относятся две области Казахстана – Атырауская и Мангистауская – общей площадью 284,27 тыс. кв. км, или 10,4% всей территории республики. Из общей численности населения двух областей 850,5 тыс. человек (5,3 % от населения республики), основная часть (650 тыс. человек) проживает в прибрежной зоне. Эксплуатация каспийских природных ресурсов включает рыболовство, транспорт, сельское и лесное хозяйство и, самое главное, нефтегазодобычу. Более 90% от всей экономической деятельности осуществляется непосредственно в береговой зоне этих областей, а также в шельфовой зоне моря, в пределах казахстанских территориальных вод.

В 1930 году площадь Каспийского моря составляла 422 000 км<sup>2</sup>. Затем уровень Каспия постепенно падал, при уровне - 28,5 м (1970 г) площадь Каспийского моря была наименьшей и составляла примерно 371 000 км<sup>2</sup>, при уровне - 28 м площадь увеличилась до 378 400 км<sup>2</sup>. В последние годы уровень Каспия составляет около – 26,75 м а площадь его поверхности - 392600 км<sup>2</sup>. Объем вод Каспийского моря равен 78648 км<sup>3</sup> [6]. То есть с наименьшей площади в 371 тыс км<sup>2</sup> произошло увеличение на 21,6 тыс. км<sup>2</sup>. В основном, именно в Казахстанской части Прикаспия произошло расширение акватории Каспия более чем на 15 тысяч км<sup>2</sup>.

Особенно далеко вглубь прибрежных территорий морская вода проникла на Северном и Северо-Восточном Каспии, где берега очень отлогие. В Северо-Восточном Каспии акватория моря продвинулась с 1977 г. на 70 км вглубь территории. И.В. Диваков (Диваков, 1991) рассчитал, что при повышении уровня моря с -28,0 до -26,0 м емкость территории восточной части Северного Каспия от устья Урала до мыса Бурунчук составит 5,5 км<sup>3</sup>.

Увеличение площади затопляемых Каспием территорий, затопление многочисленных островков и шалыг, а также расширение площадей нагонно-сгонных явлений привело к уменьшению альбедо территории Казахстанского Прикаспия

примерно на 10%, и соответственному вкладу данной территории в глобальное потепление. Уменьшение значения альбедо свидетельствует об увеличении поглощения солнечной энергии земной поверхностью.

Климат региона резко континентальный, но в узкой прибрежной полосе он несколько смягчается благодаря влиянию моря. Смягчающее влияние моря выражается в снижении положительных и повышении отрицательных значений температуры воздуха, а также в повышении влажности воздуха на побережье. Температура воздуха летом здесь на 1-2°C ниже, а зимой на 3-4°C выше, чем в удаленных от моря районах. В Атырауской области ветровая деятельность активно выражена в регионе Тенгиза и Прорвы. Здесь средние скорости ветра в течение периода с марта по май близки к 7 м/с, в остальные месяцы - не ниже 5,3-6,0 м/с. Для района Тенгиза и Прорвы число дней с сильным ветром - 42, для остальных районов оно колеблется от 30 до 37 дней. Активная ветровая деятельность является причиной развития пыльных бурь. Так, в районе города Атырау число дней с пыльными бурями составляет в среднем 26,5 дней, тогда как в районе Тенгиза и Прорвы - 54,4 дня. Относительно небольшое количество пыльных бурь в Атырау связано со смягчающим влиянием Каспия. В Мангистауской области число дней с пыльными бурями составляют 90 дней.

Пыльные бури начинаются, как правило, при скорости ветра 10-12 м/с. Когда причины, непосредственно вызывающие пыльную бурю, исчезают, поднятая с земной поверхности пыль остается в воздухе на протяжении нескольких часов или даже суток. Большие массы пыли переносятся на сотни и тысячи километров.

Запыленность атмосферы, по вертикали, может проявляться как в приземном слое (ильные или песчаные поземки) и в более высоких слоях (до 6-7 км). При устойчивой стратификации атмосферы слой приземного прогрева ограничивается несколькими сотнями метров. Здесь часто наблюдаются сильные пыльные бури, распространяющиеся до высоты всего 200-300 м, тогда как на больших высотах воздух остается совершенно чистым.

