



Российская Академия наук  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ  
Russian Academy of Sciences  
THE GEOLOGICAL INSTITUTE

Ю.Г.Леонов, М.П.Антипов,  
Е.Е.Бобылова, Ю.А.Волож,  
Ю.А.Лаврушин, Е.А.Спиридонова

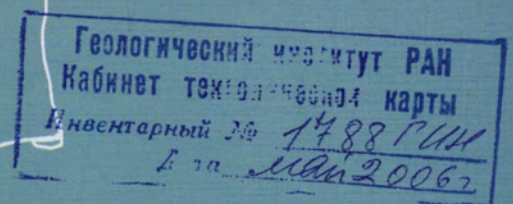
*Yu. G. Leonov, M. P. Antipov,  
E. E. Bobylova, Yu. A. Volozh,  
Yu. A. Lavrushin, E. A. Spiridonova*

Карта четвертичных  
(неоплейстоценовых) отложений  
Каспийского региона  
с элементами палеогеографии,  
*масштаб 1:2 500 000*  
и  
геологическая история  
четвертичных осадочных  
бассейнов  
за последние 700 000 лет

The Map of the Quaternary  
(Neopleistocene) sediments  
and Paleogeography  
of the Caspian Sea region,  
*scale 1:2 500 000*  
and  
the geological history  
of the Quaternary sedimentary  
basins  
during last 700 000 years

МОСКВА  
*Научный Мир*

MOSCOW  
*Scientific World*



2005

Российская Академия наук  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Труды  
Выпуск 568

*Ю.Г. Леонов, М.П. Антипов, Е.Е. Бобылова,  
Ю.А. Волож, Ю.А. Лаврушин, Е.А. Спиридонова*

**Геологическая история четвертичных осадочных бассейнов  
Каспийского региона за последние 700 000 лет:  
седиментационные и геодинамические события  
[к «Карте четвертичных (неоплейстоценовых) отложений  
Каспийского региона с элементами палеогеографии»,  
масштаб 1:2 500 000]**

Москва  
Научный мир  
2005

УДК 550.8:528+551.21

ББК 26.33

Л 47

**Л 47 Геологическая история четвертичных осадочных бассейнов Каспийского региона за последние 700 000 лет: седиментационные и геодинамические события [к «Карте четвертичных (неоплейстоценовых) отложений Каспийского региона с элементами палеогеографии», масштаб 1:2 500 000]**

*Ю.Г. Леонов, М.П. Антипов, Е.Е. Бобылова, Ю.А. Волож, Ю.А. Лаврушин, Е.А. Спиридонова*

ISBN 5-89176-318-4

ББК 26.33

В работе комментируется геологическая история четвертичных осадочных бассейнов Каспийского региона за последние 700 тысяч лет. Главным элементом работы является карта четвертичных (неоплейстоценовых) отложений Каспийского региона м-ба 1 : 2 500 000

*Редакционная коллегия:*

*М.Г. Леонов (главный редактор), М.А. Ахметьев, Ю.О. Гаврилов, Ю.В. Карякин,  
М.А. Семихатов, М.Д. Хуторской*

*Рецензенты:*

*д.г.-м.н. М.Н. Алексеев, д.г.н. А.Л. Чепалыга*

**Geological history of Quaternary sedimentary basins within Caspian region during last 700 000 years: sedimentation and geodynamics events. Yu. G. Leonov, M.P. Antipov, E.E. Bobylova, Yu.A. Volozh, Yu.A. Lavrushin, E.A. Spiridonova**

There is the comments to the geological history of Quaternary sedimentary basins of Caspian region during latest 700 000 years. The basic component of this monograph is the map (scale 1:2500 000) of the Quaternary (Neopleistocene) sediments within Caspian area.

*Editor Board:*

*M.G. Leonov (editor-in Chief), M.A. Akhmetiev, Yu.O. Gavrillov, Yu.V. Kariakin,  
M.A. Semikhatov, M.D. Khutorsky*

*Reviewers:*

*M.N. Alekseev, A.L. Chepaliga*

 Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 05-05-64790

© Геологический институт, 2005  
© Коллектив авторов, 2005

---

---

## СОДЕРЖАНИЕ

<b>ВВЕДЕНИЕ</b> .....	5
<b>1. ОСНОВЫ СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ РАЗРЕЗА ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАСПИЙСКОГО СЕДИМЕНТАЦИОННОГО МЕГАБАССЕЙНА</b> .....	7
1.1. Сейсмостратиграфические тела плиоцен-эоплейстоценового КССК.....	8
1.2. Сейсмостратиграфические тела неоплейстоцен-голоценового КССК.....	9
<b>2. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ В ПОЗДНЕМ ПЛИОЦЕНЕ-НЕОПЛЕЙСТОЙЦЕНЕ</b> .....	10
2.1. Постапшеронские гидрологические события .....	11
2.2. Особенности посттюркянского осадконакопления в Северо-Каспийском осадочном бассейне .....	13
2.3. Проявление гравитационных процессов – Бэровские бугры .....	17
2.4. Природные обстановки ранней хвалыни и голоцена по данным палинологических исследований .....	21
<b>3. ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В СРЕДНЕ-КАСПИЙСКОМ ПОСТТЮРКЯНСКОМ БАССЕЙНЕ</b> .....	26
<b>4. ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ГЕОДИНАМИКИ ЮЖНО-КАСПИЙСКОГО БАССЕЙНА</b> .....	28
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ</b> .....	29
<b>ЛИТЕРАТУРА</b> .....	32

---

# CONTENT

<b>INTRODUCTION</b> .....	5
<b>1. BASICS OF SEISMIC STRATIGRAPHICAL DIVISION OF PLIOCENE- QUATERNARY SEDIMENTS WITHIN CASPIAN MEGABASIN</b> .....	7
1.1. Seismic Stratigraphic units of the Pliocene- Eopleistocene Quasisynchronous Seismic Stratigraphy Complex (QSSC) .....	8
1.2. Seismic Stratigraphic units of Holocene - Neopleistocene QSSC .....	9
<b>2. PLIOCENE TO NEOPLEISTOCENE GEOLOGICAL EVOLUTION OF CASPIAN BASIN</b> .....	10
2.1. PostApsheron hydrological events .....	11
2.2. PostTyurkian sedimentation peculiarities in Northern Caspian basin .....	13
2.3. Ber's hills as a result of gravitation processes .....	17
2.4. Marine and onland Early Khvalyn environments by palinology .....	21
<b>3. POSTTYURKIAN SEDIMENTATION PECULIARITIES IN NORTHERN CASPIAN BASIN</b> .....	26
<b>4. SEDIMENTATION AND GEODYNAMICS OF SOUTH CASPIAN BASIN</b> .....	28
<b>CONCLUSION</b> .....	29
<b>REFERENCES</b> .....	32
<b>ABSTRACT</b> .....	34

---

---

## ВВЕДЕНИЕ

«Карта четвертичных (неоплейстоценовых) отложений с элементами палеогеографии», в масштабе 1:2 500 000, составлена по материалам сейсмических исследований МОГТ, проведенных различными организациями, увязанных с данными бурения, и по результатам собственных полевых исследований. Работа по составлению карты и обобщению материала, представленного в данной публикации, выполнена при финансовой поддержке Программы «Научные школы» (грант НШ-1982.2003.5) и Государственной научно-технической программы «Глобальные изменения природной среды и климата» – проект «Выявление роли геологических факторов и прогнозная оценка колебаний уровня Каспия как интегрального эффекта совокупности природных процессов разной периодичности».

Карта отражает заключительный этап (последние 700 000 лет) геологической истории Каспийского замкнутого внутриконтинентального седиментационного бассейна (Приложение 1). Этот бассейн (с современным региональным базисом эрозии минус 28 м.) включает в себя акваторию Каспийского моря и примыкающие к ней низменные аккумулятивные равнины Северного Прикаспия, Восточного Предкавказья, Куринской впадины и Западно-Туркменской низменности. Уже перечисленное показывает, что водосборная область охватывает обширные пространства Восточно-Европейской платформы, Скифской и Туранской плит и передовых прогибов Альпийского складчатого пояса и служит конечным водоёмом стока для нескольких крупных речных артерий: Волги, Урала, Эмбы, Кумы, Терека, Куры. Границы

водосборной области мегабассейна Каспия проходят на севере по Среднерусской возвышенности, на востоке – по оси Уральского кряжа, затем вдоль западных чинков плато Устюрт и западного склона Копетдага, на западе – вдоль восточных уступов Ергеней и Ставропольского свода, а на юге – по оси горных хребтов Талыша и Эльбурса.

Каспийский мегабассейн на востоке граничит с замкнутым бассейном Аральского моря-озера (с региональным базисом эрозии плюс 50м), на северо-востоке с Ишимским замкнутым бассейном (с региональным базисом эрозии плюс 200м), а на западе – с полузамкнутым Азово-Черноморским, который связан с океаном через систему бассейнов Средиземноморья.

Внутри седиментационного мегабассейна Каспия выделяются три осадочных бассейна – Северного, Среднего и Южного Каспия, различающиеся особенностями своего глубинного строения. Они находятся в пределах различных тектонических структур. Северо-Каспийский осадочный бассейн расположен в пределах южной окраины Восточно-Европейской платформы (включая Прикаспийскую низменность); с юга он ограничен Мангышлакским порогом. Средне-Каспийский бассейн расположен в области сочленения Скифской и Туранской плит молодой эпипалеозойской платформы и Терско-Каспийского предгорного прогиба. Южно-Каспийский бассейн находится к югу от Апшеронского порога, в пределах межгорной впадины альпийского коллизионного пояса.

Вдоль северной границы Средне-Каспийского бассейна, т.е. по Мангышлакскому поро-



гу, проходит трансконтинентальная зона Дон-басс-Зеравшанского мезозойско-кайнозойского сдвига, а южная граница этого бассейна трассируется по Кавказско-Копетдагской зоне трансконтинентального кайнозойского сдвига, пересекающего Каспийское море в области Апшеронского порога.

Таким образом, деформационные зоны по типу сдвига ограничивают частные впадины Каспийского осадочного бассейна. Эти зоны деформаций имеют близкое к диагональному в плане расположение по отношению к общему простиранию современного Каспийского моря.

Как известно, по материалам многочисленных исследователей отделение Каспийского бассейна от средиземноморских бассейнов кайнозойского Пара-Тетиса произошло в конце понтического времени. Начальные импульсы разделения Восточного Пара-Тетиса на Каспийский и Азово-Черноморский бассейны улавливаются в миоцене. Окончательное обособление Каспийского бассейна и превращение его в замкнутый водоем приходится на начало позднего понта (перед накоплением отложений бабаджанского горизонта Азербайджана и Туркмении). Об этом свидетельствуют хорошо известные палеонтологические и палеогеографические данные. Сейчас факт изоляции и соответствующей перестройки областей сноса подтверждается также сейсмостратиграфическими данными – наличием клиноформ с восточным направлением падения в отложениях акчагыльского (а затем и апшеронского) возраста в Куринской и Терско-Каспийской впадинах. С этим интервалом времени связаны достаточно серьезные геодинамические события, происходившие на южной окраине Каспийского мегабассейна в пределах Кавказско-Копетдагского сектора Альпийского складчатого пояса, подробно описанные во многих работах, в том числе и авторами настоящего исследо-

вания (Антипов и др., 1996; Копп, 1997; Лаврушин, Спиридонова, Сулержицкий, 1998; Лаврушин, Леонов, Лилиенберг, 2001; Леонов, Волож, Антипов и др., 1997; Леонов, Антипов, Волож и др., 1998; Леонов и др., 2001, Федоров, 1994; Хаин, 2003 и др.). Эти события частично коррелируются с крупными материковыми оледенениями Восточно-Европейской платформы, горным оледенением Восточного Кавказа, а также явлениями вулканизма и грязевого вулканизма в Южно-Каспийской впадине. Для создания у читателя более целостной картины мы ограничимся приведением схемы корреляции гидрологических событий Каспийского моря и основных геологических процессов на прилегающей суше для всей эпохи существования Каспия в виде изолированного бассейна, начиная с позднего плиоцена (см. Приложение 1). Схема корреляции составлена по результатам работ многих исследователей; наиболее важными публикациями в этом отношении являются следующие: Волкова, Семина, Павловская, 1971; Жуков, 1945; Кирсанов, 1971; Копп, 2004; Милановский, 1968, 1977; Милановский, Короновский, 1973; Милановский, Заин, 1963; Попов, 1971; Щерба, 1993; Хаин, 2001; Федоров, 1957, 1978 и др. Необходимо отметить, что в настоящей записке не все осадочные бассейны Каспийского моря охарактеризованы равномерно. В большей степени изложен материал по Северному Каспию. Это объясняется тем, что Южный и Средний Каспийские осадочные бассейны изучены в основном геофизическими методами. В Северном Каспии и прилегающей части Прикаспия, наряду с геофизическими данными, были использованы геологические, полученные в ходе собственных полевых исследований, что позволило в значительной степени детализировать индивидуальные особенности строения и процессов осадконакопления.

