

2. Физико-географическая характеристика Каспийского моря и его береговой зоны.

2.1. Геоморфологические и морфометрические характеристики моря.

Каспий является крупнейшим в мире бессточным водоемом, на берегах которого располагаются: Россия, Азербайджан, Исламская республика Иран, Казахстан, Туркменистан. Площадь моря в настоящее время около 0,4 млн. кв. км (что близко к площади Азовского и Балтийского моря), и достигает 18% площади озер Земли, объем воды около 79 тыс. куб. км, что составляет 44% объема всех озер. Максимальная протяженность с севера на юг около 1200 км, ширина 200-450 км, наибольшая глубина 1025 м. [Мировой водный баланс].

Главная особенность Каспия – значительные колебания его уровня, которые являются причиной перманентных природных бедствий и экологических катастроф. Кроме того, это область активной эндогеодинамики: интенсивных современных движений, разрушительных землетрясений, грязевого вулканизма и др.

Таблица 2.1 Площадь и объем вод Каспийского моря при разных отметках уровня.
(по Р.В. Николаевой [Каспийское море, Гидрология и гидрохимия, 1986.]

Уровень моря, м БС	Площадь, тыс. км ²				Объем вод, км ²			
	Северный Каспий	Средний Каспий	Южный Каспий	Все море	Северный Каспий	Средний Каспий	Южный Каспий	Все море
-24,0*	141,0	139,1	153,8	433,9	856	27170	51857	79883
-24,5*	134,5	139,0	153,2	426,7	787	27100	51780	79667
-25,0*	128,0	138,9	152,6	419,5	722	27031	51704	79457
-25,5*	121,6	138,8	152,0	412,4	660	26962	51628	79250
-26,0**	115,2	138,6	151,3	405,1	601	26892	51552	79045
-26,5**	109,6	138,4	150,6	398,6	545	26823	51477	78845
-27,0**	104,6	138,2	149,8	392,6	492	26754	51402	78648
-27,5**	99,4	137,9	149,1	386,4	442	26685	51327	78454
-28,0**	90,1	137,7	148,5	376,3	397	26439	51245	78081
-29,0**	71,9	137,4	146,9	356,2	318	26301	51078	77697
-30,0**	61,8	136,9	145,3	344,1	251	26165	50912	77328

*Величины площадей и объемов вод определены интерполяцией.

** Величины площадей определены планиметрированием морских навигационных карт.

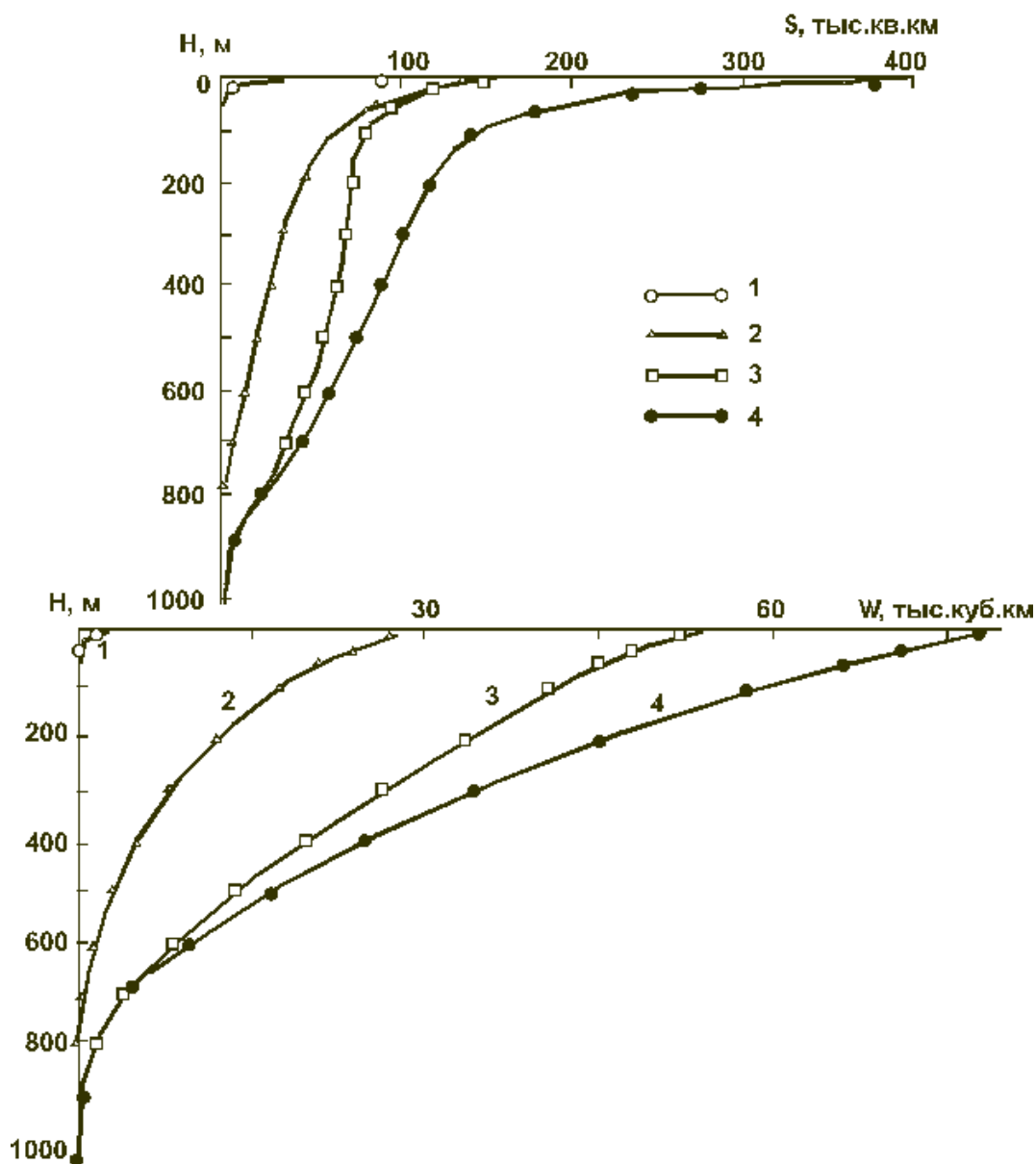


Рис. 2.1 Кривые площади (а) и объема (б) Каспийского моря.

1 – Северный Каспий; 2 – Средний Каспий; 3 - Южный Каспий; 4 – Каспийское море.

Каспийское море принимает воды 130 рек с водосборной площадью, примерно в 10 раз превышающей его собственную (3,5 млн. км²). Уровень воды определяется только водным балансом моря и возможными изменениями объемов его котловины.

Основные физико-географические характеристики моря, такие, как площадь зеркала, глубина, протяженность береговой линии и др., изменяются в зависимости от уровня моря. В работе используются характеристики, относящиеся к состоянию моря при уровне минус 28,0 м. по Балтийской системе. Северная часть моря расположена в пределах обширной Прикаспийской низменности, являющейся в далеком прошлом дном моря в период хвалынских и новокаспийских трансгрессий, западное побережье примыкает к горам Кавказа, а восточный берег – к пустынным областям Средней Азии. На юге вблизи берега проходят горные хребты Богровдаг и Эльбурс. Природные условия

различных районов Каспийского побережья неодинаковы, причем вытянутость бассейна по меридиану и наличие наряду с низменностями высоких гор в непосредственной близости от моря обуславливают значительные контрасты климата, ландшафта, геологического строения, гидрологического режима [Леонтьев, и др. 1977].

По физико-географическим и морфологическим особенностям дно Каспийского моря подразделяется на три части: Северную, Среднюю и Южную - и представляет огромную континентальную впадину. Морфометрические характеристики моря, полученные Р.В.Николаевой, представлены в табл. 2.1. и на рис. 2.1.

Северная часть моря по площади водной поверхности (90.1 тыс. км²) и объему вод наименьшая и самая мелководная. Ее средняя глубина 4,4 м. Граница между северной и средней частями проходит по условной линии о. Чечень на западе и мыс Тюб-Караган на востоке. Морфологически граница выделяется в виде своеобразного Мангышлакского порога с глубинами в основном 10-15 м. Пологие и низкие берега Северного Каспия от дельты Старого Терека на западе до полуострова Мангышлак на востоке являются частью обширной Прикаспийской низменности. Впадающие в Северный Каспий реки Волга и Урал образуют обширные дельты, заросшие густым тростником. Дельта Волги занимает всю северо-западную часть побережья, а дельта Урала – оставшуюся часть северного участка.

Глубины до 100 м занимают около 62% всей площади моря, на этих глубинах располагается 25,7 % объема всех вод, причем более 40% из них с глубины менее 10 м располагаются в Северном Каспии.

2.2 Рельеф берегов и дна.

Геоморфологические особенности побережья и дна Каспийского моря представлены на рис.2.2 и 2.3.

Берега Северного Каспия окаймлены осыхающей отмелью, область глубин менее 2-3 м простирается от уреза воды на расстояние от 10 м. до 70 км. На границе со Средним Каспием глубины не превышают 23-25 м. Между дельтой р. Урал и Мангышлакским заливом расположена обширная впадина под названием Уральская бороздина с глубинами 5-8 м. Дно северной части моря слабо наклонено к югу, покрыто песком и ракушечником. Устьевые участки заполнены выносами рек, которые образуют множество отмелей, поэтому рельеф дна Северного Каспия сложный. Отличительной чертой

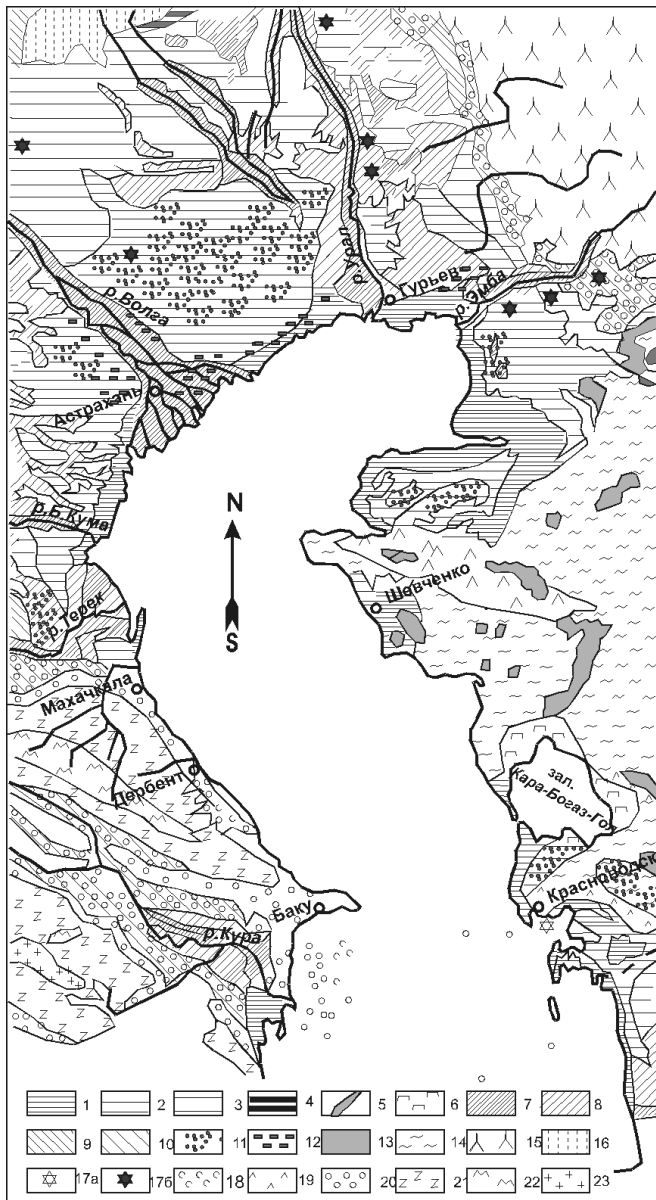


Рис. 2.2. Геоморфологическая карта побережья Каспийского моря (по Леонтьеву, 1965).

Морской рельеф: 1 – новокаспийская; 2 – верхнехвалынская; 3 – нижнехвалынская; 4 – хазарская равнины; 5 – комплекс древнекаспийских морских террас; 6 – современная соляная равнина Карабогаз-Гола. **Флювиальный:** 7 – поймы крупных рек, современные дельты и разливы; 8 – хвалынские; 9 – хазарские террасы, дельты и разливы; 10 – пролювиальные и флювиогляциальные древнекаспийские равнины. **Эоловый:** 11 – эоловые пески; 12 – бэровские бугры; 13 – бессточные впадины. **Денудационный:** 14 – аридно-денудационные плато; 15 – эрозионно-денудационные возвышенности; 16 – то же, с покровом лессовых отложений; 17 – останцовые низкие горы (а – образованные препарировкой интрузий, б – связанные с соляной тектоникой); 18 – грязевые вулканы; 19 – аридно-денудационные низкие горы, мезозойские; 20 – аридно-денудационные и эрозионно-денудационные низкие горы, альпийские; 21 – эрозионно-денудационные мезокайнозойские средние горы; 22 – высокие горы с гляциальной обработкой; 23 – кайнозойские вулканические нагорья.

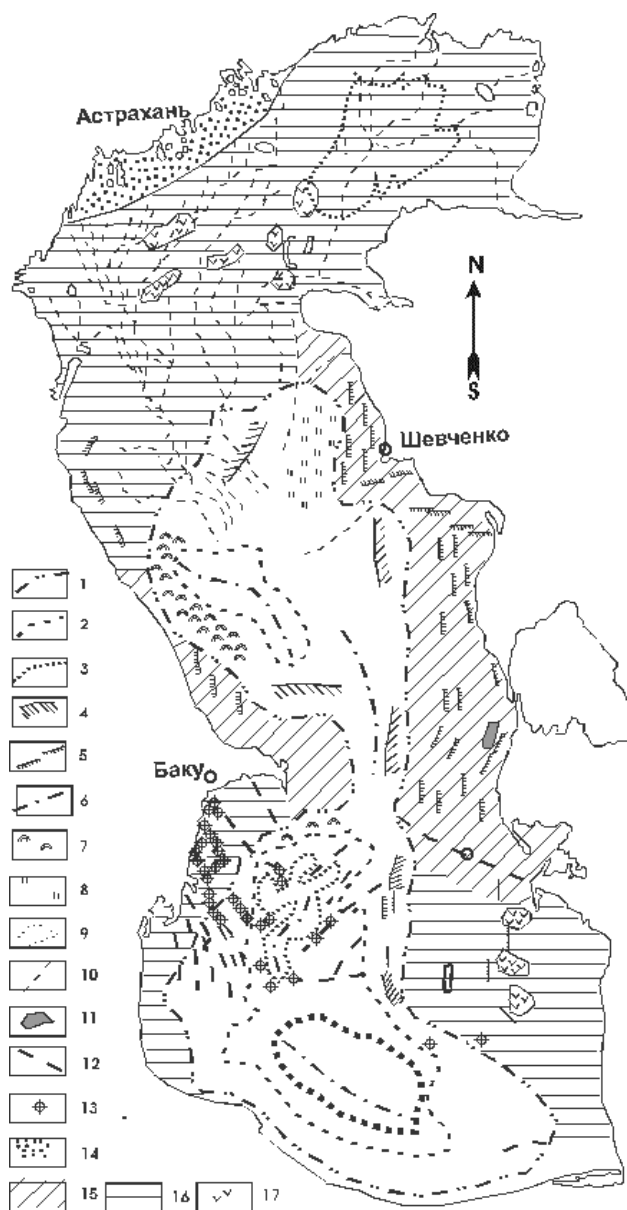


Рис. 2.3. Геоморфологическая карта Каспийского моря.

1 – бровка (перегиб шельфа); 2 – подножие склона; 3 – контур глубоководной впадины; 4 – бровка и поверхность древнего шельфа; 5 – абразионные уступы на различных глубинах моря; 6 – оси современного наибольшего прогибания; районы развития: 7 – оползней; 8 – временных потоков; 9 – граница Уральской бороздины; 10 – следы древних русел рек; 11 – абразионный скульптурный рельеф; 12 – оси основных антиклинальных зон; 13 – грязевые вулканы; 14 – авандельта р. Волги; шельф: 15 – абразионный; 16 – аккумулятивный; 17 – участки мелкорасчлененного рельефа, связанного с новейшими поднятиями.

морфологического строения береговой зоны Каспия при наличии большой амплитуды колебания уровня моря является наличие реликтовых форм берегов, русел и дельт рек, привязанных к уровням воды в период регрессий. Особенно ярко это проявляется в рельефе Северного Каспия с многочисленными реликтовыми руслами.

Островов на Каспийском море немного. Они занимают примерно 2050 км². Большая часть островов расположена на Северном Каспии (более 1800км²). Из них самый крупный – о. Чечень (122 км²), образовался, как и о.Тюлений (68 км²), за счет выхода мелководий при понижении уровня моря в западной части Северного Каспия.

В противоположной восточной части Северного Каспия расположен архипелаг Тюленьих островов, среди которых выделяются о. Кулалы (73 км²), о. Морской (65 км²) и много мелких островов. Множество островов, находящихся в пределах мелководного устьевого взморья Волги, со временем сольются с растущей за счет выноса речных наносов дельтой р. Волги.

Большинство морских островов Северного Каспия являются аккумулятивными образованиями типа баров, образованных волнами на периферийных участках поднятий или структур морского дна [Рычагов 1977].

Средний Каспий занимает площадь 140 тыс. км², средняя глубина 192 м. В этой части море имеет наименьшую ширину – около 200 км. Граница между Средним и Южным Каспием проходит по условной линии знак Лебяжий Камень – м. Куули, почти совпадающей с 40-й параллелью.

Табл. 2.2. Характеристика дельт рек Северного и Западного побережья.

Река	Площадь дельты, км кв.	Сток воды,* км ³ /год	Сток наносов,** млн.т. / год
Урал	500	7/6,6	2,7
Волга	19200	242/233	14/6
Терек	8900	8.9/8,4	15,1/11,9
Сулак	70	4.4/4,0	13,2/1,6
Самур	80	1,63	4,7
Кура	204	17,8/15,5	39.7/17,1

* Примечание. В знаменателе приведена характеристика стока после его зарегулирования.

* * Примечание. В числителе – естественный восстановленный сток.

В знаменателе – современный сток в море.

Западные берега Среднего Каспия до г. Махачкала низменные. Далее к югу до г. Баку вдоль береговой черты тянутся отроги Кавказских гор, в ряде мест подступающие близко к морю. Между склонами гор и берегом тянется узкая равнинная полоса. Берега моря большей частью аккумулятивные, лишь на отдельных участках побережья Дагестана и Апшерона - абразионные. С окружающих гор стекает в море много малых рек. На

западном побережье расположены крупные дельты рек Терека, Сулака, Самура. Характеристики крупных рек Северного и Западного побережий приведены в табл. 2.2

Восточный берег Среднего Каспия значительно ниже западного и лишен поступления речных наносов. От восточного берега Среднего Каспия выступают далеко в море мысы и косы, между которыми вдаются в берег заливы. Самый большой залив Каспия – Кара-Богаз-Гол. На восточном побережье преобладают абразионные берега, выработанные в известняках, слагающих прилегающие пустынные и полупустынные плато.

В пределах Среднего Каспия выделяют шельф, материковый склон и котловину. В его северной части глубины находятся в пределах 15-25 м. Южнее они сначала плавно, а затем, начиная с изобаты 50 м, резко увеличиваются, особенно в центральной части, где лежит сдвинутая к западному берегу глубокая Дербентская впадина с максимальной глубиной около 790 м. Вдоль обоих берегов тянется узкой полосой область глубин менее 20 м и лишь у Апшеронского полуострова изобата 20 м отходит от берега на расстояние до 30 км. Берега средней части приглубые, в особенности западный берег.

Южный Каспий имеет площадь 148,5 тыс. км² и занимает впадину, относящуюся к области альпийской складчатости со сложным рельефом и наибольшими глубинами (максимальная – 1025 м, средняя – 344 м). Рельеф дна и шельфовой зоны Южного Каспия осложнен многочисленными грязевыми вулканами и тектоническими поднятиями.

Берега Южного Каспия разнообразны. На западе от г. Баку до м. Алят вдоль берега тянутся юго-восточные отроги Кавказских гор. Южнее их сменяет сухая полупустынная степь Куро – Араксинской низменности. У Ленкорани горы снова приближаются к берегу и образуют узкую прибрежную полосу между Тальшским хребтом и морем. Вдоль западного берега от бухты Бакинской тянется почти на 130 км цепь островов Бакинского архипелага. Южный берег моря окаймлен высоким горным хребтом Эльбурс. Местами горы близко подходят к морю, но большей частью они находятся на расстоянии 30-50 км. Вершина самой высокой горы Демавенд достигает 5630 м. С гор Иранского побережья стекают в море многочисленные реки. Прибрежная полоса и склоны гор южнее Ленкорани и почти всего Иранского побережья (кроме крайнего юго-восточного) покрыты лесами и садами плодовых деревьев: цитрусовых, гранатов, хурмы. Северные склоны Эльбурса местами заросли труднодоступными субтропическими лесами.

Восточный берег Южного Каспия до полуострова Челекен на севере низменный, у берега преобладают песчаные пустыни. Севернее расположены два залива –

Красноводский и Туркменский, разделенные полуостровом Челекен. Недалеко от залива расположено несколько островов.

Длина береговой линии Иранского побережья от г. Астары до с. Гасан Голи около 620 км. Ширина равнинной части побережья колеблется от 1 км в центральной части до 50-60 км в районах крупных дельт рек Сефидруд и Горган. Прибрежная равнина в административном отношении в западной части называется Гиланской (от Астары до Чабоксару), а в восточной - Мазандеранской (от Рамсара до Гасан Голи).

На побережье Ирана можно выделить зоны предгорий и плейстоценовых террас и древних клифов, низменностей, береговых валов (Леонтьев О. К. 1986) и подводный береговой склон. Согласно картографическим данным, уклоны подводного берегового склона (до глубины моря 100 м) изменяются от 0,0005 в районах Хаштпара и Горгана, до 0,01 – в центральной части побережья. В береговой зоне подводного склона до глубины 10 м уклоны изменяются в пределах 0,01 – 0,0007, а в пляжевой зоне от 0,06 до 0,004. (Лахиджани, Красножон, 1997).

Современная береговая линия в пределах Иранского побережья Каспия очень простая, малоизрезанная, редко нарушается заливами и устьями рек. Самая крупная дельта на Иранском побережье Каспия – это дельта р. Сефидруд (новая и старая), меньшие по размерам – дельты выдвигания малых рек Карганруд и Полруд на Гиланском, а Чалус, Чешмекиле и Горганруд на Мазандеранском участках побережья. Лагуна Энзели и залив Горгана отделены от моря песчаными пересыпями.

В Каспийское море с Иранского побережья впадает более 40 малых рек (рис.2.4). Почти все реки начинаются на северном склоне хребта Эльбурс. Верховья рек расположены в горных районах с редким растительным покровом, ниже реки протекают через залесенные территории (лесами покрыто обычно около 50-55 % площади водосборов) и, наконец, через прибрежную аккумулятивную равнину - впадают в море. Суммарная площадь водосборов рек Иранского побережья составляет около 163,5 тыс. км². Часть рек Ирана, прежде чем попасть в море, пересекает территорию Туркмении и Азербайджана. Наиболее крупная река – Сефидруд, образуется от слияния рек Шахруд и Гезедузан у г. Манджил. Длина реки достигает 800 км. Характеристики рек Ирана приведены в табл. 2.3. Почти на всех крупных реках построены водохранилища, поэтому их жидкий и твердый сток за последние 50 лет существенно сократился.

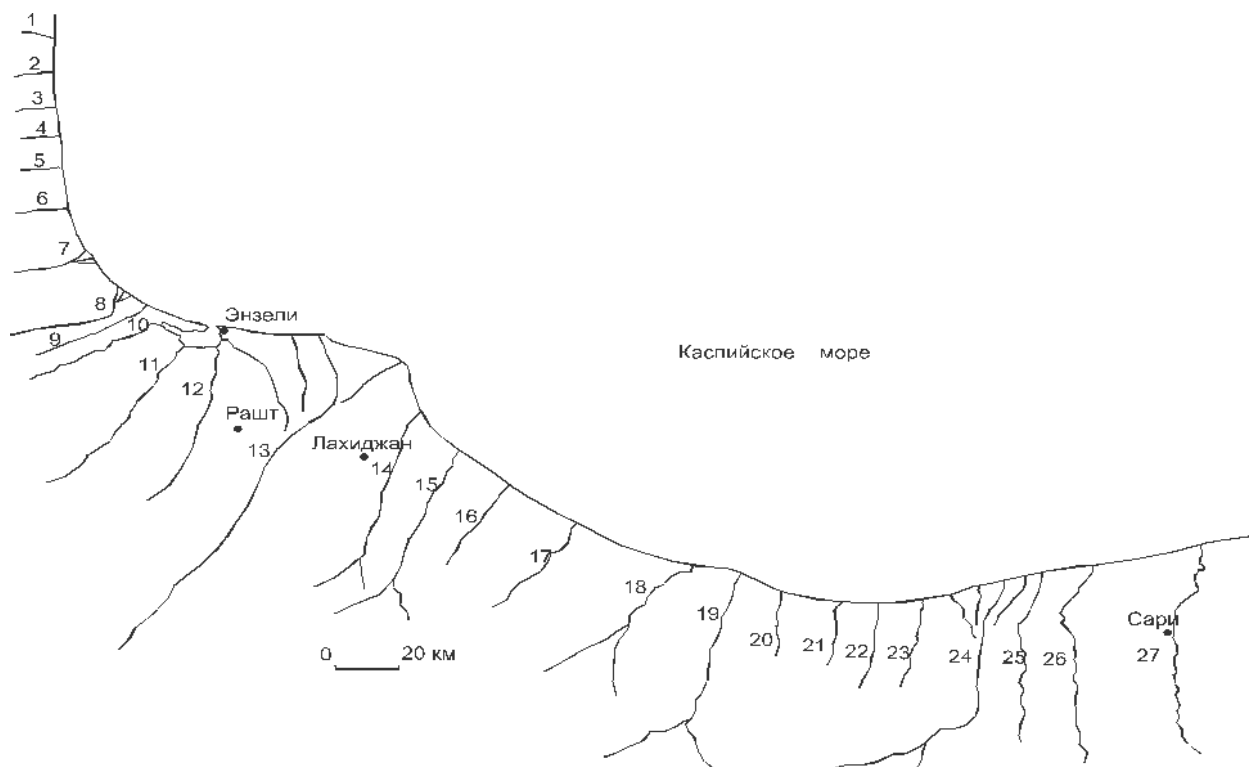


Рис. 2.4. Карта рек Иранского побережья Каспийского моря.

1 – Астара, 2 – Лавандавил, 3 – Ламир, 4 – Хавиг, 5 – Лисар, 6 – Каганруд, 7 – Навруд, 8 – Диначал, 9 – Шафаруд, 10 – Шандерман, 11 – Плангдарре, 12 – Пасихан, 13 – Сефидруд, 14 – Шалманруд, 15 – Полруд, 16 – Сафаруд, 17 – Чалкруд, 18 – Чешмекиле, 19 – Чалус, 20 – Хейруд, 21 – Кажур, 22 – Галанруд, 23 – Ростамруд, 24 – Хараз, 25 – Бабол, 26 – Талар, 27 – Таджан, 28 – Нека Астара, 29 – Гарасу, 30 – Горганруд.

Суммарный средний годовой сток рек Ирана в море составляет $10,4 \text{ км}^3$, при естественном притоке $16,6 \text{ км}^3$. [Х. Лахиджани, Г.Ф. Красножон [1998]].

По составу наносов, слагающих пляжевую часть береговой зоны, можно выделить три типа побережья: гравийно-галечный (западный Мазандеран), песчаный (побережье Гилана и центрального Мазандерана), песчано-алевритовый (восточный Мазандеран). Узкая прибрежная полоса подводного берегового склона до изобат 15-20 м сложена песком, сменяющимся глубже крупным алевритом и пелитом.

Большая часть прибрежной равнины интенсивно используется сельским хозяйством и занята плантациями риса, чая, многочисленными рощами шелковицы, посадками садовых культур, поэтому влажные широколиственные леса в основном сохранились только на горных склонах.

Таблица 2.3. Характеристики основных рек Иранского побережья.

Название реки	Площадь водосбора, км ²	Длина реки, км	Средний годовой сток воды, 10 ⁶ м ³	Коэф. вариации C _v	Мутность, кг/м ³	Сток взвешенных наносов, 10 ³ тонн/год
Карганруд	550	70	390	0,59	0,77	300
Пасихан	840	60	444	0,57		
Сефидруд	67000	800	4037	0,44	6,44	26000
Полруд	1650	80	476	0,32	2,10	1000
Чешмекиле	1450	80	442	0,41	0,96	426
Чалус	1550	180	401	0,23	1,02	411
Хараз	4100	185	1072	0,26	2,21	2367
Талар	2850	150	319	0,31	3,50	1115
Бабол	1500	170	489	0,23	0,90	440
Таджан	4000	192	417	0,41	0,90	377
Нека	3000	180	154	0,17	2,74	422
Горганруд	12600	350	407	0,28	7,57	3080

Основные особенности рельефа береговой полосы, занятой дельтовыми участками рек, приведены в разделе «Устьевые области рек».

Структурно-морфологические особенности рельефа дна.