Значительный приток солнечной радиации (до 120 ккал/см<sup>2</sup> в год) на фоне сравнительно высокой температуры поверхности воды обуславливает большое испарение с поверхности моря, до 1000 мм в год (т.е. до 1 м<sup>3</sup> воды с каждого квадратного метра). В то же время количество выпадающих атмосферных осадков над морем не превышает 200 мм в год, а у восточного побережья и того меньше - всего 90-100 мм за год. Несмотря на превышение испарения с поверхности моря над осадками уровень Каспия повышается и основной причиной чего является сток реки Волги.

За период с 1977 по 2000 гг. уровень Каспийского моря повысился с отметки минус 29 м до минус 26,8 м. При этом значительная часть побережья оказалось затопленной, включая различные сооружения, коммуникации, природные объекты. Последствия долговременного подъема уровня моря усугубляются влиянием ветровых (штормовых) нагонов, характерных для побережья Северного Каспия.

Сильные ветры над Каспием наблюдаются здесь достаточно часто. Они обуславливают нагоны воды на побережье различной высоты и длительности, зависящие от скорости, направления и продолжительности ветра. Опасные нагоны и сгоны на Северном Каспии происходят в осенне-зимний и весенний периоды и могут наблюдаться до 1-2 раз в месяц. На Северо-Восточном Каспии лед препятствует распространению нагонов, и зимой их там нет. Нагоны в восточных районах Северного Каспия наиболее часто случаются в июле и октябре, экстремальные в апреле-мае. В результате нагонов уровень воды может подняться у восточного побережья более чем на 2 м. В зону затопления в таком случае попадает территория с отметками ниже -24,5 м. Наиболее высокие нагонные волны в Мангистауской области наблюдаются в заливах Кочак (1,9 м), Комсомольский (2,0 м), на пологих прибрежных участках полуострова Бузачи (2,16 м) и сора Мертвый Култук (2,6 м).

При сильном нагоне побережье может быть затоплено на 20-30 км от постоянного уреза воды, а иногда на 50 км. Следствием нагонов может быть массовая гибель рыб, бентоса и растительности. На восточном побережье нагоны вызывают ветры северо-западные и юго-западные, на взморье реки Урал - юго-западные и северо-северо-западные. Сильные сгонные ветры могут приводить к понижению уровня моря на 1,5 м (в 1952 г. отмечалось понижение на 2,5-3 м), что сопровождается осушением дна на расстоянии до 10-15 км от постоянного уреза воды. В более глубоких местах, колебания уровня моря, связанные с нагонами и сгонами, существенно меньше (1,3 м в шельфовой зоне и 0,8 м в Уральской бороздине). Средняя продолжительность сгонно-нагонных явлений составляет около 5 дней.

Считается что сейсмическая активность в Северном Каспии не велика. Северо-восточная часть Каспийского моря и примыкающие к ней территории, расположенные к северу от Туркменско-Предкавказского глубинного разлома, считаются относительно стабильными и согласно сейсмическому районированию по СНГ, отнесены к районам с сейсмичностью менее 6 баллов. Тем не менее, ложе Каспийского моря представляет тектоническую впадину. Каспий разделен границами плит, которые соответствуют порогам, отделяющим различные части Каспийского моря друг от друга. С тектонической точки зрения граница между Средним и Южным Каспием более активная. Большинство землетрясений отмечено вдоль швов по границе между Средним и Южным Каспием, где высвобождается тектоническое напряжение. Отголоски этих землетрясений, происходящих на Кавказе и в южной части моря, доходят до Северного Каспия, в частности, до Тенгизского месторождения, силой в 1-2 балла.

Изменения напряженного состояния пород могут привести к образованию техногенных землетрясений, иногда катастрофических. Очаги таких землетрясений обычно приурочены к зонам сочленения глубинных разломов (Газли), к поясам вулканической активности (Сахалин), к зонам сочленения платформ и складчатых областей (Кавказ). Особенно велика вероятность возникновения таких землетрясений при нарушении равновесия в карбонатных коллекторах (Астраханское, Карачаганакское, Оренбургское газоконденсатные месторождения). Возникающие техногенные тектонические подвижки приводят к проседанию земной поверхности, которые могут достигать 5-32 мм. По последней схеме сейсмического районирования Русская платформа, составной частью которой является Прикаспийская впадина, отнесена к территориям, где возможны 5-7 бальные техногенные землетрясения.