---

---

# 1. ОСНОВЫ СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ РАЗРЕЗА ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАСПИЙСКОГО СЕДИМЕНТАЦИОННОГО МЕГАБАСЕЙНА

В структуре осадочного чехла Каспийского мегабассейна плиоцен-четвертичный комплекс образует самостоятельный сейсмогеологический этаж (СГЭ), отделенный от нижележащих отложений четко выраженной поверхностью эрозионно-структурного регионального несогласия (см. Приложение 1). Указанной поверхности соответствует опорный отражающий горизонт «А» (в Южном Каспии он выделяется под индексом «СГ-II»). На сейсмических разрезах (см. приложение 1) горизонт «А» выделяется как граница, резко дискордантная по отношению к расположенным снизу и сверху горизонтам. Рельеф её неровный. Существенно изменяется и стратиграфическое положение горизонта «А» по мере продвижения от центральных районов Каспийского бассейна к его периферии. Так, на юге (Южно-Каспийский и Куринский бассейны) эта граница в региональной стратиграфической шкале (РСШ) проходит на уровне подошвы раннего плиоцена (киммерийского яруса РСШ), на севере (Северо-Каспийский бассейн) с этой поверхностью несогласия совпадает подошва пьаченцо (акчагыльский ярус РСШ), а на востоке (северная часть Восточно-Туркменского бассейна и восточная часть Северо-Каспийского бассейна) – подошва иония (неоплейстоцен РСШ). Горизонт «А» относится к категории «геодинамических» границ, которые маркируют смену геодинамического режима - время начала (окончания) геологического процесса глобального или регионального уровня. В пределах Каспийского бассейна результатом проявления таких процессов явилось формирование глубоких и обширных по площади эрозионных врезов (Осадочные бас-

сейны..., 2004). Причинно эти события были обусловлены, с одной стороны, изоляцией бассейна от Мирового океана, а с другой – усилением тектонического погружения в пределах Южно-Каспийской котловины, что привело к резкому падению уровня моря и соответственно снижению базиса эрозии.

Внутри плиоцен-четвертичного СГЭ выделяется серия сейсмостратиграфических границ, возрастное положение которых в пределах области их прослеживания не меняется. Этими изохронными границами разрез сейсмогеологического этажа расчленяется на сейсмостратиграфические подразделения седиментационной специализации. Вещественным выражением этих подразделений являются циклически построенные слоевые ассоциации двух типов: а) «парохронолиты» – согласно залегающие последовательности генетически связанных слоёв, структурные связи которых определяются одновременностью их формирования; они ограничены несогласиями или соответствующими им согласными границами; б) секвенции («вейлиты») – седиментационные системы, структурные связи которых определяются колебаниями уровня моря. Эти сейсмо- и секвенс-стратиграфические подразделения иерархически соподчинены и образуют единый ряд естественных слоистых геологических тел: «квазисинхронный сейсмокомплекс» (КССК) > «квазисинхронный сеймоподкомплекс» (КССПК) > секвенции от третьего до шестого порядков > системные тракты (Осадочные бассейны..., 2004). Следует подчеркнуть, что ранги выделяемых естественных геологических тел не зависят от их мощности и длитель-



ности формирования, а определяются исключительно в зависимости от их площадных размеров и характера соподчиненности относительно друг друга. Поэтому при их выделении первостепенное значение имеет анализ слоистости разреза, выделение и прослеживание граничных поверхностей этих тел, которые картируются в виде изохронных сейсмических горизонтов и несогласных границ. Наиболее значимой сейсмостратиграфической границей внутри плиоцен-четвертичного сейсмогеологического этажа является сейсмический горизонт «а». Он делит разрез плиоцен-четвертичного сейсмогеологического этажа на два КССК: нижний - (плиоцен-эоплейстоценовый) и верхний - (неоплейстоцен-голоценовый), формирование которого продолжается в настоящее время. Этот («а») сейсмический горизонт прослеживается в пределах всего Каспийского мегабассейна. В центральной части мегабассейна он залегает конформно с выше- и нижележащими границами, в бортовых частях выделяется как поверхность среза с элементами кровельного прилегания к нему нижних границ. Стратиграфическое положение в разрезе сейсмического горизонта «а» соответствует разделу тюркянской и бакинской толщ местной (лито-стратиграфической) шкалы.

### 1.1. Сейсмостратиграфические тела плиоцен-эоплейстоценового КССК

Плиоцен-эоплейстоценовый КССК выполняет Южно-Каспийский, Северо-Каспийский бассейны и юго-восточную часть Восточно-Туркменского бассейна. Регионально выдержанными сейсмическими горизонтами, прослеженными как минимум в пределах одного бассейна, этот сейсмокомплекс расчленяется на несколько крупномасштабных секвенс-стратиграфических подразделений – седиментационных систем (секвенций IV порядка). В разрезе Южно-Каспийского бассейна – самом мощном и стратиграфически наиболее полном разрезе Каспийского бассейна – внутри плиоцен-

эоплейстоценовый КССК выделяется пять секвенций четвертого порядка (снизу вверх): 1) нижнеплиоценовая; 2) среднеплиоценовая; 3) верхнеплиоценовая; 4) эоплейстоценовая и 5) тюркянская. Они разделены сейсмическими горизонтами «А<sub>1</sub>», «А<sub>2</sub>», «А<sub>3</sub>» и «Т». Следует обратить внимание, что область прослеживания двух из четырех перечисленных выше сейсмических горизонтов, а именно горизонтов «А<sub>1</sub>» и «А<sub>3</sub>», выходит далеко за границы Южно-Каспийского бассейна, глубоко вдаваясь в пределы соседних с ним бассейнов. Это дает основание для выделения в разрезе плиоцен-эоплейстоценового КССК помимо названных секвенций четвертого порядка более крупных подразделений, которые можно рассматривать как секвенции третьего порядка либо в качестве «квазисинхронных сейсмостратиграфических подкомплексов» (КССПК).

Нижнеплиоценовый КССПК в Южно-Каспийском бассейне представлен двумя толщами: продуктивной сероцветной на западе и красноцветной на востоке. На сейсмических разрезах большей части Каспийских бассейнов рисунок сейсмического волнового поля в интервале, соответствующем отложениям этих толщ, характеризуется динамически хорошо выраженной тонкослоистой структурой. При этом внутренние границы залегают согласно по отношению друг к другу и в целом конформны по отношению к верхней граничной поверхности комплекса (см. Приложение 1, профиль 2 и 3). Исключением являются Западно-Туркменский, Куринский и Апшеронский бассейны Южно-Каспийского мегабассейна, представляющие собой подводные конуса выноса палео-Амударьи, палео-Куры и палео-Волги. Для этих районов типичен проградационный тип слоистости. Здесь внутри описываемого подкомплекса удастся выделить секвенс-стратиграфические подразделения пятого порядка. В разрезе Западно-Туркменского суббассейна насчитывается до 10 подразделений этого ранга (см. Приложение 1, профиль 4).

Средне-верхнеплиоценовый КССПК распространен более широко, чем нижнеплиоценовый и эоплейстоценовый. Он присутствует в разрезе всех трех бассейнов (Северо-Каспий-

ского, Южно-Каспийского и Восточно-Туркменского) Каспийского мегабассейна и представлен прибрежно-морскими и морскими шельфовыми, мелководными и относительно глубокоководными (депресссионными) отложениями. На сейсмических разрезах рисунок волнового поля в интервале, соответствующем отложениям этих толщ, косослоистый, клиноформный (Приложение 1. профиль 1-3). Анализ материалов по территории Терско-Каспийского краевого прогиба показывает, что в верхнеплиоценовом и эоплейстоценовом КССПК выделяются подразделения четвертого порядка.

## 1.2. Сейсмостратиграфические тела неоплейстоцен-голоценового КССК

Литологически неоплейстоцен-голоценовый КССК представлен прибрежно-морскими и морскими шельфовыми, мелководными и относительно глубокоководными (депресссионными) отложениями. По материалам среднечастотной сейсморазведки внутренняя структура этого комплекса практически не поддаётся расчленению. На сейсмических разрезах интервал, отвечающий отложениям четвертичного возраста, на большей части территории Каспийского мегабассейна выделяется как единый комплекс с субгоризонтальными осями синфазности. Исключение представляет акватория Среднего и Южно-го Каспия, где четвертичные отложения до-

стигают мощности более 1000 метров. Здесь удаётся выделить слоевые ассоциации, генетические связи которых определяются относительно небольшими изменениями уровня моря («вейлиты»). Их ранговый уровень на порядок ниже, чем у аналогичных по своему строению тел, выделяемых в плиоцен-эоплейстоценовом КССК. Так, бакинско-хвалынская секвенция, по-видимому, относится к пятому порядку, а слагающие её секвенции – к шестому. На Приложении 1 по чисто техническим причинам они размещены в рамках колон более низкого ранга.

Подведем некоторые итоги.

На представленном графическом приложении впервые сделана попытка дать детальное сейсмостратиграфическое расчленение большей части верхнекайнозойских отложений Каспийского бассейна. Все выделенные сейсмостратиграфические подразделения охарактеризованы свойственным им рисунками сейсмического волнового поля.

И, наконец, еще один важный момент, на который особенно необходимо обратить внимание. Речь идет о впервые сделанной возрастной привязке выделенных сейсмостратиграфических подразделений и корреляции их с основными геодинамическими, седиментационными, климатическими и гидрологическими событиями в пределах собственно Каспийского региона и окружающих территориях. Полученные результаты можно рассматривать лишь как основу принципиально нового подхода к расчленению толщ, выполняющих седиментационные бассейны.

---

---

## 2. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ РЕГИОНА В ПОЗДНЕМ ПЛИОЦЕНЕ - НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ

При анализе материалов, помещенных в Приложение 1, следует обратить внимание на сложную геологическую историю Каспийского мегабассейна в течение последних 5 млн. лет. В балаханское время произошла активизация складчатых процессов в пределах Кавказско-Копетдагского сегмента Альпийского коллизиионного пояса, и одновременно произошло значительное погружение в пределах Терско-Каспийского предгорного прогиба и особенно Южно-Каспийской впадины (Милановский, 1968; Милановский, Короновский, 1973; Леонов, Антипов, Волож и др., 1998; Dercourt et al., 2000). Связанное с этим значительное увеличение емкости Южно-Каспийской котловины резко понизило уровень воды в пределах Каспийского моря-озера. В несколько раз сократилась и площадь зеркала воды. Балаханский водоем отличался повышенной соленостью воды и по своим размерам вписывался в границы Южно-Каспийской впадины. Уровень воды в бассейне находился на отметке примерно минус 700 м. Это привело к проработке широких эрозионных долин вдоль основных водных артерий Волги, Терека, Кумы и др., значительному увеличению объема терригенного материала, поступавшего в пределы Южно-Каспийской впадины. В результате скорость седиментации начала опережать скорость погружения, что вызвало подъем уровня воды в водоеме. К концу балаханского времени уровень поднялся до отметок минус 300 м. Аномально низкое положение базиса эрозии Каспийского мегабассейна в раннем и среднем плиоцене способствовало прорыву водоразделов между ним и соседними водосборными

бассейнами и перехвату стока рек, питавших бессточные водоемы Аральского бассейна (палео-Амударьи, палео-Сырдарьи).

Указанное событие, на наш взгляд, могло явиться одной из причин появления продолжительной акчагыльской трансгрессии. Второе важное событие могло быть связано со вскрытием эрозионными процессами (в связи с резким понижением базиса эрозии) соленых артезианских вод во время балаханского кризиса, приток которых также, вероятно, способствовал акчагыльской трансгрессии (Милановский, Короновский, 1973; Садыков и др., 1996).

Во время максимума акчагыльской трансгрессии уровень моря поднялся до отметок плюс 150-200 м, и Каспийское море, как известно, распространилось по долине Волги до устья Камы.

Для конца балаханского и начала акчагыльского времени была свойственна морская биота, свидетельствующая о нормальной морской солености. Конец акчагыла ознаменовался исчезновением акчагыльской фауны и появлением пресноводной биоты, которая существовала до конца акчагыла – начала апшерона. К середине апшерона бассейн Каспия становится солонатоводным, и в нем появляется морская биота, характерная уже для четвертичного периода.

Резкое изменение биоты и соответственно солености воды в акчагыльском бассейне свидетельствует о поступлении в бассейн больших масс пресной воды, что могло быть вызвано перехватом водосборных бассейнов палео-Амударьи, палео-Сырдарьи и, возможно, палео-Ишима. Возникший пресноводный водоем

способствовал вымиранию морской акчагыльской фауны, что следует расценивать как важное экологическое событие.

Смена пресноводного акчагыльско-раннеапшеронского бассейна на солонатоводный апшеронско-четвертичный бассейн со свойственной ему морской биотой, характерной для четвертичного периода, также связана с гидрологическим кризисом, но уже противоположного знака. Она отражает падение уровня моря в водоеме Каспия, обусловленное стоком вод по Манычу, по которому в это время происходил сброс вод Каспия в Азово-Черноморский бассейн.