До недавнего времени при рассмотрении геоморфологии дна водоема не было материалов, позволяющих на картографической основе определить шельфовые зоны, границы конусов выноса, принадлежащих различным рекам, положение палеорусел рек. На основе метода картографирования гравитационных потоков была разработана новая карта рельефа дна (Воропаев, 1994 г.). На карте рис. 2.5 видны очертания древних дельт Волги, Куры, Амударьи и других рек бассейна. Для каждого бассейна, принадлежащего различным государствам, выделяются границы древних дельт и тех седиментационных зон, которые образованы с участием реки и прилегающих территорий. Это дает основания для объективного назначения границ донной территории, тяготеющих к определенной береговой зоне, позволяет решать вопросы об ответственности отдельных береговых

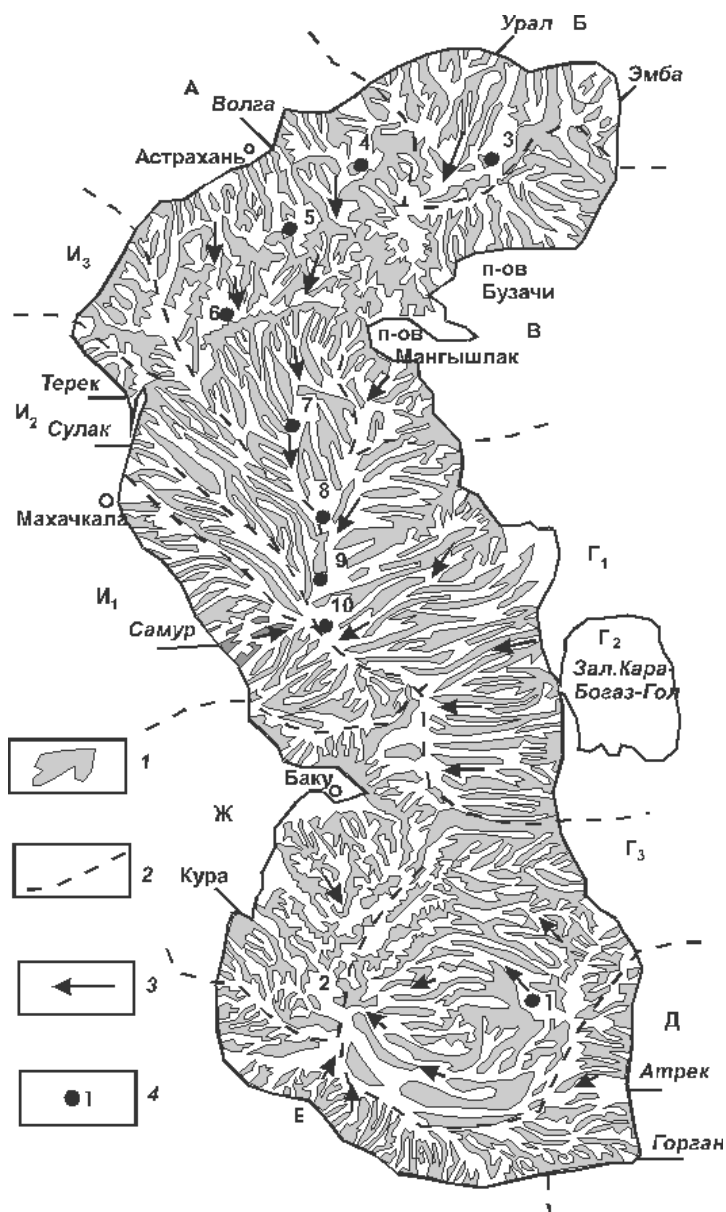


Рис. 2.5. Структурно-морфологическое строение дельт на плиоцен-плейстоценовой поверхности дна Каспийского моря. карта пластики рельефа.

1 – структурообразующие выпуклые формы (лопасти дельт); 2 – границы дельтовых систем; 3 – направление лопастей дельт; 4 – прогнозируемые месторождения. Дельтовые системы (в скобках дана их площадь в % от всего дна): А – Волжская (18,7), Б – Уральская (5,6), В – Сырдарьинская (7,1), Г – Амударьинская (36) (Г₁ – Устюртская (10,5), Г₂ – Узбойская (18,8)), Д – Горган-Атрекская (2,8), Е – Эльбурская (Иранская) (5,9), Ж – Курина (10,3), И – Кавказская (13,6) (И₁ – Самурская (5,4), И₂ – Терек-сулакская (6,3), И₃ – Кумская (1,9)).

регионов за загрязнение донных отложений, наконец, это позволяет при необходимости решать сложные вопросы принадлежности государствам отдельных участков дна.

Особое значение этой карты состоит в том, что она может помочь решению задач постановки географических исследований поиска полезных ископаемых. Учитывая методологию построения карты и геологические особенности формирования шельфовых

зон, возможно непосредственно указывать места поиска вероятного расположения месторождений полезных ископаемых, в особенности нефти и газа. Наибольший интерес в прогнозах нефтегазоносности представляет Узбойская дельта, занимающая около пятой части дна и имеющая вид окружности с диаметром 250 км. Дельта размещена в глубокой котловине океанического типа. На мощном слое осадочных пород толщиной до 20 км развит грязевой вулканизм. Морфологическое сходство дельты с Евфратской, содержащей крупнейшее в мире месторождение нефти и газа, позволяет по аналогии считать, что здесь размещается крупная нефтегазоносная область.

Можно предположить наличие месторождений нефти и газа на участках, обозначенных точками в зоне выклинивания продуктивной толщи оконечностей дельт А, Б, В (точки 3 - 7 на рис.2.5) Наиболее вероятные крупные месторождения нефти в районе Волжской дельты следует искать в зонах 8 и 9. Представляет интерес район максимального погружения дна Каспия для поисков месторождений нефти и газа, эта зона миллионы лет служила накопителем органических веществ, приносимых потоками с обширных пространств Европы и Азии.

Дальнейшее изучение структурно-морфологического строения дна моря позволит облегчить не только поиск полезных ископаемых, но и принятие согласованных решений по их совместному использованию.

Сложное строение чаши моря определяет и сложный геодинамический механизм современных движений земной коры. Геолого-геоморфологические и геофизические исследования последних лет показали, что основные геодинамические процессы связаны с горизонтальными движениями в зоне поддвига на стыке сочленения Скифо-Туранской плиты и альпийской системы Кавказ-Копетдаг. Вертикальные перемещения являются следствием горизонтальных перемещений. Длительные наблюдения показали, что имеет место пульсационный режим растяжений – сжатий. Выполненные вдоль побережья высокоточные многократные нивелировки и мареографические измерения позволили составить карты современных вертикальных движений, для текущего столетия. Ясно, что при наличии пульсации эти движения различны в отдельных районах чаши, знакопеременны, они имеют небольшие скорости до 1 см/год. Во второй половине прошлого столетия отмечалось поднятие в районах Восточного Кавказа, Краснодарского плато, на юге Среднекаспийского побережья и опускание на Северном Каспии.

Некоторые специалисты [Лиленберг...1991,1993.] считают, что несмотря на то, что вертикальные движения в пространстве дифференцированы по направленности (от +1,5 до -0,7 см/год) и в известной мере компенсируют друг друга, их общий вклад в изменения хода уровня может быть существенным, до 10% и более. Нивелировки

окружающих горных систем показывают возможность чередования поднятий и опусканий (сжатий и растяжений) с периодичностью 10-12 и 20-30 лет. С такой же периодичностью наблюдается появления извержений грязевых вулканов на море. Активизация вулканизма приходится на фазы растяжения (т. е. низкого стояния уровня моря). Точно так же на периоды низкого стояния уровня приходится значительная часть больших землетрясений (Дагестан, Северный Иран, Западная Туркмения и др.)

Опыт измерений на специальных геодинамических полигонах показывает, что для более коротких интервалов времени повторных измерений (1-5 лет) можно получить более значительные амплитуды вертикальных движений: порядка 3-7 см/год. Если вспомнить, что 75 % объема Каспийского моря расположено в наиболее активном геодинамическом районе Южно-Каспийской впадины, то можно предположить, что в геологическом прошлом, вероятно, наблюдались случаи резкого изменения уровня моря за счет тектонических проявлений.

2.3. Цифровые модели рельефа дна Каспийского моря.

Моделирование природных процессов требует знания геометрии изучаемых объектов. В последнее время, в связи с развитием вычислительной техники, получили широкое распространение цифровые модели местности. Если для исследуемого региона мы имеем сведения о высотах в каждой точке некоторой регулярной сетки, то можно говорить о существовании цифровой модели местности. Дальнейший вопрос сводится к тому, приемлемы ли параметры имеющейся цифровой модели (величина шага сетки и точность представления данных по высоте) для решения конкретных прикладных задач.

Цифровая модель является формой представления сведений о рельефе, а также пространственной изменчивости различных характеристик. Соответственно, она применяется в задачах, где требуются детальные сведения о рельефе или других особенностях местности. Цифровая модель местности предназначена для автоматизации предоставления данных о рельефе в численных реализациях гидрологических (и не только) моделей и позволяет избежать трудоёмких процедур ручной подготовки данных для задач, использующих особенности геометрии объекта.

Обзор существующих моделей рельефа

Первый вопрос, возникающий при обращении к цифровым моделям, - это вопрос о географической привязке, шаге сетки, об использованных системах координат о высотах и точности представления по высоте.

Высота над уровнем моря является сложным понятием, поскольку является расстоянием между уровенными поверхностями неоднородного поля силы тяжести g (суммы гравитационного поля и центробежного потенциала). Уровенная поверхность, принятая за начало отсчета, называется геоидом. Геоидом является и невозмущенная поверхность морей и океанов. В геодезии используются метод вычисления высот по наземным измерениям и система так называемых нормальных высот, отсчитываемых от эллипсоида Красовского. Эта система принята в России в качестве государственной (Балтийская система 1977 года).

Наконец, высоты, понимаемые как геометрические расстояния до математической поверхности некоторого (произвольного) эллипсоида, называются эллипсоидальными.

Цифровые картографические материалы представлены в Сети Интернет в различных видах. Для целей географических исследований наибольший интерес представляет формат DEM - digital elevation modelling. Формат этот представляет собой матрицу, каждая точка которой характеризуется координатами (широтой и долготой) и высотой. На основе такой матрицы возможно построение карт в изолиниях высот (contour map), псевдотрехмерных теневых карт рельефа (shadow map) и трехмерных карт, или блок-диаграмм (surface map). Следует заметить, что DEM формат существует минимум в двух разновидностях: USGS DEM и GTOPO DEM. Разномасштабные карты в DEM-формате доступны на ряде сайтов, принадлежащих американским научным и правительственным организациям.

На сервере [NOAA National Data Centers](http://www.ngdc.noaa.gov/ngdc.html) (www.ngdc.noaa.gov/ngdc.html) представлены данные ETOPO5 - пятиминутные матрицы для всего Земного шара, а также батиметрия морского дна и карты поверхности дна, построенные по данным спутниковой альтиметрии. Батиметрия Каспийского моря в них отсутствует. Кроме того, представлены разнообразные геофизические карты. Доступ к данным - свободный.

Сервер [NOAA National Data Centers](http://www.ngdc.noaa.gov/seg/topo/globe.shtml) разработчиков проекта GLOBE содержит также данные в формате DTED (digital terrane elevation data). Матрица 30-секундная, аналогично GTOPO30. Доступ к данным - свободный.

Данные [GLOBE](http://www.ngdc.noaa.gov/seg/topo/globe.shtml) (www.ngdc.noaa.gov/seg/topo/globe.shtml)- The Global Land One-km Base Elevation (GLOBE). Проект GLOBE декларируется как 1-километровый грид, глобальная DEM, «с контролем качества». В действительности, шаг сетки здесь не 1 км, а 30 секунд. Это дает: от 0.61 км - на севере, до 0.75 км - на юге каспийского региона.

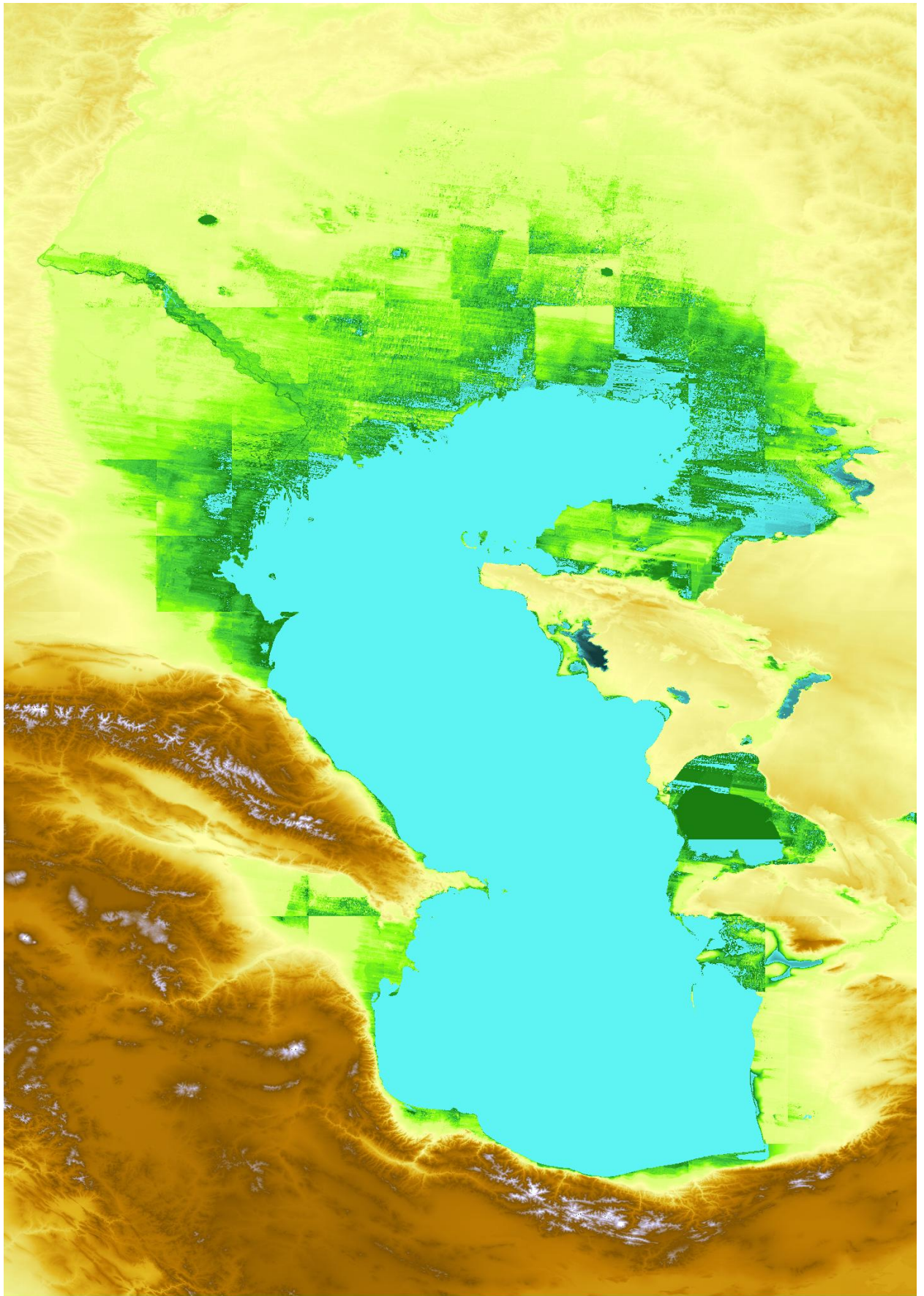


Рис. 2.6. Данные из проекта GLOBE.

Данные [ГТОРО30](http://edcwww.cr.usgs.gov/landdaac/gtopo30/gtopo30.html) (edcwww.cr.usgs.gov/landdaac/gtopo30/gtopo30.html) из глобального архива земных процессов (Land Processes DAAC) - 30-секундные матрицы, охватывающие всю поверхность суши.

5-минутные матрицы дают слишком грубое представление данных, поэтому для дальнейших работ были выбраны данные из проекта GLOBE и данные ГТОРО30. После их сравнения выяснилось, что это суть одни и те же данные, представленные в разных форматах.

Для визуализации данных подобрана неравномерная цветовая шкала, более подробная для областей высот вокруг -28 м абс., и более грубая для высот от 100 м абс. и выше.

На рисунке 2.6 видно, что данные побережья Калмыкии и дельты Волги имеют регулярный вид - наблюдается фрагментация по квадратным областям. Это можно объяснить, по-видимому, неточной привязкой отдельных квадратов карты по высоте при способе оцифровки, применяемом в проекте ГТОРО, а также точностью представления данных по высоте - 1 метр, принятой в проекте, и, кроме того, особенностями использованной цветовой шкалы.

На приведённой карте проступили дефекты оцифровки в низменных областях (Прикаспийская низменность, Калмыкия и т.д.). С другой стороны, рельеф горных массивов, возвышенностей, плоскогорий выглядит вполне правдоподобно. Данные же по глубинам моря вообще отсутствуют.

Исходные данные для модели рельефа.

Так как цифровых данных о рельефе территории с точностью, достаточной для решения поставленных задач, нет в открытом доступе, то большая часть данных для цифровой модели рельефа получена путем ручной оцифровки бумажных карт.

В качестве исходной была взята гидрографическая карта Каспийского моря, выполненная в равноугольной проекции Меркатора. Масштаб по параллели 42° 1 : 1500000 (масштаб по экватору 1 : 2015420). Глубины приведены к среднему уровню за период 1940-1950 гг., который составил -28 м от нуля Кронштадтского футштока.

Карта была отсканирована и сохранена в формате растрового изображения. Координатная привязка выполнена с помощью модуля Image Warp программного пакета ArcView GIS 3.2a, выпускаемого компанией ESRI (далее ArcView). При привязке использовался метод линейной интерполяции по 5 точкам.

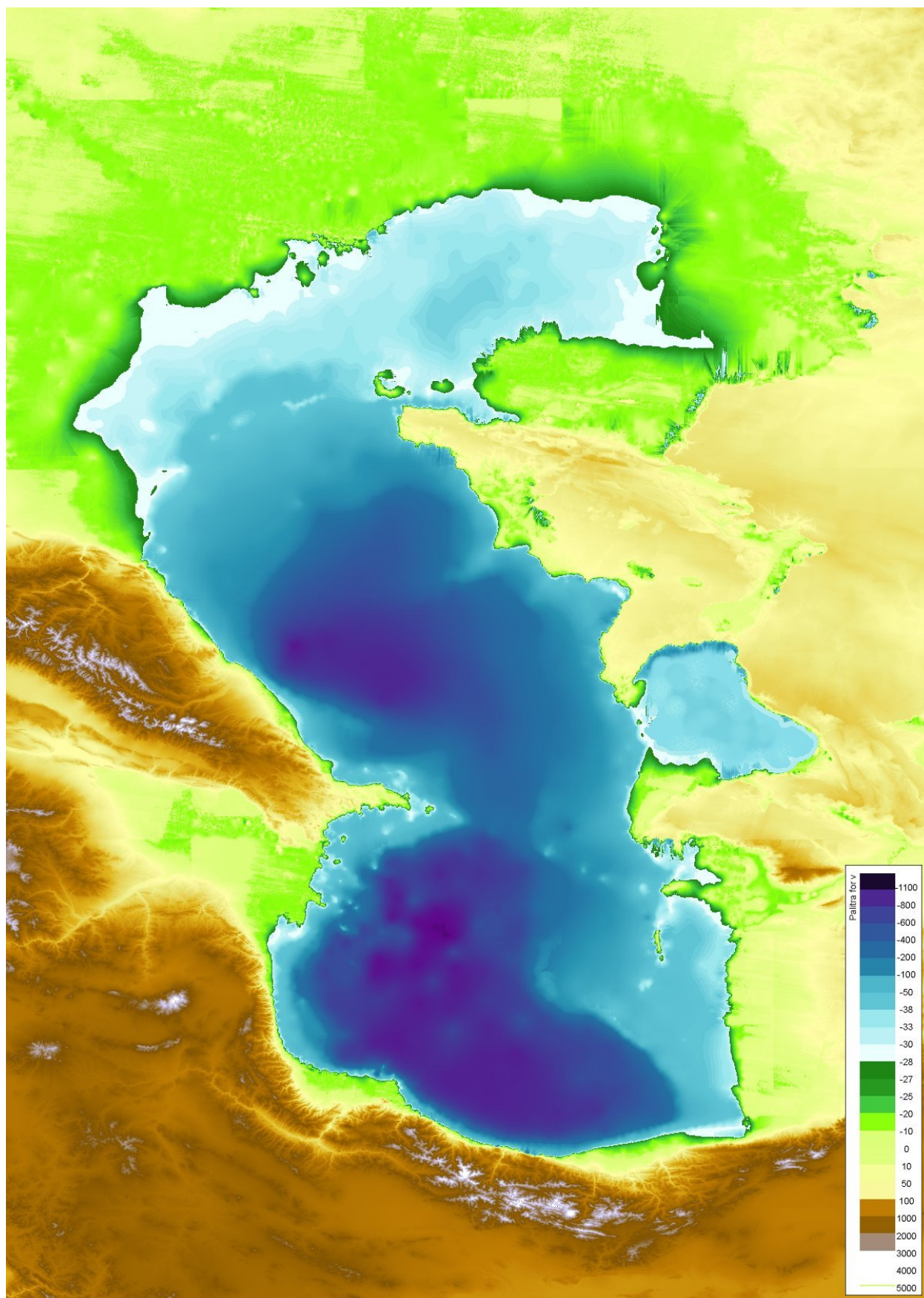


Рис. 2.7. Графическое представление данных цифровой модели местности «Каспий-30 секунд» (DEM Caspy-30”).

Далее, «ручным скалыванием» в ArcView, были получены тройки чисел (широта, долгота, высота) для интересующих точек карты. Всего оцифровано около 5000 точек. Обработывалась следующая исходная информация:

- данные о батиметрии Каспийского моря,
- горизонтали на поверхности суши (только до 400 м абс.),
- отдельные высоты,
- линия уреза воды.

Для построения DEM использовались также данные, полученные из электронной карты Калмыкии ArcView масштаба 1 : 200 000. Высотные данные извлекались с помощью приложения 3D-Analyst.

По точечным данным строилась регулярная сетка, шагом 30 секунд, в программе Surfer-32 (Golden SoftWare), с различными методами интерполяции. Путем сравнения результатов интерполяции выяснено, что метод кригинга является наиболее приемлемым для наших расчетов.

При визуализации полученной модели отчётливо видно, что есть дефекты построения, связанные с отсутствием данных в горных районах, например, в районе Кавказа. Поскольку использование модели местности планировалось для задач гидрологии, то нас в основном интересовал рельеф от -20 м абс. и ниже. Для данного диапазона качество полученной модели вполне удовлетворительное. Но для получения более правдоподобного представления на суше было решено использовать данные из модели GLOBE, для точек с высотой больше -10 м абс.

Изображение рельефа для окончательно принятой модели приведено на рисунке 2.7. Цифровая модель представлена в виде четырёх файлов, содержащих информацию о местности:

1. **NAME.MDL** - описатель модели. Содержит сведения о происхождении данных, о формате заголовочного файла, о названиях файлов, составляющих модель.
2. **NAME.HDR** - заголовок данных. Содержит параметры сетки и географическую привязку. Формат этого файла сильно зависит от источника исходных данных.
3. **NAME.DAT** - матрица высот (в м абс.) по регулярной сетке.
4. **NAME.BMP** - растровое изображение данных, где один пиксел соответствует одному числу из матрицы данных, его цвет определяется специально подобранной цветовой палитрой.

Полученная таким образом цифровая модель местности «Каспий-30 секунд» (DEM Caspy-30'') содержит высотные данные Каспийского региона, по сетке с шагом 30 секунд, с непрерывным представлением по высоте.

Общие параметры модели DEM Caspy-30''

Проекция	широта/долгота
Левый край карты	44° в.д.
Правый край карты	56° в.д.
Верхний край карты	52° с.ш.
Нижний край карты	35° с.ш.
Количество рядов	2040
Количество колонок	1440
Шаг сетки	0.008333333333° (30'')
Единица измерения по высоте	м абс. (б.с.)
Минимальное значение	-1067
Максимальное значение	5401

Следует отметить, что качество рельефа отдельных областей не вполне удовлетворительно, особенно это относится к некоторым районам Северного Каспия и заливу Кара-Богаз-Гол. Недостатки интерполяции возникли из-за недостаточного и неравномерного покрытия территории данными геодезических измерений.

Морфометрические зависимости

Под морфометрическими зависимостями понимается связь между уровнем, площадью зеркала и объемом воды в море. Традиционные методы получения морфометрических зависимостей предполагают планиметрирование для каждого значения уровня моря с использованием бумажной картографической основы. Высокая трудоёмкость таких методов ограничивает детальность оценок. Современное состояние вычислительной техники позволяет не ограничиваться возможностями стандартной топоосновы при поиске морфометрических зависимостей. Для решения таких задач необходимо автоматизировать доступ к высотным данным. С этой целью использовалась цифровая модель рельефа местности DEM Caspy-30''

Все морфометрические расчёты Каспийского моря, представленные ниже, выполнены без учёта акватории залива Кара-Богаз-Гол. Все расчёты проводились в предположении, что поверхность моря строго горизонтальна. В расчётах не учитывались такие искажения поверхности моря, как сейши, нагоны, сезонные перекосы поверхности и т.п., поскольку морфометрические зависимости относятся скорее к геометрии бассейна, а не к реальным гидродинамическим процессам, имеющим место в водоёме.

Полученные результаты сравнивались с оценками, полученными ранее Р.В. Николаевой (табл.2.4 и рис. 2.11). При расчётах Каспий делился на три части: Северная (от 44°30' с.ш. на север), Средняя (от 40° с.ш. до 44°30' с.ш.) и Южная (от 40° с.ш. на юг). Распределение объёмов воды по уровням моря для различных его частей показано на рис.2.8.

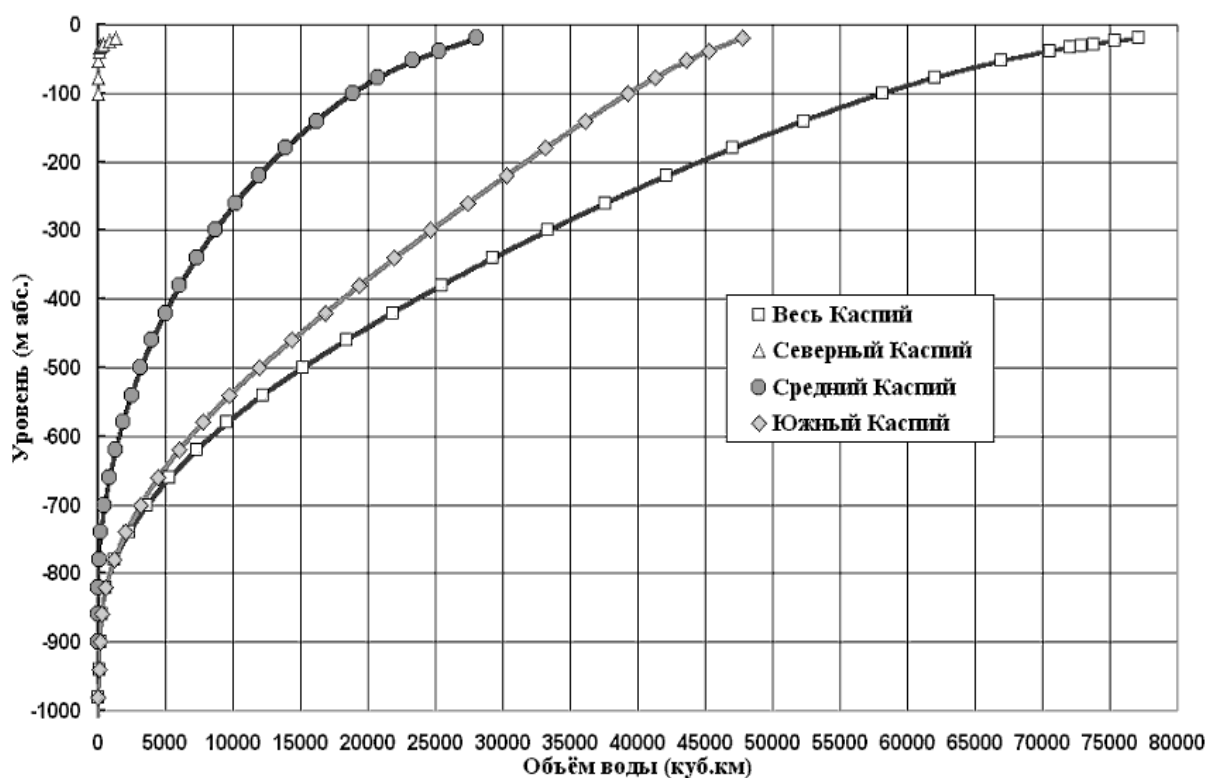


Рис. 2.8. Зависимость объёма (куб.км) воды Каспийского моря от уровня (м абс.).

Объём воды в море рассчитывался как частичная сумма ряда произведений площади водного зеркала на толщину слоя (0.5 м). Причём, разница между верхней и нижней суммами не превышала 1% для уровней выше -950 м абс., в основном же была ниже 0.5%. По результатам расчетов, объём воды в Каспийском море, при уровне -28 м абс., составляет 73751.5 куб.км. Объём Северного Каспия равен 398.8 куб.км, что составляет 0.54% от объёма всего моря. Объём Среднего Каспия - 26802.2 куб.км или 36.3%. Объём Южной части - 46585.3 куб.км, это составляет 63.2% всех вод. Эти значения

несколько меньше, чем по данным Р.В. Николаевой, что можно объяснить различными шагами по глубине, принятыми при расчетах.

Средняя глубина Каспийского моря при уровне -28.0 м абс., рассчитанная по батиграфической кривой, равна 195 м. Средние глубины частей Каспийского моря составляют: Северный Каспий – 5.4 м, Средний Каспий – 174 м, Южный Каспий – 325 м.

Рассмотрим распределение площадей, занимаемых различными батиметрическими ступенями. Самую значительную часть площади занимают глубины до 100 метров – 66.6% , причём 42.4% этой части площади (28.2% общей площади моря) приходится на глубины менее 10 м, которые, в основном, приурочены к Северному Каспию (70%). Глубины более 900 м занимают около 1% площади. Оставшаяся же площадь довольно равномерно распределяется между глубинами $200 - 800$ м примерно по $4-5\%$ на 100 м глубины. Общий характер распределения глубин хорошо виден на батиграфической кривой моря (рис.2.9). Различаются два плавных излома на глубинах 500 и 100 метров и различный наклон: очень пологий в верхней части, очень крутой в средней части и менее крутой в нижней части кривой.