Геодинамический мониторинг Астраханского ГКМ показал, что на участках месторождения, подвергнутых наиболее интенсивному отбору флюидов, зафиксированы максимальные концентрации эманации (радоновые и гелиевые аномалии), приуроченные к тектоническим нарушениям. За последние 6 лет наблюдаются оседание земной поверхности до 6-11 мм/год (скважина 104). Указанные миллиметры смещений это лишь начало возможного интенсивного деформирования пород. Оседание земной поверхности связывается и с современной активностью разломов. Не вызывает сомнения тот факт, что на фоне возможных неотектонических движений и увеличивающихся отборов пластового флюида, наличие большого числа тектонических нарушений в продуктивной толще и надсолевых отложениях, будет усиливать опасные геологические процессы (Ушивцева, 2004).

На некоторых месторождениях проявляется тесная связь между изменениями во времени объема закачиваемой воды в пласты и изменениями режима сейсмической активности. Например, на Кумдагском нефтяном месторождении (Туркменистан), произошло землетрясение с магнитудой 5,7 и с очагом на глубине 7-8 км (1984 г.). Сейсмические события происходят также при резком понижении давления в водонапорной системе в результате отбора большой массы углеводородов и снижения нагрузки на кристаллические породы фундамента, находившиеся в критически

напряженном состоянии. Так, на Ромашкинском нефтяном месторождении (Татарстан), где продуктивные пласты залегают на глубине до 2 км, гипоцентры землетрясений находились в верхней части кристаллического фундамента, на глубинах 3-5 км. Техногенные землетрясения иногда бывают разрушительными. Так, сейсмические события, происшедшие в 1976 и 1984 годах на Газлинском газовом месторождении (Узбекистан) имели магнитуду 6,8-7,3 и силу 8-10 баллов.

Землетрясения, инициированные разработкой месторождений нефти и газа, происходят как в сейсмоактивных районах, так и в платформенных областях. На платформах они вызывают повреждения на более значительных площадях, чем в сейсмоактивных районах и последствия от таких землетрясений иногда имеют катастрофический характер. Так, в Волго-Уральской нефтегазоносной провинции техногенно-индуцированные землетрясения достигали силы 7 баллов. Геодинамические события, связанные с разработкой месторождений углеводородов, проявляются иногда в виде горизонтальных сдвигов массивов горных пород и приповерхностного разломообразования. Способствует этому явлению наличие в разрезе маломощных (десятки метров) регионально выдержанных глинистых слоев, играющих роль «смазки» для горизонтальных смещений вышележающих пластов. Анализ и обобщение обширного материала по развитию и проявлению геодинамических и сейсмических событий при разработке месторождений углеводородов позволил исследователям этой проблемы в России и за рубежом сделать следующие основные выводы (Вартанян, Куликов, Семенович, 2000):

- землетрясения в нефтегазоносных районах по своей природе являются тектоническими, но проявление их инициировано разработкой месторождений нефти и газа. Возникают они как при интенсивном отборе углеводородов, так и при закачке жидкости для поддержания пластовых давлений с целью повышения нефтеотдачи;

- положение очагов техногенно-инициированных землетрясений определяется дизъюнктивными нарушениями;

- магнитуда сейсмических событий зависит не только от естественной напряженности недр, интенсивности и длительности разработки месторождения, но и от места и глубины расположения очага землетрясения. При нахождении его в водонефтяном резервуаре или в непосредственной близости от него магнитуда не превышает 3,5, а при расположении очага выше или ниже резервуара магнитуда может достигать 4- 4,5 и более.

В Татарии, например, где добыча нефти ведется уже долгое время, в районе Ромашкинского нефтяного месторождения с сентября 1986 г. по январь 1989 г. зарегистрировано 198 землетрясений силой до 10 класса (Голубов, 1992).

Тектоническая впадина Каспийского моря это наиболее погруженная часть гигантского Арало-Каспийского прогиба, который объединяет юго-восточный угол древней Восточно-Европейской платформы, область сочленения молодых Туранской и Скифской плит и Кавказо-Копетдагский сегмент пояса альпийской складчатости. Обособление прогиба в новейшее время еще не завершено, в результате чего имеет место напряженное состояние недр и высокая тектоническая активность. Напряженное состояние недр и тектоническая активность, сопровождающаяся перестройкой недр, порождают неустойчивость флюидодинамических систем и чувствительность их к разного рода возмущениям. В Прикаспии в результате непрерывной откачки нефти и газа образовался пояс дестабилизации недр, связанный с воздействиями человека. Его развитие претерпело два этапа (Голубов, 1992).