Приведенный краткий обзор основных моментов плиоцен-эоплейстоценовой геологической истории Каспия, которые частично показаны на профилях и корреляционной схеме (Приложение 1), позволяет сформулировать важный вывод – изменение солености водной массы и биоты в бассейне обнаруживают корреляционную связь с крупными гидрологическими событиями, а именно со значительными изменениями уровня воды в бассейне, которые вызывали не только гидрологические, но и экологические кризисы, приведшие к смене морской биоты. Возникновение гидрологических кризисов обусловлено, прежде всего, по нашим представлениям, тектоническими процессами, с которыми могут быть связаны достаточно быстрые изменения объема впадин Каспийского мегабассейна. Конечно, наибольшее значение в этом отношении имеет впадина Южного Каспия и, возможно, частично южная часть Среднего Каспия.

## 2.1. Постапшеронские гидрологические события

Начальный этап постапшеронской геологической истории ознаменовался гидрологическим событием – так называемым тюркянским кризисом. Как показано на Приложении 1, с ним связано снижение уровня Каспийского моря не менее чем на 150-200м, что явилось причиной осушения площади Северного и час-

тично Среднего Каспия. Вследствие резкого снижения уровня моря и, соответственно, базиса эрозии, со временем тюркянского кризиса связано широкое развитие эрозионных процессов, которые привели к формированию значительных врезов (глубиной до 150 м) и образованию четко выраженного эрозионного тюркянского уступа в пределах Прикаспийской низменности, а также на других побережьях Каспийского моря (см. карту). Природа этого кризиса, так же как и балаханского, была, по видимому, обусловлена резким погружением Южно-Каспийской впадины и увеличением объема её седиментационного пространства. По времени с этим кризисом, в пределах точности определения, коррелируется валахская фаза складчатости.

Для неоплейстоценовой истории Каспия была характерна нестабильность тектонического и гидрологического режимов. Она выразилась в неоднократных изменениях соотношения суши и моря, в частых колебаниях уровня моря (рис.1, Приложение 1). В этой связи характерной особенностью строения комплекса отложений неоплейстоцена является многоярусное переслаивание морских и лиманных отложений с аллювием пра-Волги. В данном интервале времени накапливались отложения бакинских, хазарских и хвалынских трансгрессий, сингильских лиманных осадков (непосредственно после бакинских), а также отложений соликамской, венедской, нижне- и верхнекривичской аллювиальных свит (частично дельтовых накоплений).

Второй существенной особенностью рассматриваемого этапа является наличие неоднократных, иногда относительно долговременных периодов расширения площади континентального осадконакопления, во время которых происходило снижение уровня моря на несколько десятков метров. В межхазарское время уровень находился на отметке минус 90 м, в ательское время – на отметке минус 70 м. Во время енотаевско-мангышлакской регрессии уровень моря достигал отметок минус 40 - 50 м (Безродных и др., 2002). Наличие в низовьях Волги захороненных мощных аллювиальных свит было вызвано активными повто-

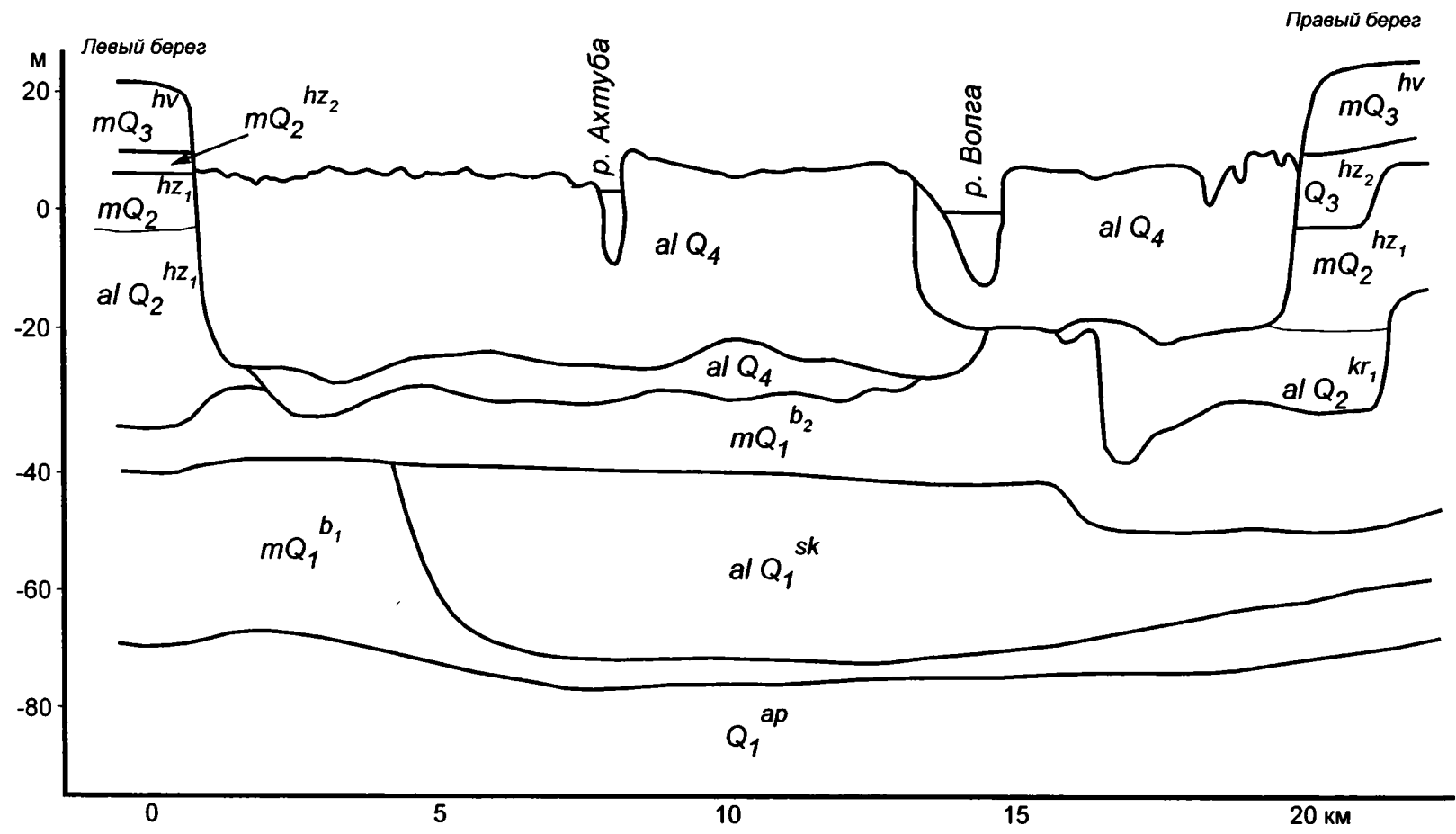


Рис. 1. Схематический геологический разрез через долину р. Волги в районе пос. Енотаевка (по Г.И.Горещкому, 1966, упрощено)

ряющимися тектоническими опусканиями (Горецкий, 1966).

Необходимо остановиться еще на одном моменте. Некоторые трансгрессивные события Каспия в раннем и среднем неоплейстоцене развивались под влиянием талых вод покровных оледенений, распространенных в северной части водосборного бассейна, а также талых вод ледников Кавказа. Эти воды и приносимые ими осадки, естественно, влияли на объем воды в ванне Каспийского моря и на соотношение площади суши и моря. При этом следует обратить внимание на мнение Г.И. Горецкого (1966) о том, что долина Волги, являвшаяся основным транзитным путем талых ледниковых вод, формировалась под влиянием как тектонических, так и климатических факторов, но с преобладающей ролью первых.

Наконец, необходимо упомянуть о кратковременной, но максимальной в плейстоцене раннехвалынской трансгрессии, имевшей место после ательской регрессии. Ательско-раннехвалынский регрессивно-трансгрессивный гидрологический ритм, как будет показано ниже, не обнаруживает связи с климатическим фактором.

Еще одно резкое падение уровня Каспийского моря, названное нами енотаевско-мангышлакским кризисом, произошло в интервале времени около 11,5-12 тыс. лет назад. Однако природа его, возможно, была иная. Этот кризис был обусловлен значительным сокращением площади водосборного бассейна в результате подъема Казанджикской перемычки и обособления бассейна Аральского моря. Последний перехватил сток двух крупных водных артерий: Амударьи и Сырдарьи.

Современные размеры водосборный бассейн Каспийского моря приобрел в конце позднехвалынского времени, в результате частичного сброса вод из Аральского бассейна по Саракамышско-Узбойскому водотoku.

Таким образом, выделяются два главных фактора, оказывающих решающее влияние на величину площади зеркала воды и уровень регионального базиса эрозии в конечном водоеме стока замкнутого седиментационного бассейна Каспийского моря в плиоцен-четвертичное

время: а) изменения площади водосбора и б) изменение объема аккомодационного пространства Южно-Каспийской котловины. Оба эти фактора управляются прежде всего тектоническими событиями. Их последствия могут быть в полном смысле слова катастрофическими.

## 2.2. Особенности посттюркянского осадконакопления в Северо-Каспийском осадочном бассейне

Северо-Каспийский осадочный бассейн имеет ряд специфических особенностей.

Во-первых, для большей части этого бассейна характерна активная соляно-купольная тектоника, определявшая в значительной мере и тип седиментации, с развитием гравитационно-клиноформного заполнения некомпенсированных впадин.

Во вторых, для плиоцен-четвертичной части разреза типично переслаивание континентальных и морских отложений. При этом в северной части эрозионной тюркянской депрессии развиты нижне- и верхнебакинские морские отложения, лиманные сингильские отложения, а также нижнехазарские и верхнехазарские морские образования. В западной части осадочного бассейна – в пределах долины Волги – эти образования переслаиваются с аллювиальными свитами, а частично с дельтовыми образованиями. Подобное переслаивание морских и континентальных отложений отражает, как уже подчеркивалось выше, нестабильность гидрологического режима Каспия, с многократными изменениями соотношения суши и моря, с существованием иногда относительно долговременных периодов континентального осадконакопления. Этим график колебаний уровня Каспия, представленный в Приложении 1, принципиально отличается от графиков, опубликованных другими исследователями, на которых обычно изображается положение уровня моря без расшифровки условий и событий, имевших место во время регрессий в пределах прилегающей суши.



Что касается длительности трансгрессий рассматриваемого интервала времени, то она была невелика (Лаврушин и др., 2001). Лишь бакинские трансгрессии в целом, по мнению ряда исследователей, имели продолжительность несколько больше 200 тыс. лет (хотя не исключено, что эта цифра соответствует суммарной длительности события крупного порядка, тогда как осложняющие его флуктуации более высоких порядков просто не выявляются). Для остальных трансгрессий она не превышала 50–20 тыс. лет и, возможно, была даже меньше.

В третьих, следует отметить еще одно важное обстоятельство, сыгравшее большую роль в эволюции западной части бассейна. До раннехвалынской трансгрессии основное русло Волги располагалось западнее современного, вблизи тюркянского эрозионного уступа. Дельта Волги находилась в пределах Средне-Каспийского бассейна (см. карту, Приложение 1). Лишь после раннехвалынской трансгрессии, во время мангышлакской регрессии, русло Волги резко сместилось восточнее, к своему современному положению. Скорее всего, именно этим можно объяснить сравнительно небольшую мощность голоценовых аллювиальных и дельтовых отложений (в пределах 5–10 м) современной дельты, подстилающихся морскими апшеронскими отложениями. Можно предложить несколько вариантов причин смещения русла Волги, но пока трудно отдать предпочтение одному из них; кроме того, они могли действовать и комбинировано. Одной из причин этого явления могло быть то, что в пределах так называемой тюркянской долины во время послетюркянских (но до хвалынских) трансгрессий была сформирована дельта, фрагменты отложений которой, принадлежащие разным фациальным обстановкам, можно наблюдать в разрезах Белый Яр, Черный Яр, Цаган-Аман. В результате тюркянская долина на участке от Белого Яра до Черного Яра оказалась «засыпанной» мощной толщей дельтовых отложений, что существенно изменило гипсометрию западной части рассматриваемого осадочного бассейна. Скоротечная раннехвалынская трансгрессия, длительность которой

не превышала 2–3 тыс. лет (но могла быть и значительно меньше) (Лаврушин и др., 2001), не смогла существенно повлиять на гипсометрию рельефа, и русло Волги во время енотаевско-мангышлакской регрессии сместилось восточнее.

Нельзя исключить также, что в смещении русла Волги сыграли свою роль тектонические движения и проявления соляной тектоники. Последние особенно четко выражены в районе пос. Черный Яр, где геофизическими методами зафиксирован ряд соляных куполов. Последствия соляной тектоники в этом районе отражаются на всем протяжении подмываемого уступа берега Волги, на участке от Черного Яра до Нижнего Займища. Непосредственно в обрыве Черного Яра А.И.Москвитиным (1962) были описаны крупные глыбы и складки бакинских глин. При этом глыбы залегают наклонно (до 25–30°) и иногда даже стоят «на головах».

Южнее, ниже по течению Волги, на северной окраине разреза Нижнее Займище, на бечевнике, сложенном бакинскими глинами, имеются врезы, выполненные грязевулканическим глинистым материалом. Эти врезы были образованы активно движущимися грязевыми потоками, о чем свидетельствуют динамически активные контакты с подстилающими бакинскими глинами. Последние имеют моноклиналиное падение в южном направлении, под углом около 10–12°.