Если более подробно рассмотреть часть батиграфической кривой, соответствующей высотам рельефа $-40 - -20$ м абс. (рис.2.10), то становится очевидным наличие перегиба батиграфической кривой в районе -28 м абс. Причём основной вклад в

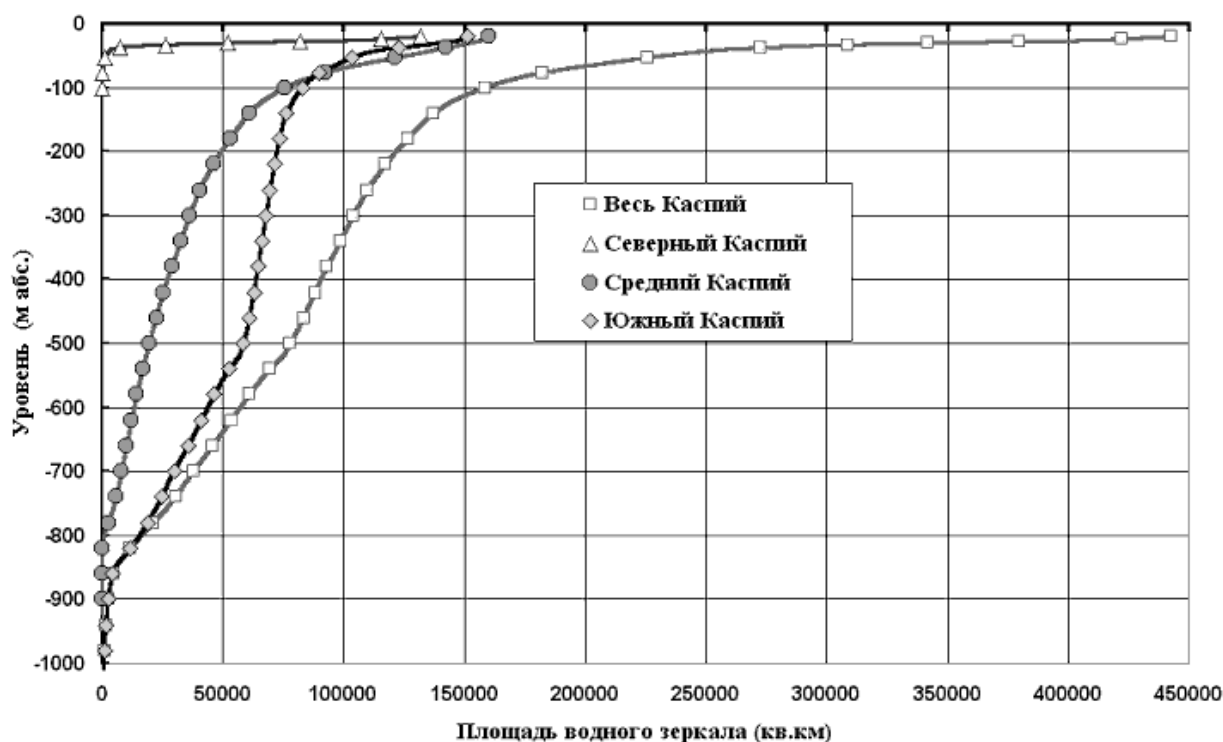


Рис. 2.9. Зависимость площади (кв.км) водного зеркала Каспийского моря от уровня (м абс.).

изменение морфометрии даёт Северная часть моря, тогда как батиметрия Среднего и Южного Каспия не имеет таких особенностей в данном высотном диапазоне. Такое поведение морфометрической зависимости связано с сильной выположенностью рельефа прибрежной зоны и побережья Северного Каспия. Данные особенности рельефа не позволяют использовать метод линейной интерполяции для вычисления площадей при прогнозе изменения уровня моря и затопления береговой зоны.

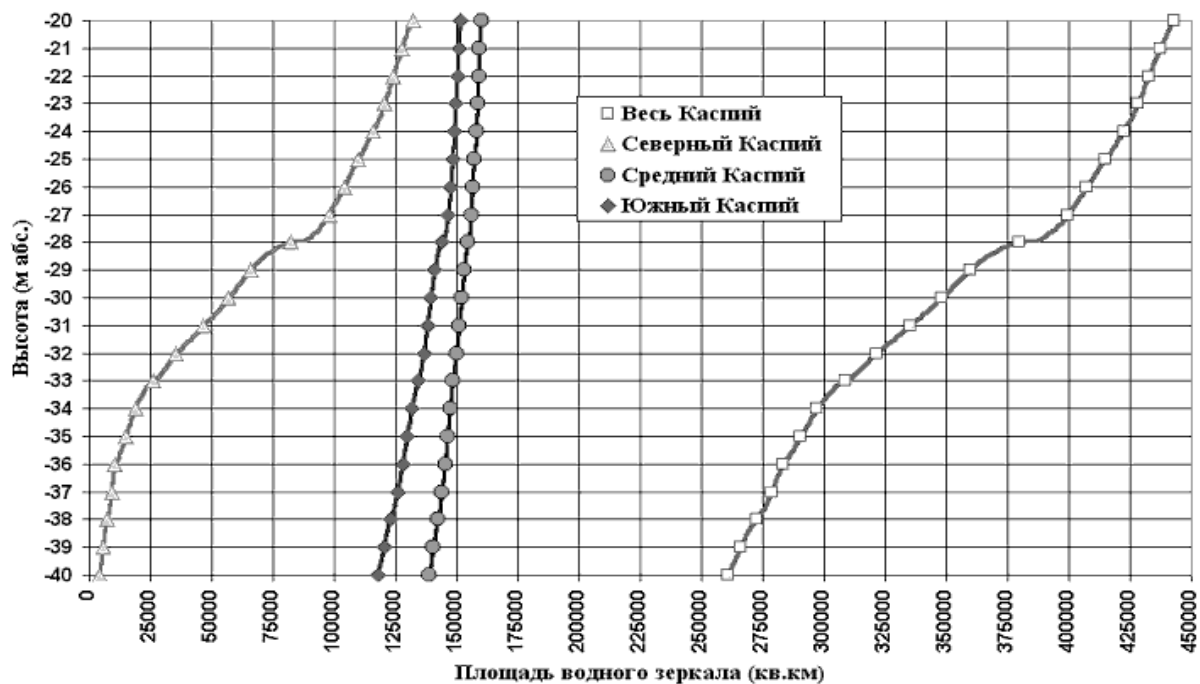


Рис. 2.10. Зависимость площади (кв. км) водного зеркала Каспийского моря от уровня (м абс.). Крупный масштаб для области высот, близких к современному уровню Каспия.

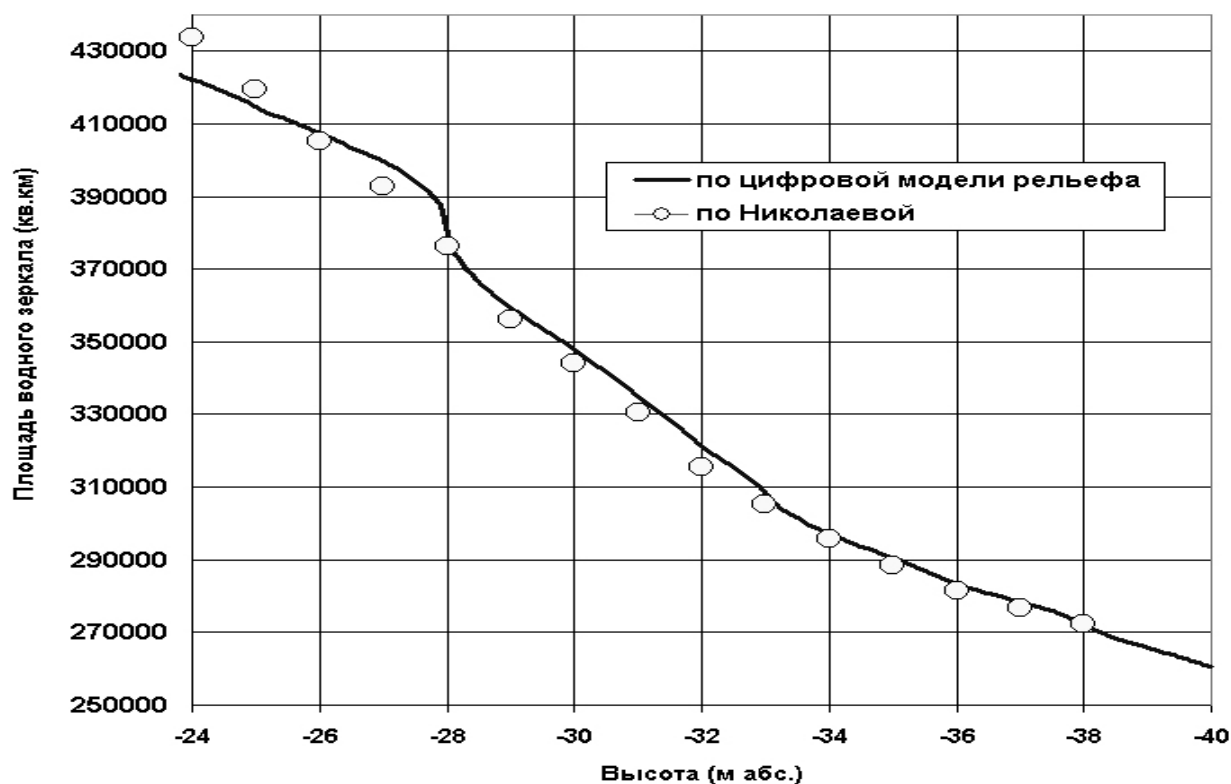


Рис. 2.11. Сравнение значений площадей водного зеркала, рассчитанных Р.В.Николаевой и по цифровой модели рельефа.

В таблице 2.4 приведены площадь и объём вод Каспийского моря при разных отметках уровня.

На рис. 2.11 видна разница между величинами, приводимыми Р.В. Николаевой, и рассчитанными по цифровой модели для высот -40 - -24 м абс. Очевиден линейный характер интерполяции зависимости площади от уровней выше -28 м абс., выполненной Р.В.Николаевой.

Если построить зависимости условного радиуса (радиус равновеликого круга) от высоты (рис.2.12), то можно получить представление о «среднем профиле» берегового склона. Из рисунка видно, что если на Среднем и Южном Каспии рельеф берегов имеет равномерный уклон, то на Северном Каспии наблюдается сложный профиль с явно выраженным почти горизонтальным участком. Аналогично профилю Северного Каспия себя ведёт и «средний профиль» всего моря в целом.

Таблица 2.4 Площадь и объём Каспийского моря при разных отметках уровня

Высота, м абс.	Глубина (от -28 м абс)	Рассчитано по цифровой модели		По Николаевой Р.В. [Каспийское море...,1986]	
		площадь водного зеркала, км ²	объём, км ³	площадь водного зеркала, км ²	объём, км ³
-20		442867	77123		
-20,5		439628	76901		

-21		437190	76681		
-21,5		434850	76463		
-22		432647	76245		
-22,5		430375	76029		
-23		427989	75814		
-23,5		425338	75600		
-24		422236	75387	433900	79883
-24,5		418747	75176	426700	79667
-25		414607	74967	419500	79457
-25,5		410958	74759	412400	79250
-26		407324	74554	405100	79045
-26,5		403549	74350	398600	78845
-27		399577	74148	392600	78648
-27,5		394387	73949	386400	78454
-28	0	379565	73752	376345	78081
-29	1	359544	73379	356178	77697
-30	2	347871	73022	344080	77320
-31	3	334997	72677	330411	76971
-32	4	321346	72345	315672	76627
-33	5	308550	72027	305158	76296
-34	6	297182	71722	295747	75980
-35	7	290493	71426	288298	75674
-36	8	283152	71138	281552	75373
-37	9	278471	70856	276801	75077
-38	10	272343	70579	272370	74784
-43	15	249471	69277	251886	73704
-48	20	236680	68059	236998	72247
-78	50	180634	61844	182636	65985
-128	100	141919	53946	142619	58004
-228	200	115745	41212	117613	45119
-328	300	100270	30467	102770	34130
-428	400	87151	21108	89573	24537
-528	500	72550	13033	75182	16334
-628	600	51787	6877	60838	9596
-728	700	32571	2663	42877	4332
-828	800	9942	505	21674	1255
-928	900	1817	97	3589	130
-1028	1000	256	2	56	1
-1053	1025	0	0	0	0

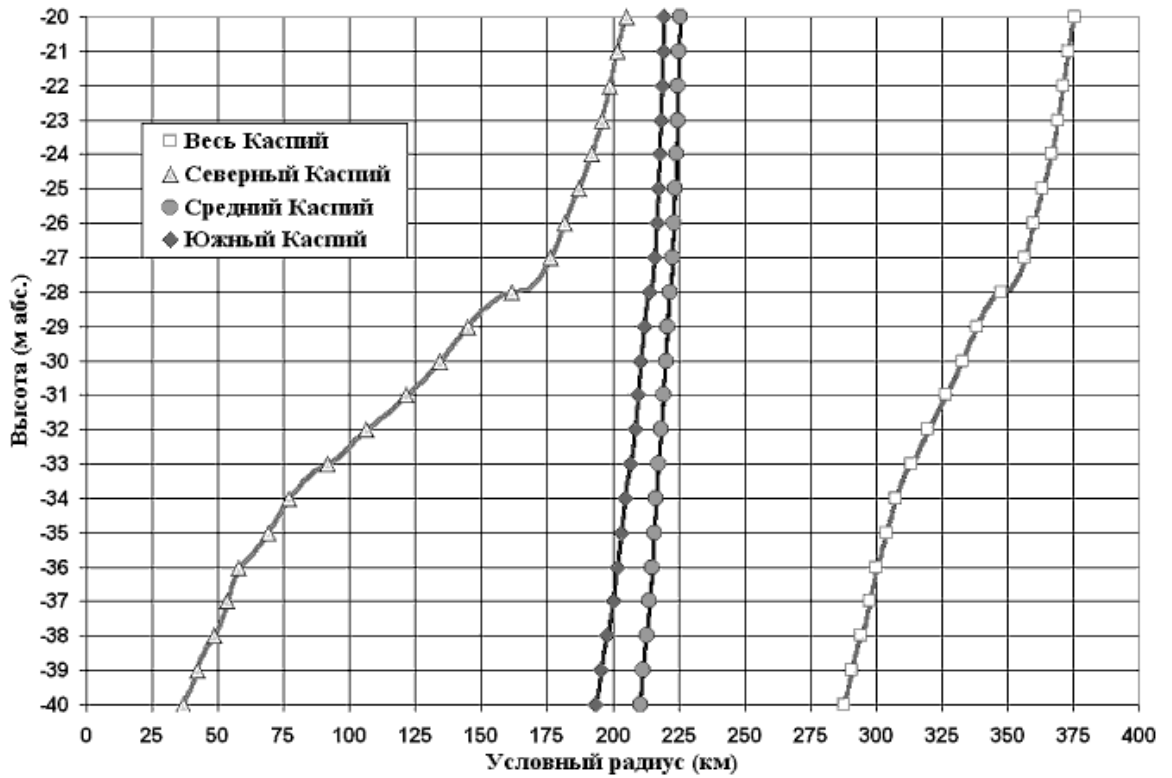


Рис. 2.12. Зависимость условного радиуса от уровня в Каспийской впадине.

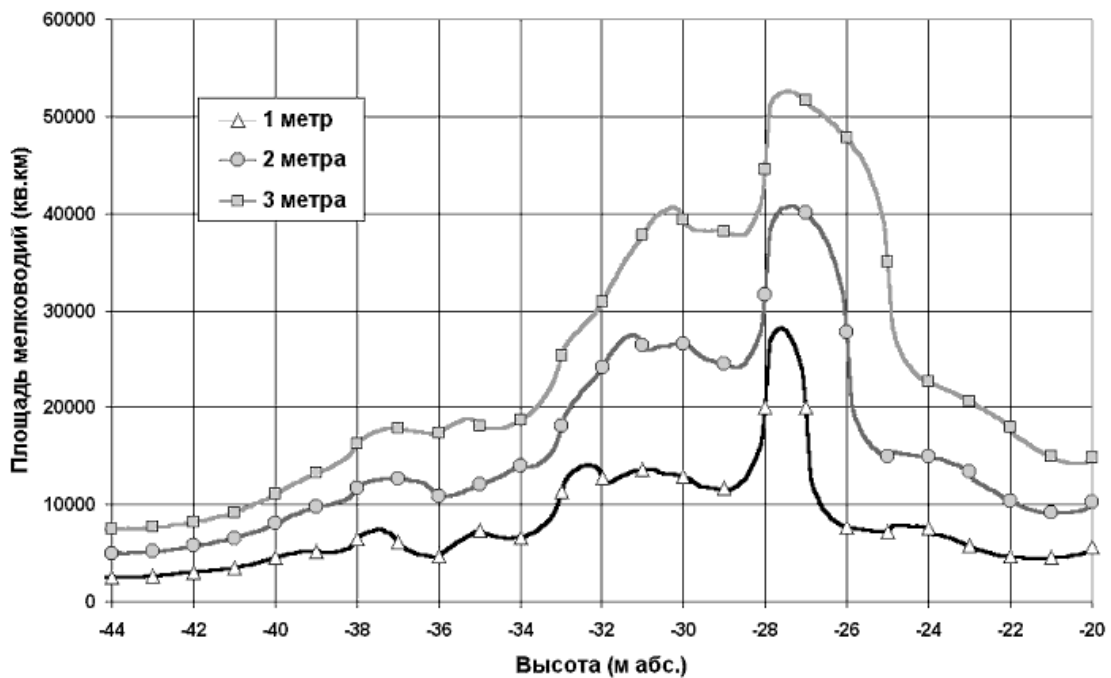


Рис. 2.13. Зависимость площади мелководий от уровня моря.

Особый интерес для гидрологических расчётов представляют площади мелководий, поскольку, по мнению ряда авторов, уменьшение глубины способствует интенсификации прогрева воды и росту испарения с водной поверхности. Зависимость

площади мелководий от уровня моря может быть получена с использованием цифровой модели рельефа. Для глубин 1, 2 и 3 метра такие оценки были получены и представлены на рис.2.13. Представленные на этом рисунке линии показывают изменение площади акватории с глубинами до 1, 2 и 3 метров в зависимости от уровня моря. Хотя эти графики и носят не вполне регулярный характер ввиду особенностей как микрорельефа, так и модельных представлений, тем не менее, можно говорить о наличии особенности в строении рельефа дна моря в диапазоне отметок -32 - -26 м абс. Отмечается даже некоторая бимодальность батиметрических кривых в области современного положения уровня Каспия, но необходимо иметь в виду и погрешность определения этих площадей.

Учёт "новой" морфометрии Каспийского моря в задачах долгосрочного прогноза уровня приводит к несколько заниженным величинам (квантилям) малой вероятности превышения по сравнению с "линейной" задачей.

2.4 Основные климатические особенности.

Каспийское море располагается в пределах разных климатических зон и подвергается воздействию различных барических центров и систем атмосферной циркуляции. На местные особенности климата значительное влияние оказывает сложная орография западного и южного побережий моря. Большая часть Каспийского моря расположена в умеренном климатическом поясе. Континентальность климата выше в северных и восточных частях Каспия по сравнению с западными и южными его частями, где больше выражены морские черты климата.

Северный Каспий и его побережье располагаются в полосе континентального умеренного климата. Зима здесь морозная, малоснежная, лето – жаркое и сухое. На восточном побережье Среднего Каспия, до района залива Кара-Богаз-Гол климат суровый, пустынного типа, с очень незначительным количеством осадков. Климат юго-восточного побережья, к югу от Кара-Богаз-Гола, также засушливый, но менее суровый.

На побережье Дагестана климат умеренно теплый, хотя и здесь встречаются участки с довольно высокой континентальностью климата. В низменных районах, расположенных к северу и северо-западу от Махачкалы климат сухой, с жарким летом и холодной зимой.

В пределах Азербайджана в прибрежной зоне Среднего Каспия с северо-запада на юго-восток засушливость климата постепенно увеличивается, температура воздуха становится более высокой. На п-ове Апшерон зима теплая, сравнительно влажная, лето обычно сухое и жаркое. На акватории Среднего Каспия атмосферные осадки распределены неравномерно. Вдоль восточных берегов выпадает в среднем от 75 до 150

мм, вдоль западных берегов – от 200 до 400 мм/год на севере, до 1200 мм на юге за исключением мористой части побережья Апшерона, где выпадает лишь 70-110 мм/год. Примерно 70% осадков выпадает осенью и зимой, на летние месяцы приходится всего лишь 7-10% годовой нормы осадков. Большая сухость и высокая температура характерны для побережья юго-западной части Каспия, от Баку до устья Куры. Среднемесячная температура января и февраля изменяется от 3⁰С на северо-востоке до 3-4⁰С на юго-западе. Морозы наблюдаются с января по февраль. Среднемесячная температура воздуха самых теплых месяцев (июля и августа) в средней части Каспия 24 - 26⁰С.

Существенно отличается в климатическом отношении ленкоранская субтропическая область. Зима здесь мягкая и влажная, с высокой температурой воздуха, даже минимальные ее значения крайне редко опускаются ниже нуля. Еще мягче субтропический климат Иранского побережья моря, с очень высокой влажностью почти на протяжении всего года, т. к. здесь выпадает очень много осадков. [Кошинский, 1975].

Зимой атмосферные процессы часто приводят к образованию местных фронтов и развитию циклонической циркуляции над различными частями моря, иногда к морю прорываются южные, средиземноморские циклоны. Весной они обычно являются причиной таяния снега и льда. К югу циркуляция атмосферных потоков ослабевает.

Направление и скорость ветров над Каспийским морем определяется общей циркуляцией атмосферы, полями давления и температуры воздуха. На изменение направления и скорости ветра, переноса тепла и влаги оказывает влияние рельеф побережий.

Общие закономерности ветрового режима были детально изучены С.Д. Кошинским [1964], который обнаружил преобладание над морем ветров северных СЗ, С, СВ (41%) и юго-восточных (35%) направлений, причем последние отмечаются наибольшей устойчивостью.

В зависимости от переноса воздушных масс над Каспийским морем и особенностей развития синоптических процессов над окружающей территорией С.Д. Кошинским [1975] выделено пять основных типов ветровых полей: тип I - северо-западный; тип II - северо-северо-восточный; тип III – восточно-северо-восточный; тип IV – юго-восточный; тип V – вихревой. По характеру распределения скоростей ветра каждый из основных типов подразделен, в свою очередь, на подтипы (слабые, умеренные, сильные, штормовые ветры).

Из всех типов ветровых полей наиболее устойчив IV и наименее устойчив V. Средняя непрерывная продолжительность сохранения юго-восточного переноса над Каспийским морем – 55 часов, северо-западного – около полутора суток, а типа V – около

0,5 суток. Средняя продолжительность сильных и штормовых ветров ($V > 10$ м/с), примерно в два раза меньше. Сильные штормы с ($V \geq 25$ м/с) могут быть над Каспийским морем только трех типов: северо- западные / I /, северо-северо-восточные (II) и юго-восточные (IV-A). Штормы такой силы, охватывающие значительную часть акватории моря, устанавливаются довольно редко, в среднем один раз в несколько лет. При этом скорость ветра в некоторых районах может достигать 30 м/с и более.

При северо-восточных ветрах штормовая деятельность наибольшей силы достигает в районе полуострова Апшеронский, во всех направлениях от которого ее интенсивность уменьшается. При северо-северо-восточных ветрах также имеет место увеличение скорости ветра в направлении переноса до п-ова Апшеронский, а к югу и востоку от него скорость убывает. Для юго- восточных штормов характерно общее увеличение скорости ветра в направлении переноса воздушных масс с максимумом в Махачкале (Махачкалинский зюйд-ост) и в северо-западной части моря (тип IV-A).

Типы распределения ветров I, II и III являются различными разновидностями полей ветра северных румбов. В общей сложности в среднем за год вероятность установления над морем таких ветровых полей составляет 41% (табл.2.5); летом вероятность их установления несколько больше (48,7%), чем в другие сезоны года (зимой 38%). Почти половина из них приходится на ветры северо-западной четверти (19,56%). Тип IV – А над Каспийским морем встречаются наиболее часто. Средняя годовая его повторяемость составляет 21% (зимой –до 19%, весной - до 25%). Тип IV-Б (отличающийся от типа IV-A лишь по характеру распределения скоростей) имеет среднюю годовую повторяемость около 15%.

Таблица 2.5. Повторяемость (%) основных типов ветровых потоков над Каспийским морем по сезонам [Кошинский, 1975].

Тип (направление) ветрового потока	Зима	Весна	Лето	Осень	Год
I / 03, ССЗ/	16,6	19,4	24,8	16,9	19.5
II / С, ССВ /	10,4	10.0	16.9	11,2	12.2
III / СВ, ВСВ /	11,6	8,4	7,0	9,5	9,3
IV-A /ЮВ/	18,7	24,8	19,3	22.7	21.0
IV-Б / ЮВ/	22,6	13,2	6,6	17.5	14.9
V / вихревой/	6,8	4,3	1,0	3.4	3.9
Маловетрие / < 5 м/с /	13,3	19,9	24.4	18.8	19.2

Чаще всего на Каспийском море наблюдаются ветровые поля северо-западного и юго-восточного направления со скоростью 5-9 м/с, вероятность их установления в среднем равна 10-12%, причем умеренные северо-западные и юго-восточные ветры летом чаще, чем в остальное время года. Сильные ветры перечисленных типов имеют повторяемость штормов ($V \geq 25$ м/с) типов I и II – составляет 0,04 %, а типа IV – в два раза чаще.

Направления ветров по районам Каспийского моря различаются. В западной части Среднего Каспия, к берегам которого близко подступают отроги Кавказских гор, во все сезоны года господствуют северо-западные и юго-восточные ветры. На восточном побережье и в южном Каспии отчетливо выражена муссонность в ветровом режиме: летом преобладают ветры, дующие с моря в сторону суши, а зимой – суши на море, в частности, на восточном побережье моря в холодное полугодие доминируют ветры восточные и юго-восточные, а в теплое – западные и северо-западные. Бризовая циркуляция на Каспии наиболее отчетливо проявляется в теплое полугодие на тех участках побережья, где температурные различия между морем и сушей выражены достаточно хорошо (все побережье Южного Каспия, восточное побережье Среднего Каспия и небольшой участок западного побережья Среднего Каспия).

Орография западных берегов моря оказывает значительное влияние не только на направление, но и на характер скоростей ветра над морем, в особенности во время прохождения штормов. Если вторжение холодных воздушных масс осуществляется с северо-запада или северо-востока, то скорости ветра вдоль западного побережья Среднего Каспия могут достигать наибольших значений. Орографический эффект при северо-западных штормах отчетливо проявляется на широтах 43-40° на расстоянии (с севера на юг) от 50 до 150 км от западного берега моря.

Наибольшее число дней с ветром более 15 м/с - 60-80 дней – приходится на п-ов Апшеронский, где проявляется своеобразный аэродинамический эффект усиления северо-западных ветров. Наименее подвержены воздействию сильных и штормовых ветров юго-западное и юго-восточное побережье моря, где число дней с таким ветром не более 20-30. В Северном Каспии и на восточном берегу Среднего Каспия их в году 30-40. В течение года число дней с сильным ветром распределено неравномерно. В северной части моря сильные ветры чаще весной, реже – летом; на восточном побережье Среднего Каспия максимум дней приходится на зиму, а на юго-восточном побережье, напротив – на лето или конец весны. В районе п-ва Апшеронский два максимума – зимой и в середине лета.

Среднегодовая скорость ветра достигает наибольших значений в районе п-ва Апшеронский – 6,2-8,0 м/с. Несколько менее подвержен штормовой деятельности район

Махачкалы, где средняя скорость ветра на побережье равна 5,7-6,0 м/с. На всем восточном побережье Среднего Каспия режим скорости ветра примерно одинаков, среднегодовая скорость порядка 5,0-6,3 м/с, с максимумом в районах Форта Шевченко и Кара-Богаз-Гола В Южном Каспии, где сильные ветры наблюдаются редко, среднегодовая скорость ветра в основном равна 3,0 – 4,5 м/с, повторяемость слабых ветров здесь превышает 90% [Кошинский, 1975]

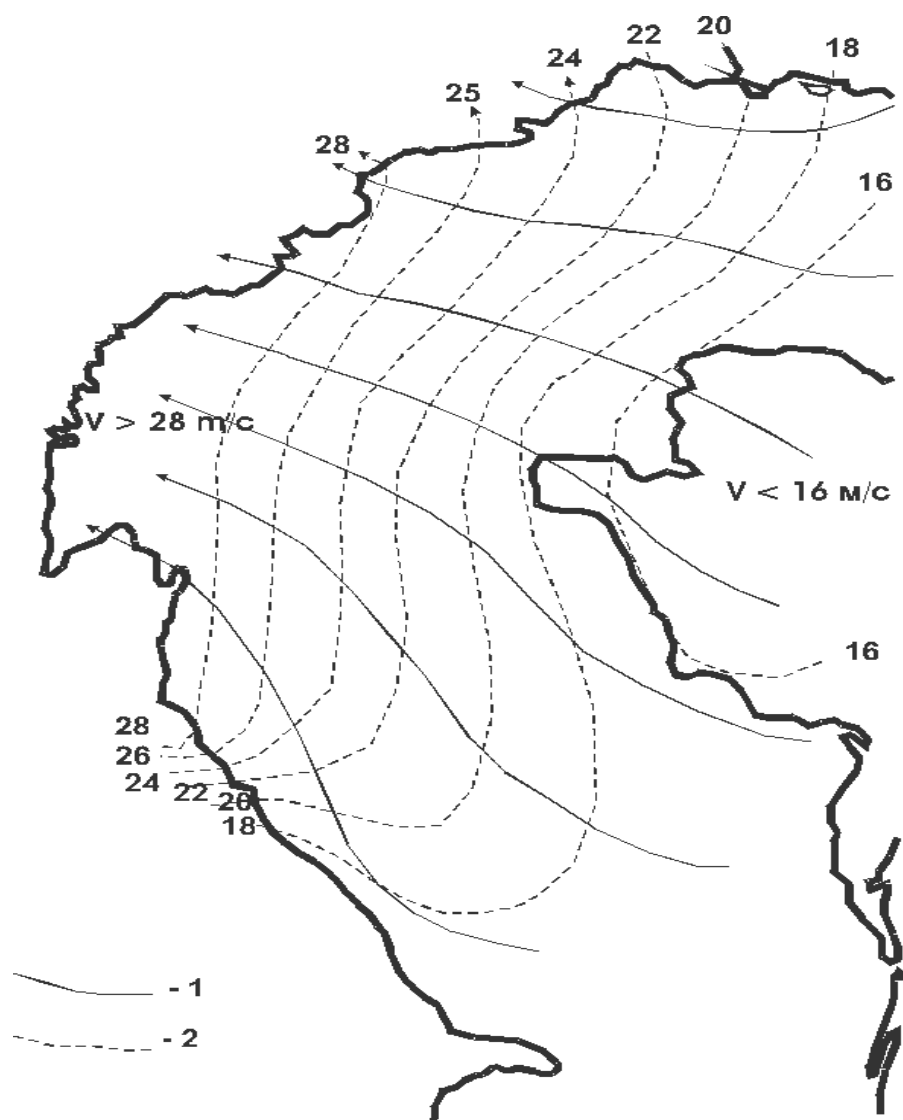


Рис. 2.14 Фоновая карта поля ветра в 13 ч 12 ноября 1952 г.