Первый этап длился с 1847 по 1959 г. и начался с бурения первой скважины на Апшеронском полуострове. К концу XIX в. нефтяные разработки начались в приморской части Дагестана, в Западной Туркмении и в Северном Прикаспии. Уже тогда появились первые признаки последствий мощного вмешательства человека: начались просадки грунта, обводнение продуктивных пластов, выбросы песка из

скважин. Глубины воздействия в это время не превышали 3 км, вскрывались, как правило, слабонапорные флюидодинамические системы, формировались воронки депрессии, истощались водоносные горизонты верхних гидрогеологических этажей, чему способствовало появление глубинных насосов, турбинного способа бурения и газлифта. Окончание первого этапа характеризовалось тем, что наряду с расширением площадей и объемов депрессионных воронок, началась разгерметизация высоконапорных флюидодинамических систем с аномально высоким пластовым давлением, поэтому конец первого этапа характеризовался резкими изменениями флюидодинамики недр.

С началом второго этапа (1960 г.) человек резко расширил масштабы техногенных воздействий. Новым фактором мощного воздействия на недра явились ядерные подземные взрывы. В Прикаспийском регионе и его обрамлении, начиная с середины 60-х годов, эти взрывы использовались для создания подземных емкостей в соляных куполах (Астраханский свод - 15 взрывов в 1980-1984 гг., купол Большой Азгир - 17 взрывов в 1966 - 1979 гг., 3 взрыва вблизи Оренбурга в 1970 - 1971 гг., 6 взрывов вблизи Уральска в 1983 - 1984 гг.), для создания провальных воронок (Мангышлак - 3 взрыва в 1969 - 1984 гг.) и для глубинного сейсмического зондирования - 6 взрывов в 1972 - 1987 гг. вдоль профилей Элиста-Бузулук, Камышин-Гурьев, Элиста-Жаркамыс-Эмба-Кушмурун. Таким образом, было произведено 50 подземных ядерных взрывов. Кроме того, производились взрывы и в военных целях. В результате таких мощных воздействий и уже не точечной, а местами площадной разгерметизации зон аномально высоких пластовых давлений, в 60-х годах начал повышаться уровень подземных вод в верхних горизонтах. Вслед за этим последовал рост сейсмической активности в западной части прогиба, участились выбросы грязевых вулканов, и зародилась волна деформаций, которая возникла на Апшероне - в самом старом районе нефтедобычи, и двигалась из области альпийской складчатости на северо-восток в сторону молодых и древних платформ со скоростью 50-60 км/год. Таким образом, масштабы техногенной дестабилизации недр Арало-Каспийского прогиба приобрели уже не локальный, а региональный характер, соизмеримый с природными тектоническими процессами (Голубов, 1992). Примером этому является землетрясение амплитудой около 5 баллов, произошедшее в апреле 2008 года близ Карачаганака.

При сейсмической активности из повышенно проницаемых разломных зон земной коры выходят литосферные воды и газы (радон, водород, углекислоты, метан, сероводород, пары ртути и др.). По некоторым наблюдениям (Люшвин, Егоров, Сапожников, 2006), сейсмическая активизация региона приводит к залповым загрязнениям обширных районов моря - появлению пятен нефтепродуктов размерами свыше 30 км<sup>2</sup> на Апшеронском пороге и активизации грифонов на юго-западе моря. У восточного берега Среднего Каспия во время активного апвеллинга 13 июля 2004 г. специалистами КАСПНИРХа зафиксирован массовый замор кильки и повышенная мутность придонных слоев воды. При этом в сотнях километров от данного района 11 июля 2004 г. произошло землетрясение. Над разломами, идущими от очага землетрясения, наблюдались линияментные сейсмогенные облака, в водах над Апшеронским порогом по радиолокационной информации наблюдался большой слик, очень возможно, что это были нефтепродукты. Пятно нефти на Апшеронском пороге, зафиксированное в том же месте 13.05.1996 г., возможно, также было обусловлено активизацией грифонов, так как 08.05 и 12.05.1996 г. на Кавказе зарегистрированы землетрясения. На юго-западе Каспия 13.05.1996 г. вдали от судоходных путей и нефтепромыслов наблюдались слики в виде кругов, полос размером 5-20 км, шириной до 1 км. Аналогичные по форме слики в этом районе Каспия оказались приурочены по времени к зарегистрированным в регионе землетрясениям (Люшвин, Егоров, Сапожников, 2006).