Активность соляной тектоники проявляется и в настоящее время в образовании зияющих трещин в толще уплотненных бакинских глин, явлениях «гидровулканизма» и связанного с ним образования овражной сети, накопления толщи своеобразной грязевулканической брекчии, выходы которых имеются в разрезе Нижнее Займище.

Что касается неотектонических движений, то необходимо отметить фиксируемые геологами «Гидропроекта» по анализу разрезов буровых скважин возможные подвижки вдоль Волгоградского сброса, а также возникновение гребневидного выступа майкопских глин в осевой части Верхне-Ахтубинской структуры (Горецкий, 1966). Расположение долины р. Ахту-

ба в целом совпадает с полосой тектонических нарушений, направленных под углами 65–70° к простиранию Волгоградского сброса. Интересно, что исток реки Ахтуба приурочен к участку сочленения сброса с полосой этих нарушений (Горецкий, 1966). Вероятно, это также способствовало отклонению к востоку русла Волги.

Особенностью посттюрканского бассейна были колебания уровня Каспийского моря, сопровождавшиеся чередованием трансгрессий и регрессий. Как упоминалось, непосредственно после тюркянского события произошли три бакинские трансгрессии и сингильская ингрессия. Эти трансгрессивные фазы отделены друг от друга, по-видимому, кратковременными регрессиями, но, в целом, образуют интервал преобладающего высокого, хотя и с флуктуациями, стояния уровня моря. Позднее, после длительного регрессивного интервала с относительно пониженным положением уровня моря, имели место две хазарские трансгрессии и затем - после ательской регрессии – кратковременное поднятие уровня в раннехвалынское время.<sup>1</sup>

Для раннехвалынской трансгрессивной фазы были характерны сложная внутренняя динамика и лавинные скорости осадконакопления, достигавшие 1 м за 150 лет (Леонов и др., 2002 а,б). В разрезах толща этих отложений представлена обычно так называемыми шоколадными глинами, накопление которых происходило под воздействием суспензионных мутьевых потоков в «мертвом» бассейне (Чистякова, 2001, 2004; Чистякова, Лаврушин, 2004).

Что касается бакинских, раннехазарских трансгрессий, а также сингильского ингрессивного проникновения моря вдоль долины Волги, то причина их возникновения частично могла быть связана с тальми водами материковых оледенений неоплейстоцена. При этом выявляется интересная закономерность. Размеры рас-

пространения трансгрессий в пределах Прикаспийской низменности, а также размеры территории, покрывавшейся материковыми оледенениями в водосборном бассейне Волги, примерно одинаковы.

Помимо раннехвалынской трансгрессивной фазы, сложная динамика была установлена для позднехазарской трансгрессии в разрезе близ села Колобовка. В данном обнажении в отложениях рассматриваемой трансгрессивной фазы фиксируется по крайней мере трехкратное изменение уровня моря. При этом разные фазы стояния уровня моря отделяются друг от друга слоями, интенсивно обогащенными органическими веществами. С поверхности эти слои интенсивно разбиты мелкими трещинками усыхания, что свидетельствует о кратковременном осушении дна водоема. Данные наблюдения дают основание думать, что трансгрессивная фаза была прерывиста во времени и состояла из нескольких эпизодов. Более того, есть основание полагать, что каждый последующий эпизод подъема уровня моря был резким, со значительным проявлением абразии, поскольку на контакте с ранее отложенными толщами имеются четкие следы размыва.

Материалы по позднехазарской и раннехвалынской трансгрессиям заставляют с большой осторожностью подходить к реконструкции колебаний уровня Каспия в прошлом. За кажущейся простотой отдельных эпизодов трансгрессий и регрессий могут скрываться значительно более сложные события, состоящие из колебаний более высоких порядков. Иногда, как в выше приведенных случаях, их удается расшифровать в результате детального изучения разрезов. Но часто следы их бывают полностью стерты, и тогда можно получить лишь огрубленную картину ритмов. Это обстоятельство нельзя упускать из вида при разработке прогнозных сценариев положения уровня моря на основании данных о его колебаниях в прошлом.

В связи со сказанным необходимо отметить еще один важный момент. Обе упомянутые трансгрессивные фазы происходили в резко контрастных климатических ситуациях. Позднехазарская датируется, как известно мику-

<sup>1</sup> По мнению авторов данной работы, для выделения позднехвалынской трансгрессии нет достаточных оснований. Тем не менее, в основном следуя традиции, на карте показаны границы ее распространения, которые многими исследователями трассируются по изогипсе 0 м.

линским межледниковьем, а раннехвалынская – последним позднеледниковьем. Как было показано ранее (Леонов и др., 2002а), сток талых вод по долине Волги во время деградации последнего оледенения Русской равнины был незначительным и кратковременным. Поэтому рассмотренные примеры ставят под сомнение определяющую роль климата в изменении (по крайней мере для этих случаев) уровня Каспийского моря.

В нижнем Поволжье, южнее Волгограда, сток талых ледниковых вод происходил по правдолине Волги вдоль Ергеней, а неоплейстоценовая дельта располагалась в Дагестанской части Среднего Каспия.

Мощность дельтовых отложений достигает 1000 м, что может быть объяснено своеобразием гидрологического режима водных потоков, формировавших перигляциальный аллювий. Характерной особенностью рек с ледниковым питанием является перегруженность потока переносимыми наносами (как взвешенными, так и влекомыми), интенсивная бифуркация русла, что обеспечивает громадный пропуск вод и соответственно отсутствие половодий и пойменного аллювия (Лаврушин, 1963). Принос значительной массы аллювиального материала приводил к лавинному осадконакоплению в пределах дельты, со значительной мощностью дельтовых отложений. Добавим, что в это же время большое количество осадков приносилось в Каспий горными реками, которые также представляли собой потоки талых ледниковых вод, перегруженных наносами. Количество приносимого реками материала во время деградации материковых оледенений могло служить одним из факторов, определяющих миграцию береговой линии. В этом факторе объединяются как климатическая (обусловленный климатом процесс деградации оледенений), так и геологическая, в том числе тектоническая, составляющие.

Еще один момент, на котором необходимо остановиться. В пределах Прикаспийской низменности (южнее Волгограда) вблизи границ максимального распространения неоплейстоценовых трансгрессий в разрезах имеются толщи разновозрастных дельтовых отложений. При

этом для каждой трансгрессии они довольно далеко отстоят от района развития дельтовых отложений в пределах Среднего Каспия; на разделяющей эти районы площади осадки отсутствуют (не сохранились?). Подобное разобщенное размещение дельтовых осадков можно рассматривать как отражение высокой скорости подъема уровня моря.

Имеются также существенные различия в мощности дельтовых отложений. Небольшая мощность субаэральных дельтовых отложений (на территории между Волгоградом и Черным Яром) свидетельствует, скорее всего, о том, что накопление их происходило вне зоны влияния ледниковой обстановки и было кратковременным. Непродолжительными, соответственно, были и максимальные фазы трансгрессий. Дельтовые отложения регрессивных фаз отличаются, напротив, значительной мощностью, что дает основание, как уже отмечалось, думать, что накопление их происходило главным образом в обстановке позднеледниковых эпох, за счет приноса осадков речными потоками ледникового питания.

В этом отношении следует напомнить точку зрения Г.И. Горецкого (1966), который неоднократно миграцию волжских дельт объясняет не только климатическими причинами, но и вертикальными тектоническими движениями. Встав на эту точку зрения, можно (с известной осторожностью) допустить, что колебания уровня Каспийского моря в плейстоцене отражают ритмику тектонических движений; частично это показано в Приложении 1.

Таким образом, из сказанного можно сделать вывод, что в основе регрессий и трансгрессий Каспийского моря (отражающих колебания его уровня) лежала комбинация нескольких факторов. На материале Северного Каспия с некоторой определенностью можно говорить по меньшей мере о трех из них: (а) вертикальная составляющая тектонических движений, т.е. тектонически обусловленные осцилляции земной поверхности; (б) обильный приток талых вод в эпохи деградации ледников на территории Русской равнины в пределах водосборного бассейна Каспия; не исключено, что близкими масштабами проявления

деградации плейстоценовых ледников объясняются и близкие размеры трансгрессий; (в) сброс в Каспий огромных масс осадочного материала, имевший характер лавинно-седиментационных катастроф и вызвавший образование в пределах Среднего Каспия крупной, сложно построенной дельты с большой суммарной мощностью отложений; эти события фиксируют низкое стояние уровня Каспия, но сами они автоматически провоцируют вытеснение воды из ванны Каспия, способствующее развитию трансгрессий.

Гидрологические события конца неоплейстоцена и голоцена отличались относительной кратковременностью и значительными амплитудами (особенно в конце неоплейстоцена), а при внимательном рассмотрении оказывается, что некоторые из них включали неоднократные изменения уровня моря. К ним относятся: максимальная в неоплейстоцене раннехвалынская трансгрессия, длительностью до 3000 лет, сложная по своей внутренней структуре, и енотаевско-мангышлакская регрессия и бэровская трансгрессивная фаза, а также поднятие уровня моря во 2–4 веках до н. э. (рис. 2). Не исключено, что в ряду такого рода событий следует рассматривать и последнее 20-летнее поднятие уровня Каспия в конце XX века.

### 2.3. Проявление гравитационных процессов – Бэровские бугры

Исследования, проведенные нами в низовьях Волги, показали, что в отдельные моменты четвертичной истории в пределах палеошельфа и прибрежной равнины Северного Каспия создавались условия, благоприятные для гравитационных процессов, с которыми, как нам представляется, связано возникновение своеобразных по структуре и морфологии Бэровских бугров (Леонов и др., 2004; Леонов и др., 2002б). Образования этого типа распространены на территории от правобережья р. Волги до рек Урал и Эмба, в пределах развития отложений одной из заключительных фаз позднехвалынской трансгрессии, названной нами бэровской фазой.

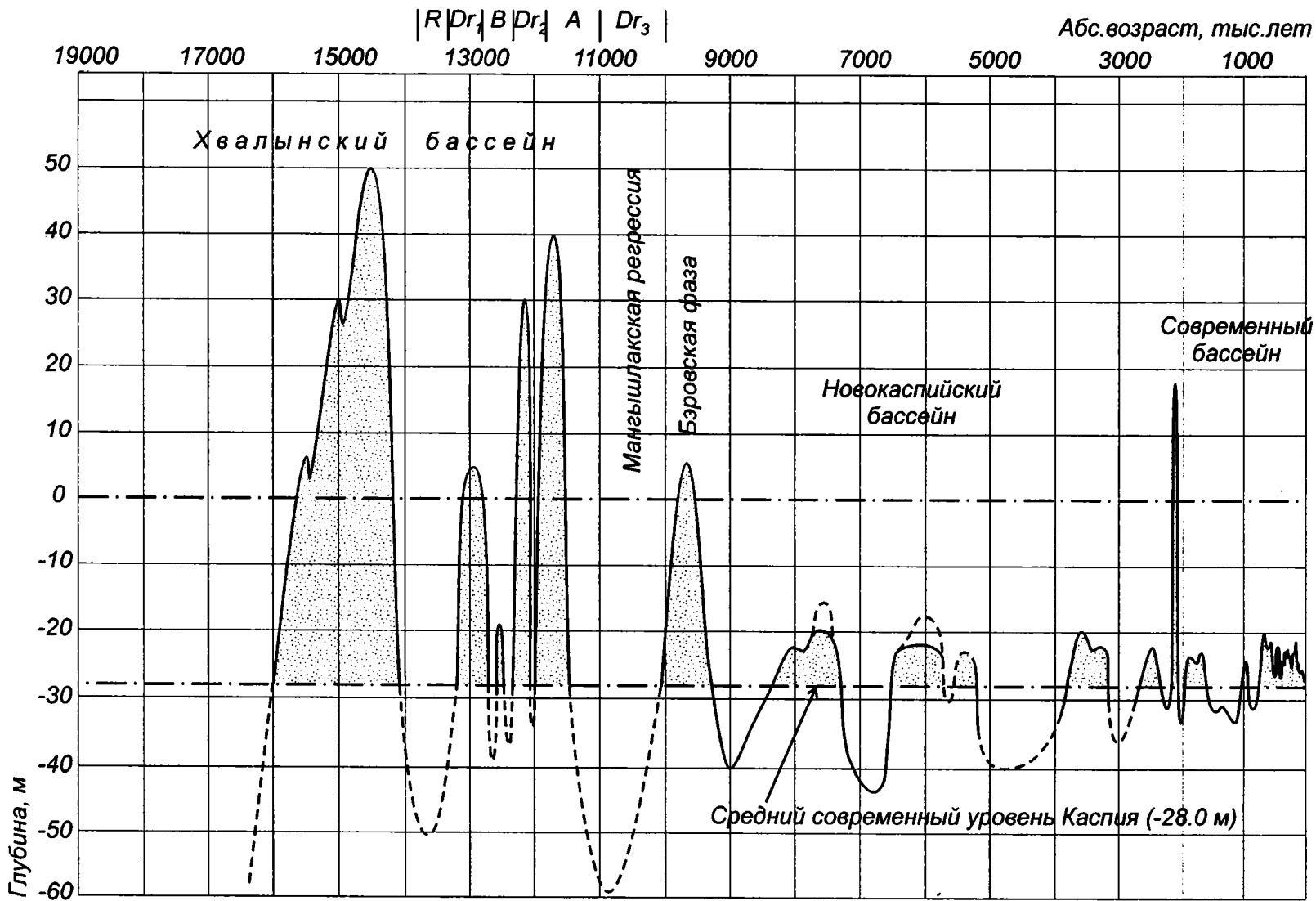
Бэровские бугры, названные в честь известного русского исследователя К.М.Бэра (Бэр, 1856), представляют собой хорошо выраженные в современном рельефе прямолинейные гряды, длиной до 4 км, узкие (поперечник от 200 до 500 м) и достаточно высокие (10–12 м, в редких случаях до 20 м). Они образуют серии протяженных цепочек на обширной территории Прикаспийской низменности. Важной особенностью этих гряд и их цепочек является закономерное пространственное расположение, заключающееся в параллельной субширотной ориентировке. Гряды и цепочки гряд разобщены друг от друга депрессиями – ильменями – той же ориентировки, ширина которых соизмерима с шириной самих гряд.