1 – направление ветрового потока, 2 – изотахи (м/с).

Примеры ветровых полей над Северным Каспием в период штормов приведен на рис.2.14 – 2.15.

На рис 2.14. приведены схемы поля скорости ветра 12 ноября 1952 г., вызвавшего наибольший нагон на участке побережья Северного Каспия, на рис: 2.15 а - схема поля скорости ветра 21.IV.57 г., когда скорости юго-восточного ветра (нагонного для участка

Волги) составили 15-20 м/с, на рис. 2.15 б - схема поля скорости сгонного северо-западного ветра 28 XI. 58г.

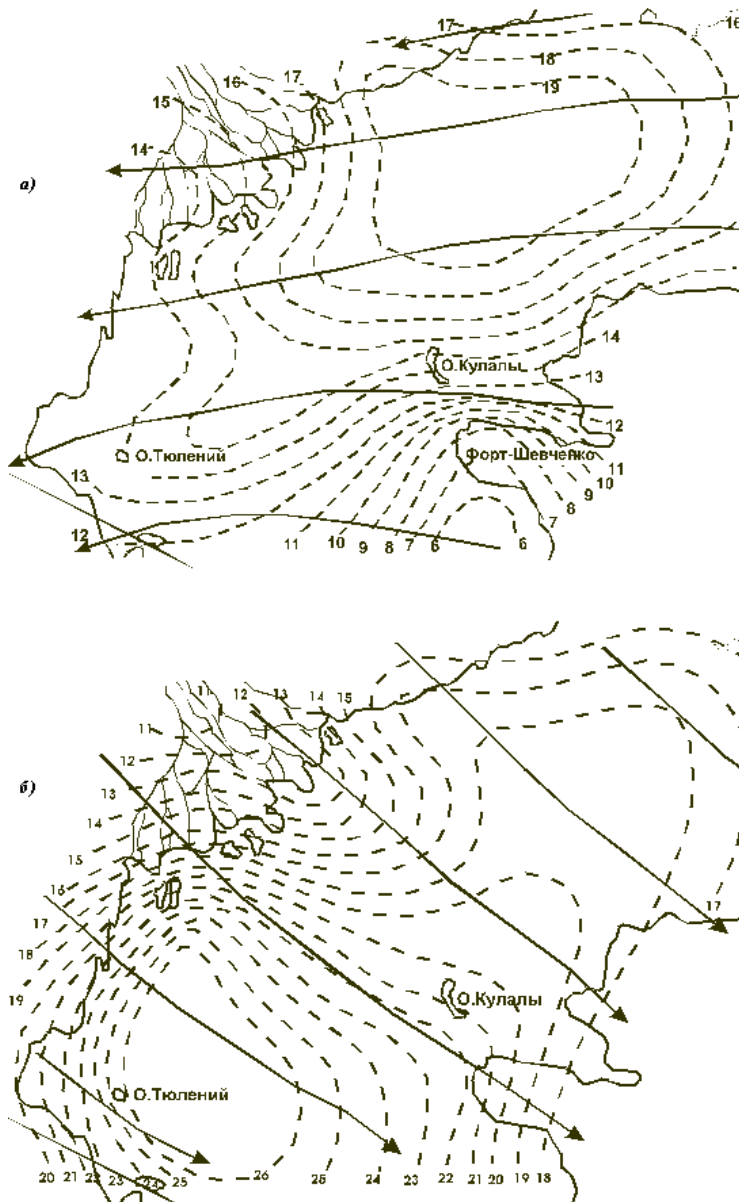


Рис. 2.15 Схемы поля ветра.
а) 21.04.1957 – 03 ч., тип В, 15-20 м/сек; б) 28.11.58 – 09 ч., тип СЗ, более 20 м/сек.

Годовой радиационный баланс, равный разности между поглощаемым поверхностью моря солнечным теплом и теплом эффективного излучения, положительный и для акватории моря равен в среднем 60 ккал/см^2 . В районе Северного Каспия он снижается до 50 ккал/см^2 , в Среднем и Южном Каспии достигает 65 ккал/см^2 . Часть радиационного тепла (54 ккал/см^2) расходуется на испарение и на конвективный теплообмен с атмосферой.

Радиационный баланс моря положителен с марта по октябрь и имеет максимум в июне и июле (11-12 ккал/см² в месяц). Отрицательный баланс в декабре изменяется от –2 ккал/см² на севере моря до –1 ккал/см² на юге.

Средняя годовая температура воздуха в северной части моря 8-10°, в средней 11-14°, в южной 15-17°. Для всего моря она равна в среднем 13,1°. Разность среднегодовых температур воздуха между северной и южной частями моря составляет 7°. Переход средней температуры воздуха к положительным значениям в северных районах происходит во второй половине марта – начале апреля. Средняя температура в апреле в Северном Каспии 8-9°, в Среднем Каспии 10-11°, в Южном 11-14°.

В летнее время температурные контрасты между северными и южными частями сглажены, средняя температура воздуха над всей акваторией в июле-августе находится в пределах 24-26°. Воздушные массы над морем прогреваются начиная с сентября и до марта. Наибольший эффект достигается в декабре – январе. В это время над морем возникают атмосферные фронты, могут образоваться «каспийские» циклоны.

С апреля по август море оказывает на воздушные массы охлаждающее влияние.

По исследованиям П. И. Колоскова [1947], воздействие моря на температуру воздуха в пределах восточного Прикаспия распространяется на 250-300 км, на северное побережье до 500 км зимой и до 200 км летом.

Каспийское море является огромным источником тепла и влаги для воздушных масс проходящих над его поверхностью и близлежащей окружающей территорией. Насыщенность воздуха водяным паром (относительная влажность) в течение года близка к предельной и составляет 80-85%. Среднегодовое влагосодержание атмосферы над Каспийским морем составляет 34 мм: 15 - 25 мм на севере и 25-30 мм на юге.

Море влияет на увеличение содержание влаги на сотни километров от побережья. Основной поток влаги обычно идет в СЗ и ЮВ направлениях в нижнем трехкилометровом слое атмосферы. Влияние моря на окружающую территорию изменяется в зависимости от направления преобладающего переноса влаги в данный сезон в заданном районе. Но в целом до 70% испарившейся с моря влаги выносятся на восток, за исключением района залива Кара-Богаз-Гол, где испарившиеся 8-10 мм воды за год в основном переносятся на юго-западную часть моря.

Атмосферные осадки, выпадающие на поверхность Каспийского моря, распределены весьма неравномерно. В открытом море в среднем выпадает около 200 мм осадков. На западном побережье – осадков 300-400 мм год, в юго-западной части моря – до 1700 мм. Наиболее засушливо восточное побережье, где среднее годовое количество осадков не превышает 100мм. В северной части моря осадки в течение года выпадают

равномерно. В остальных районах, за исключением западного побережья, больше всего осадков выпадает в зимние и весенние месяцы, а меньше всего – в летние. На западном побережье, в основном в предгорных районах, обильные осадки выпадают осенью.

Сумма атмосферных осадков, выпадающих на водное зеркало Каспийского моря, и величина испарения с него равны примерно 180 и 910 мм в год. Море отдает в атмосферу в среднем за год в 5 раз больше влаги, чем от нее получает (в восточной части Среднего Каспия – даже в 13 раз). Исключение составляет лишь крайняя юго-западная часть моря, где средне годовая сумма атмосферных осадков соизмерима с величиной испарения.

Влагообмен в системе море – атмосфера отражается соотношением между осадками и испарением, приведенными в табл. 2.6. Наибольшее количество осадков выпадает в период с октября по март, а наибольшее испарение наблюдается в теплый период года, так что наибольшее видимое испарение наблюдается в августе – сентябре.

Таблица 2.6. Осадки и испарение на Каспийском море (мм)(без Кара-Богаз-Гола).

Характеристика/ месяц	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Осадки(X)	20	13	14	13	11	9	7	10	15	26	23	19	180
Испарение(Z)	40	32	34	43	67	90	112	121	138	109	67	57	910
Испарение осадки	20	19	20	30	56	81	105	111	123	83	44	38	730
Z / X	2,0	2,5	2,4	3,3	6,1	10	16	12,1	8,2	4,2	2,9	3,0	5,0

В Северном Каспии, при равнинном характере прилегающей суши, атмосферные осадки распределены относительно равномерно. Среднее годовое количество составляет 160-200 мм. Зимой температурное поле над Северным Каспием с его континентальным климатом умеренных широт везде отрицательно. Морозы бывают с октября до начала апреля, Лед наблюдается в ноябре-марте. Среднемесячная температура воздуха на побережье наиболее холодных месяцев (января - февраля) равна $-7 - -11^{\circ} \text{C}$. Среднемесячная температура воздуха самых теплых месяцев (июля и августа) в северной части Каспия $+22 - 26^{\circ} \text{C}$.

В Южном Каспии атмосферные осадки распределены очень неравномерно – от 100 мм на северо-востоке до 2000 мм на юго-западе – (районе наибольшего количества осадков на Каспийском море). Средняя температура января колеблется здесь от 3°C в северо-восточной части до $8-12^{\circ} \text{C}$ в южной. Снег и морозы редки. Среднемесячная

температура воздуха самых теплых месяцев (июля и августа) в южной части моря 25 – 27 °С.

Иранское побережье расположено в зоне влажного субтропического климата, за исключением более засушливой восточной части Иранской равнины. Годовое количество атмосферных осадков изменяется от 2000 мм у Энзели до 200-300 мм на крайнем восточном побережье. Средний годовой слой осадков и увлажнение уменьшаются с запада на восток, а средняя годовая температура, наоборот, нарастает. Орографические условия южного побережья Каспия, аккумуляция тепла в водах южно-каспийской впадины и соответствующий тип атмосферной циркуляции обуславливают здесь влажный субтропический климат.

2.5 Об оценке испарения с поверхности Каспийского моря в современный период.

Испарение с водной поверхности является основной расходной составляющей водного баланса Каспийского моря. Прогнозирование испарения чрезвычайно важно в задаче прогнозирования изменений уровня Каспия. Испарение в естественных условиях зависит преимущественно от метеорологических характеристик, таких как температура воздуха и воды, влажность воздуха и скорость приземного ветра над акваторией. Таким образом, возможность расчета испарения во многом определяется наличием информации об этих характеристиках, а его прогноз зависит от прогноза метеоусловий.

Долгое время считалось, что изменения этих метеоэлементов слабо предсказуемы и не имеют направленных тенденций, а вариации испарения описываются в рамках стационарных марковских процессов. Однако в последнее время это положение оспаривается. Так, в [Панин и др., 1991] была высказана идея о том, что имеют место направленные долгопериодные (более 10 лет) изменения в межгодовом ходе модуля скорости ветра, которые, в свою очередь, обуславливают соответствующие направленные изменения интенсивности испарения. Более подробно изменение вектора скорости ветра исследовалось в (Панин и др, 2003), где на ряде метеостанций Каспийского региона было выявлено статистически значимое уменьшение модуля скорости ветра преимущественно зональных направлений в осенне-зимний период в 1960-1990гг. Причину этого авторы видят в перестройке приземной циркуляции атмосферы. Для подтверждения или опровержения этой гипотезы, безусловно, требуется исследование изменений общей циркуляции атмосферы в данном регионе.

Об определении испарения с водной поверхности

Метода прямого измерения испарения с поверхности морей до сих пор не существует. Как отмечал М.И.Будыко [Будыко,1956], плавающие испарители не дают правильных результатов, так как даже при условии, что в испарителе полностью сохранены естественные условия диффузии водяного пара, скорость испарения в нем отлична от естественной из-за нарушения условий теплообмена в верхних слоях воды. Кроме того, использование плавающих испарителей сильно затруднено при больших скоростях ветра и волнении. Судовые испарители дают еще менее точные результаты вследствие влияния на испарение скорости движения корабля, тряски из-за работы машин, нагревания испарителя через стенки и пр. Поэтому все оценки испарения с больших акваторий в настоящее время основываются на численных расчетах.

Существуют два основных подхода к расчету испарения с водной поверхности. Первый основывается на уравнениях водного и теплового баланса, в которых испарение рассматривается как остаточный член, а остальные члены уравнения определяются из наблюдений или путем теоретических расчетов. Однако при этом возникают существенные трудности. Применение метода теплового баланса для расчета испарения с поверхности Каспийского моря приводит к большим сложностям в связи с пространственной неоднородностью процесса теплообмена, обусловленной огромными размерами моря.

Более или менее достоверной оценкой величины испарения по данным гидрологических наблюдений является его вычисление путем обратных расчетов из уравнения водного баланса водоема. Уравнение водного баланса Каспийского моря имеет следующий вид:

$$\Delta H = Q_{нов} / S + Q_{подз} / S + P - E - Q_{КБГ} / S \pm \Delta H_{\sigma} \quad (2.5.1)$$

Здесь ΔH - изменение уровня моря; $Q_{нов}$ - суммарный объем речного стока, поступающего в море, с учетом потерь воды на испарение в дельтах рек; $Q_{подз}$ - подземный приток в море; P - атмосферные осадки; E - испарение; $Q_{КБГ}$ - объем стока морской воды в залив Кара-Богаз-Гол; S - площадь моря, км²; ΔH_{σ} - изменения уровня моря за счет изменения плотности воды, неотектонических движений грунта.

Большая часть объема речного стока (80%) приходится на сток Волги. Не представляет трудности и измерение оттока в Кара-Богаз-Гол. Подземный приток в море измерить практически невозможно, однако его вариациями можно пренебречь, так как на его долю приходится всего порядка 1% от всего водного баланса. Измерения осадков

возможно при наличии достаточно густой сети метеостанций, однако в аридных климатических условиях точность таких измерений, при явно недостаточной осадкомерной сети, невысока.

Первые попытки произвести расчет испарения относятся к концу XIX века, они опирались на уравнение водного баланса. А.И. Воейков впервые получил величину годового испарения с поверхности Каспия, предположив, что испарение, то есть расходная часть водного баланса, равна сумме выпадающих осадков и стока впадающих рек (приходная часть водного баланса) [Воейков, 1948]. Величина испарения оказалась равной 1085 мм. Впоследствии ряд ученых использовали метод водного баланса для расчетов испарения с Каспия и получили значения величин испарения в пределах 978 – 1300 мм: Аполлов – 1113 мм [Аполлов, 1935], Архипова – 984 мм [Архипова, 1955], Зайков – 978 мм [Зайков, 1946], Книпович – 1300 мм [Книпович, 1921].

Второй подход к вычислению испарения - это так называемый диффузионный метод, сутью которого является применение эмпирических и полуэмпирических формул, описывающих диффузию водяного пара в приземном слое атмосферы. Подавляющее большинство этих формул использует закон Дальтона, согласно которому, скорость испарения пропорциональна дефициту влажности:

$$E = A(e_s - e), \quad (2.5.2)$$

где e_s – упругость насыщающего водяного пара при температуре испаряющей поверхности; e - упругость водяного пара на некоторой высоте в воздухе; A - коэффициент пропорциональности. Схема Дальтона не учитывала зависимость испарения от скорости ветра и создаваемой ей турбулентности, испарение предполагалось чисто диффузным.

Применяющиеся в настоящее время эмпирические формулы по-разному учитывают эти и другие факторы в коэффициенте A , в чем и заключается отличие их друг от друга. Самые простые из них учитывают только влияние ветра или температуры воздуха (например, формула испаряемости Иванова, формула ГГИ, формула Ровер-Левасту), более сложные включают в себя характеристики аэродинамических поверхностей, явления разбрызгивания, вертикальные профили ветра и влажности. Так, широко применяемая формула Самойленко [Самойленко, 1952] учитывает турбулентность атмосферы, формула Гоптарева [Гоптарев и др, 1970] учитывает, помимо турбулентности, еще температурную стратификацию. Для расчетов испарения с Каспийского моря разными исследователями применялись также формулы Бигелоу, Мейера, Свердрупа, ГГИ и были получены величины испарения, колеблющиеся в пределах 911 - 1040 мм. Так, Брегман и др. получили величину испарения 990 мм [Брегман и др., 1935], Давыдов – 1000

мм [Давыдов, 1941], Пономаренко – 962 мм [Пономаренко, 1949], Рудовиц – 1040 мм [Рудовиц, 1927], Самойленко – 911 мм [Самойленко, 1963], Гоптарев и Панин – 1019 мм [Гоптарев и др, 1970].

Однако одна из основных проблем на сегодняшний день состоит не столько в том, насколько правильно та или иная формула описывает процесс испарения (что, конечно, важно), а в том, как получить надежные данные метеорологических наблюдений, необходимые для расчетов.

Как правило, для расчетов по формулам такого рода необходимо знать следующие гидрометеорологические характеристики: упругость водяного пара, температуру воды (для определения упругости насыщающего водяного пара), скорость ветра, температуру воздуха. Известно, что в силу огромных размеров Каспийского моря данные наблюдений на береговых станциях не подходят для расчетов во внутренних районах моря (не репрезентативны). Поэтому приходится прибегать к различным ухищрениям. Одной из распространенных методик является следующая [Архипова, 1955, Проект “Моря”. Гидрология и гидрохимия морей. Каспийское море. 1992]. Выбираются опорные станции, т.е. станции, репрезентативные для того или иного участка моря. По опорным станциям и для всего моря определяются коэффициенты межгодовой изменчивости испарения, а затем, с учетом нормы испарения, - значение испарения за конкретные месяцы и годы. Расчеты испарения по такой методике имеют некоторые недочеты. Во-первых, неясно, насколько сама по себе норма испарения соответствует действительности. Во-вторых, все большие трудности в последнее время возникают из-за существенного сокращения сети мониторинга.

Данные наблюдений за гидрологическим режимом моря

После 1985 года количество метеостанций в регионе неуклонно уменьшается, многие из них сокращают программу наблюдений, Так, практически невозможно найти информацию о дефиците влажности. Отсутствует метеоинформация по южной части Каспийского моря (Иранское побережье). Кроме того, точность измерений на станциях не всегда удовлетворительна. На разных станциях наблюдения производятся в разные сроки (на некоторых - только раз в сутки). Сроки наблюдений также меняются. Так, например, на станции Махачкала до 1968 г. наблюдения производились 4 раза в сутки, затем до 1986 г. - 3 раза, затем снова 4 раза. До 1993 г. сроки наблюдений были 3, 9, 15, 21 час, после - 0, 6, 12, 18 час. Это может вызвать появление ошибок при анализе временных рядов.

Дополнительным источником метеорологической информации являются судовые наблюдения. Судовые наблюдения отличаются тем, что они непостоянны, так как зависят от маршрутов судов. Обработке был подвергнут массив судовых данных о температуре воды и воздуха, скорости ветра и упругости водяного пара, сгруппированных в пределах одноградусных квадратов. К сожалению, в большей части одноградусных квадратов количество наблюдений настолько мало, что не представляется возможным получить даже средние месячные значения этих характеристик, поэтому результаты расчетов по таким данным представляются весьма ненадежными. Информация об упругости водяного пара в этом архиве практически отсутствует.

Таким образом, приходится делать вывод, что в настоящее время нет возможности рассчитать испарение с поверхности Каспийского моря по данным инструментальных наблюдений, так как такая информация в требуемом объеме отсутствует. Необходимо искать другие источники метеорологической информации.

Метеорологические данные реанализа.

В качестве альтернативного источника информации был использован массив данных о состоянии атмосферы NCEP/NCAR, размещенный в сети Интернет (NCEP/NCAR Reanalysis Vonthly Means and Other Derived Variables. <http://www/cdc/noaa/go/cdc/data/ncep/reanalysis/derived/html>). Он был разработан в Климатическом Диагностическом Центре NOAA-CIRES в США на основе данных наблюдений начиная с 1948 года по настоящее время с использованием самой современной системы анализа и прогноза. В массиве содержатся реконструированные данные о метеорологических характеристиках для всей поверхности Земли за период с 1948 по 2002г. Основное преимущество данных такого рода - это равномерное покрытие территории.

Нами были использованы массивы среднемесячных значений температуры воздуха, температуры поверхности воды, скорости ветра, атмосферного давления и удельной влажности (по ним вычислялась упругость водяного пара).

Поскольку массив был разработан для всей земной поверхности, шаг сетки оказался для наших целей слишком крупным. Массив данных по атмосферному давлению сделан с шагом 2.5 градуса. Остальные характеристики имеют шаг 1.875 градуса по широте и 1.9 градуса по долготе. При такой сетке невозможно учесть береговую линию Каспийского моря. Поэтому вначале был осуществлен переход к более плотной сетке с шагом в 30 минут. Данные к новой сетке приводились методом билинейной интерполяции, который был выбран из-за того, что при минимальной сложности он даёт

довольно гладкий результат. На рис. 2.16 приведены исходная сетка реанализа и сетка, принятая нами для расчетов испарения (пунктир). На рис. 2.17 – 2.22 представлены карты, построенные по данным реанализа по новой сетке для Каспийского моря для величин, использованных при расчете испарения: температуры воздуха на высоте 2 м (рис. 2.17), температуры поверхности воды (рис. 2.18), скорости ветра (рис. 2.19), атмосферного давления (рис. 2.20), удельной влажности (рис. 2.21), осадков (рис. 2.22).

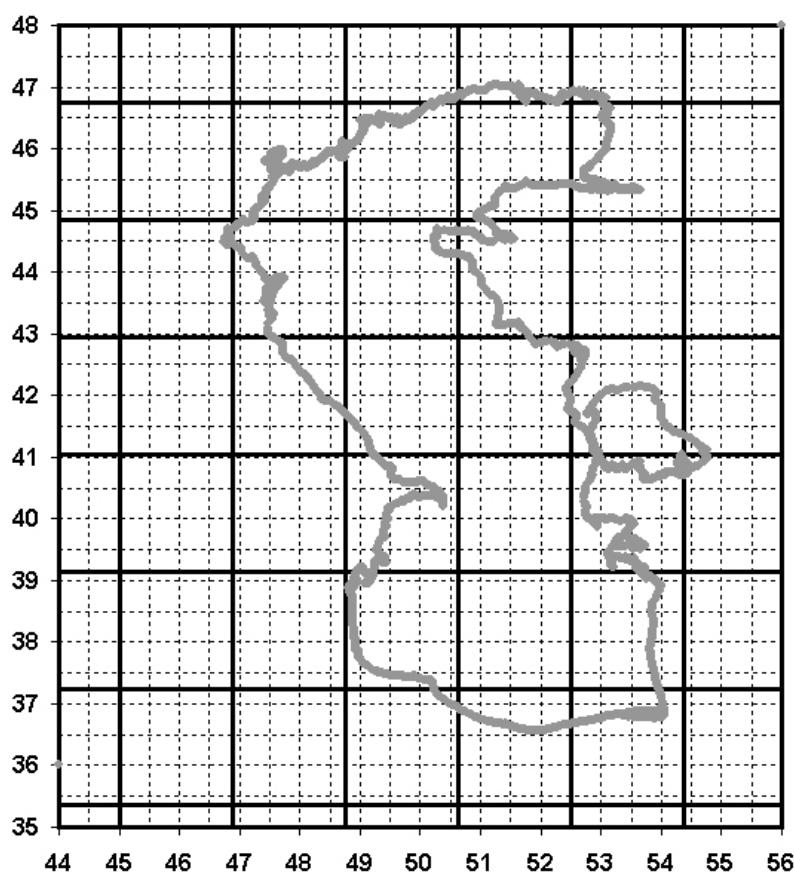


Рис. 2.16. Исходная сетка реанализа (непрерывная линия) и сетка, принятая для расчетов (прерывистая линия)

Следующей задачей было сравнение данных реанализа с результатами имеющихся инструментальных наблюдений. Для сравнения использовались судовые данные в тех квадратах, где их было достаточно для получения средних значений, наблюдения на береговых метеостанциях и островных станциях, метеоусловия на которых можно считать близкими к морским. Рассмотрим результаты такого сравнения для различных метеорологических характеристик.

Температура воздуха. На рис. 2.23 приведены средние месячные многолетние и средние годовые величины температуры воздуха, полученные по данным измерений на станции Махачкала и по данным реанализа. На графиках видно, что средние месячные

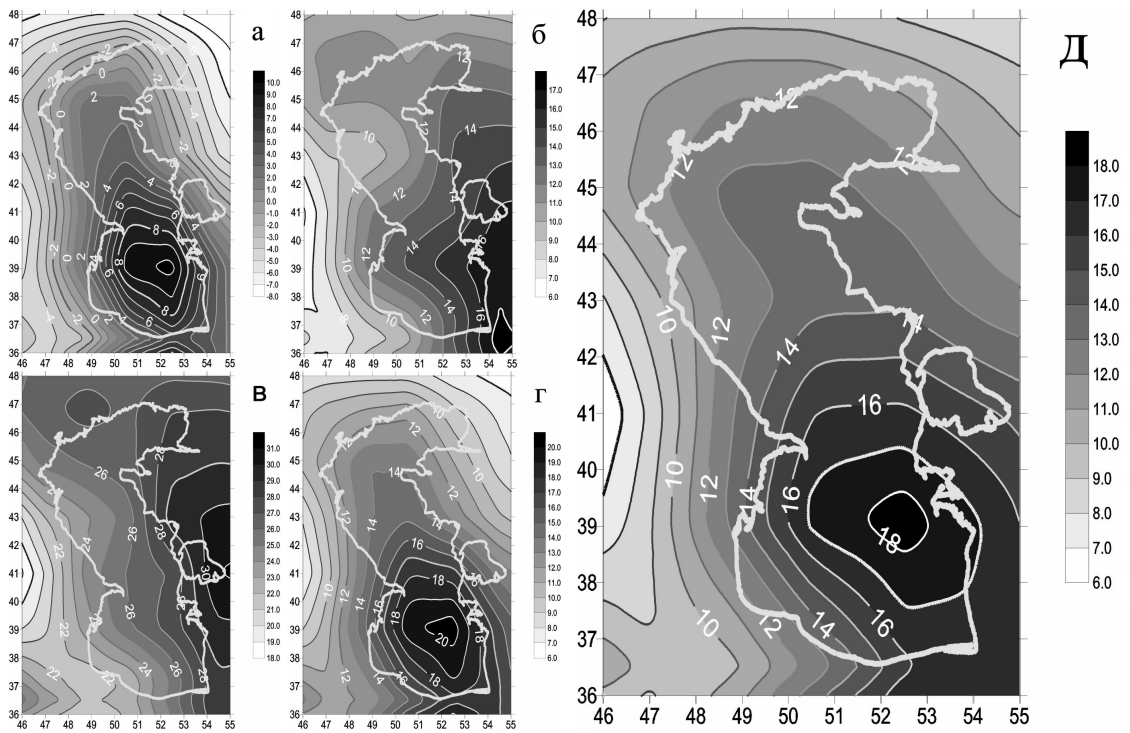


Рис. 2.17. Средняя многолетняя температура воздуха на высоте 2м по данным реанализа за январь (а), апрель (б), июль (в), октябрь (г) и за год (д).

значения имеют расхождения в 3 - 5 градусов. Это можно объяснить более резким изменением метеоэлементов на границе суши и моря, где как раз расположены береговые станции, которое трудно учесть при составлении данных реанализа. Сравнение графиков средних годовых значений показывает, что значения температуры по реанализу оказываются заниженными.

На рисунке 2.24 приведены аналогичные графики для острова Тюлений. Этот плоский небольшой остров в Северном Каспии можно приближенно считать за точку наблюдения в открытом море. Здесь совпадение данных реанализа и наблюдений удовлетворительное

Скорость ветра. На рисунке 2.25 приведены графики скорости ветра по данным реанализа и по наблюдениям на станции Махачкала. Их анализ приводит к выводу о том, что скорость ветра по данным реанализа оказывается заниженной по сравнению с данными береговых станций как для среднемесячных, так и для средних годовых величин. Данные на станции Тюлений совпадают достаточно хорошо (рис. 2.26).

Температура воды. На рисунке 2.27 приведены среднемесячные величины температуры воды по данным реанализа и по измерениям на станции Тюлений за январь, апрель, июль и октябрь. Разница между этими величинами в отдельные годы достигает 2 градусов. Такие же расхождения видны и на графиках среднегодовых величин температуры воды.