Месторождения нефти и газа на восточном побережье Северного Каспия отличаются сложными условиями их добычи. Это глубокое залегание продукционных горизонтов, аномально высокое пластовое давление, присутствие соединений серы (сероводород, меркаптаны, сульфиды и др.). Аномально высокое внутрипластовое давление является источником техногенных осложнений при эксплуатации этих нефтяных и газовых месторождений (Айтиалиев, Алимжанов, Векслер и др., 1991), в том числе и Тенгизского.

Размеры залежи Тенгизского месторождения составляют 21x20 км с амплитудой порядка 1000 м. Глубина залегания продуктивного горизонта 4050-5300 м. Мощность нефтяного горизонта 300-1152 м. Пластовое давление 830-900 атм., пластовая температура 120-125°C. Высокое внутрипластовое давление привело к техногенной катастрофе геосферного уровня. Фонтан на скважине № 37-Тенгиз возник при вскрытии продуктивного горизонта на глубине 4467 м. Факел газонефтяного выброса горел 398 суток с 24 июня 1985г. по 27 июля 1986г. Высота столба пламени в течение 4-5 месяцев достигала 180-200 м, а затем постепенно снижалась, диаметр столба пламени достигал 50 м. Температура воздуха в районе устья горевшей скважины достигала 180-200°C. Температура почвы у устья горевшей скважины достигала 410°C, в среднем 260-380°C, иногда при дожде снижалась до 140°C (Беспмятнов, Богусhevский и др., 1975).

Содержание сернистого газа превышало санитарную норму даже на расстоянии до 100 км, а в пос. Сарыкамыс и в радиусе 15-30 км от факела ПДК по этому газу превышалась от 25 до 45 раз. Кроме SO<sub>2</sub> - главной составляющей продуктов горения газонефтяного факела на скважине 37, в загрязнении атмосферы и подстилающей поверхности, хоть и в меньшей степени, играли роль CO (угарный газ), сажа, несгоревшие остатки углеводородов и сероводорода (H<sub>2</sub>S) и другие соединения. В результате аварии на скважине № 37 и воспламенения газонефтяного выброса в течение почти 14 месяцев происходило загрязнение геосферы выбросами - продуктами горения открытого фонтана в радиусе 100-150 км от устья скважины.

Большой ущерб нанес факел горящей скважины № 37 перелетным птицам. В ночное время факел на скважине № 37 как магнитом тянул к себе пролетающие стаи птиц. Они молниеносно втягивались в пламя. Птицы исчезали лишь на мгновение, тут же с другой стороны факела их горящие тела выбрасывало в темноту, словно сноп искр. Подсчитать общее количество пострадавших и сгоревших птиц не представлялось возможным.

По приблизительным подсчетам за время горения факела с 24 июня 1985г. по 27 июля 1986г., т.е. более 13 месяцев, на скважине 37-Тенгиз выгорело около 1,7 миллиардов кубометров газа и 3,4 млн. тонн (или 4,25 млн. м<sup>3</sup>) нефти. Ориентировочно было выброшено в атмосферу 340 млн. м<sup>3</sup> или более 516 тыс. тонн сероводорода, который превратился в горящем факеле в такой же объем сернистого ангидрида (SO<sub>2</sub>), весом почти в миллион тонн (точнее 972 тыс. т). Кроме того, в атмосферу было выброшено при 70% полноте сгорания более 1 млн. т углеводородов и не менее 900 тыс. т сажи (Диаров, Ергалиев и др., 2003, 2009).