О природе Бэровских бугров высказано немало гипотез. Несостоятельность многих из них была показана ранее. По нашему мнению, обоснованному в статье (Леонов и др., 2004), возникновение этих своеобразных форм рельефа связано с гравитационным перемещением в сторону акватории Каспия блоков хвалынских морских и более поздних дельтовых отложений.

Особенности строения Бэровских бугров были изучены в окрестностях г. Астрахани и подробно были описаны ранее (Леонов и др., 2004), что позволяет нам существенно сократить изложение материала. В своей основной части эти бугры сложены толщей алевритов, мощностью 17–20 м, в наиболее полных разрезах отчетливо распадающейся на три пачки.

Нижняя, мощностью до 5–7 м, представлена красно-бурыми и шоколадного цвета горизонтально-слоистыми хвалынскими глинистыми алевритами и глинами. Средняя пачка состоит из красно-бурого массивного субазрального суглинка (0,7 м) и перекрывающей его слабо гумусированной почвы (0,2–0,3 м). Верхняя пачка (мощностью до 10–12 м) образована чистыми (безглинистыми) светло-серыми, желтовато-серыми уплотненными алевритами.

Осадки слагают отчетливо выраженные слои (доли метра) с выдержанными субпараллельными или полого срезанностями одна другую слюевыми границами. Алевриты имеют горизонтальную, а также косую и косоволнистую,



**Рис.2. Колебания уровня Каспийского моря в раннехвалынско-голоценовое время**  
 R – раунисский межстадиал; Dr<sub>1</sub> – ранний дриас; B – беллинг; Dr<sub>2</sub> – средний дриас; A- аллерод; Dr<sub>3</sub> – поздний дриас

слоистости. При этом косо-волнистослоистые алевриты иногда образуют среди горизонтально наложенных разностей линзообразные тела. Нередко верхняя алевритовая пачка интенсивно дислоцирована в результате оползневых явлений. Граница между глинами и перекрывающими их алевритами обычно субгоризонтальная, ровная, несогласно срезающая складчатые структуры, развитые в хвалынских глинах. В некоторых случаях этот контакт имеет гораздо более сложный характер, в связи с внедрением глин в вышележащие осадки.

Алевриты обеих пачек полого моноклиально падают в северных румбах, причем углы падения слоев часто более крутые, чем уклоны склонов северной экспозиции. Чистые и глинистые алевриты в одних случаях падают согласно друг с другом, а в других пачка чистых алевритов имеет большие углы падения (до 20–30°) по сравнению с глинистыми алевритами. Последнее наблюдается в том случае, если разные по компетентности пачки разделены плоскостью пологого надвига, также имеющего падение в северных румбах (угол падения 5–15°, иногда даже до 30°). При этом чистые алевриты всяческого блока залегают субпараллельно плоскости сместителя, а нижележащие глинистые алевриты срезаются плоскостью надвига. Иногда глинистые алевриты под плоскостью надвига обнаруживают пологое падение (углы 6–15°) в южных румбах. В пачке глинистых алевритов встречаются и очень пологие изгибы слоев. К нарушениям, развитым в отложениях Бэровских бугров, относятся и диапировидные или валообразные внедрения коричневых хвалынских глин в толщу перекрывающих алевритов.

Особенности строения Бэровских бугров и данные о генезисе слагающих их осадков позволили сформулировать основы концепции о механизме образования этих специфических регионально развитых форм рельефа (рис. 3). Как представляется, в позднихвалынское время на приустьевом взморье рек Волги, Урала, Эмбы, в мелководной шельфовой и частично авандельтовой обстановке, достаточно быстро накопились значительные массы зернистых осадков, перекрывших толщу хвалынских глин.

Вероятное осушение хвалынских глин, в значительной мере состоящих из смектитов и магнезиальных хлоритов, и последующее их обводнение при подъеме уровня Каспия могли привести к заметному разбуханию глин и ослаблению их связности. Все возрастающая нагрузка на эти глины при накоплении дельтовых осадков и одновременное проявление интенсивной сейсмичности вызвали пластическое течение глин по уклону на юг, в сторону Каспия, и инициировали развитие многочисленных линейных разрывов, перпендикулярных к направлению перемещения глинистого субстрата. В ходе пассивного перемещения (растаскивания) возникших блоков алевритов разрывы увеличивались по ширине, и в них происходило нагнетание разжиженных глин. Все это сопровождалось некоторым взбрасыванием движущихся алевритовых блоков на возросшие в мощности тела глин в межблоковых пространствах, в результате чего блоки воздымались своими южными фронтальными частями и запрокидывались на север. Процесс перемещения и запрокидывания алевритовых блоков сопровождался возникновением в них разрывов и надвигов. В зоны этих нарушений инъецировали глины, а надвиги, часто возникавшие по границе разных по компетентности пачек нижних и верхних алевритов, вызывали взбрасывание последних, а также разворот слоев (падение в южных румбах) и возникновение складок в глинистых алевритах лежащего блока. Разжиженная, выдавленная в межблоковые пространства глина в дальнейшем была, очевидно, в основном размывта в условиях достаточно активного морского мелководья во время позднейших повышений уровня моря. Все это обусловило возникновение линейных депрессий, разделяющих цепочки гряд.

Возможность свободного течения слоистых толщ под действием силы тяжести при ничтожных (менее 1°) углах наклона базовой поверхности особенно характерна для осадков, насыщенных водой (проявляется прежде всего в подводно-оползневых процессах), но оно, несомненно, развивается и в других обстанов-



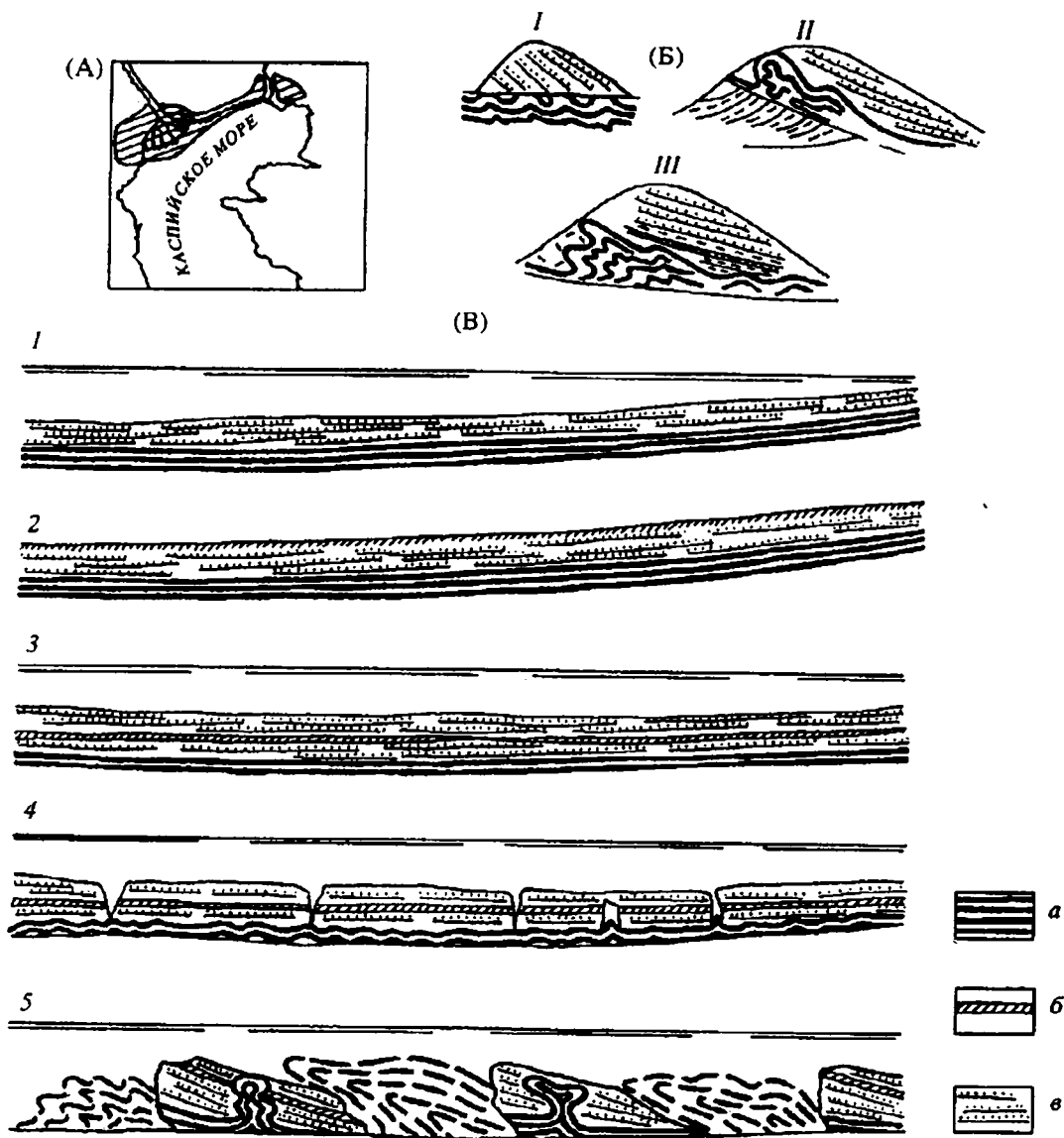


Рис. 3. Бугры Бэра: А - распространение в Прикаспии; Б - их структура и типы (I-III); В - модель формирования а - раннехвалынские глины, б - погребенные почвы, в - дельтовые отложения

ках, если реализуется главное условие: движущая сила превышает силу сопротивления (внутреннего трения, сцепления).

Условием, способствовавшим возникновению наблюдаемого структурного эффекта – растаскивания на блоки более компетентного алевритового горизонта – являлось отсутствие у скользящих слоев фронтального упора, что создавало обстановку растяжения. В целом

данное явление можно квалифицировать как своеобразный будинаж слоя со свободной верхней поверхностью, а блоки бэровских алевритов – как будины.

Таким образом, Бэровские бугры представляют собой фрагменты разрушенного гравитационными процессами (в результате пластического течения нижележащих глин) некогда единого покрова хвалынских алевритов и дельто-

вых отложений. Одной из важных причин внезапного возникновения гравитационных процессов могло быть катастрофическое землетрясение или их серия. Одновременно смещение в сторону акватории больших массивов пород могло вызвать катастрофическое поднятие Каспия, которое названо нами бэровской фазой.

#### **2.4. Природные обстановки ранней хвалыни и голоцена по данным палинологических исследований**

По результатам палинологических исследований раннехвалыньских отложений в интервале времени 13,5 -11 тыс. лет устанавливается корреляция между регрессивными и трансгрессивными фазами (см. рис. 2, рис. 4), с одной стороны, и особенностями климата (палеоландшафтами), с другой. Полученные палинокомплексы показывают, что в рассматриваемый интервал времени на севере аридной зоны происходили катастрофические, очень быстрые изменения природной обстановки (см. рис. 4), которые коррелируются по радиоуглеродным данным (Леонов и др., 2002б) с глобальными подразделениями климато-стратиграфической шкалы позднего плейстоцена.

Последовательность голоценовых событий представлена на рис. 5. На нем показаны изменения ландшафтов, колебания уровня Каспия и археологические культуры. На рис. 6 показано сложное строение песчаных гряд с множеством датированных погребенных почв и культурных горизонтов. По данным детального палинологического анализа, в голоцене северной части аридной зоны установлено два этапа в развитии природной среды (Лаврушин и др., 1991). Первый из них (10000–7300 л.н.) характеризовался лесостепными ландшафтами. Второй этап – аридный, с пустынными и полупустынными ландшафтами – начался примерно 7300–7200 л.н. Эта смена представляла собой ландшафтно-экологическую катастрофу или аридный «кризис», в ходе которого произошло быстрое преобразование лесостепи, минуя

закономерные промежуточные эволюционные изменения природной среды (см. рис. 5).

Второй этап подразделяется на два подэтапа. Ранний аридный подэтап, длительностью около 3000 лет, сменился в интервале времени 4500–4100 л.н. кратковременным (глобальным) похолоданием, вызвавшим в начале раннего суббореала резкое изменение ландшафта. Этим завершился ранний подэтап. Продолжительность раннего суббореала около 500 лет. За это время ландшафты претерпели принципиальные изменения – на севере пустыня вновь сменилась лесостепью. На большей части Волго-Уральского междуречья появились таежные леса, с участием элементов сибирской флоры. В Прикаспии исчезла зона пустыни, появились разнотравные степи.