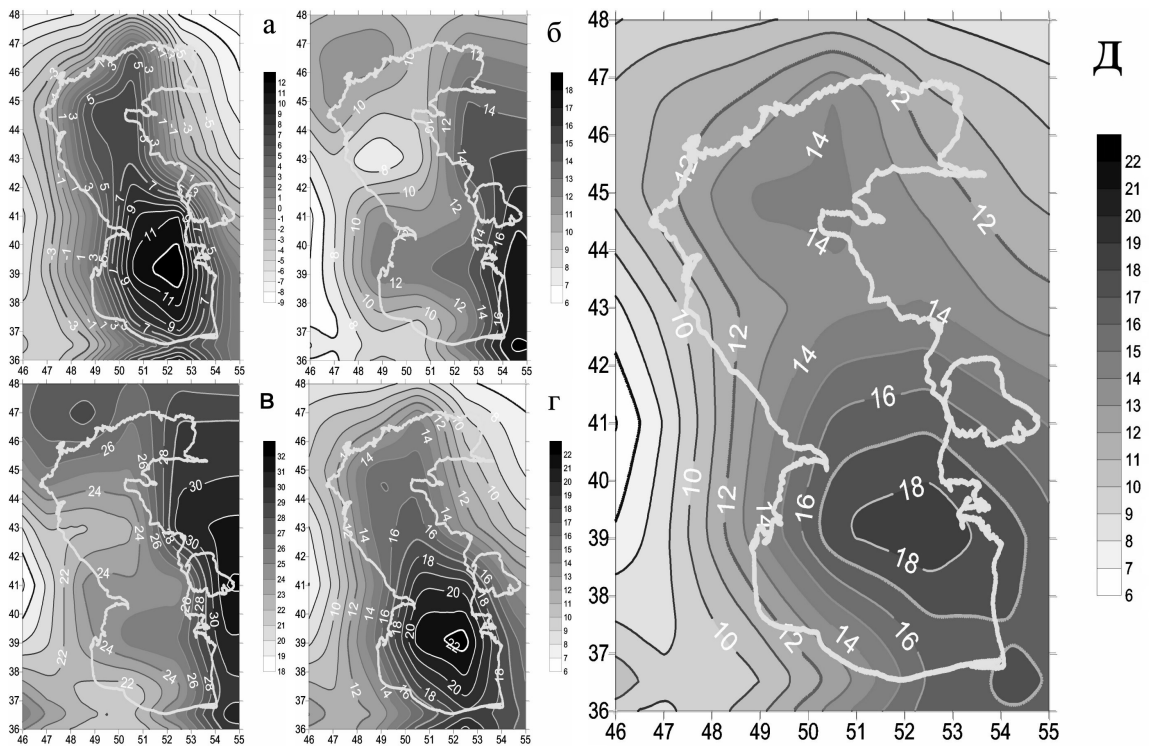


Рис. 2.18. Средняя многолетняя температура поверхности по данным реанализа за январь (а), апрель (б), июль (в), октябрь (г) и за год (д).

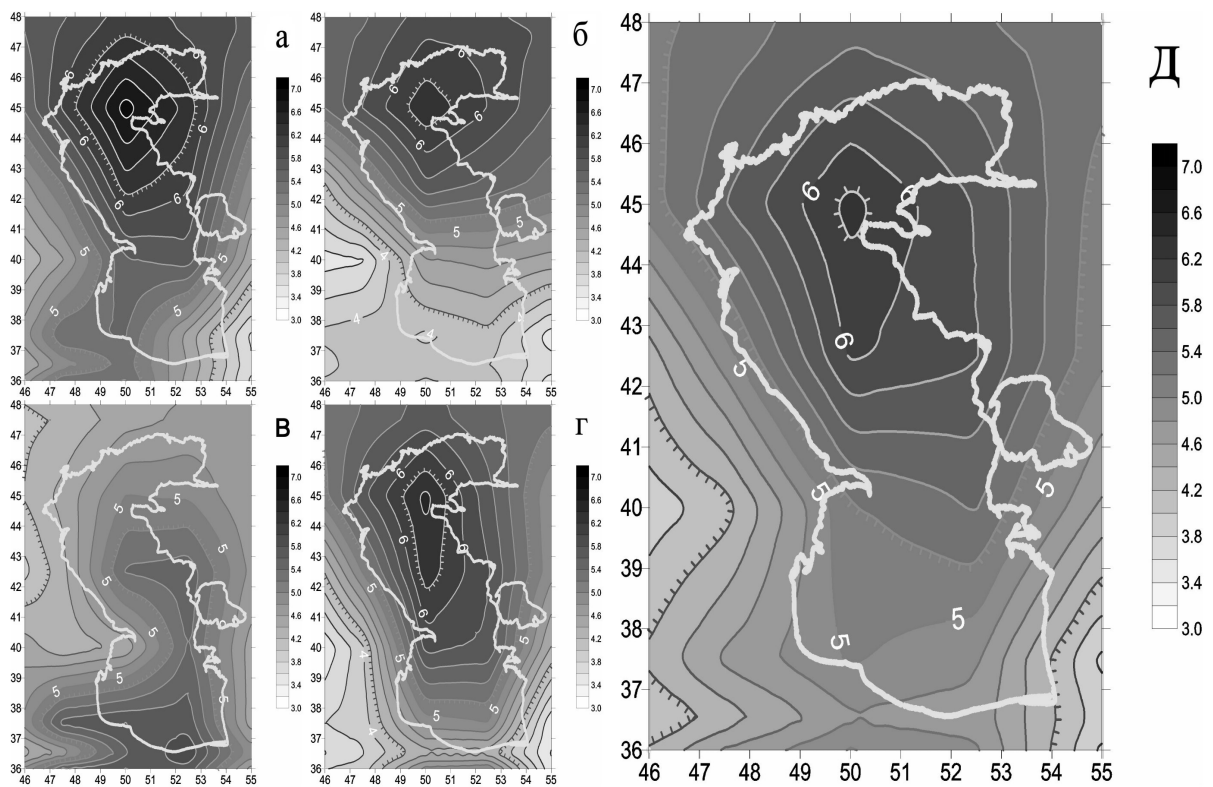


Рис. 2.19. Средняя многолетняя скорость ветра (м/сек) на высоте 10 м по данным реанализа за январь (а), апрель (б), июль (в), октябрь (г) и за год (д).

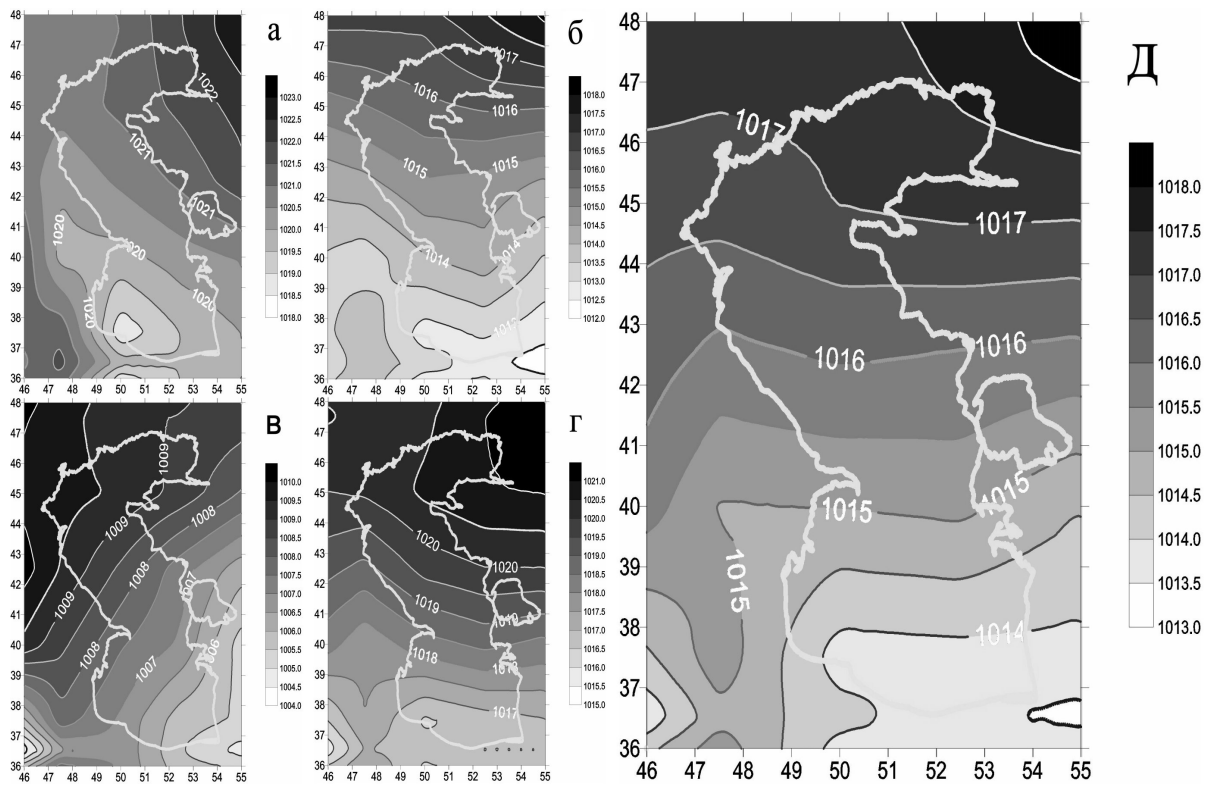


Рис. 2.20. Среднее многолетнее приземное атмосферное давление (мбар) по данным реанализа за январь (а), апрель (б), июль (в), октябрь (г) и за год (д).

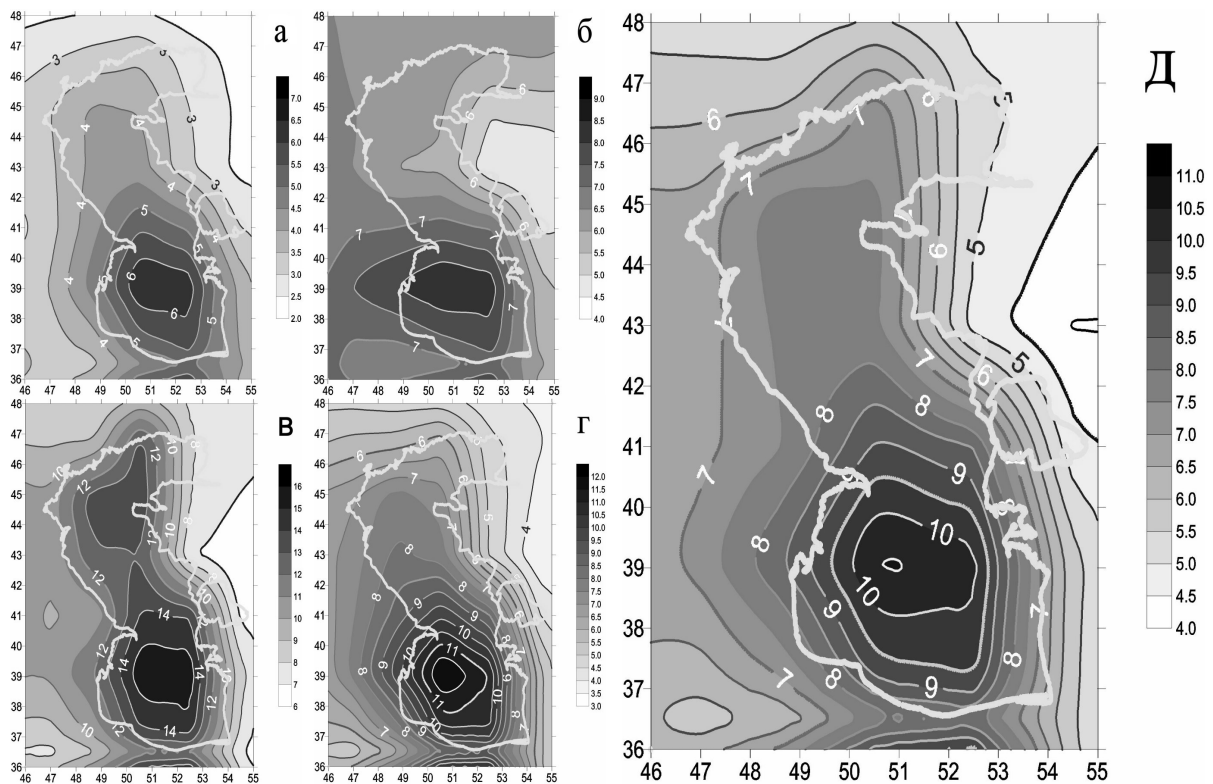


Рис. 2.21. Средняя многолетняя удельная влажность воздуха (г.кг) на высоте 2м по данным реанализа за январь (а), апрель (б), июль (в), октябрь (г) и за год (д).

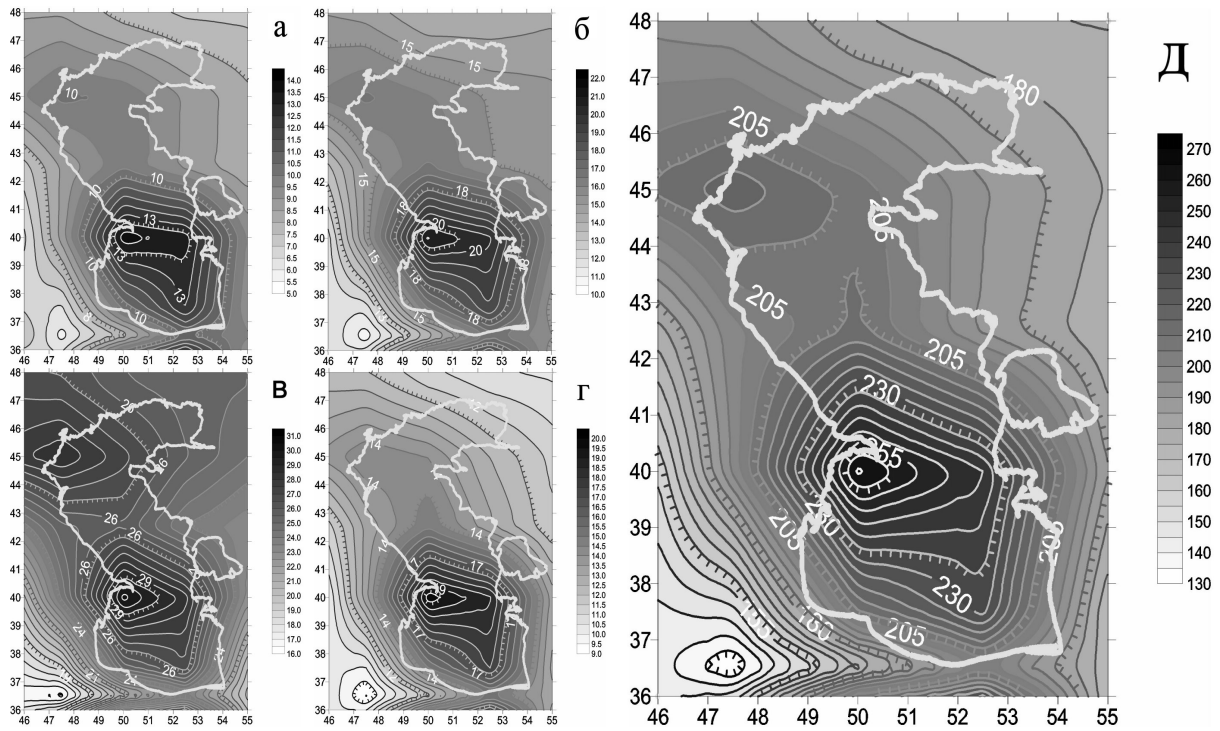


Рис. 2.22. Средние многолетние суммы осадков (мм) по данным реанализа за январь (а), апрель (б), июль (в), октябрь (г) и за год (д).

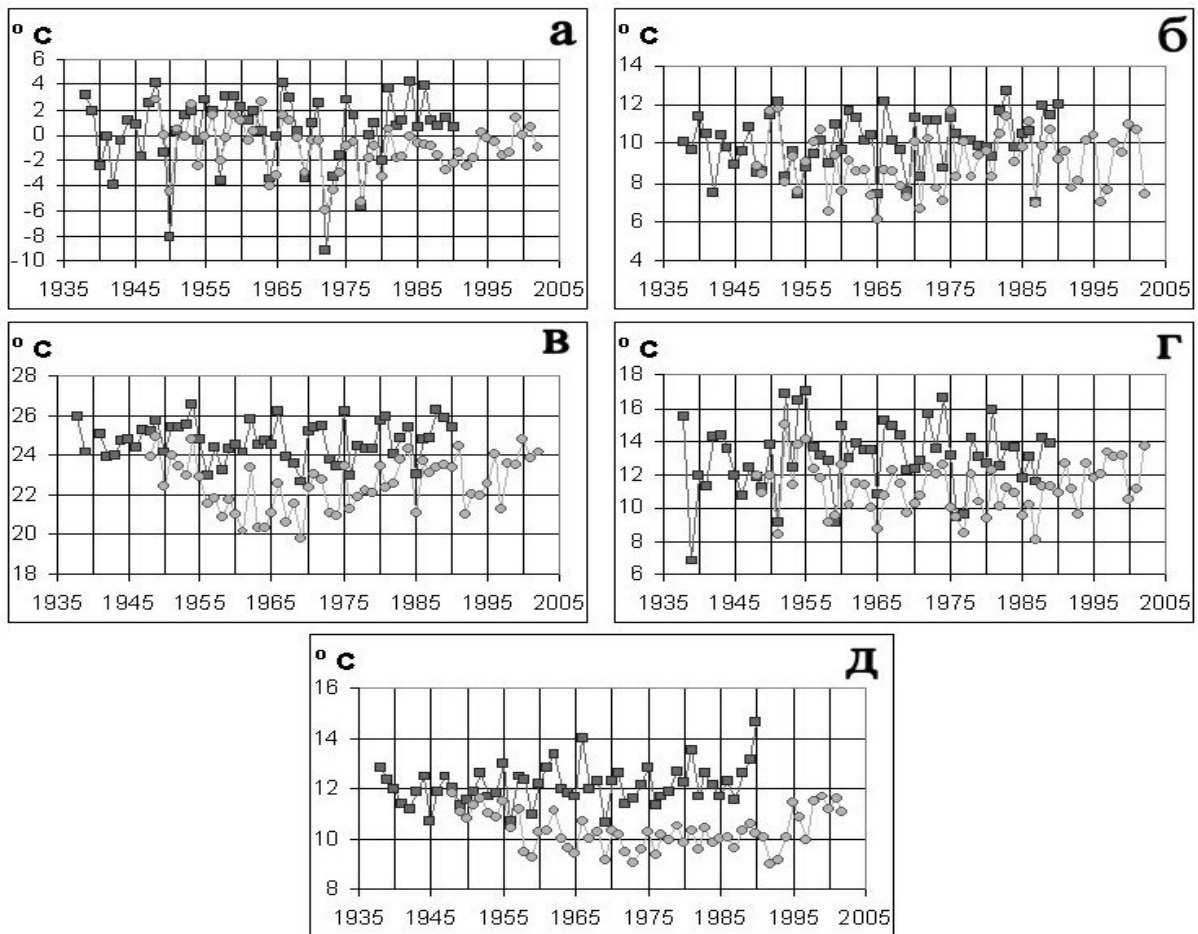


Рис. 2.23. Среднемесячная температура воздуха на высоте 2 м по данным измерений на станции Махачкала (квадрат) и по данным реанализа (кружок) за январь (а), апрель (б), июль (в), октябрь (г) и среднегодовая (д)

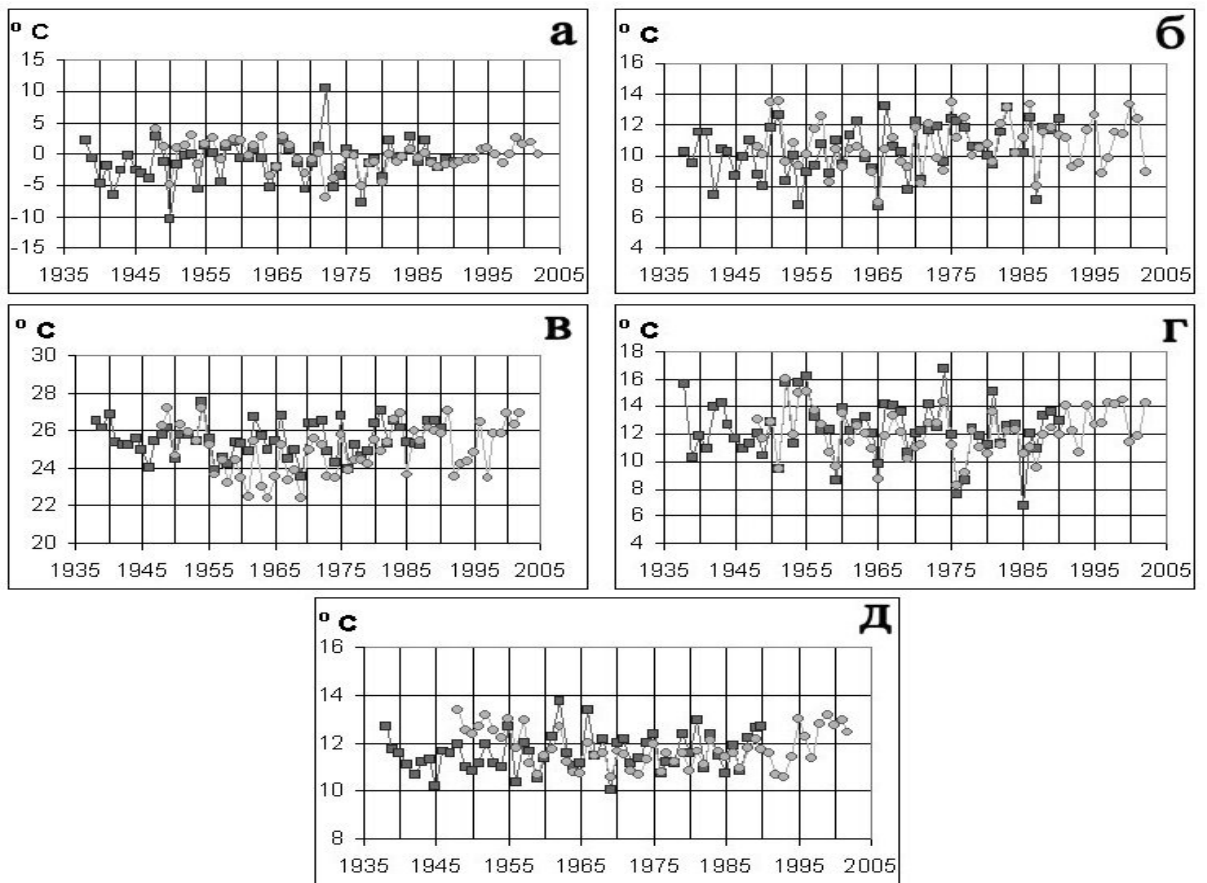


Рис. 2.24. Среднемесячная температура воздуха на высоте 2 м по данным измерений на станции Тюлений (квадрат) и по данным реанализа (кружок) за январь (а), апрель (б), июль (в), октябрь (г) и среднегодовая (д)

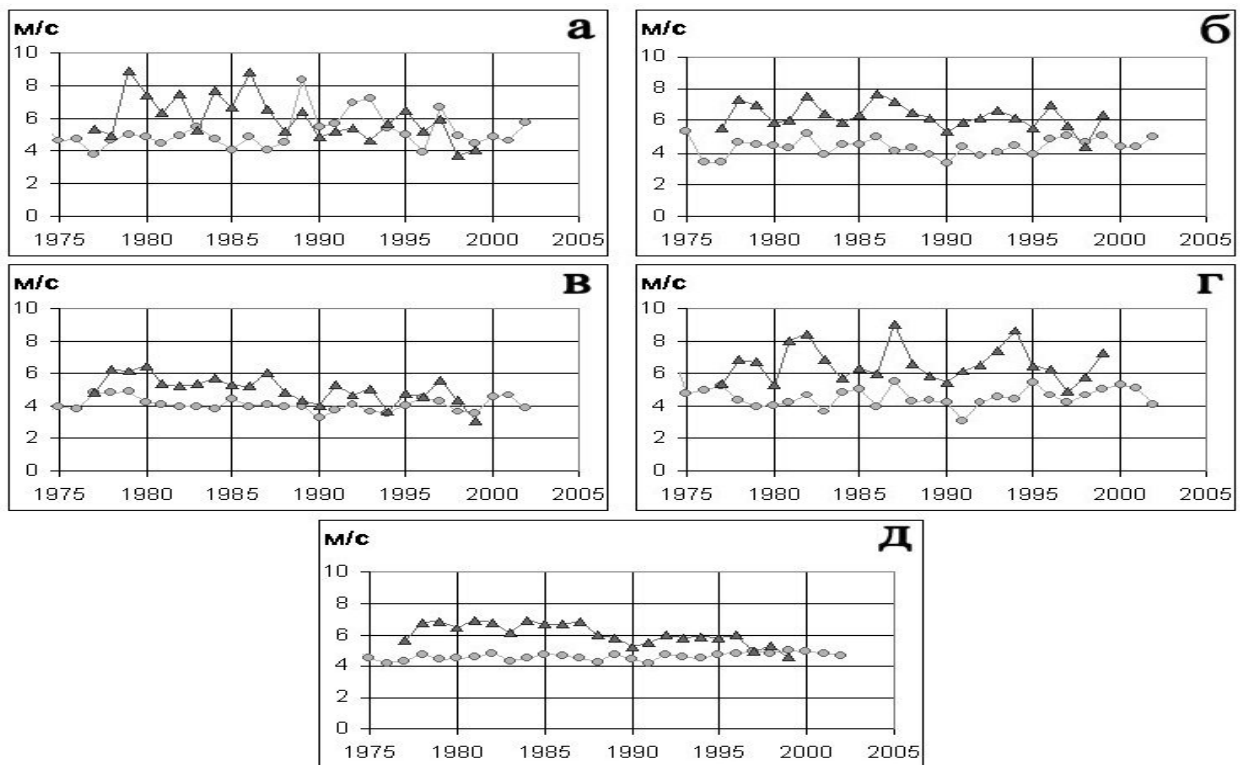


Рис. 2.25. Среднемесячная скорость ветра на высоте 10 м по данным измерений на станции Махачкала (треугольник) и по данным реанализа (кружок) за январь (а), апрель (б), июль (в), октябрь (г) и среднегодовая (д)

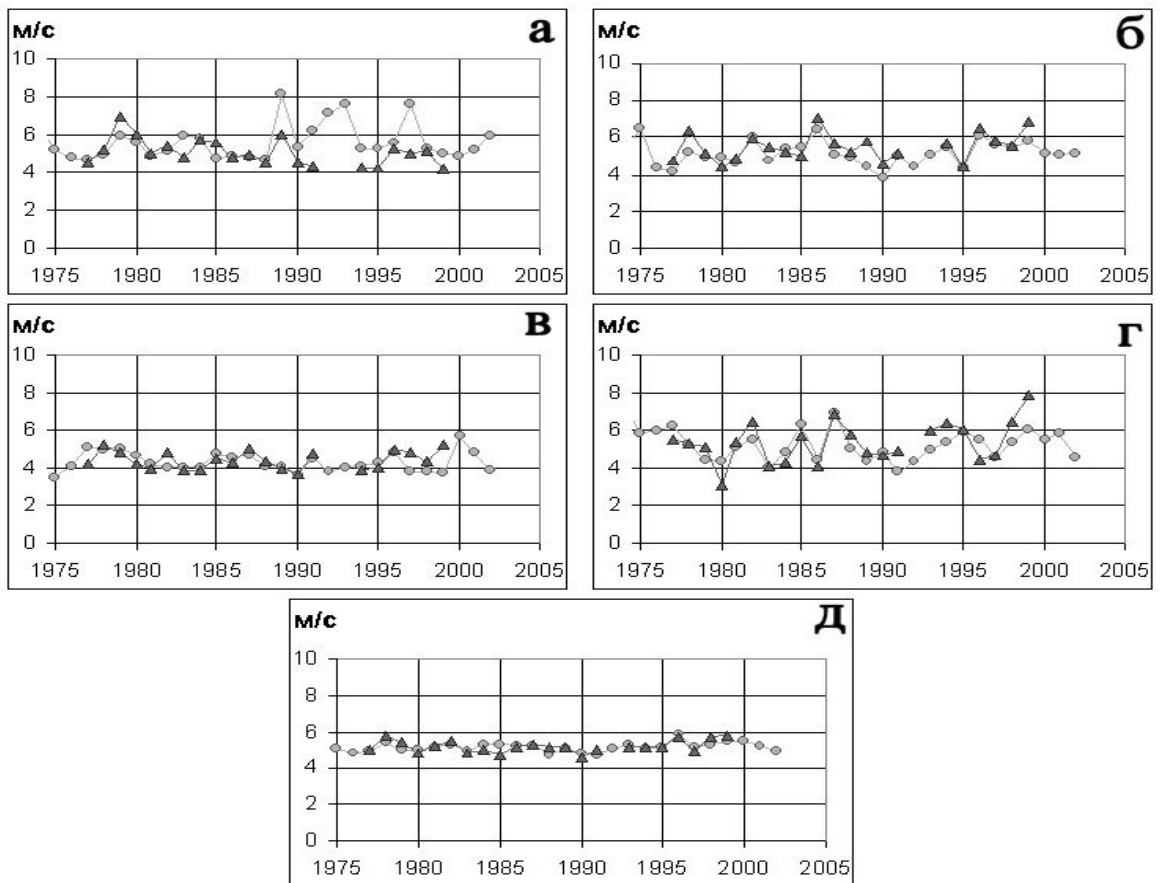


Рис. 2.26. Среднемесячная скорость ветра на высоте 10 м по данным измерений на станции Тюлений (треугольник) и по данным реанализа (кружок) за январь (а), апрель (б), июль (в), октябрь (г) и среднегодовая (д)

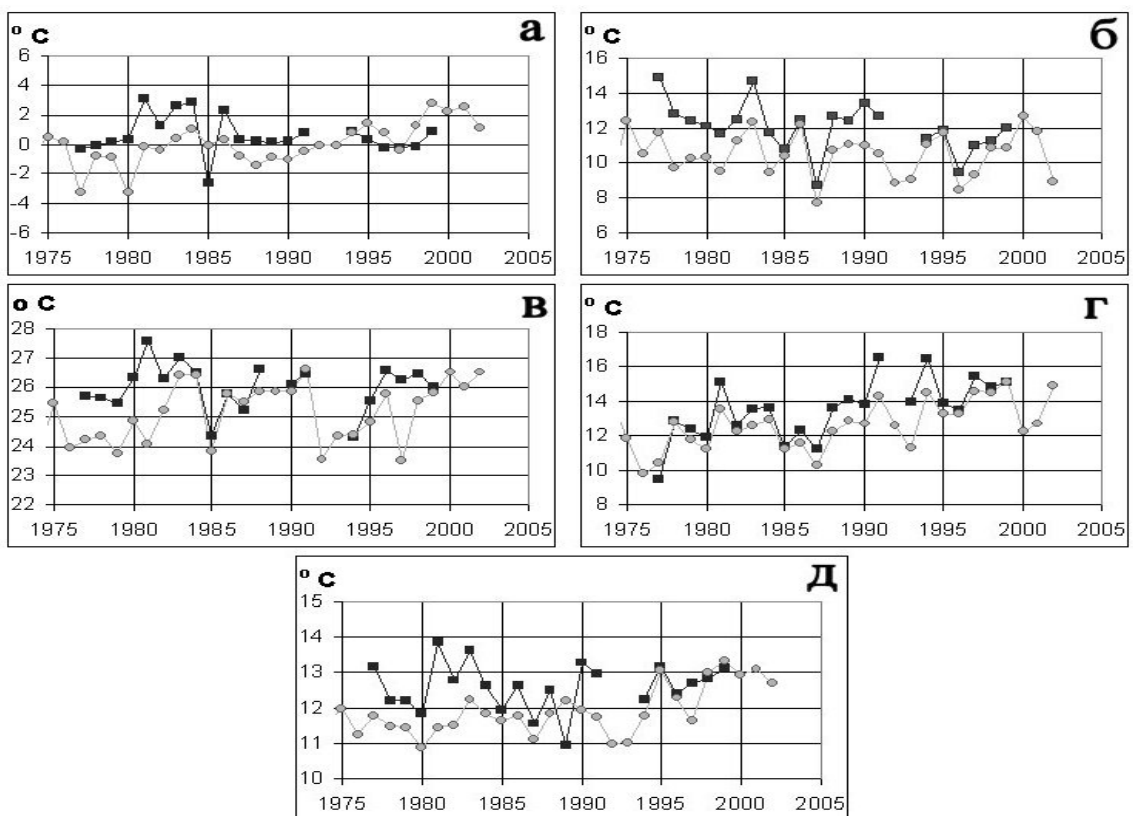


Рис. 2.27. Среднемесячная температура поверхности по данным измерений на станции Тюлений (квадрат) и по данным реанализа (кружок) за январь (а), апрель (б), июль (в), октябрь (г) и среднегодовая (д)

Формулы для расчета испарения

Поскольку данные реанализа отличаются от данных прямых измерений, в особенности по скорости ветра, эмпирический характер коэффициентов в формулах испарения может приводить к заметным отклонениям при расчетах по данным реанализа. Поэтому для производства расчетов были протестированы 4 полуэмпирические формулы.