### **Выводы**

В результате ранжирования геосферных процессов в Казахстанском Прикаспии, проведена оценка их вклада в динамику окружающей среды, согласно результатам которой:

- количество дней с пыльными бурями в Казахстанском Прикаспии, в которые миллионы тонн пыли поднимаются в воздух и переносятся на огромные расстояния, достигает девяноста;

- достаточно часто в Казахском Прикаспии наблюдаются сильные ветры, вызывающие нагоны воды различной высоты и длительности в зависимости от скорости, направления и продолжительности ветра;
- увеличение площадей затапливаемых Каспием территорий, затопление многочисленных островков и шалыг, а также расширение площадей нагонно-сгонных явлений привело к уменьшению альбедо территории Казахского Прикаспия примерно на 10%;
- сейсмическая активизация повышенно-проницаемых разломных зон земной коры приводит к выходу на поверхность нефти и газа, загрязняющих акваторию Каспия и приводящих к гибели морских животных и птиц;
- техногенное воздействие при разработке нефтегазовых месторождений ускоряет процессы геодинамики и инициируют формирование просянок и землетрясений (примером этому является землетрясение, произошедшее в апреле 2008 года близ Карачаганана);
- техногенные аварии, подобные происшедшим 24 июня 1985 г. на скважине 37-Тенгиз, оказывают на окружающую среду воздействие глобального (геосферного) уровня.

#### **Список использованной литературы**

- Герасимов И.П. Научные основы современного мониторинга окружающей среды // Известия АН СССР, Серия географическая. 1975. №3. С. 13-25
- Подольский Л.И., Мирзадинов Р.А., Лысенко Н.А. и др. Научно-методические указания по мониторингу земель Республики Казахстан Алматы: Госкомзем, 1993. - 109 с.
- Мирзадинов Р.А., Подольский Л.И. Мониторинг земель в системе мониторинга окружающей среды // Вестник КазГУ. Серия географическая. 1995. № 4. Вып.2. С.3-11.
- Есполов Т.И., Мирзадинов Р.А., Марамова С.С. Мониторинг Земли и мониторинг земель // Земельные ресурсы Казахстана. 2002. № 4. С. 13-20
- Диваков И.Б. Об оценке затопления прибрежных районов Северо-Восточного Каспия при повышении уровня моря // Труды ГОИН. 1991. Вып.183. С. 37-41.
- Ушивцева Л.Ф. Инженерно-геологические особенности соляных массивов и их влияние на процесс освоения недр юго-западной части Прикаспийской впадины. Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. Астрахань, 2004.
- Вартанян Г., Куликов Г. Семенович В. Нефтедобыча - причина землетрясений? // Наука и техника. 2000. № 10.
- Голубов Б.Н. Техногенная дестабилизация недр и аномальное изменение уровня Каспийского моря // Известия АН. Серия геогр. 1992.
- Люшвин П.В., Егоров С.Н., Сапожников В.В. Сопоставление сейсмической активности в Каспийском регионе с изменениями численности кильки в Каспийском море // ArcReview. 2006. № 1 (36)
- Айтиалиев Ш.М., Алимжанов М.Т., Векслер Ю.А., Шакиров А.Т. Техногенные осложнения при разработке нефтегазовых пластов с аномально высоким давлением. Тезисы докл. научно-практ. конфер. "Научно-технические проблемы Западного Казахстана" (г. Шевченко, май 1991г.). Алма-Ата: Изд. АН КазССР. 1991. С. 3.
- Беспамятнов Г.П., Богушевский К.К. и др. Предельно допустимые концентрации (ПДК) вредных веществ в воздухе и воде. Ленинград: Химия, 1975. 456 с.
- Диаров М.Д., Ергалиев Т.Ж. и др. Экология и нефтегазовый комплекс. Том 1. 2003, 2009. - с.478.

## РЕЗОЛЮЦИЯ КОНФЕРЕНЦИИ

В соответствии с рекомендациями 14-й Сессии КАСПКОМ 19-20 октября 2010 года в г. Астрахани состоялась международная научная конференция «Изменения климата и водного баланса Каспийского региона». В работе конференции участвовали ученые из Азербайджана, Ирана, Италии, Казахстана и России, представители местных органов власти, бизнес-сообщества и общественных организаций.