Позднее, около 3800–3900 лет назад, имела место ксеротермическая фаза, ознаменовавшая начало второго аридного подэтапа. Последний отличался сложной внутренней структурой. В ксеротермическую фазу в Прикаспии возник ландшафт пустыни, в бассейне р. Сок (севернее Самары) распространились полынные степи, было характерно засоление почв.

Таким образом, в рассмотренном интервале времени произошли, как минимум, два экстремальных события – две экологические катастрофы: первая – в начале раннего аридного подэтапа (смена лесостепи пустыней), вторая – на границе подэтапов в раннем суббореале (смена пустыни лесостепью), обычно выделяемая как оптимум.

3800–2500 л. н. существовала нестабильная природная обстановка, установленная в Оренбуржье. В начале данного интервала времени существовали злаковые степи, затем начался процесс облесения территории и формирования разнотравных степей. Около 3600 л. н. сформировался лесостепной ландшафт и имело место становление срубной культуры первобытного человека. В состав лесов входили сосна, береза, дуб, липа. В Оренбуржье в урочище Каргалы со временем существования срубной культуры связывают начальную стадию образования горно-металлургического комплекса, в котором из рудоносных татарских отложений



Рис.4. Палеоландшафты раннехвалынской трансгрессивной фазы и их корреляция с глобальными изменениями климата последнего позднеледникового (по данным палинологического анализа)

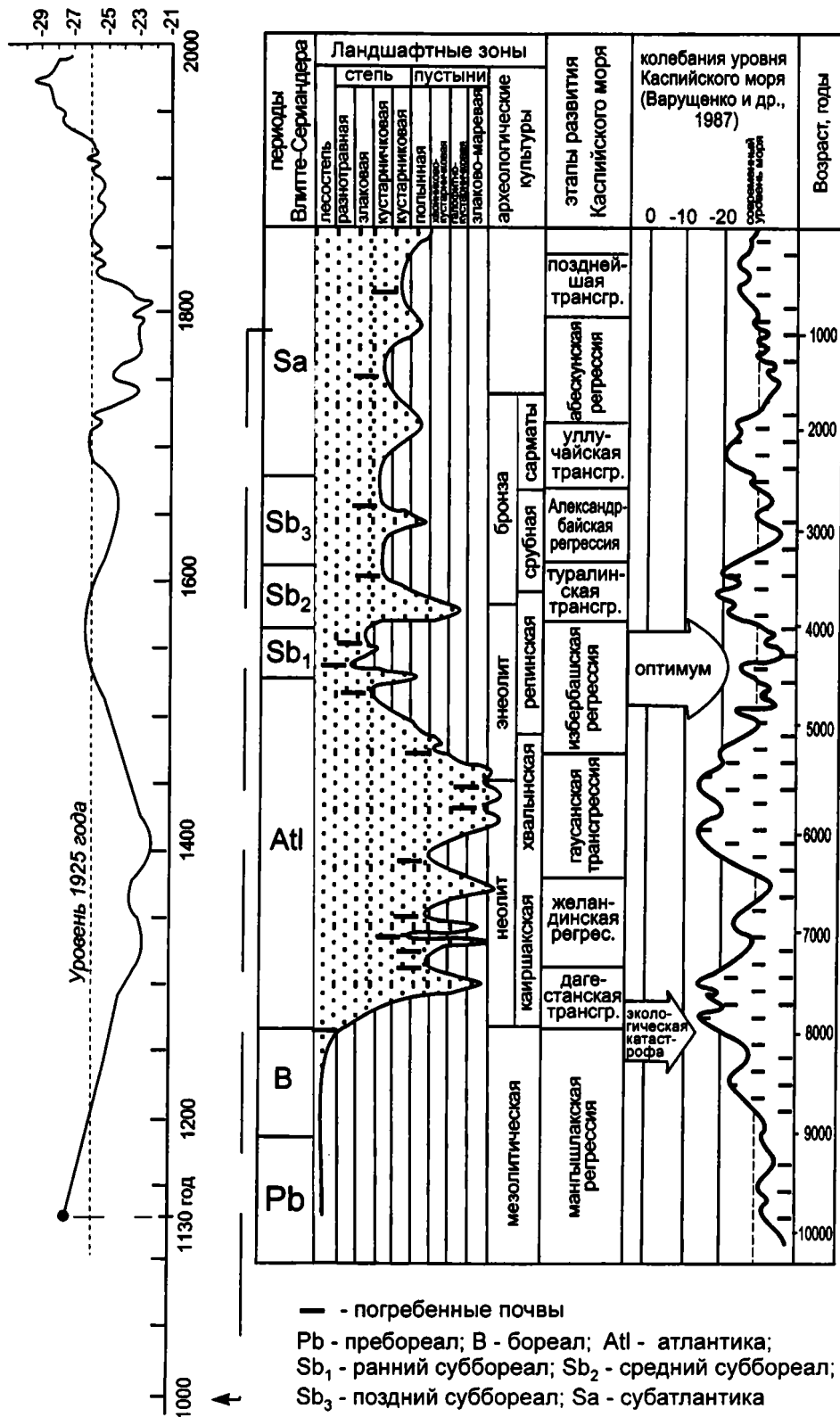
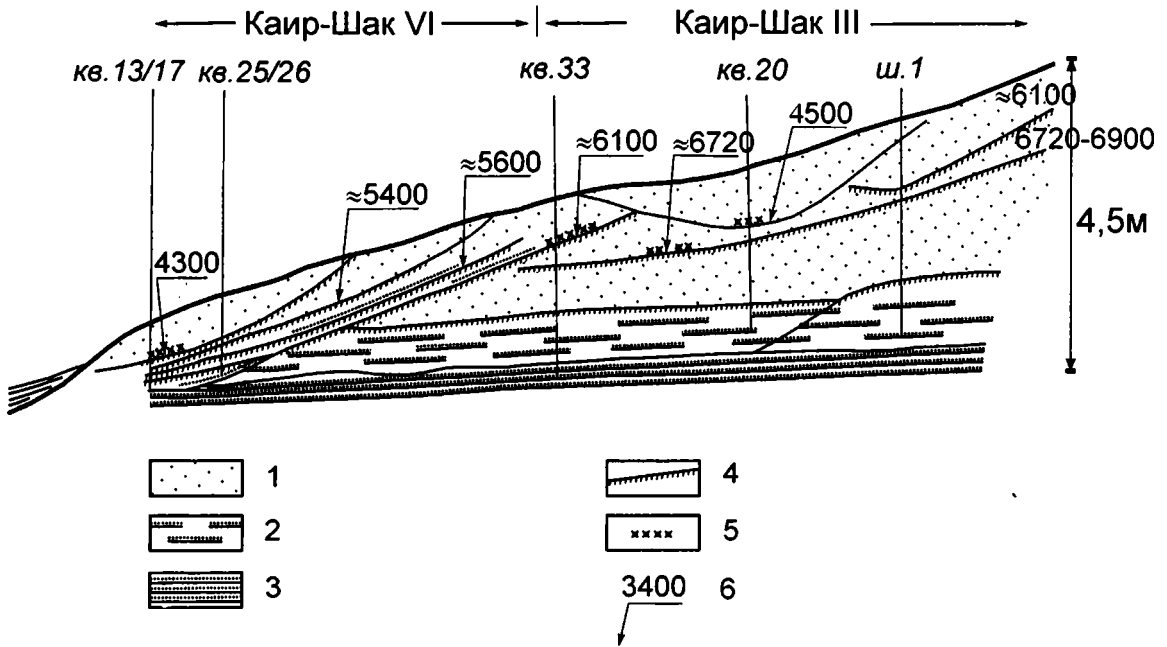


Рис. 5. Гидрологические события в Каспийском море в последние 10 тысяч лет, палеоландшафты и археологические культуры



**Рис.6. Фрагмент строения дюны в районе группы стоянок Каир-Шак.**

1—золотые пески, 2—озерные отложения, 3—морские отложения, 4—погребенные почвы, 5—культурные горизонты, 6—радиоуглеродные датировки погребенных почв и материальных культур, лет.

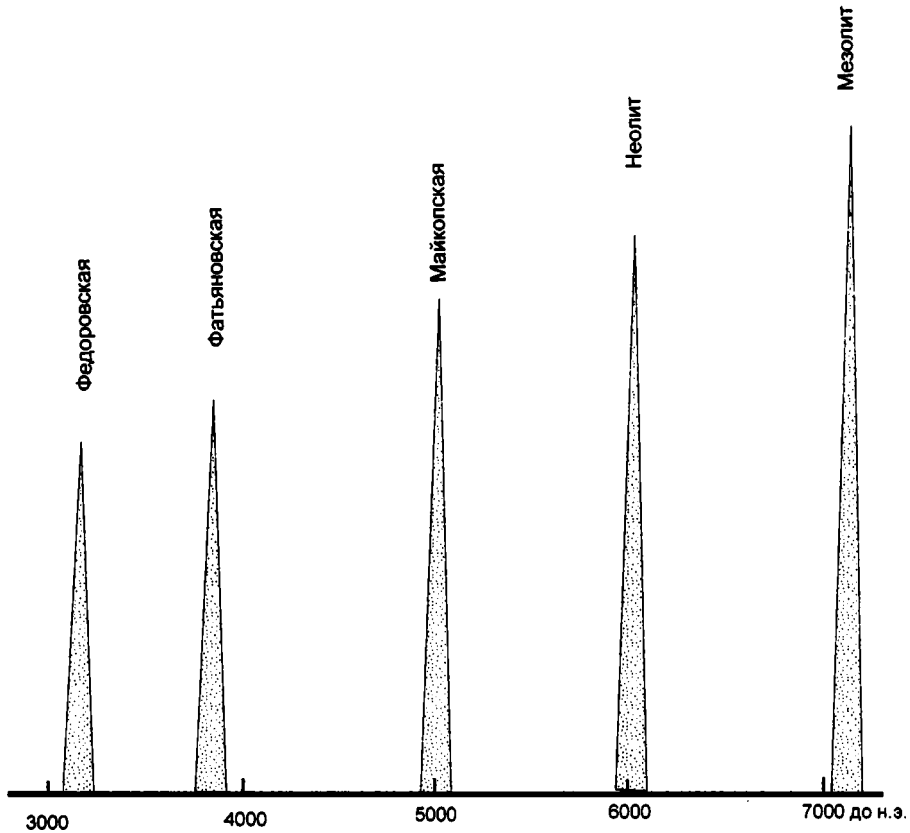
КВ — номера квадратов археологического раскопа

перми выплавлялась медь, и было налажено производство бронзы (Черных, 1997). Появление земледелия в этом районе датируется временем 3500–3400 л. н. В это время лес сохранился лишь в долинах. 3400–3300 л. н. произошло похолодание, сопровождавшееся появлением лесостепи западносибирского типа. 3300–3200 л. н. в пределах долин в составе леса вновь появляются широколиственные породы, а на междуречьях — злаково-разнотравная степь. В интервале 3200–3100 л.н. установлено широкое распространение хвойных борельных лесов — произошло резкое похолодание.

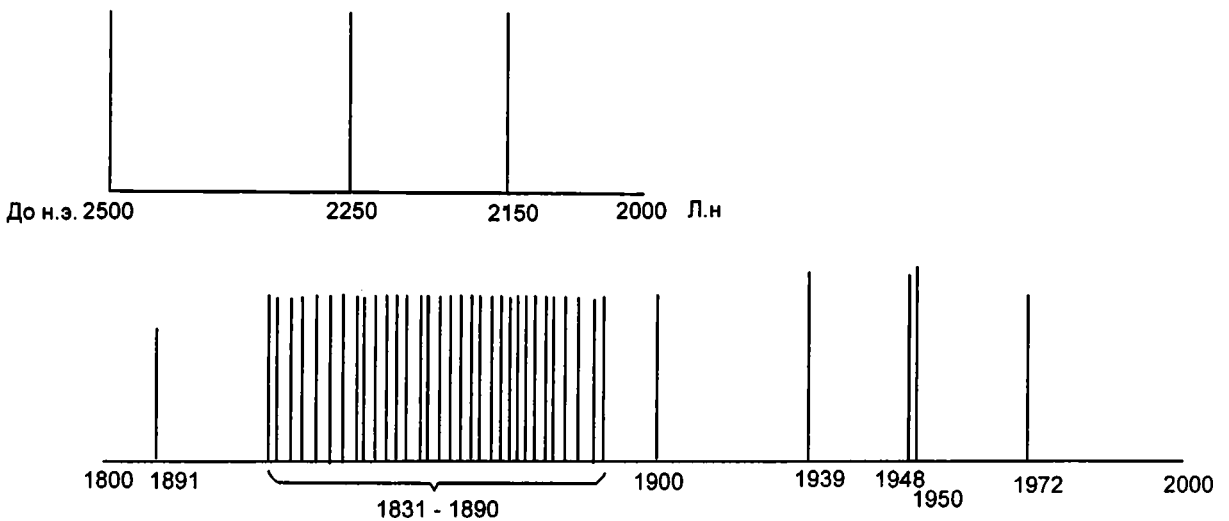
На рис. 7 и 8 схематически изображены неоднократные кратковременные экстремаль-

ные проявления аридизации, с некоторыми из которых связаны процессы опустынивания. Большая частота таких эпизодов аридизации наблюдается в интервале 2500 – 2100 л.н., в пределах которого они фиксируются на уровне 2500, 2250, 2150 л. н.