1. Формула Самойленко (Самойленко, 1952)

$$E = B'_z U_z (e_0 - e_z) \quad (2.5.3)$$

Здесь E - испарение;

U_z - скорость ветра на высоте z ;

e_0 - максимальная упругость водяного пара, рассчитанная по температуре поверхности воды;

e_z - упругость водяного пара на высоте z ;

B'_z - коэффициент, учитывающий влияние атмосферной турбулентности на испарение. Он зависит от высоты измерений z , температуры воздуха и атмосферного давления:

$$B'_z = \frac{0.62}{p_0} C'_z, \quad (2.5.4)$$

где p_0 - давление на уровне моря,

$$C'_z = \frac{1}{\frac{\beta_z}{\delta} + \frac{1}{C_z}}, \quad (2.5.5)$$

где β_z - коэффициент:

$$\beta_z = \alpha \frac{\mu_0}{k_0 \rho} \ln\left(\frac{z+z_0}{z_0}\right) \quad (2.6.6)$$

$\alpha = 27.5$ - константа; k_0 - постоянная Кармана; μ_0 - коэффициент молекулярной вязкости воздуха; ρ - плотность воздуха; $z_0 = 0.6$ - параметр шероховатости; δ - коэффициент диффузии:

$$\delta \approx \delta_0 \frac{T}{273},$$

T - температура по Кельвину.

$$C_z = k_0^2 \rho \frac{1}{\left(\ln\left(\frac{z+z_0}{z_0}\right)\right)^2} \quad (2.5.7)$$

2. Формула Гоптарева (Гоптарев и др., 1970), в которой учитывается не только турбулентность атмосферы, но и влияние температурной стратификации атмосферы на интенсивность теплообмена.

$$E = bU_z(e_0 - e_z) \quad (2.5.8)$$

$$b = \frac{325.7}{(\ln^* z - \ln^* z_0)^2} \quad (2.5.9)$$

$$\ln^* z = \ln z + \alpha z + \frac{(\alpha z)^2}{2 * 2!} + \dots + \frac{(\alpha z)^n}{n * n!}, \quad (2.5.10)$$

α - эмпирический параметр устойчивости, зависящий от числа ri :

$$ri = \frac{t_w - t_a}{U_{10}^2}, \quad (2.5.11)$$

где t_w - температура воды; t_a - температура воздуха.

число ri , подобно числу Ричардсона, характеризует влияние на турбулентность термического и динамического факторов.

3. Формула ГГИ (Указания по расчету испарения с поверхности водоемов, 1969). В ней не учитывается в явном виде ни турбулентность атмосферы, ни температурная стратификация.

$$E = 0.14 n (e_0 - e_2) (1 + 0.72 U_2), \quad (2.5.12)$$

где e_2 - упругость водяного пара на высоте 2м;

U_2 - скорость ветра на высоте 2м;

n - число дней в рассматриваемом периоде времени (месяц).

4. Формула Иванова (Хромов и др., 1974). В ней не учитывается даже скорость ветра. Ее основное достоинство - простота.

$$E = 0.0018 (25 + t)^2 (100 - f), \quad (2.5.13)$$

где t - средняя месячная температура поверхности воды;

f - относительная влажность воздуха.

Расчеты испарения по этим четырем формулам произведены с использованием данных реанализа для каждого месяца за период 1948 - 2002 г. Результаты представлены на рис. 2.28. В качестве критерия для сравнения результатов расчетов приведены величины испарения, полученные методом водного баланса в предположении, что изменения уровня моря соответствуют разнице между приходной и расходной частью водного баланса. Величины осадков были взяты из реанализа, другие компоненты водного баланса - из (Фролов, 2003).

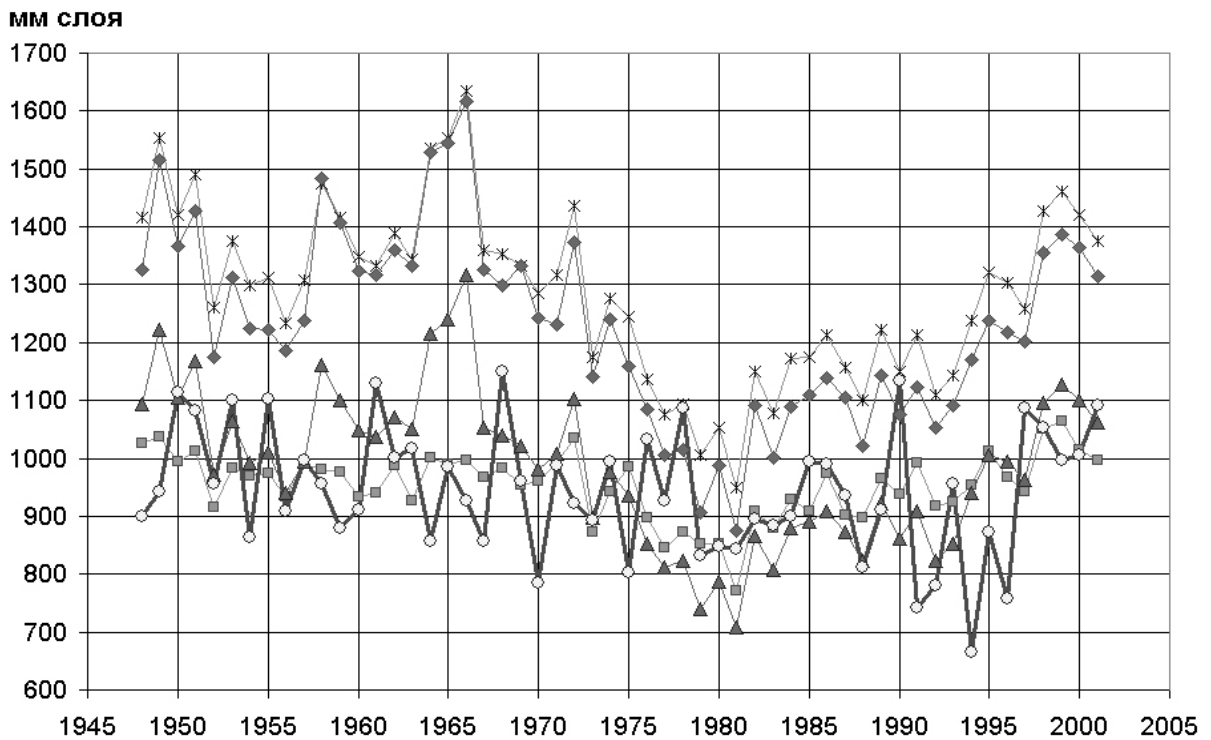


Рис. 2.28. Годовые суммы испарения с Каспийского моря (без учета залива Кара-Богаз-Гол), рассчитанные по формуле ГГИ (звёздочка), Гоптарева (ромб), Иванова (квадрат), Самойленко (треугольник) и методом водного баланса (кружок).

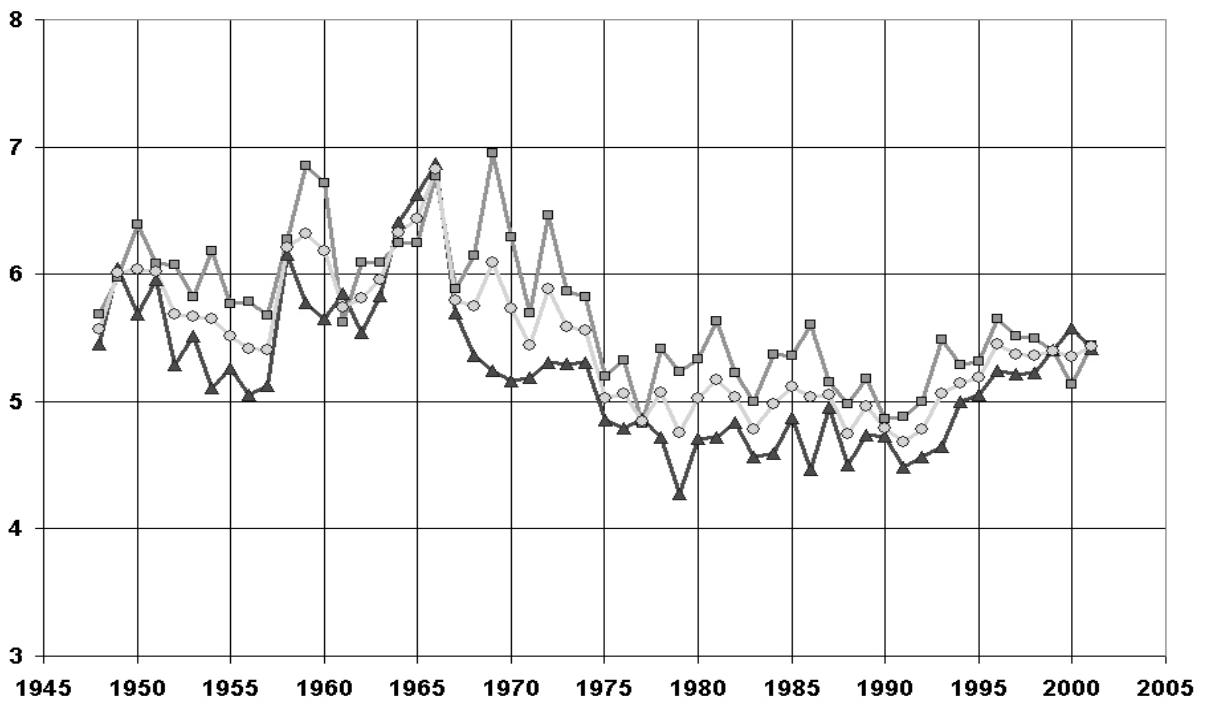


Рис. 2.29. Средняя по акватории Каспийского моря скорость ветра за теплый период (треугольник), за холодный период (квадрат), за год (кружок).

На рис. 2.28 хорошо видно, что графики испарения, полученные путем расчетов по формулам Самойленко, Гоптарева и ГГИ, сходны по ходу временных колебаний. Это вполне естественно, так как все эти формулы включают произведение дефицита влажности на скорость ветра. Чтобы оценить вклад скорости ветра в суммарное испарение, была получена величина средней скорости ветра для всей акватории Каспийского моря для теплого и холодного периодов и для всего года (см. рис. 2.29). При сравнении рис. 2.28 и 2.29 видно, что графики колебания испарения близки по форме графику изменения скорости ветра. На основании этого можно сделать вывод, что именно изменение скорости ветра оказывает определяющее влияние на изменение величины испарения. Это согласуется с (Панин и др., 1991), где связь скорости ветра и испарения подтверждена данными по испарителям на береговых станциях и в бассейне моря. Кривая испарения, полученная путем расчетов по формуле Иванова, в которую не входит скорость ветра, отличается по своей форме от трех других кривых.

Сравним значения испарения, полученные по этим четырем формулам и по методу водного баланса (см. рис.2.28). Величины испарения, рассчитанные по формулам Гоптарева (формула 2.5.8) и ГГИ (формула 2.5.12) оказались значительно выше, чем значение испарения, полученное по методу водного баланса. Результаты расчетов по формуле Самойленко (формула 2.5.3) хорошо совпадают с результатами метода водного баланса, за исключением периода 1964 - 1966гг. В этот период метод Самойленко (так же, как и методы ГГИ и Гоптарева) дают резкий пик испарения, в то время как по методу водного баланса ничего похожего не получается (см. рис. 2.28). Причины этого можно обнаружить, проанализировав график скорости ветра (см. рис. 2.29), взятой из реанализа, на котором тоже прослеживается пик в этот же интервал времени. Особенно резко этот пик скорости ветра выражен в теплый период, когда испарение максимально и его вклад в годовую сумму составляет около 75%. Однако, данные натурных измерений (судовые и береговых метеостанций) никакого пика в скорости ветра в 1964 - 1966гг. не показывают. Поэтому возникает предположение о возможной ошибке в массиве данных реанализа по скорости ветра за 1964 - 1966 г.г. График испарения, рассчитанного по формуле Иванова (формула 2.5.13), в которую не входит скорость ветра, подобного пика не имеет (см. рис. 2.28). Окончательно для расчетов испарения выбрана формула Самойленко, так как скорость ветра является ведущим параметром при расчетах. Влиянием температурной стратификации на величину испарения при расчетах по этой формуле приходится пренебрегать. В (Гоптарев и др., 1970) отмечено, что неучет температурной стратификации приводит к завышению испарения в теплую часть года и занижению в

холодную часть; таким образом, при подсчете годовых сумм испарения эти ошибки отчасти оказываются скомпенсированными.

Результаты расчетов испарения.

По данным реанализа за период с 1948 по 2002 гг по формуле Самойленко были произведены расчеты сумм испарения с поверхности Каспийского моря за каждый месяц, а затем за каждый год (см. рис.2.30). Среднее многолетнее значение испарения составило 985 мм, что согласуется с приведенными выше результатами, полученными другими авторами. В период с 1949 по 1980 гг. испарение понижалось (за исключением забракованных нами результатов 1964-1966 гг.), затем оно возрастало вплоть до 1999 г. Максимальное его значение составляло 1210 мм в 1949г.; минимальное – 700 мм в 1981 г. Таким образом, амплитуда составила 510 мм. (51.7% от среднего значения).

На рис. 2.31 изображено распределение средних многолетних величин испарения по месяцам. На холодный период (с ноября по апрель) приходится 25% от всей годовой суммы испарения. Максимальные суммы испарения наблюдаются в июле и августе.

Как уже было сказано в 2.3, Каспийское море географически делится на Северный Каспий (севернее 44.5⁰ с.ш.), Средний Каспий (между 40⁰ с.ш. и 44.5⁰ с.ш.) и

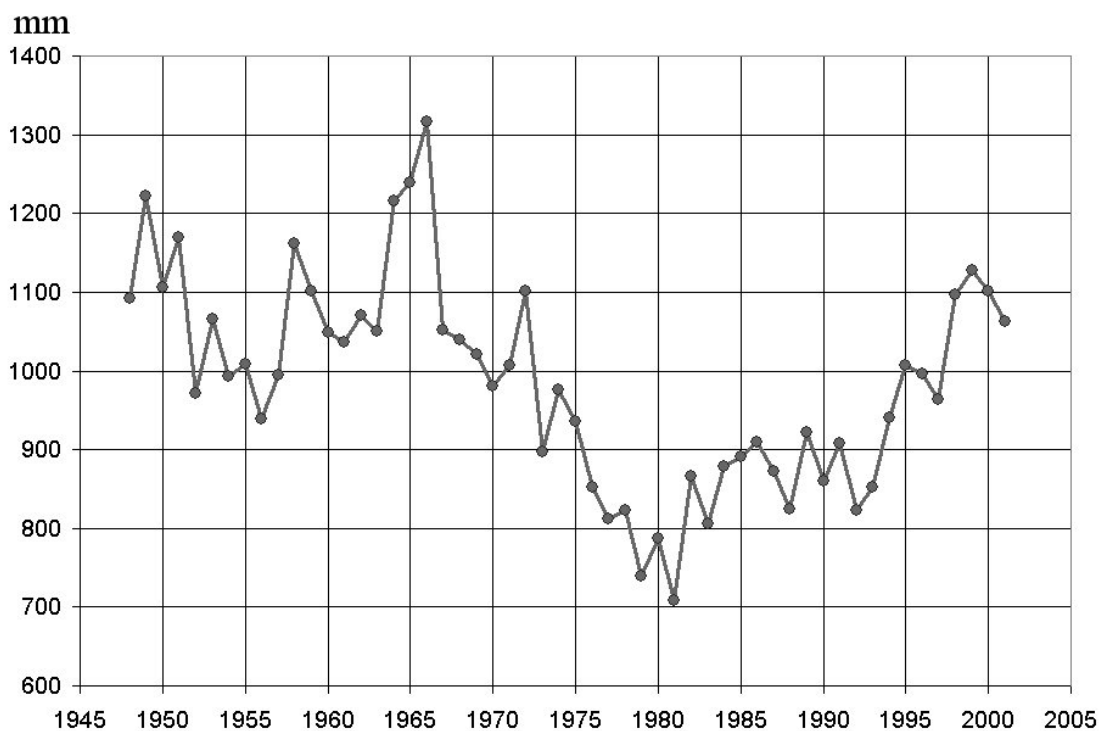


Рис. 2.30. Годовые суммы испарения с Каспийского моря (без учета залива Кара-Богаз-Гол), рассчитанные по формуле Самойленко.

Южный Каспий (южнее 40⁰ с.ш.). На рис. 2.32 представлены соотношения площадей, испарения (в мм слоя) и испарения (объема) для этих частей Каспия. Сравнение этих

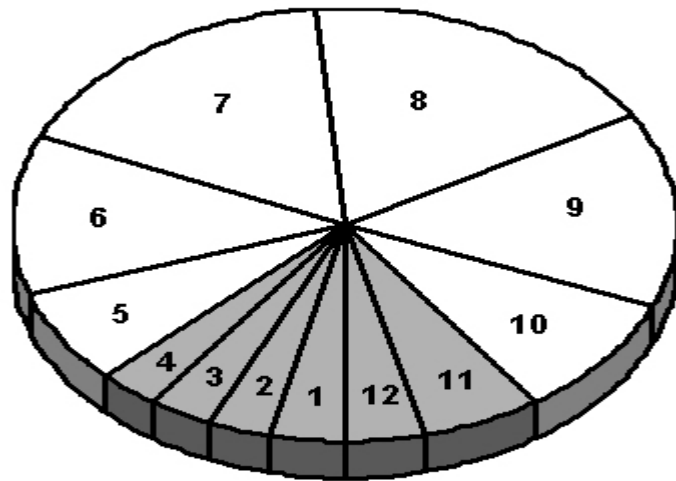


Рис. 2.31. Распределение среднего многолетнего испарения по месяцам.



Рис. 2.32. Соотношение площадей (а), испарения в мм слоя (б) и испарения объема воды (в), Северного, Среднего и Южного Каспия.

трех рисунков позволяет сделать вывод о том, что процесс испарения наиболее интенсивно происходит в Северном Каспии. На его долю приходится самая маленькая площадь: 21% от всей площади моря по сравнению с 40%, приходящимися на долю Среднего Каспия, и 39%, приходящимися на долю Южного. При этом слой испарения в Северном Каспии максимален: его доля составляет 40% (на долю Среднего и Южного приходится по 30%). На рис. 2.33 представлен годовой ход испарения по месяцам в мм слоя и км³ объема. Максимальной интенсивности процесс испарения в Северном Каспии достигает в летние месяцы: слой испарения здесь существенно больше, чем в Среднем и Южном Каспии (рис. 2.33 а). Что касается объема испаряющейся воды, то он в Северном Каспии меньше за счет меньшей площади (рис. 2.33 б).

Рассмотрим распределение величин испарения по акватории моря. На рис. 2.34 представлены карты средних многолетних значений испарения с поверхности Каспийского моря за январь, апрель, июль и октябрь и за год, рассчитанных по формуле

Самойленко. В целом за год максимальное испарение наблюдается на восточном побережье Каспия; в западном направлении оно убывает. Минимальные значения

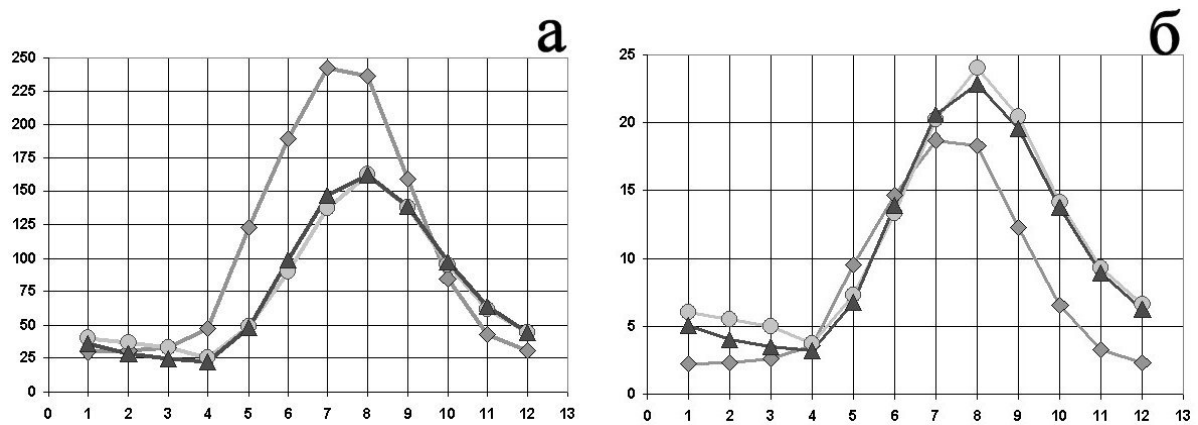


Рис. 2.33. Годовой ход испарения в мм слоя (а) и в км³ (б) для Северного Каспия (ромб), Среднего Каспия (квадрат) и Южного Каспия (кружок).

наблюдаются на юго-западе Южного Каспия и на западе Среднего Каспия. В январе максимум испарения наблюдается на юго-востоке Южного Каспия. В апреле максимум испарения характерен для всего восточного побережья. В июле наибольшие величины испарения характерны для восточной части Южного Каспия, в октябре этот максимум наблюдается чуть севернее: на северо-востоке Южного Каспия.

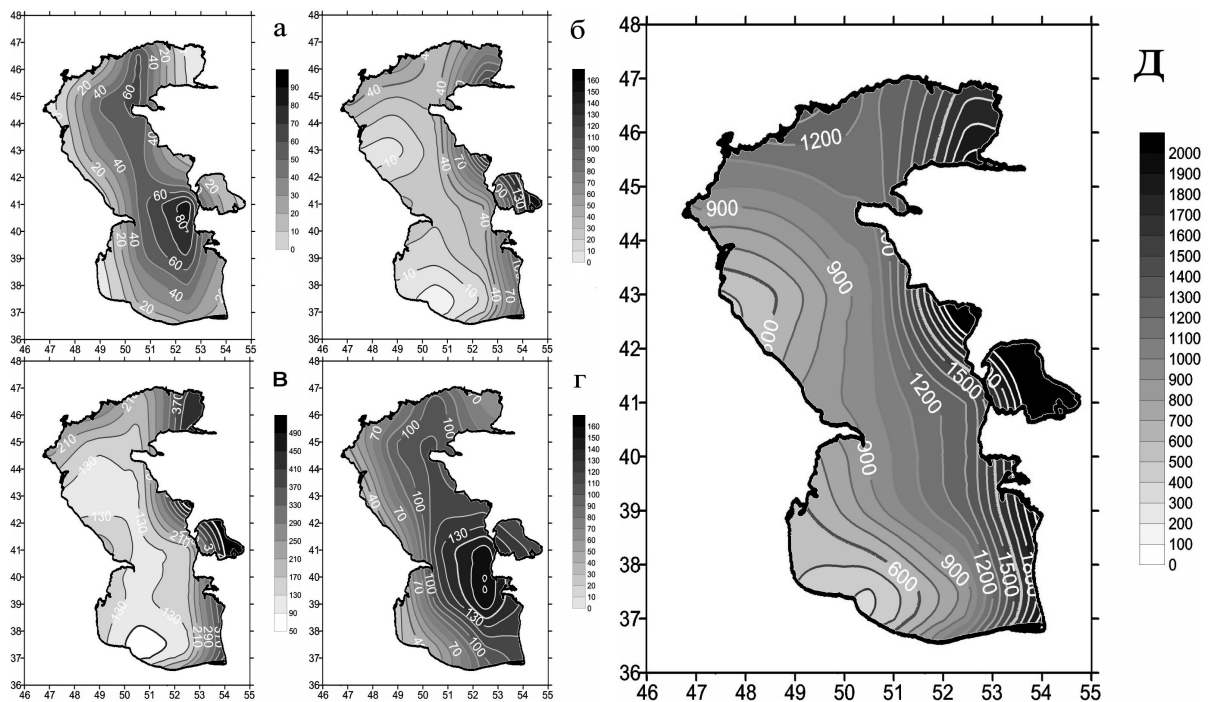


Рис. 2.34. Средние многолетние суммы испарения с поверхности Каспийского моря в мм слоя, полученные по формуле Самойленко за январь (а), апрель (б), июль (в), октябрь (г) и за год (д)

2.6 Палеогеография Каспийского моря в плейстоцене

Палеогеография Каспия в плейстоцене (~ 800 тысяч лет) - это, в первую очередь, история колебаний уровня обширного замкнутого водоема. Именно резкостью и размахом колебаний, приводившим к изменению параметров водной среды и смене фаунистических сообществ и растительности, плейстоценовый Каспий отличается от открытых морей. Первые исследователи Каспия П. Паллас и К. Бэр предполагали одно “постплиоценовое” повышение его уровня. Позднее, по мере появления нового материала, главным образом - палеонтологического, стали выделять (Н. Барбот-де-Марни, И.В. Мушкетов) две трансгрессии. Современные представления о колебаниях уровня моря заложены Н. И. Андрусовым, установившим факт существования трех послеапшеронских бассейнов: бакинского, хазарского и хвалынского. В дальнейшем палеогеографическими реконструкциями занимались П. А. Православлев, М. М. Жуков, Ю. М. Васильев, А. И. Москвитин, Г. И. Горецкий, В. А. Николаев, Г. И. Рычагов, А. В. Мамедов, Г. И. Попов, А. А. Свиточ и многие другие исследователи. Важнейшее значение среди палеогеографических работ имеют труды П. В. Федорова (1957, 1978 и др.), разработавшего на биостратиграфической основе детальную схему колебаний уровня Каспия, в дальнейшем дополненную или уточненную другими исследователями.

Палеогеографические данные и результаты инструментальных наблюдений на побережьях Каспия указывают, что для моря отмечается иерархия колебаний уровня, где каждое его реальное положение есть результат сложения целой гаммы уровенных режимов, усиливающих либо ослабляющих основную (трансгрессивную или регрессивную) тенденцию поведения на каком-либо временном отрезке. Для систематизации колебаний уровня Каспия репером отсчета для определения состояния и хода развития бассейна А.А. Свиточем (1991) предложено принять нулевую отметку. Согласно этому, современный Каспий представляет бассейн, пребывающий в глубокой регрессивной стадии, начало которой относится к самому концу плейстоцена – с этого времени уровень Каспия не достигал 0 м абс. высоты. В целом же для плейстоценового Каспия характерно более высокое стояние уровня моря.

Критическое рассмотрение биостратиграфических данных (Янина, 2005 а) и имеющихся в литературе геоморфологических и геологических материалов о колебаниях уровня Каспия в плейстоцене приводит к заключению, что в четвертичной истории моря в качестве однопорядковых событий могут быть признаны бакинская, раннехазарская и хвалынская трансгрессивные эпохи (рис. 2.35), разделенные глубокими и продолжительными регрессивными эпохами. Они выделяются по совокупности данных:

строению разреза со следами крупных перерывов в морском осадконакоплении, характерному составу содержащейся в них макро- и микрофауны и т.п. Фактологической основы для выделения в каспийском плейстоцене большего числа трансгрессий, эквивалентных по масштабу отмеченным, в настоящее время нет, все они относятся к событиям более низкого иерархического уровня. Внутри регрессивных эпох отмечались незначительные повышения уровня – урунджикская, позднехазарская и новокаспийская трансгрессии. Большая часть трансгрессий развивалась стадиями, внутри которых отмечались трансгрессивно-регрессивные события более низкого порядка.