На конференции было представлено 50 устных и стендовых докладов, освещающих современное состояние климата и водного баланса Каспийского региона, причины и последствия их изменений. Обсудив представленные доклады, участники конференции пришли к следующим выводам:

1. Присущие Каспийскому региону в силу его географического положения колебания климата и водного баланса отличаются большим размахом. При этом переход климата и водного баланса из одного состояния в другое, как правило, носит быстротечный характер.
2. Природные системы и экономика Каспийского региона чувствительны к изменениям климата и водного баланса. Экологические и социально-экономические последствия этих изменений неоднозначны. В отсутствие превентивной адаптации ущерб может принимать катастрофический характер.
3. Предлагаемые различными учеными и научными организациями прогнозы изменений климата и водного баланса в Каспийском регионе также отличаются большим размахом прогнозируемых параметров. В частности, предполагается, что уровень моря в период до 2025 г. будет находиться в пределах от -26,0 до -30,0 м БС (в 2009 г. уровень моря находился на отметке -27,16 м БС).
4. Данные наблюдений указывают, что в настоящее время климат и водный баланс Каспийского региона находятся в неустойчивом положении, из которого они могут перейти в новое состояние. Каким оно будет с определенностью сказать невозможно.

С учетом сложившейся ситуации, участники конференции рекомендуют КАСПКОМ, национальным гидрометеорологическим организациям, научно-исследовательским центрам, всем заинтересованным организациям прикаспийских государств:

1. Принять меры для модернизации сети гидрометеорологических наблюдений в Каспийском регионе и улучшения качества данных, способствовать развитию национальных и региональных систем информации о гидрометеорологической обстановке в Каспийском регионе.
2. Особое внимание уделить совершенствованию климатического обслуживания органов власти, морских отраслей экономики и населения прибрежных территорий. Одним путей для этого является установление и расширение сотрудничества региональных климатических центров в Москве (Россия) и Мешхеде (Иран) в области климатического обслуживания Каспийского региона.
3. Расширить сотрудничество прикаспийских государств в области исследований изменений климата и водного баланса Каспийского моря, приступить к изданию ежегодных научных трудов КАСПКОМ, посвященных этой проблеме, с размещением их в электронном виде на сайте КАСПКОМ.
4. Учитывая сильную зависимость экосистемы Каспийского моря от изменений климата и водного баланса, расширить сотрудничество между КАСПКОМ и КАСПЭКО по климатическому обслуживанию деятельности в области защиты морской среды Каспийского моря.

## RESOLUTION OF THE CONFERENCE

In accordance with the recommendations of the 14<sup>th</sup> CASPCOM Session, the international scientific conference “Climate and Water Balance Changes in the Caspian Region” was held in Astrakhan on 19-20 October 2010. Scientists from Azerbaijan, Iran, Italy, Kazakhstan and Russia, representatives of local authorities, business and public organizations participated in the Conference.

50 oral and poster presentations covering the current climatic conditions and water balance in the Caspian region, and the reasons and consequences of their changes were presented at the Conference. Having discussed the presented reports, the participants of the Conference have come to the following conclusions:

1. Climate and water balance fluctuations in the Caspian region have a wide range as a result of the specific geographical conditions of the region. In addition, the change of climate and water balance from one state into another is rather sharp in nature.

2. Ecosystems and economics of the Caspian region are highly vulnerable to climate and water balance changes. Environmental and socio-economic consequences of these changes are multidimensional and not well-understood yet. The damage can be of catastrophic range unless the serious preventive efforts for adaptation are undertaken.

3. Forecasts of climate and water balance changes in the Caspian region, offered by various scientists and research institutions, differ in values of forecasted parameters. In particular, it is projected that the sea level will change between -26.0 and 30.0 m of the Baltic system by 2025 (in 2009, the sea level reached 27.16 m).

4. Observation data indicate that currently climate and water balance in the Caspian region are in rather unstable state, that is quite difficult to predict.

Taking into account the current situation, participants of the Conference recommend to CASPCOM and national hydrometeorology organizations the following:

1. To take measures for updating the network of hydrometeorology observations in the Caspian region and improving data quality, to promote the development of national and regional information systems on hydrometeorology conditions in the Caspian region;

2. Special attention is to be paid to improving climatic services for the authorities, marine economy branches and population of the coastal area. One option for the solution of this problem is the establishment and extension of cooperation of regional and climatic centers in Moscow and Tehran in the field of providing climatic services in the Caspian region.

3. To extend the cooperation of the Caspian states in the field of research of climate and water balance of the Caspian Sea, to launch the publication of CASPCOM annual proceedings, devoted to this issue, and post their electronic version at CASPCOM website.

4. Taking into account strong dependence of the Caspian Sea ecosystem on climate and water balance changes, to extend cooperation between CASPCOM and CEP in providing climatic services for national and international activities in Caspian marine environment protection.