Материалов о распространении аридных фаз в историческое время все еще недостаточно. Тем не менее в течение последних 170 лет на основе главным образом исторических документов в восточной части Русской равнины установлен достаточно длительный экстремально засушливый интервал времени с 1831 по 1890 гг. Фиксируются также засухи в 1891, 1910, 1934, 1948, 1950 и 1972 гг. (см. рис. 8).



**Рис.7. Корреляция эпизодов опустынивания и культур первобытного человека (высота стрелок качественно пропорциональна интенсивности опустынивания)**



**Рис.8. Кратковременные проявления процессов опустынивания в историческое время**



### 3. ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В СРЕДНЕ-КАСПИЙСКОМ ПОСТТЮРКЯНСКОМ БАССЕЙНЕ

В Средне-Каспийском бассейне выделяют три участка осадконакопления. Один из них приурочен к восточной и частично центральной частям бассейна. Современные глубины здесь достигают 750 м. Этот район можно рассматривать как постоянно существовавшую в изученный интервал времени халистазу, основной чертой которой является незначительная скорость осадконакопления. Во всяком случае, изученные здесь колонки длиной до 3 м показывают незначительную мощность голоцена и не выходят за пределы позднего плейстоцена.

Второй элемент дна бассейна, расположенный в его северо-западной части, представляет собой упоминавшийся выше громадный конус выноса – дельту Пра-Волги, русло которой располагалось западнее современного русла Волги. Конус отличается большой мощностью осадков, достигающей 1000 м, и клиноформным строением осадочной толщи. Столь значительная мощность осадков связана, скорее всего, с аллювиально-перигляциальным осадконакоплением. В этом случае Пра-Волга являлась основным транзитным путем перегруженных наносами талых ледниковых вод, по крайней мере, раннечетвертичных и среднечетвертичных оледенений. Этот источник принесенного Пра-Волгой осадочного материала явился, по видимому, основным в образовании мощного конуса выноса. Конечно, это не значит, что после таяния ледниковых покровов формирование конуса прекращалось. По долине Пра-Волги продолжался вынос в дельту речных наносов, подобно любой другой реке, но скорость осадконакопления в такие периоды была ниже. Уточнить долю в строении дельтового конуса

перигляциальных и аллювиально-межледниковых отложений сейчас не представляется возможным. Если судить по голоценовым аллювиальным отложениям современной Волги в пределах Волго-Ахтубинской поймы, то мощность их, в зависимости от длительности межледниковья, может достигать 30–40 м и более.

Поскольку более древние межледниковья имели большую продолжительность, в это время на конус-дельту могли поступать большие массы осадков.

Третьим важным элементом дна Средне-Каспийского осадочного бассейна является конус, находящийся несколько севернее Апшеронского полуострова и примыкающий к Кавказу; его максимальная мощность 1200 м. Возникновение этого конуса связано с орогенезом Кавказа. Аналогичное происхождение имеет конус в долине Терека, где мощность слагающих его отложений достигает 800 м. В отличие от ранее описанного конуса-дельты Пра-Волги, два последних конуса сложены грубо-обломочным материалом.

В связи с изложенным, естественно, возникает вопрос о влиянии столь больших масс приносимого материала на изменения уровня Каспийского моря. Проще всего допустить прямую связь между нагромождением материала в промежуточных конусах и повышением уровня моря. Эта идея давно используется для объяснения трансгрессивных фаз. Правда, при этом имеется в виду увеличение количества водной массы за счет таяния ледников. На самом деле ситуация, очевидно, оказывается часто сложнее. Действительно, при подобном допущении без привлечения дополнитель-

ных механизмов остается необъясненным обратный тренд изменения уровня моря – его падение и появление регрессивных фаз. Кроме того, следует учитывать и то, что, чем больше осадков приносится на дно бассейна, тем

значительнее оказывается нагрузка на дно и возможное его прогибание. Эти соображения наводят на мысль о влиянии на колебания уровня Каспийского моря механизмов изостатической природы (Леонов и др., 1997).

---

---

---

## 4. ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ГЕОДИНАМИКИ ЮЖНО-КАСПИЙСКОГО БАСЕЙНА

Южно-Каспийский осадочный бассейн является наиболее активным геодинамическим элементом в системе бассейнов Каспия; он оказывал существенный вклад в режим колебаний уровня моря. В целом геодинамическая ситуация Южно-Каспийского бассейна достаточно подробно рассмотрена в литературе, в том числе и авторами данной работы (Копп, 1997; Леонов и др., 1997; Леонов и др., 1998; Лаврушин и др., 2001, Осадочные бассейны..., 2004). Не повторяя здесь опубликованного материала, отметим лишь некоторые моменты.

К сожалению, расшифровать детали строения посттюркянских отложений в глубоководном Южно-Каспийском бассейне пока не представляется возможным. Известно, что в этой глубоководной впадине существует много грязевых вулканов, с деятельностью которых связано формирование толщи грязевулканической брекчии и процессов гидровулканизма. К крутым склонам котловины приурочены процессы турбидитового осадконакопления.

В восточной части бассейна имеется толща отложений обширного конуса выноса Пра-Аму-Дарьи, накопление которого началось еще в предакчагыльское время. К сожалению, более детальная стратиграфия этого конуса и история Пра-Аму-Дарьи и Аму-Дарьи остается не до конца выясненной (Рубанов и др., 1987). Вместе с тем показано, что в ранне-серднечетвертичное время Сарыкамыш-Аральская котловина была сухой. Пра-Амударья сбрасывала воды в Каспий, и в это время или в отдельные его интервалы происходило наращивание конус выноса в Южно-Каспийском бассейне (см. карту). Четвертичный дельтовый конус выноса имеется также на западе котловины, он образован осадками Пра-Куры.

Наконец, в целом структура морских четвертичных отложений в Южно-Каспийской котловине существенно осложнена изометричными складками, которые являются результатом активно происходящих процессов глиняного диapiризма (см. профиль в Приложении 1).

---

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрим важнейшие результаты, которые были получены при анализе составленной карты. Они касаются многих аспектов геологической истории квартера Каспийского моря – этого обширного внутриконтинентального осадочного бассейна котловинного типа.

Как известно, наиболее характерной особенностью посттюркянской геологической истории Каспийского моря явились неоднократно-меняющиеся соотношения суши и моря. Это вызывало миграцию центров лавинной седиментации и активных эрозионных процессов, что было обусловлено эндогенными и экзогенными факторами. При этом необходимо подчеркнуть, что на регрессивных этапах Каспийского моря, в связи со снижением базиса эрозии в пределах прибрежной равнины, возникшей на месте палеошельфа, активно происходили эрозионные процессы, образуя достаточно глубокие наземные врезы. Парагенетически связанные с ними дельтовые сооружения смещались в область внутреннего шельфа современного Каспия. Во время трансгрессий происходило смещение центров дельтовой седиментации лавинного типа в районы гипсометрически максимального повышения базиса эрозии.

Анализ распределения мощностей четвертичных отложений указывает на дифференцированный характер тектонических движений в регионе. Наиболее активными вертикальными движениями оказались охвачены южные районы Каспийского региона, смежные с Альпийским складчатым поясом. Активные вертикальные движения, выраженные в структуре четвертичных отложений, продолжались и в области развития соляной тектоники в Прикас-

пийской впадине, а также вблизи орогенических сооружений.

Периодически возобновлялись горизонтальные перемещения вдоль крупных сдвиговых зон. Эти движения также вызывали изменения в строении и распределении мощности четвертичных отложений, что выразилось в особенностях структуры и сочленения Южно-Каспийской и Северо-Апшеронской котловин.

Анализ распределения мощностей и литофаций четвертичных отложений позволяет сделать вывод о природе современных и голоценовых структурных форм Каспийского региона в целом и дна Каспийского моря в частности. По мере развития дельтовых проградационных комплексов посттюркянского возраста, на севере и в центральной части Каспийского моря были сформированы остаточные котловины («халистазы») – Уральская «бороздина» на севере и Дагестанская котловина в центре. Эти отрицательные структуры характеризуются вытянутой формой, и их осевые части длительное время являлись транзитной зоной терригенного материала из области водосбора в активно погружающуюся Южно-Каспийскую котловину.

В связи с этим следует подчеркнуть, что современная тектоническая активность региона велика (что, по-видимому, относится и к предшествующей – четвертичной истории). Об этом свидетельствуют прямые инструментальные наблюдения – данные спутниковой геодезии (GPS) и повторных нивелировок. Не вдаваясь в детали (подробнее см. Лаврушин и др., 2001), заметим, что характерные скорости горизонтальных смещений по разрывам до-

стигают здесь 5 см/год (а за пределами региона зафиксированы и большие скорости – до 9 см/год), скорости вертикальных смещений – 1.5-2 см/год. Конечно, наблюдаются большие вариации этих величин как по площади, так и во времени. Но в целом данные цифры показывают, что ванна Каспийского моря испытывает значительную деформацию, которая не может не оказывать влияния на режим водной массы, на условия осадконакопления и, очевидно, на колебания уровня моря.

Анализ представленной карты дает возможность выявить и проследить основные закономерности распространения четвертичных (постапшеронских) отложений. Максимальные суммарные их мощности указывают на три локальных депоцентра в северной, центральной и южной частях региона. Самая мощная толща посттюркянских отложений располагается в Южно-Каспийской котловине, где ее мощность превышает 2 км. В средней части региона (Северо-Апшеронская мульда) мощность четвертичных отложений достигает 1,5 км, а в северной части бассейна – чуть больше 1 км. В пределах Прикаспийской низменности развит маломощный (менее 200 м) покров посттюркянских отложений пестрого литологического состава – от континентальных до прибрежно-морских. Одновременно в этой части региона выделяется область, где мощность четвертичных отложений сильно варьирует, что во многом зависит от распределения соляных диапиров, которые продолжали развиваться и в четвертичное время.

В целом бакинско-голоценовые отложения накапливались и развивались унаследовано от акчагыльско-апшеронского этапа. Максимально прогибалась Южно-Каспийская котловина. Умеренно стабильной оставалась средняя – дагестанская часть бассейна. Северная Прикаспийская часть региона характеризуется, как отмечено, резко неравномерным распределением мощности четвертичных отложений, что связано с галокинетическими процессами в кунгурских солях.

В строении бакинско-голоценовых отложений принимают участие морские, лагунные, прибрежно-морские и континентальные толщи.

Среди морских отложений наиболее широко представлены глины и аргиллиты. Лагунные фации представлены пестроцветными глинами и аргиллитами с линзами гипсов и ангидритов. Прибрежно-морские отложения сложены терригенными разностями, от тонких глин и аргиллитов до гравелитов, формирующими обширные дельтовые комплексы разного возраста, где мощность увеличивается до 500–700 м. Выделяются дельтовые толщи бакинского, хазарского, ательского и современного возраста. Хазарские и ательские дельтовые комплексы распространены в пределах современного континентального склона на севере Дагестанской котловины, на шельфе и склоне западно-туркменского сектора Каспийского моря, а также на шельфе северо-апшеронско-куринского сектора Каспийского моря.

Современные дельты крупных размеров приурочены к месту впадения Волги, в остальных случаях (реки Урал, Кура, Терек, Самур, Узбой) формируются дельты значительно меньших размеров.

Геологические особенности региона способствовали возникновению принципиальных различий строения осадочной толщи посттюркянского Каспия в охарактеризованных трех типах осадочных бассейнов.

При этом главное внимание было уделено влиянию как новейших тектонических процессов на осадконакопление и строение осадочной толщи, так и воздействию на те же процессы изменений климата, происходивших в обширном водосборном бассейне Каспия.

Как показано в тексте и на прилагаемой карте, Северо-Каспийский бассейн, расположенный на южной окраине Восточно-Европейской платформы, отличался мелководностью, резким, часто меняющимся непостоянством своих размеров, что вызывало в посттюркянское время существенные различия в соотношении суши и моря.

Для строения толщ посттюркянских отложений характерны две особенности. Первая связана с активным проявлением соляной тектоники, что вызвало значительные изменения мощности рассматриваемых отложений, которые варьируют, как показали материалы гео-

логической съемки, от 0 до 500 м. Вторая особенность строения связана с неоднократным переслаиванием морских и континентальных отложений.

Установлено, что эрозионные и аккумулятивные процессы имеют определенную зональность. В западной части бассейна преобладают аллювиальные и дельтовые образования, среди которых последние коррелируются с морскими ниже- и среднечетвертичными отложениями. При этом эрозионные процессы были сконцентрированы вдоль Ергеней, где располагалась глубоко врезанная долина Пра-Волги. После раннехвалынской трансгрессии произошло смещение русла Волги в восточном направлении к его современному положению.