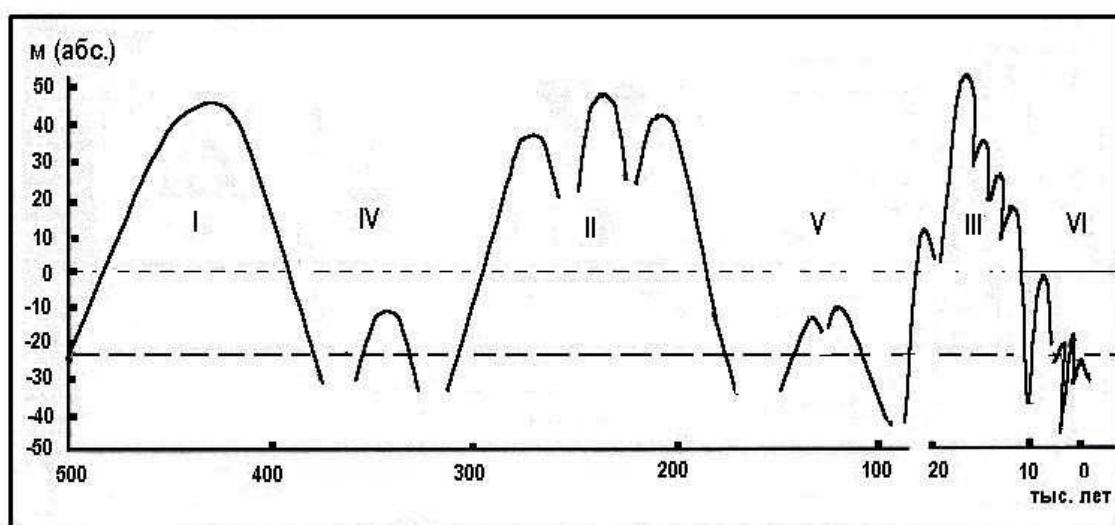


Рис. 2.35. Колебания уровня Каспия в плейстоцене.

Трансгрессивно-регрессивные этапы: I – бакинский, II – раннехазарский, III – хвалынский, IV – сингильский (с урунджикской трансгрессией), V – черныорско-ательский (с позднехазарской трансгрессией), VI – послехвалынский (с новокаспийской трансгрессией).

Начало плейстоцена в Каспии ознаменовалось весьма длительной (около 100 тыс. лет) эпохой низкого стояния уровня – *тюркянской регрессией*. Отложения этой эпохи выделены по материалам бурения на востоке Апшеронского полуострова, где представлены песчано-глинистыми образованиями с редкими раковинами пресноводных гастропод и дрейссен; в Куринской депрессии, где аллювиально-пролювиальные пески и галечники, озерно-лиманские глинистые и песчано-глинистые осадки с размывом, местами с угловым несогласием, перекрывают отложения апшерона и весьма постепенно переходят в осадки бакинского моря. В Западной Туркмении их возрастным аналогом являются низы каракумской свиты; в Нижнем Поволжье – песчано-глинистые отложения с раковинами унионид, представляющие аллювий добакинской Волги.

Уровень моря понижался, согласно С.А. Лукьяновой и Л.Г. Никифорову (1970), до абсолютной высоты -150 м; по данным А.В. Мамедова и Б.Д. Алескерова (1988) он

находился в пределах изобаты 300 м - по материалам бурения, некоторые реки южного склона Большого Кавказа углубили свои долины до этой глубины. Вся водная масса тюркянского бассейна была сосредоточена в Южнокаспийской и Среднекаспийской котловинах, между которыми существовал мелководный пролив в районе Апшеронского порога (Кленова и др., 1962).

Выводы о климатических условиях времени тюркянской регрессии противоречивы, но большинство исследователей (Гричук, 1954; Чепалыга, 1990 и др.) считают его эпохой жаркого климата и увеличения испарения с акватории бассейна.

Регрессия сменилась крупной и продолжительной трансгрессией, охватившей середину и конец раннего плейстоцена, - *бакинской*. Ее отложения широко развиты на всех каспийских побережьях, где слагают аккумулятивный чехол на высоких террасах и предгорьях кавказского побережья, глубоко погружены и в разной степени дислоцированы в тектонических прогибах Западной Туркмении, Северного Прикаспия и Азербайджана. Судя по распространению отложений и форм рельефа, море широкими заливами глубоко проникало в окружающую его сушу, распространяясь в Западную Туркмению и Восточное Закавказье; в Восточном Предкавказье – в Кумо-Маньчскую депрессию; на северо-западе бакинские воды подступали вплотную к Южным Ергеням, они глубоко проникали по долинам Волги (севернее Волгограда) и Урала (севернее Калмыково), занимали значительную часть Прикаспийской низменности, достигая подножия Общего Сырта. На востоке Прикаспийской низменности море, согласно Л.Б. Аристарховой и др. (1971), достигало 55° в.д. По данным П.В. Федорова (1957), Л.Б. Аристарховой и др. (1971), трансгрессия захватила полуостров Бузачи, вторглась во впадины на полуострове Мангышлак. На месте Кара-Богаз-Гола был открытый залив (Леонтьев, 1961). Море заливало западную и северо-западную части Красноводского полуострова, образовывало большой залив, охватывающий Западную Туркмению и продолжавшийся в виде узкого лимана по Узбойскому понижению вплоть до Западных Кара-Кумов.

По мнению многих исследователей (Федоров, 1957, 1978 и др.; Попов, 1983; Рычагов, 1977 и др.) бакинская эпоха характеризовалась двумя трансгрессиями – раннебакинской и позднебакинской, разделенными регрессией. Эта регрессия была, по мнению некоторых из них (Федоров, 1978) незначительной по глубине и времени, а по мнению других (Рычагов, 1997) – весьма существенной. Ряд исследователей (Жуков, 1945; Аристархова и др., 1971; Свиточ, 1991) указывали на невозможность расчленения бакинских отложений на осадки двух трансгрессий. По мнению П.В. Федорова (1957 и др.) раннебакинская трансгрессия имела невысокий уровень, вследствие чего следы

береговой линии этой трансгрессии не сохранились, а ее прибрежные отложения оказались перекрытыми осадками более поздних трансгрессий. Г.И. Рычагов (1977) считает, что уровень был ниже нулевой отметки. Уровень позднебакинского моря, по мнению П.В. Федорова (1957), Ю.М. Васильева (1961) и др., вряд ли превышал отметки 5-10 м абсолютной высоты. Г.И. Горецкий (1966) считает, что из двух бакинских трансгрессий (если допустить их наличие, в чем он сомневается) максимальной была раннебакинская.

Ревизия стратотипических разрезов и заключенной в их отложениях малакофауны (Свиточ, Янина, 1997; Янина, 2005 б) показала отсутствие каких-либо следов размыва или перерыва в осадконакоплении в бакинском бассейне и постепенную смену одних малакофаунистических сообществ другими. Находки фаунистически охарактеризованных бакинских отложений на севере междуречья Волги и Урала на отметках 30 м и выше (Свиточ, Янина, 1997) свидетельствуют о более высоком стоянии вод бакинского моря, возможно, до 45 м абс. высоты.

Судя по фаунистическим данным (Янина, 2005 б), водная масса на первых этапах бакинской трансгрессии была слабо солоноватоводной (5-7 ‰), а ее температура - достаточно низкой, существенно ниже современной, косвенным подтверждением чего служат палинологические материалы (Абрамова, 1977; Мамедов, Алескеров, 1988 и др.). С развитием трансгрессии, как свидетельствует расцвет бакинской малакофауны (обилие моллюсков, среди которых абсолютное количественное преобладание перешло к дидакнам с крупной толстостенной раковиной), режим бассейна изменился в сторону увеличения солености, потепления и улучшения аэрации. Косвенным подтверждением потепления каспийских вод служат спорово-пыльцевые данные (Абрамова, 1974, 1977; Мамедов, Алескеров, 1988).

Сравнительный анализ моллюсков рода *Didacna* из нижнеплейстоценовых отложений Каспия, Манычской депрессии и Понта указывает на существование пролива между бакинским бассейном Каспия и чаудинским бассейном Понта с односторонним стоком каспийских вод.

В конце раннего плейстоцена бакинское море регрессировало. Это же время сопровождалось значительной интенсивностью тектонических движений. Большинство исследователей (Мамедов, Алескеров, 1988 и др.) предполагает глубокую и продолжительную регрессию; другие (Федоров, 1957 и др.) считают ее непродолжительной и неглубокой. По материалам наших исследований (Свиточ, Янина, 1997; Свиточ, Селиванов, Янина, 1998) бакинско-хазарская регрессивная эпоха характеризовалась сложным строением: она была осложнена незначительным подъемом уровня – *урунджикским* трансгрессивным бассейном, отделенным регрессиями как от

бакинского моря, так и от раннехазарского. Судя по ареалу и гипсометрии распространения урунджикских отложений, море не на много превышало площадь современного Каспия. Вглубь побережий оно проникало лишь по Куринской и Западно-Туркменской депрессиям.

Урунджикский водоем был заселен богатыми сообществами моллюсков. Распространение среди них дидакн группы *stassa* определенным образом свидетельствует, что соленость и температура воды бассейна были более высокими, чем в современном Каспии, и, по-видимому, превосходили эти характеристики бакинского моря. За время существования бассейна произошли заметные изменения в составе населявшей его фауны в сторону увеличения количества тригоноидных дидакн и уменьшения размеров и толщины створок раковин, отразившие изменение условий обитания в сторону опреснения.

В Северном Прикаспии, куда урунджикское море не доходило, накапливались преимущественно озерно-лиманские, реже аллювиально-пойменные осадки, вскрытые в основании многих обрывов на правом берегу р. Волги от Райгорода до Енотаевки. Они охарактеризованы пресноводными моллюсками родов *Unio*, *Sphaerium*, *Anodonta*, *Lithoglyphus* и пресноводными остракодами; разнообразными, преимущественно лесными и лесостепными, палинологическими спектрами; костными остатками крупных млекопитающих сингильского комплекса: *Palaeoloxodon antiquus*, *Equus caballus*, *Elasmotherium sibiricum*, *Bison priscus*, *Saiga tatarica*, *Camellus knoblochi*. Урунджикский бассейн с Понтом не сообщался.

Второй крупный трансгрессивный бассейн в плейстоценовой истории Каспия - среднеплейстоценовая ***раннехазарская (гюргянская) трансгрессия***, по размерам и положению уровня не уступавшая бакинской. Судя по распространению ее отложений и форм рельефа, во время своего максимального развития раннехазарская трансгрессия на севере достигала подножий Общего Сырта, образуя ингрессионные заливы по долинам рек; на восточной окраине Прикаспийской низменности также располагались широкие ингрессионные заливы значительной протяженности; на северных чинках Устюрта, на побережье Мангышлака были сформированы абразионные берега (Леонтьев и др., 1977). Впадина Карагие и котловина Кара-Богаз-Гола представляли собой открытые заливы. Воды раннехазарского моря занимали западную и северо-западную части Красноводского полуострова. В залив, восточная граница которого проходила по меридиану Небит-Дага, впадала Пра-Аму-Дарья, строившая здесь обширную дельту. В Куринской депрессии тоже существовал залив. В пределах Северного Азербайджана и Южного Дагестана берег раннехазарского моря располагался западнее современного. Здесь широко были развиты

абразионные процессы. В Ногайских степях береговая линия раннехазарского моря примерно совпадала с бакинской. К северу от Маныча она располагалась западнее, подтопляя балки восточного склона Ергеней.

В водах раннехазарского моря распространились моллюски иного облика, нежели в бакинском и урунджикском, - это была разнообразная в таксономическом отношении фауна с господством тригоноидных дидакн. Ее состав предполагает существенное опреснение бассейна: по-видимому, воды раннехазарской трансгрессии имели соленость на 2-3 ‰ ниже, чем нынешний Каспий.

Раннехазарская трансгрессия развивалась тремя крупными стадиями, разделенными небольшими регрессиями. Это прослеживается в районах, где осадки трансгрессии представлены наиболее полно. Отмечается это и в особенностях распространения малакофауны (Янина, 2005 в). Из трех стадий раннехазарской трансгрессии, очевидно, вторая стадия была наиболее обширной, ее осадки на каспийских побережьях имеют наибольшее распространение и лучшую выраженность. Ее донные биоценозы были самыми богатыми в видовом и количественном отношении. Обращает на себя внимание присутствие раковин дидакн черноморского (древнеэвксинского) происхождения *Didacna pontocaspia*, свидетельствующее об их проникновении из Понта в раннехазарский бассейн. Заключительная стадия раннехазарской трансгрессии отличалась сравнительно широким развитием дидакн крассоидной группы, распространенным совместно с тригоноидными дидакнами, что свидетельствует о возросшей солености бассейна и, вероятно, некотором повышении температуры воды.

Воды ранней стадии глубоко ингрессировали в долину Маныча, не имея стока в черноморскую котловину. Средний и поздний раннехазарские бассейны по Манычскому проливу имели сообщение с древнеэвксинским бассейном, судя по появлению в Каспии *Didacna pontocaspia*, периодически двустороннее.

Климат, по пыльцевым данным, был холодным и влажным. Осадки почти в два раза превышали современные. О холодном климате свидетельствуют и следы мерзлоты в нижнехазарских осадках. В высокогорной зоне Большого и Малого Кавказа существовали горно-долинные ледники, а среднегодовые температуры опускались до минус 10°C (Мамедов, Алескерев, 1988).

Раннехазарское время закончилось значительной регрессией, когда уровень регрессировавшего моря располагался ниже современного (Николаев, 1956; Федоров, 1957; Рычагов, 1997). Послераннехазарское время характеризовалось активными тектоническими движениями, в результате которых береговые линии бассейнов оказались значительно поднятыми: наиболее обычны уровни на абсолютных высотах 100-105, 120-

130, 140-150 и 160-170 м. В пределах Терско-Кумской, Куро-Араксинской и Западно-Туркменской низменности нижнехазарские прибрежно-морские отложения оказались погруженными на значительную глубину и наблюдаются здесь на абсолютных отметках от -150 до -200 м.

Длительная регрессивная эпоха преимущественно низкого положения уровня Каспия, как и более ранняя (постбакинская) регрессия, имела трехчленное строение и состояла из двух эпох (*черноярской* и *ательской*) глубокого падения уровня моря, разделенных непродолжительным временем небольшого его повышения - *позднехазарской трансгрессией*. Её площадь, судя по распространению отложений, ненамного превосходила современный Каспий, а уровень не превышал -15 м абс. высоты. На севере граница позднехазарского моря проходила на уровне с. Сероглазовка (Нижняя Волга), на востоке оно доходило до северных чинков Устюрта, на полуострове Бузачи абрадирировало сформированные здесь более древние аккумулятивные формы; у берегов Мангышлака берег позднехазарского моря почти совпадал с современной береговой линией (Леонтьев и др., 1977); залив Кара-Богаз-Гол превратился в лагуну, у входа в которую была образована крупная аккумулятивная форма (Леонтьев, 1961). Заливы располагались на месте Куро-Араксинской и Терско-Кумской низменностей. У берегов Кавказа берег располагался западнее современного.

Состав позднехазарской малакофауны, а именно преобладание видов, относящихся к крассоидной группе, большие размеры и массивность их раковин, свидетельствуют о мелководном хорошо аэрируемом и прогреваемом бассейне, с достаточно высокой (15-16 ‰) соленостью воды. Об этом свидетельствует и высокая карбонатность осадков. Теплопроводность бассейнов подтверждается результатами микрофаунистического анализа (Янко, 1989) и (косвенно) данными палинологии (Свиточ, 1991).

Биостратиграфический анализ дидакн указывает на возможность выделения двух стадий трансгрессии. Об этом свидетельствуют и перерывы в морском осадконакоплении, наблюдаемые в разрезах верхнехазарских отложений (Федоров, 1957; Рычагов, 1977). В настоящее время нет прямых данных, по которым можно было бы судить о масштабе регрессивной фазы позднехазарского моря. Судя по изменениям в составе малакофауны, она была незначительной.

Гипсометрическое положение прибрежно-морских верхнехазарских отложений свидетельствует о том, что в конце позднехазарского времени имели место интенсивные тектонические движения: осадки в пределах кавказского побережья подняты почти на 100 м; отмечаются деформации верхнехазарских террас на Устюрте (Аристархова и др., 1971); в областях устойчивого прогибания (Кура-Араксинская и Западно-Туркменская

низменности) выше уровня современного Каспия верхнехазарские отложения отсутствуют. Судя по составу фауны моллюсков из верхнехазарских (гирканских) осадков северо-западного Прикаспия и Манычской депрессии, воды заключительной стадии позднехазарского моря имели кратковременный сток в черноморскую котловину.

Конец хазарского этапа развития Каспия (середина позднего плейстоцена) ознаменовался глубокой регрессией - *ательской*. В это время осушались обширные пространства каспийского шельфа, особенно на севере Каспия, происходило интенсивное врезание рек (глубина вреза Волги в устьевой части составляла несколько десятков метров, а в районе Волгограда - 20 м). Следствием прогрессирующего падения уровня Каспия была активная аккумуляция осадков на побережьях. Во время максимума регрессии уровень моря был на отметках около -48 - -53 м (Леонтьев, 1967).

Из всех континентальных образований регрессивных эпох Каспия осадки этой эпохи наиболее широко развиты и отмечаются на всех каспийских побережьях. В Северном Прикаспии - это ахтубинские пески и ательские супеси и суглинки; на западном побережье - разнообразные аллювиальные и пролювиально-делювиальные галечники, пески и суглинки со следами субаэрального выветривания и растительными остатками; на Апшеронском полуострове – кировые образования известного местонахождения фауны и флоры Бинагады; на восточном побережье - пролювиальные галечники и суглинки п-ова Мангышлак, отложения галечно-щебнистых шлейфов Балхана и Западного Копетдага и эоловые пески Машад (Свиточ, 1991).

Климат в эпоху существования ательского регрессивного бассейна определяется по спорово-пыльцевым данным. На Нижней Волге установлены палинологические комплексы, интерпретируемые как перигляциальные для времени отложения ахтубинских отложений (Москвитин, 1962) и степные – для ательского времени (Гричук, 1954). О холодном климате эпохи свидетельствуют мерзлотные клинья в основании осадков. По мнению В.К. Шкатовой (1975), среднегодовая температура воздуха в Северном Прикаспии составляла всего 5-6 °С.

Ательская регрессия сменилась *хвалынской трансгрессией* - третьим и последним крупным повышением уровня Каспия, имевшим место во второй половине позднего плейстоцена. Общая площадь хвалынского моря оценивается в 950 тыс. кв. км (Квасов, 1975). Следы развития хвалынского моря четко отмечаются на всех побережьях Каспия, где выражаются в разнообразных геоморфологических формах - аккумулятивных, аккумулятивно-абразионных и абразионных террасах, древних береговых валах, абразионных уступах, клифах и т.д. При этом они отмечаются не только в наземном положении, но и на дне современного Каспия. В свой максимум трансгрессия достигала

абсолютных отметок 48-50 м. В это время на северо-западе и севере море вплотную подходило к подножиям Ергеней, Общего Сырта и южной части Подуральского плато. По долинам Волги, Еруслана, Узеней, Урала, Уила, Сагиза, Эмбы раннехвалынское море образовывало узкие ингрессионные заливы. На восточном побережье преобладали абразионные берега. Там, где воды раннехвалынского моря смогли проникнуть в низовья эрозионных понижений, образовались заливы риасового типа. Впадины Карагие и Кара-Богаз-Гола снова стали открытыми заливами, свободно сообщавшимися с морем. Море ингрессировало в понижение Балханского коридора и образовало узкий, мелководный залив, достигавший своей вершиной Западных Каракумов (Леонтьев и др., 1977). На западном берегу Южного Каспия также располагался крупный залив на месте Куринской низменности; в предгорьях Талыша – абразионная терраса около 50 м; севернее Апшеронского полуострова, до Самура, преобладал выровненный абразионный берег, осложненный ингрессионными заливами. К северу от Самур - Дивичинской прибрежной аллювиальной равнины, вплоть до Сулака, протягивался абразионный берег, в местах впадения рек уступая место прибрежно-аллювиальным низменностям. Между р. Кумой и Восточным Манычем формировался абразионный берег. Геоморфологи (Леонтьев и др., 1977) обращают внимание на большое сходство с морфологией берега раннехазарского моря: преобладание абразионных берегов и широкое распространение ингрессионных форм.

В настоящее время большинство исследователей признают самостоятельность двух хвалынских трансгрессий - ранней и поздней. Имеющиеся на сегодня материалы (Свиточ, Янина, 1997; Янина, 2005 а) не позволяют согласиться с выделением самостоятельных хвалынских трансгрессий, эквивалентных по рангу бакинской и раннехазарской, они свидетельствуют о существовании одного крупного хвалынского бассейна, развивавшегося двумя стадиями - раннехвалынской и позднехвалынской, в свою очередь состоящих из фаз и более мелких колебаний уровня.

Раннехвалынский бассейн характеризовался стадийностью отступления. Кроме максимальной, на побережье Каспия наблюдаются несколько стадийных береговых линий на абс. отметках: 34-36, 28-30, 20-22, 14-15, 4-6 м (Федоров, 1956; Рычагов, 1970, 1977 и др.), образование которых связано с относительно крупными трансгрессивными фазами. Кроме этих террас на побережьях отмечаются невыдержанные по простиранию уровни, образование которых связано или с задержкой регрессировавшего моря на определенной высоте, или с незначительными положительными подвижками уровня моря на фоне общей регрессии.

Воды хвалынского моря, судя по его фаунистическому облику (Янина, 2005 а), были опреснены и имели низкие температуры; к концу раннехвалынской эпохи отмечалось их потепление. Оценки палеогеографической ситуации хвалынского века разноречивы. По данным А.И. Москвитина (1962) в Северном Прикаспии это была эпоха существования перигляциальных условий с таежной и лесотундровой растительностью и мерзлотными деформациями грунтов. Ю.М. Васильев (1961), напротив, классифицирует климат этого времени как мягкий и влажный. В.А. Николаев (1958) отмечает господство в начале раннехвалынского времени в прибрежных районах Западного Прикаспия и Нижнего Поволжья лесной таежной растительности, сменившейся позже степной травянистой растительностью.

Воды хвалынской трансгрессии имели сток в Черноморскую котловину. По мнению большинства исследователей, сток начался после достижения уровнем Каспия отметок, превышающих Манычский порог (45-50 м).

Позднехвалынская трансгрессивная стадия в период своего максимального развития имела уровень около 0 м абс. высоты. На севере ее водами была занята значительная территория. Северный участок побережья был очень отмелым. Важным элементом этого побережья были многочисленные дельты, в том числе и "врезанные". На большей части восточного побережья в эпоху максимума трансгрессии преобладали абразионные берега. В районе впадины Карагие и Западной Туркмении отмечались ингрессионные заливы. Глубоко вдававшийся в сушу залив существовал в восточной части Куринской депрессии. На кавказском побережье наряду с абразионными берегами широкое развитие имели приморские аллювиальные равнины. Как и для раннехвалынского бассейна, для позднехвалынского отмечаются стадийные береговые линии, фиксирующие неравномерное снижение его уровня, - -10 - -12, -3 - -4 м.

Состав моллюсков, расселившихся по площади бассейна, мало отличался от раннехвалынского. Основным его отличием было господство *D. praetrigonoides*, в раннехвалынском бассейне занимавшего лишь незначительные биотопы. Параметры водной среды в позднехвалынском бассейне были, судя по расселению малакофауны, более стабильны и однородны, чем в раннехвалынском. Бассейн, по-видимому, был весьма опреснен, но крупные и более массивные раковины моллюсков, обитавших в нем, указывают на повышение температуры воды по сравнению с раннехвалынской стадией. Косвенно это подтверждают и данные спорово-пыльцевого анализа (Абрамова, 1974; Вронский, 1970, 1974), свидетельствующие об общем потеплении в регионе.

Послехвалынский регрессивный этап начался в раннем голоцене и продолжается в настоящее время. Состоит из ряда регрессивных и трансгрессивных фаз и осцилляций:

мангышлакской регрессии, новокаспийской трансгрессии, современной регрессии, включающей и нынешнее повышение уровня. К отложениям *новокаспийской трансгрессии* относятся осадки, содержащие раковины *Cerastoderma glaucum*. Они развиты как в пределах акватории Каспия, так и на его побережьях, где участвуют в строении низких морских террас до отметок -20 м абс. высоты. По составу это преимущественно фации мелководий и лагун, тонкие на низменном северном побережье и более грубые на каспийском берегу Кавказа. К отложениям современного Каспия относят осадки, содержащие раковины недавних черноморских иммигрантов *Mytilaster lineatus* и *Abra ovata*. Малакофауна новокаспийского моря более разнообразна, чем хвалынского, что свидетельствует о более благоприятных условиях ее обитания: повышении температуры воды, обусловленному общепланетарным потеплением в голоцене, и некотором увеличении ее солености.

По наличию серии реликтовых береговых линий, строению и гипсометрическому положению осадков в послехвалынский регрессивный этап устанавливаются неоднократно резкие колебания уровня моря и существенные изменения его площади (рис. 2.36) (Рычагов, 1997). В настоящее время на основе анализа большого количества палеографических, историко-археологических и картографических данных достоверно установлено, что уровень Каспия испытывал существенные изменения не только в течение голоцена, но и за последние 2000-2500 лет, т.е. с начала субатлантической эпохи голоцена: от -30; -32 м до -26; -25 м.

Каспийский (послехвалынский) регрессивный этап совпадает с общим потеплением климата Северной Евразии. В период мангышлакской регрессии климат региона был резко аридным, а на побережьях моря господствовали полупустынные и пустынные ландшафты с обилием участков, заселенных галофитной растительностью (Вронский, 1974). В новокаспийское время на побережьях Северного Каспия были распространены сухие пустынные степи с преобладанием ксерофитов, с разнотравьем и отдельными участками лесных сообществ, древесной растительности по долинам рек, берегам озер и лиманов.

Среди причин, оказывающих влияние на изменение уровня Каспийского моря, рассматриваются геологические и климатические. К числу первых относятся процессы, приводящие к изменению объема котловины (тектонические движения, заполнение котловины осадками), и процессы, влияющие на водный баланс Каспия (субмаринная разгрузка подземных вод или поглощение вод поддонными слоями при чередовании фаз сжатия или растяжения). Как показано Г.И. Рычаговым (2002), оснований считать причиной колебаний уровня Каспия изменения емкости его впадины вследствие

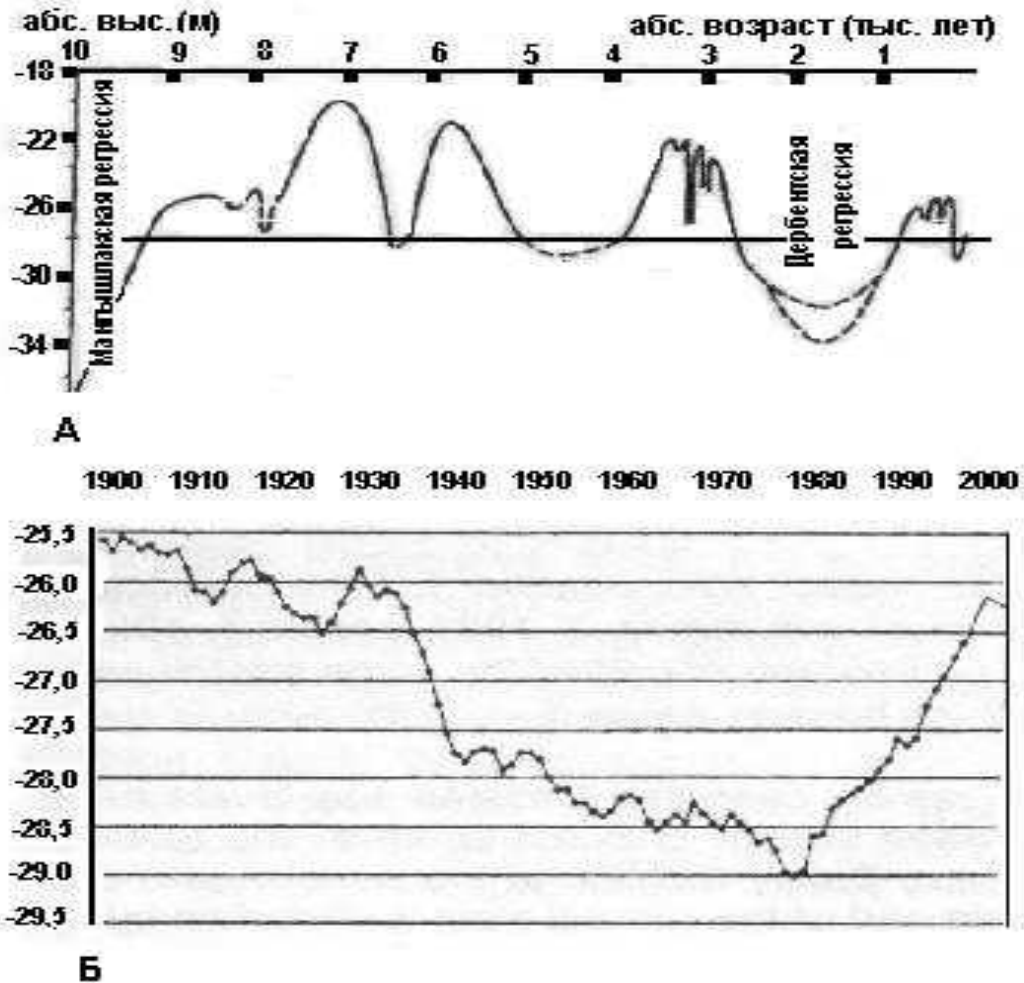


Рис. 2.36 Колебания уровня Каспия в голоцене (А, по Рычагову, 1997) и за последнюю тысячу лет (Б, Крооненберг и др., 2002).

накопления осадков, нет; как не могут существенно влиять на объем Каспийской котловины сейсмодетформации и грязевулканическая деятельность. Подземный сток, по мнению большинства исследователей, также не может оказать заметного влияния на уровень моря. Тектонические движения, несомненно, сыграли определяющую роль на начальных этапах формирования впадины, занимаемой морем; существенной была их роль в дальнейшей ее эволюции, доказательством чему служат деформации древнекаспийских морских террас и залегание на разных гипсометрических уровнях одновозрастных прибрежно-морских отложений. Но, поскольку котловина Каспийского моря расположена в пределах геологически гетерогенной территории, следствием чего является периодический характер этих движений с неоднократной сменой знака, приводящий в итоге к их взаимной компенсации, то вряд ли происходили существенные

изменения ёмкости впадины. О стабильности ёмкости котловины Каспийского моря на протяжении голоцена свидетельствуют результаты специальных исследований (Рычагов, 2002). К настоящему времени доказано, что главным фактором, влияющим на уровенный режим Каспийского моря как в плейстоцене, голоцене, так и в последние десятилетия, является изменение климата в пределах его бассейна и акватории.

Каспийский (послехвалынский) регрессивный этап совпадает с общим потеплением климата Северной Евразии. В период мангышлакской регрессии климат региона был резко аридным, а на побережьях моря господствовали полупустынные и пустынные ландшафты с обилием участков, заселенных галофитной растительностью (Вронский, 1974). В новокаспийское время на побережьях Северного Каспия были распространены сухие пустынные степи с преобладанием ксерофитов, с разнотравьем и отдельными участками лесных сообществ, древесной растительности по долинам рек, берегам озер и лиманов.

Время существования древнекаспийских бассейнов датировалось по осадкам и заключенным в них ископаемым остаткам радиоуглеродным, урано-ториевым, термолюминесцентным, электро-парамагнитного резонанса и трековым методами (Арсланов и др., 1991; Ганзей, 1984; Молодьков, 1989; Рычагов, 1997; Свиточ, 1991 и др.).

Радиоуглеродные датировки раковин моллюсков и растительных остатков из отложений раннехвалынской трансгрессии указали на ее весьма молодой возраст - в пределах 20 тыс. лет: результаты датирования нижнехвалынских отложений весьма “кучно” располагаются в интервале 11 - 18 тыс. лет; верхнехвалынских осадков - 9 - 14 тыс. лет. По новокаспийским осадкам имеются результаты от нескольких сотен лет до 8 тыс. лет.

Урано-иониевый анализ свидетельствует, что хвалынская трансгрессия имела место в конце позднего плейстоцена (9 - 22 тыс. лет), позднехазарская - около 70 - 80 тыс. лет, а раннехазарская и бакинская происходили ранее 300 тыс. лет назад.

Данные термолюминесцентного датирования древнекаспийских отложений весьма противоречивы. По модификации Шелкопляса хвалынская трансгрессия имела место 14 - 71 тыс. лет назад, хазарская - 90 - 340 тыс. лет, бакинская - 378 - 480 тыс. лет назад. По модификации Шлюкова - Шаховца возраст хвалынской трансгрессии 6 - 48 тыс. лет, ательской регрессии - 28 - 80 тыс. лет, по верхне- и нижнехазарским отложениям имеются даты 74 - 80 и ~300 тыс. лет.

По результатам ЭПР анализа возраст позднехазарской трансгрессии около 60 тыс. лет, а раннехазарской - 324 тыс. лет. По трекам определен возраст пепла из бакинских отложений - 602 тыс. лет.

По данным палеомагнитного анализа в отложениях тюркянского горизонта установлена смена геомагнитной полярности Брюнес - Матуяма (~780 тыс. лет) (Мамедов, Алескеров, 1988); в верхнехазарских отложениях Нижнего Поволжья определена палеомагнитная инверсия, идентифицируемая с эпизодом Блейк (около 110 тыс. лет назад); участки с аномальной или обратной намагниченностью (Гетерборг, 12 тыс. лет?) фиксируются в нижне- и верхнехвалынских отложениях (Еремин, Молостовский, 1981).

2.7 Ландшафты бэровских бугров как индикаторы изменений уровня Каспийского моря в голоцене

Одним из наиболее характерных элементов ландшафтов северного побережья Каспийского моря являются так называемые «бэровские бугры», представляющие собой параллельные гряды невысоких холмов, в большинстве своем вытянутые в широтном направлении. Несмотря на длительную историю их изучения, которая была начата еще в XVIII веке (Бэр, 1856; Паллас, 1788 и др.) вопрос о генезисе и условиях формирования этих геоморфологических форм до настоящего времени остается остро дискуссионным. Генезис бугров объяснялся многими причинами – тектоническими движениями, воздействием ледников и ветрового режима, речной эрозией, гидродинамическими процессами в прибрежной зоне мелководного шельфа Каспийского моря (Православлев, 1929; Берг, 1938; Федорович, 1941; Якубов, 1952; Николаев, 1955; Рычагов, 1997; Свиточ, Клювиткина, 2005). Однако до настоящего времени этот вопрос остается открытым.

Согласно полученным в последние годы данным радиоуглеродного датирования, растительных остатков из разрезов «бэровских бугров» их формирование происходило в основном в интервале времени 10 – 6,5 тыс. лет назад, то есть, во время хвалынской трансгрессии Каспия, когда уровень моря достигал высотной отметки 0 м (Свиточ и др., 1998). В настоящее время «бэровские бугры» представляют собой динамичные, неустойчивые ландшафтные системы, отражающие даже незначительные изменения природных обстановок в регионе. Их склоны, покрытые полупустынной растительностью, характеризуются быстрыми сменами природных комплексов на сравнительно небольших расстояниях. Малейшие изменения в структуре ландшафтов «бэровских бугров» способны отразить процессы (как природные, так и антропогенные), происходящие на побережье Каспийского моря. Таким образом, для реконструкций истории развития побережий Каспийского моря и для выполнения различных видов прогнозирования природных процессов в регионе важно и необходимо располагать возможно более полной

информацией о современном состоянии, динамике и функционировании ландшафтов этого региона.

Материалы и методы

Исследования проводились в основном методом ландшафтного профилирования. Этот метод удобен тем, что позволяет по конкретному наблюдению на профиле выявить закономерности, присущие более крупным ландшафтными элементами, а также выявить ряды сопряженных фаций, составляющих морфологическую структуру ландшафта.

Более 50 поверхностных образцов впервые были изучены на диатомовый анализ из проток дельты р. Волги, ильменей и склонов бэровских бугров.

Результаты

На правобережье Волги можно выделить несколько районов, каждый из которых характеризуется широким распространением бэровских бугров, но отличается от остальных по какому-либо показателю. В первую очередь, это два основных района: 1) внедельтовый и 2) западных подстепных ильменей. В свою очередь, западные подстепные ильмени делятся на ряд более мелких районов, таких как: а) центральный, б) западный, с) восточный, d) северный, e) южный (рис. 2.37).

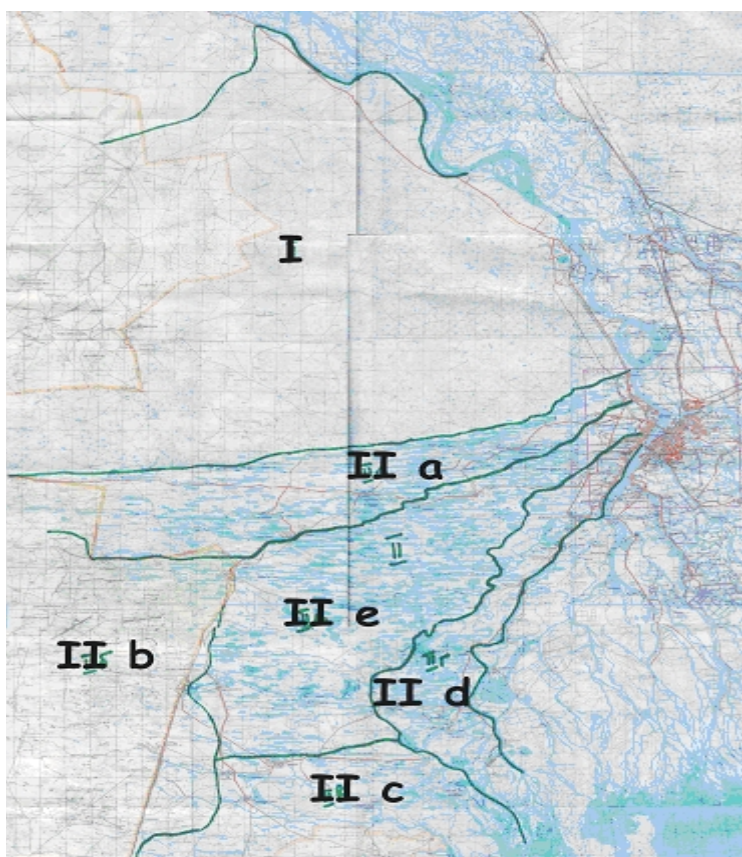


Рис. 2.37. Районирование правобережья и дельты р. Волги: I - внедельтовый район; II - район западных подстепных ильменей; а – северный, b – западный, с – южный, d – восточный, e – центральный.

Длина бэровских бугров составляет примерно 2 – 3 км, ширина – около 150 м, высота – 7 – 10 м (Федорович, 1941). Между буграми располагаются вогнутые межбугровые котловины, в которых чаще всего находятся параллельные буграм озера – ильмени. Во время разливов Волги большая часть межбугровых котловин, приуроченных к дельте Волги, заливается водой.

Внедельтовый район

Бэровские бугры внедельтового района располагаются на правом берегу Волго-Ахтубинской долины к северу от г. Астрахань. Они имеют различную ориентировку, от широтной до юго-западной, перпендикулярной долинам волжских проток. Довольно большое количество бугров ориентировано произвольно.

На вершинах бугров распространены сильно опустыненные комплексы с итсегеково-белополынной с участием рогоплодника растительностью на бурых пустынно-степных, а по понижениям – на лугово-бурых почвах (полупустынные злаково-полынные комплексы, с преобладанием белой полыни на бурых супесчаных почвах).

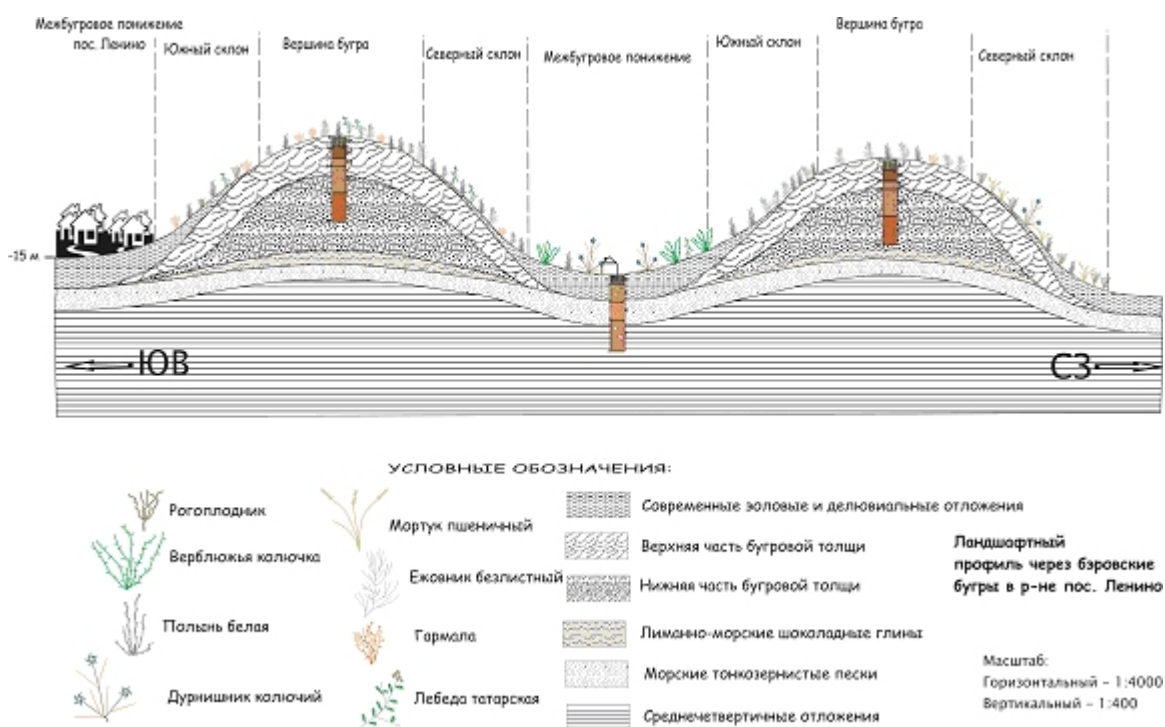


Рис. 2.38. Ландшафтный профиль через бэровские бугры в р-не пос. Ленино (внедельтовый район)

Внедельтовый район характеризуется особенно сильно развитыми процессами опустынивания. Наши исследования показали, что ландшафты бугров Ленино (рис. 2.38), являющихся характерными для всего района в целом, лишены ценных в кормовом отношении злаков, растительность этой территории непригодна для хозяйственного использования. На смену кормовым культурам приходят несъедобные пастбищные

сорняки. Опустыненность растительного покрова в основном обусловлена пастбищной дигрессией, а отчасти бывшей распашкой.

В естественных условиях, судя по аэрофотоснимкам, для бэровских бугров характерна ярко выраженная экспозиционная асимметрия склонов. Северный склон, как правило, более остепнен, южный – более опустынен. В настоящее время такая асимметрия полностью ликвидирована вследствие повышенных антропогенных нагрузок. Идет процесс конвергенции, то есть упрощения, создания одинаковых условий в результате чрезмерных пастбищных нагрузок. В данном случае имеет место дигрессионная пастбищная конвергенция. В результате последовательных стадий дигрессии исчезает разнообразие растительности, а следовательно и различия между склонами разной экспозиции.

Район Западных подстепных ильменей

Центральный район представлен характерным чередованием бугров и ильменей по понижениям. Бэровские бугры центральной части района западных подстепных ильменей являются ярким примером постепенной смены автоморфных пустынно-степных комплексов вершин бугров гидроморфными комплексами межбугровых понижений, занятых ильменями (рис. 2.39, 2.40).

По берегам ильменей распространены гидроморфные ландшафты с осоковыми лугами и тростниково-рогозовыми зарослями на маломощных болотно-ильменных и болотно-глиевых почвах. Значительная часть ильменей, не испытывающих на себе влияние пресных вод Волги, подвергается засолению и превращается в конечном итоге в

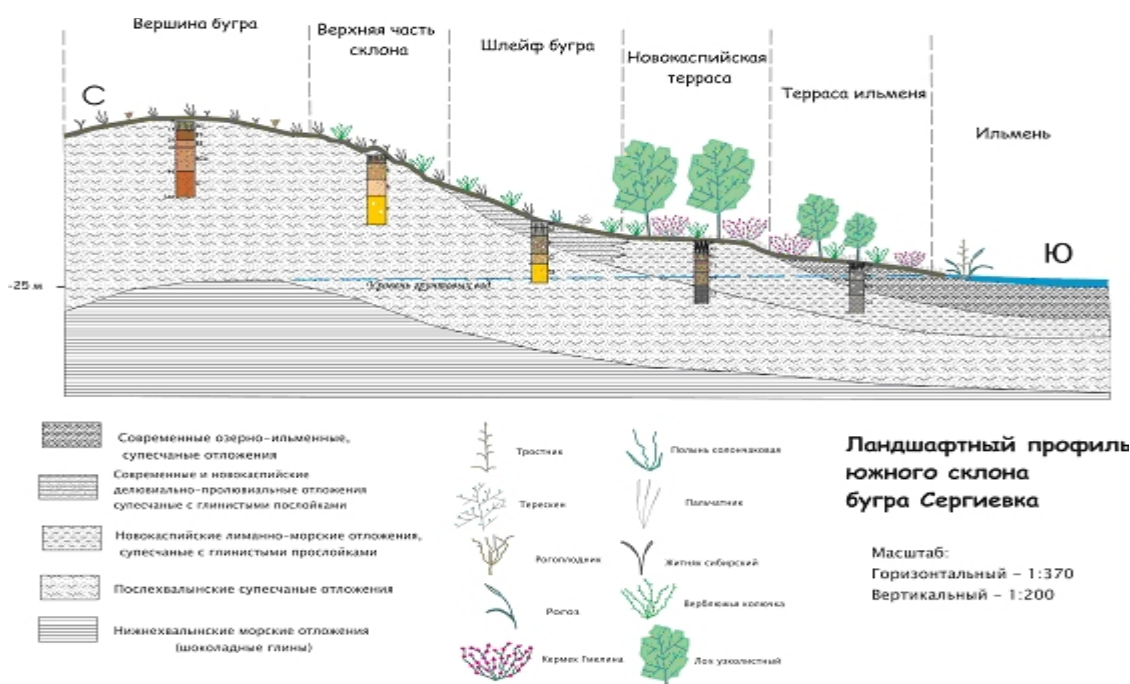


Рис. 2.39. Ландшафтный профиль южного склона бугра Сергиевка (район западных подстепных ильменей)



Рис. 2.40. Ландшафтный профиль через бэровский бугор Оля (южная часть района западных подстепных ильменей)

соры и солончаки, а склоны таких бугров покрывают растения-галофиты. На вершинах бугров развиты пустынно-степные комплексы с бурыми песчаными и супесчаными часто солонцеватыми почвами, часто с солонцами под белополюнно-житняковыми и белополюнно-чернополюнными растительными ассоциациями. Часто в пределах района западных подстепных ильменей наблюдается очаговое развевание бэровских бугров, что приводит к образованию бугристых песков.

Западный район характеризуется снижением количества и размеров бэровских бугров и постепенным исчезновением ильменей по межбугровым котловинам. При движении от дельты Волги на запад бэровские бугры становятся более низкими, ильмени по межбугровым понижениям встречаются реже. Здесь довольно много солончаков, образовавшихся на месте высохших ильменей из-за отсутствия ежегодного поступления в них волжских вод. Характерное для центрального района закономерное чередование бэровских бугров и ильменей постепенно переходит в окружающую полупустыню.

В зоне контакта ильменей со степью большие площади занимает степная растительность, представленная разнотравно-злаковыми ассоциациями, а среди полупустынной формации одно из первых мест занимают солончаковые растения, состоящие из разного рода солянок: солерос (*Salicornia herbacea*), сарсазан (*Halocnemum strobilaceum*), петросиммония (*Petrosimonia crassifolia*), которых особенно много на высохших ильменях, превратившихся в солончаки.

В **восточном** районе ильмени не являются замкнутыми и изолированными, а непосредственно связаны с волжскими протоками, сюда же входит область между р. Хурдун и р. Бахтемир, которая является переходной от дельты Волги (её центрального района) к западным подстепным ильменям.

Однако, следует отметить некоторые особенности: а) по сравнению с другими районами западного ильменно-бугрового района, межбугровые понижения здесь имеют несколько повышенную увлажненность; б) смены природных комплексов вниз по склону происходят относительно быстро на сравнительно коротких склонах; в) межбугровые понижения в течение всего года заполнены водой и не подвергаются высыханию в период летне-осенней межени; г) подножья склонов, занятые террасами ильменей (реагирующие на изменения уровня в волжских протоках), в летний период характеризуются яркими оттенками зеленого, что говорит о постоянном поддержании их в состоянии относительного насыщения влагой.

Перечисленные особенности являются следствием расположения территории в непосредственной близости к дельте Волги, а именно в восточной части западного ильменно-бугрового района, значительная часть водоемов которой непосредственно связана с Волгой.

Характерными для бэровских бугров этой территории также является антропогенная нарушенность ландшафтов. Вследствие неумеренного выпаса происходит сглаживание экспозиционных различий склонов, стравливаются пастбища, ценные в кормовом отношении злаки сменяются сорняками. Здесь также остро встает проблема антропогенного опустынивания.

В **северную** область района западных подстепных ильменей не заходят волжские воды при весенних разливах и, следовательно, как и в западном районе, здесь широко распространены солончаки на месте высохших ильменей.

В **южном** ильменном районе, значительная часть ильменей, проток и прочих водоемов связана уже не с Волгой, а непосредственно с Каспием и подвергаются воздействию как нагонов, проникающих в этот район по волжским протокам, в частности, Бахтемиру, так и любых других изменений гидрологического режима Каспийского моря.

Здесь уже не наблюдается упорядоченного чередования бэровских бугров и ильменей. Ориентировка бэровских бугров по прежнему приближается к широтной, характер межбугровых понижений меняется, а форма и ориентировка ильменей не отличается упорядоченностью. Каспийские воды проникают в этот район с юго-востока, а межбугровые понижения, которые могут быть заполнены этими водами, ориентированны

широко. Это приводит к хаотичному чередованию протоков, по которым поступает вода, и озер произвольной формы.

Большинство бэровских бугров дельты Волги и западных подстепных ильменей, во время новокаспийской трансгрессии представляли собой острова, а низкие межбугровые понижения были заполнены водой (рис. 2.41). У подножий бэровских бугров этого региона часто встречаются морские новокаспийские террасы.



Рис.2.41. Предполагаемое положение бугра Оля во время последней трансгрессии Каспийского моря

Район южной части западных подстепных ильменей, так же как и центральный район, характеризуется широким распространением бэровских бугров, подмытых водами новокаспийского моря. Здесь хорошо выражены различия между высокими и низкими межбугровыми понижениями. Высокие засолены вследствие прежнего сельскохозяйственного использования, а также в результате сезонных изменений уровня грунтовых вод, а низкие – заполнены водой или заняты тростниково-рогозовыми зарослями на болотно-ильменных почвах. Вершины бугров заняты характерными итсегеково-полынными растительными группировками на бурых пустынно-степных почвах. На поверхности новокаспийских террас распространены рогоплодниково-солончаково-полынные с участием солянок комплексы (с признаками засоления) на лугово-серых почвах.

Таким образом, ландшафты бэровских бугров южной части западных подстепных ильменей отличаются резкой контрастностью составляющих их урочищ: а) автоморфных бугровых полупустынных с ярко выраженным пастбищным опустыниванием; б) гидроморфных ильменных с явлениями антропогенного (после орошения) вторичного засоления. Здесь налицо различия между межбугровыми понижениями разного уровня – высокими и низкими, причем с учетом специфики ландшафта, каждый комплекс испытывает на себе антропогенные нагрузки.

Региональные особенности изучаемой территории в целом подтверждаются характером распределения диатомовых водорослей в поверхностных осадках проток дельты Волги, склонов бэровских бугров и пресноводных ильменей (рис. 2.42).

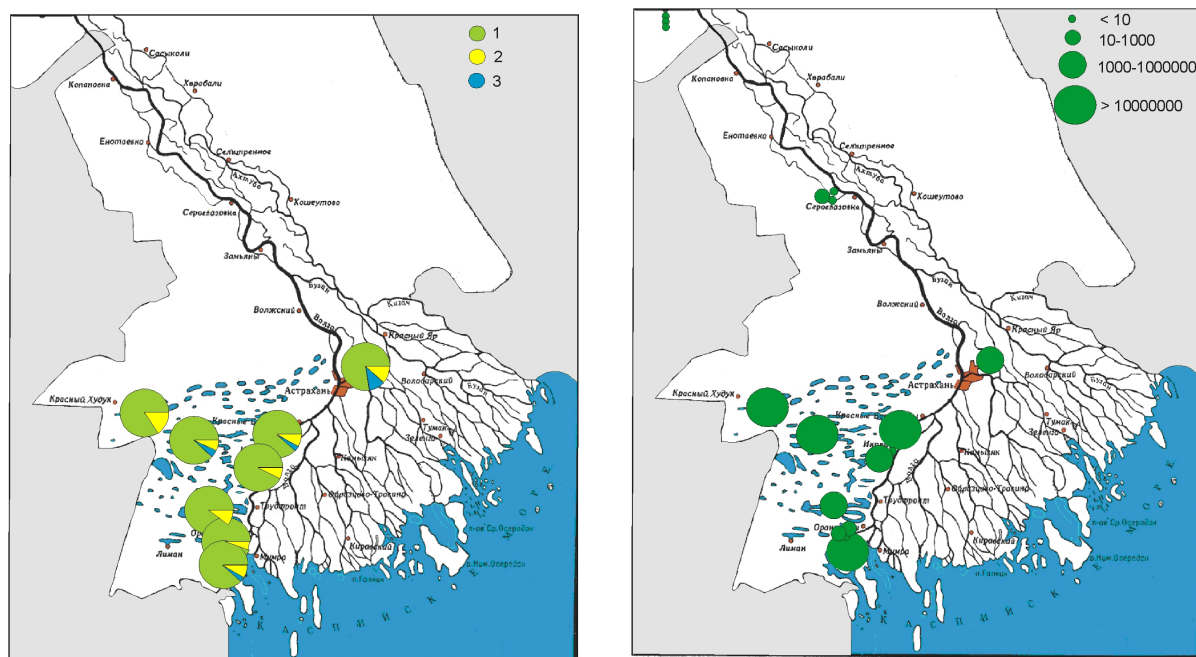


Рис. 2.42. Диатомовые водоросли в поверхностных осадках дельты Волги, ильменей и склонов бэровских бугров. А) – Экологические группы диатомей в осадках: 1 – пресноводные; 2 – солоноватоводные; 3 – солоноватоводно-морские. Б) – Концентрации диатомей в осадках (створок/г осадка)

Минимальные концентрации диатомей отмечены во внедельтовом районе, где развиты наиболее опустыненные ландшафты (рис 2.42А). В районе западных подстепных ильменей концентрация диатомей варьирует от единиц до нескольких миллионов створок на грамм осадка, причем наибольшие концентрации отмечены в ильменях и речных террасах.

Интересно отметить, что диатомовые ассоциации западных подстепных ильменей состоят из нескольких экологических групп: пресноводных, солоноватоводных и солоноватоводно-морских (рис. 2.42Б). Пресноводные виды доминируют во всех изученных образцах. Морские виды (типичные для опресненной северной части Каспийского моря) присутствуют в осадках проток дельты Волги.

В соответствии с полученными результатами можно выделить так называемый *эволюционный ряд* бэровских бугров по степени их сохранности и выраженности в рельефе (рис. 2.43). Бугры, находящиеся в перечисленных ниже стадиях развития, сменяют друг друга по мере движения в сторону побережья Каспийского моря.

Эволюционный ряд бэровских бугров

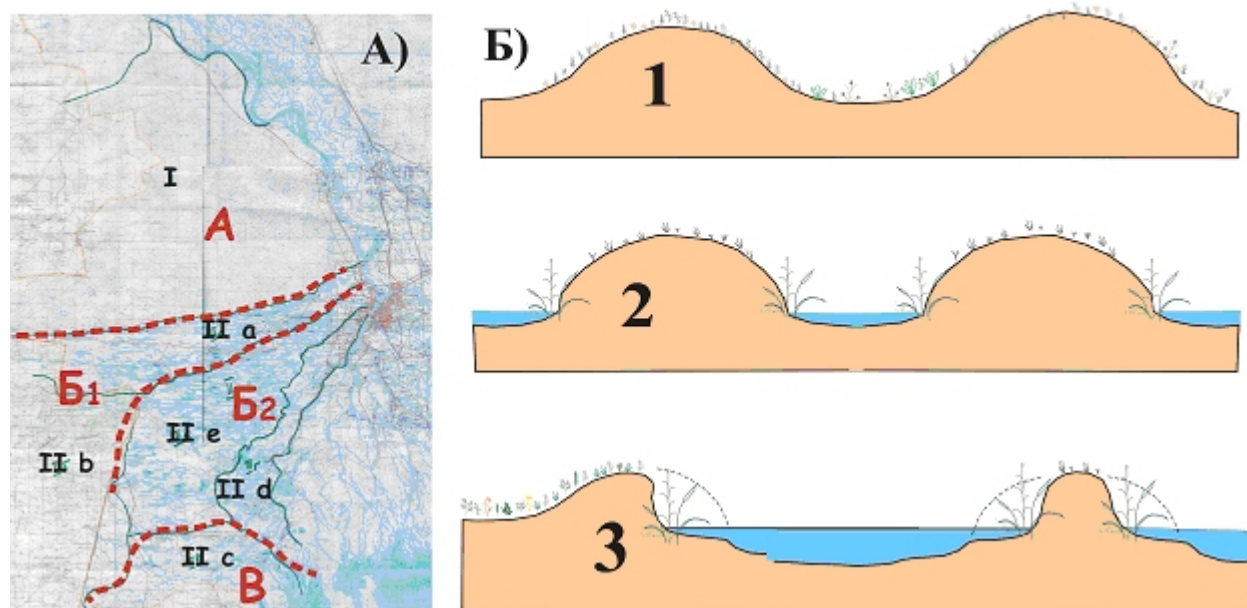


Рис. 2.43. Эволюционный ряд ландшафтов бэровских бугров

А) – карта районирования правобережья Нижней Волги. А-В – регионы, в которых бэровские бугры находятся на различных эволюционных стадиях: А – на первой, Б₁ и Б₂ – на второй, В – на третьей.

Б) – Три стадии эволюционного ряда ландшафтов бэровских бугров. 1 – первая, 2 – вторая, 3 – третья.

Бэровские бугры внедельтового района, находящиеся на первой стадии эволюционного ряда, дожили до наших дней, не подвергаясь преобразованию. На второй стадии происходило пассивное внедрение ильменных вод по межбугровым понижениям, а также частичное заполнение понижений водами новокаспийской трансгрессии. И, наконец, на третьей стадии развития современного бугрового рельефа бугры подвергались не только затоплению водами Волги и Каспийского моря, но так же и абразионному преобразованию, о чем свидетельствует наличие новокаспийских террас у северных и южных подножий, а также у западных и восточных окончаний бугров. Местами происходило полное уничтожение бэровских бугров и замещение их новокаспийскими террасами. В настоящее время об этом говорят выходы на поверхность шоколадных глин на месте размывших бугров.

Выводы к разделу

Эволюционный ряд бэровских бугров правобережья Волги может служить индикатором развития ландшафтов бэровских бугров в случае изменения уровня Каспийского моря.

При подъеме уровня Каспийского моря общей тенденцией изменения почв и растительности станет гидроморфизация, сочетающаяся с засолением почв и галофитизацией растительного покрова. В растительном покрове склонов и подножий бугров центрального района западных подстепных ильменей произойдет увеличение роли тростниковых сообществ, на вершинных поверхностях бэровских бугров – сокращение площадей ценных в кормовом отношении пустынно-степных комплексов (Геннадиев, Горбунова и др., 1997). В южном районе подъем уровня моря грозит привести к полному уничтожению бэровских бугров, западный и северный районы будут характеризоваться не прекращающимся засолением почв и галофитизацией растительного покрова. Восточный район будет испытывать на себе все изменения гидрологического режима Волги и по сути сможет быть отнесен к западной окраине дельты. В целом, можно предположить, что ландшафты бэровских бугров, находящиеся на разных стадиях эволюционного ряда, сменяют друг друга в направлении с юга на север.

В случае отступления моря, общей тенденцией изменения растительности бэровских бугров становится развитие процессов остепнения и опустынивания, галофитизации растительного покрова (Геннадиев, Горбунова и др., 1997). Трансформация почвенного покрова будет направлена в сторону увеличения степени засоления почв, главным образом, в районе западных подстепных ильменей, одновременно с ускоренным развеванием песчаных отложений поверхностей бугров. Возможно, произойдет некоторая смена ландшафтов бугров в направлении с севера на юг.