Принципиально важным явилось установление в восточной части бассейна мощного аллювиально-пролювиального шлейфа, который был, видимо, сформирован в связи с воздыманием (орогенезом?) Мугоджар.

В конце посттюркянского времени в рассматриваемом бассейне произошло (в результате проявления сейсмических и вызванных ими гравитационных процессов) преобразование рельефа, в ходе которого были сформированы так называемые бугры Бэра.

Средне-Каспийский бассейн представлял собой внешнюю часть шельфа с глубоководной котловиной (до 700 м) в восточной части, которая рассматривается в качестве халистазы. В западной части бассейна была сформирована крупная дельта Пра-Волги, с мощностью отложений до 1000 м. Источником материала для этой дельты послужили просхозогляциальные наносы ранне- и среднечетвертичных оледенений Русской равнины. Западнее, ближе к Кавказу, имеется также мощный конус, возникновение которого связано с орогенезом этого горного сооружения.

Существенно отличается от Средне-Каспийского глубоководный Южно-Каспийский бассейн. В нем на крутых склонах было широко развито турбидитовое осадконакопление, а интенсивный грязевый вулканизм способство-

вал образованию пластов брекчий. Кроме того, в восточной части расположено мощное дельтовое сооружение Аму-Дарьи, часть которого сформировалась в посттюркянское время.

Таким образом, выделенные осадочные бассейны имеют характерные индивидуальные особенности строения, седиментогенеза, обусловленные главным образом тектоническими процессами, частично также изменениями ледникового и неледникового климата.

Конечно, несмотря на длительную историю изучения Каспийского моря и прилежащих территорий, далеко не все вопросы могут быть интерпретированы однозначно. В настоящей работе мы, например, совершенно не касались возникновения солеродного бассейна Кара-Богаз-Гола, который, по мнению большинства исследователей, возник в послехвалынское время. Но первоначально, по мнению ряда исследователей, здесь располагалось устье Аму-Дарьи; с ее водным потоком и связано образование этого вдающегося в сушу залива, который впоследствии стал солеродным. Однако до сих пор пути миграции русла Аму-Дарьи остаются дискуссионными.

В отношении Арала по имеющимся материалам в настоящее время можно лишь отметить, что возникновение его произошло в своем современном виде также в послехвалынское время. В эту депрессию, так же как и Сарыкамышскую, проникали воды акчагыльской и, возможно, апшеронской трансгрессий. В целом геологическая история Арала до постхвалынского времени далеко не ясна. Что касается современного усыхания Арала, способствующего возникновению экологического кризиса, то этот процесс в постхвалынское время происходил неоднократно, что подтверждено буровыми работами. Поэтому связывать современный экологический кризис только с хозяйственной деятельностью вряд ли оправдано.

Возвращаясь к Каспийскому морю, необходимо отметить, что в этом регионе существует также много проблем, которые не разрешены до сих пор и требуют дальнейших исследований.



## ЛИТЕРАТУРА

- Антипов М.П., Волож Ю.А., Лаврушин Ю.А., Леонов Ю.Г. Геологические события и изменения уровня Каспийского моря // Геоэкология. 1996. № 3. С. 38–50.
- Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф., Делия С.В. и др. Биостратиграфия, строение верхнечетвертичных отложений и некоторые черты палеогеографии Северного Каспия // Стратиграфия и геологическая корреляция. 2002, №1. С. 20-35
- Бэр К.М. Ученые заметки о Каспийском море и его окрестностях // Зап. Русск. геогр. общ. 1856. Кн. 11. С. 181–224.
- Варущенко С.И., Варущенко А.Н., Клиге Р.К. Изменения режима Каспийского моря и бессточных водоемов в палеовремени. М.: Наука, 1987. 240 с.
- Волкова Н.С., Семина И.В., Павловская В.И. Фаунистическое обоснование трехчленного деления акчагыльских и апшеронских отложений Северного Прикаспия // Стратиграфия неогена востока Европейской части СССР. М.: Недра, 1971. С. 150-154.
- Горецкий Г.И. Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. М.: Наука, 1966. 412 с.
- Жуков М.М. Плиоценовая и четвертичная история севера Прикаспийской впадины // Проблемы Западного Казахстана, т. 2. М.-Л.: АН СССР, 1945. 327 с.
- Кирсанов Н.В. Акчагыл Поволжья // Стратиграфия неогена востока Европейской части СССР. М.: Недра, 1971. С. 22-45.
- Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизийном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с.
- Лаврушин Ю.А. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 258. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 261 с.
- Лаврушин Ю.А., Леонов Ю.Г., Лиленберг Д.А. Направления и результаты изучения влияния геологических факторов на колебания уровня Каспийского моря // Глобальные изменения природной среды. Новосибирск, 2001. С. 105–130.
- Лаврушин Ю.А., Спиридонова Е.А., Сулержицкий Л.Д. Геолого-палеоэкологические события севера аридной зоны в последние 10 000 лет // Геолого-палеоэкологические обстановки четвертичного периода. М.: ГИН АН СССР, 1991. С. 87-104.
- Лаврушин Ю.А., Спиридонова Е.А., Сулержицкий Л.Д. Геолого-палеоэкологические события севера аридной зоны в последние 10 000 лет // Проблемы древней истории Северного Прикаспия. Самара, 1998. С. 47–65.
- Леонов Ю.Г., Антипов М.П., Волож Ю.А. и др. Геологические аспекты проблемы колебаний уровня Каспийского моря // Глобальные изменения природной среды. Новосибирск: Наука, 1998. С. 30–57.
- Леонов Ю.Г., Волож Ю.А., Антипов М.П. и др. Влияние геологических событий на изменения уровня Каспийского моря // Глобальные изменения природной среды и климата. М., 1997. С. 80–105.
- Леонов Ю.Г., Гущенко О.И., Копп М.Л., Расцветаев Л.М. Взаимосвязь позднекайнозойских напряжений и деформаций в Кавказском секторе Альпийского пояса и в его се-

- верном обрамлении // Геотектоника, № 1, 2001. С. 36-59.
- Леонов Ю.Г., Лаврушин Ю.А., Антипов М.П., Спиридонова Е.А., Кузьмин Я.В., Джалл-Э.Дж.Т., Бурр С., Желиновская А., Шали Ф. Новые данные о возрасте отложений трансгрессивной фазы раннехвалынской трансгрессии // Докл. АН. Т. 386. 2002а. № 2. С. 229-233.
- Леонов Ю.Г., Лаврушин Ю.А., Волож Ю.А., Антипов М.П., Спиридонова Е.А., Лобковский Л.И. Экстремальные природные события в бассейне Северного Каспия // Вестник Каспия. 2002б. С. 16-23.
- Леонов Ю.Г., Лаврушин Ю.А., Спиридонова Е.А. Природные катастрофические события в бассейне Северного Каспия // Экология антропогена и современности: природа и человек. Сборник научных докладов Международной конференции. СПб.: Гуманистика, 2004. С. 5-14.
- Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 482 с.
- Милановский Е.Е. Позднеорогенный вулканизм // Общая характеристика и история развития рельефа Кавказа. М.: Наука, 1977. С. 221-224.
- Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 279 с.
- Москвитин А.И. Плейстоцен Нижнего Поволжья // Тр. ГИН АН СССР, вып. 64. М.: «Наука», 1962, 230 с.
- Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. Под ред. Ю.Г. Леонова и Ю.А. Воложа. Тр. ГИН РАН. Вып. 543. М.: Научный мир, 2004. 526 с.
- Попов Г.И. Материалы к истории развития плиоценовых фаун Каспийского бассейна // Стратиграфия неогена востока Европейской части СССР. М.: Недра, 1971. С. 273-275.
- Рубанов И.В. и др. Геология Аральского моря. Ташкент: Изд-во «ФАН», 1987. 187 с.
- Садыков Ж.С., Голубцов В.В., Дуйсенбаев Ж.Д., Лис В.И. Проблема Каспия: колебания уровня моря и его прогноз // Геология Казахстана, 1996, № 1. С. 19-29.
- Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря // Тр. ГИН АН СССР, 1957, вып. 10. С. 298.
- Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия // Тр. ГИН АН СССР, 1978, вып. 310. С. 160-164.
- Федоров П.В. Некоторые проблемы геологической истории Каспийского моря // Стратиграфия и геологическая корреляция. 1994. т.2, №2. с. 71-79.
- Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов // М.: Научный мир, 2001. 604 с.
- Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии // М.: Научный мир, 2003. 346 с.
- Черных Е.Н. Каргалы забытый мир // М.: NOX, 1997, 175 с.
- Чистякова И.А. Вещественный состав отложений раннехвалынской трансгрессии // Бюлл. Комиссии по изуч. четв. периода. № 64. 2001. С. 60-69.
- Чистякова И.А. Особенности седиментогенеза раннехвалыньских отложений Северного Прикаспия // Экология антропогена и современности: природа и человек. Сборник научных докладов Международной конференции. СПб.: «Гуманистика», 2004, С. 46-50.
- Чистякова И.А., Лаврушин Ю.А. Суспензиты времени последнего позднеледникового на территории Русской равнины и прилегающих шельфов: типы, особенности строения и седиментогенеза // Бюлл. Комиссии по изуч. четв. периода. № 65. 2004. С. 36-43.
- Щерба И.Г. Этапы и фазы кайнозойского развития Альпийской области // М.: Наука, 1993. С. 230.
- Dercourt J., Gaetani M., Vrielynck B. et al. Atlas Peri-Tethys (palaeogeographical maps). Paris: 2000.

---

---

## ABSTRACT

Three types of sedimentary basins differing in the post-Turkian sedimentary filling form Pliocene to Quaternary Caspian megabasin. These are Northern-Caspian, Middle-Caspian, and South-Caspian ones.

The Northern-Caspian basin is located at the southern margin of the East-European platform. The accommodation space of this shallow basin varied greatly throughout the post-Turkian time. Due to intensive salt tectonics the post-Turkian sequence of intercalating marine and continental deposits vary in thickness from 0 to 500 m.

Processes of erosion tended to occur along Ergenei hills where the Volga incised valley was located. The displacement of Volga channel eastward to the present position occurred during the Early Khvalyn time.

Thick fluvial to deltaic fan is mapped into the eastern part of North-Caspian basin. This fan accumulated under the influence of the Mugodjar Mountain uplifting.

Transformation relief (Ber's Hills formation) resulted from gravitational processes at the end of post-Turkian time.

The Middle-Caspian basin is the outer shelf with its deepest (more 700 m) part in the eastern flank. The thickness of deltaic complex in the western part of this basin exceeds 1000 m. This Early to Middle Quaternary complex is represented by periglacial and fluvial deposits. A thick fan in the western part of the basin was formed during the Caucasus orogenesis.

The South Caspian basin is a deep water basin with turbidites. The post-Turkian delta of Amudarya river is restricted to the eastern margin of this basin.

Tectonics controlled sedimentation during both glacial and interglacial stages.

Erosion formed deep incised valleys within paleoshelf during regressive stages (low sea level). Deltaic complexes migrated toward inner parts of the Caspian sea modern shelf. During transgressive stages the delta migrated landward.

Differentiated tectonics movements are documented in thicknesses of Quaternary deposits. Most active vertical movements occurred in the Caspian region due to either orogenic or salt tectonics processes.

Occasionally horizontal displacements initiated deformations and thickness changes of Quaternary deposits along the main shear fault zone within both South-Caspian and North-Apsheron basins.

GPS data demonstrate activation of modern tectonics within the entire Caspian region. The rate of displacement is as follows: the horizontal one is about 5 cm/year, the vertical one is about 1,5-2 cm/year. These data demonstrate that Caspian sea basin is deformed. Such deformations cause variations in both hydrological conditions and sedimentation.

Within Caspian region the Quaternary (post-Apsheron) deposits demonstrate three local depocenters (northern, approximately 1 km, central – 1,5 km and southern – more than 2 km).

In general, the main task of this work was to illuminate the influence of both of the recent tectonics and climate on sedimentation. Such a complex study of the Caspian sea level changes is principally original as previous studies considered exclusively the climatic factor to be responsible on the Caspian sea level changes.

**Труды  
Выпуск 568**

**Ю.Г. Леонов, М.П. Антипов, Е.Е.Бобылова,  
Ю.А. Волож, Ю.А. Лаврушин, Е.А. Спиридонова**

**Геологическая история четвертичных осадочных бассейнов  
Каспийского региона за последние 700 000 лет:  
седиментационные и геодинамические события  
[к «Карте четвертичных (неоплейстоценовых) отложений  
Каспийского региона с элементами палеогеографии»,  
масштаб 1:2 500 000]**

«Научный мир»  
Тел./факс (007) (095) 291-28-47.  
E-mail: [naumir@ben.irex.ru](mailto:naumir@ben.irex.ru). Internet: [http://195.178.196.201/N\\_M/n\\_m.htm](http://195.178.196.201/N_M/n_m.htm)  
ЛП № 03221 от 10.11.2000.

Подписано к печати 13.05.2005.  
Формат 60×84/8  
Гарнитура Таймс. Печать офсетная.  
Усл. печ. л. 4.1  
Тираж 300 экз. Заказ 458  
Отпечатано в типографии  
ООО «Галлея-Принт»  
Москва, 5-я Кабельная, 2б



